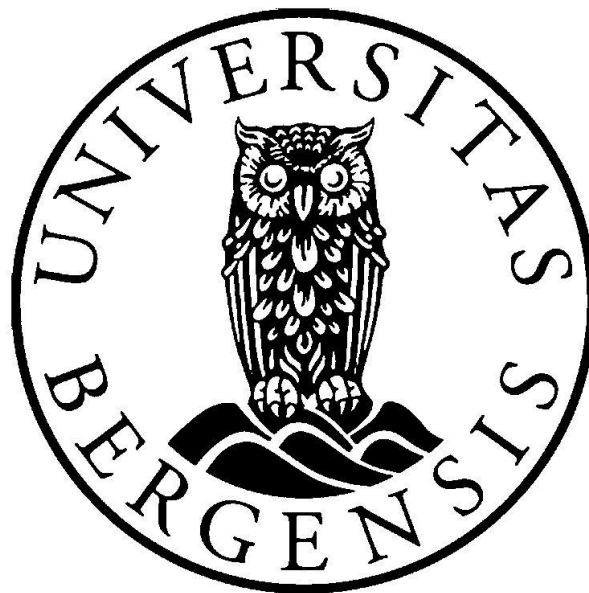


Holosen strandforskyvning for Leknes, Vestvågøy

Mastergradsoppgåve i naturgeografi

Av:

Endre Saur Midtun



Institutt for geografi
Universitetet i Bergen

September 2019

Forord

Det å skrive ei masteroppgåve har til tider vore eit svært krevjande arbeid, som no når den skal leverast markerar slutten på tida mi ved Universitet i Bergen. I denne samanhengen er det mange som fortentar takk.

Først og fremst vil eg rette ein stor takk til min hovudrettleiar, Kristian Vasskog, UiB, for gode faglege diskusjonar, praktiske tips og gode forslag undervegs i arbeidet, samt oppmuntrande ord og hjelp til retting av oppgåva den siste tida før levering. Ein takk rettast også til min medrettleiar Aage Paus, Institutt for biologi, for god hjelp under mikroskoperinga og fytoplanktonanalysen.

Takk til Svein Olaf Dahl, Pål Ringkjøb Nielsen, Joseph Michael Buckby og Kristian Vasskog for eksepsjonell hjelp under feltarbeid. Utan denne hjelpa ville ikkje feltarbeidet vore mogeleg å gjennomføre. Vidare vil eg takke Lars Evje for hjelp med preparering og flussyreopplæring ved Kosmolaben.

Takk til venner og medstudentar for mange gode minner gjennom studietida, og for alltid å vise støtte. Oppmuntrande ord har kome godt med den siste tida for å dra oppgåva i land. Takk til Ane, Hæge, Ranveig og Oline for å ha tilbydd husrom og godt vertskap dei siste vekene inn mot levering.

Til slutt vil eg takka mine foreldre og resten av familien for alltid å ha trua på meg, kome med trøstande ord i tøffe stunder og økonomisk støtte når stipendet ikkje strakk til.

Bergen, September 2019

Endre Saur Midtun

Samandrag

I denne masteroppgåva presenterast det ei revidert strandforskyvningskurve for Holocen for Leknes, Vestvågøy i Lofoten. Kurva basserar seg hovudsakleg på tidlegare havnivåundersøkingar av Møller (1984) og Marthinussen (1962), der nye havnivå-indekspunktar er tilført frå Øvre Storfjordvatnet (5,39 moh.) i den reviderte kurva. Havnivå-indekspunkta frå Øvre Storfjordvatnet er basert funn av på ein ingresjonskontakt og ein isolasjonskontakt i sedimentkjernar henta opp frå vatnet. Desse vart definert ut frå lito- og biostratigrafiske analysar. Fytoplanktonanalyse basert på førekomstar av grønalgar og dinoflagellatar vart brukt for å bestemme miljøendringar i sedimenta, og for å underbygge litostratigrafiske observasjonar. For å lage ein aldersmodell for kjerna frå Storfjordvatnet vart det utført 7 ¹⁴C dateringar. Kun terrestrisk materiale vart plukka for å unngå problematikk knytt til reservoaralder og hardvatneffekt.

I kjerna vart det funne tsunamiavsetningar datert til mellom 8975 – 8725 og 7935 – 7765 kal. år BP, der det vart konkludert med at denne avsetninga var avsett av Storeggatsunamien basert på liknande funn langs norskekysten. Over tsunamilaget går dei lakustrine sedimenta over i ei kort brakkvatnfase før ein ser ei miljøendring til ein lang marin fase. At brakkvatnfasen er kort, vart tolka til eit hurtigstigande havnivå, og saman med dateringar vart det konkludert med at Tapestransgresjonen inunderte Øvre Storfjordvatnet ved 7685 ± 55 kal. år BP.

Den lange marine fasen som representerar Tapestransgresjonen, indikerar at funna gjort i tidlegare arbeid av Marthinussen (1962) der han presenterar fleire små transgresjonar og regresjonar innad i Tapestransgresjonen, moglegvis kan avkreftast. Etter ei antatt stabil havnivåauking nådde Tapestransgresjonen sitt maksimum mellom 7425 ± 155 og 6400 ± 215 kal. år BP. Maksimumet av Tapestransgresjonen er ikkje definert i kjerna frå Storfjordvatnet, slik at høgda er basert på dateringar gjort av Møller (1984). I tillegg finn ein to prominente strandryggar på henholdsvis $10,0 \pm 1,3$ m og $8,8 \pm 1,3$ m over middelvatn som muleg tilsvarar Tapestransgresjonens maksimum. Etter Tapestransgresjonen vart Øvre Storfjordvatnet isolert for siste gang rundt 5095 ± 105 kal. år BP.

Innholdsliste

Forord	ii
Samandrag	iv
Innholdsliste	vi
1 Introduksjon	1
1.1 Målsetting	1
1.2 Strandforskyving og fasar ved isavsmelting som påverkar det relative havnivå.....	3
1.3 Tidlegare strandforskyvningsundersøkingar	6
2 Feltnrådet.....	8
2.1 Regional geologi.....	8
2.2 Kvartærgeologi og isavsmelting	10
2.3 Tidevatn	12
3 Metode.....	13
3.1 Analyse av Isolasjonbasseng	13
3.1.1 Isolasjonsfase og avsetningsmiljø	15
3.2 Feltmetodar	16
3.3 MS-analyse	16
3.4 XRF-analyse	17
3.5 Glødetapsanalyse	18
3.6 ¹⁴ C - dateringar	18
3.7 Fytoplanktonanalyse.....	20
3.7.1 Preparering av prøvar	21
3.7.2 Mikroskopering	21
3.7.3 Slechts og artsbeskriving	22
4 Resultat og tolking.....	27
4.1 Øvre Storfjordvatnet	27
4.1.1 Litostratigrafi.....	29
4.1.2 XRF	38
4.1.3 Fytoplanktonanalyse.....	40
4.1.4 Aldersavgjersle av isolasjons- og ingresjonskontaktar i Øvre Storfjordvatnet ..	45
4.2 Strandvollar	47
4.2.1 Kollvika.....	47

4.2.2	Sennesvika.....	47
5	Diskusjon Øvre Storfjordvatnet	49
5.1	Havnivå-indekspunkter til Strandforyvningsskurva for Leknes.....	49
5.1.1	Havnivå-indekspunkter frå Marthinussen (1962)	50
5.1.2	Strandforyvningsspunkter Møller (1984) og Utne (1973)	50
5.1.3	Strandforyvningsspunkter frå Barnett et al. (2015).....	52
5.1.4	Strandforyvningsspunkter frå Øvre Storfjordvatnet.....	52
5.2	Strandforyvningsskurve for Leknes, Vestvågøy	55
5.2.1	Regresjonsminimum (HNIP 3 og 4).....	55
5.2.2	Starten av den påfølgande Tapestransgresjonen (HNIP 14 ,1)	56
5.2.3	Tapestransgresjonen maks, (HNIP 1, 5, 6, 15, 16).....	56
5.2.4	Midt-holocen regresjon, (HNIP 2, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 17)	58
5.2.5	Sein-Holocen, siste del av strandforyvningsskurva (HNIP 18 – 25)	60
5.3	Den globale havnivåkurva samanlikna med strandforyvningsskurva for Leknes ...	62
5.4	Storeggatsunamien.....	63
5.4.1	Storeggatsunamien i Øvre Storfjordvatnet	65
5.4.2	Storeggatsunamien ved Ramså?.....	67
5.4.3	Andre moglege tsunamihendingar.....	68
	Konklusjon.....	71
	Forslag til vidare arbeid	72
	Kjeldeliste.....	73

1 Introduksjon

I nyare tid har trenden i det globale gjennomsnittshavnivået endra seg frå å auke med få centimeter per år hundre gjennom dei siste millenia, til fleire titals centimeter per år hundre dei siste tiåra (Milne et al., 2009). Årsaka til dette hovudsakleg isavsmelting og temperaturauking samt ekspansjon av vatnmassar i verdshava, og havnivåstigninga er ein av dei største konsekvensane ein ser av stadig endringar i klimaet. FN's klimapanel (IPCC) har kome med rapportar som anslår ei global havnivåstigning på mellom 0,28 – 0,98 meter mellom 1986 – 2005 og 2081 – 2100, der prognosane er usikre grunna blant anna usikkerheita rundt bidraget frå isdekke på landjorda (IPCC, 2013).

I dag har ein satellittar og måleiningar som kan gi oss pressise målingar på havnivået på nesten global basis, noko som er avgjerande for at globale trendar for verdshava kan verte oppdaga. Gjennomsnittleg havnivåstigning er i dag på om lag 3mm per år, men ein ser at dette ikkje er ei uniform forandring. Enkelte plassar stig havet med opp til 10 mm per år, medan over store delar av nordaust Stillehavet søkk havnivået (Milne et al., 2009).

For å vite kva prosessar og faktorar som spelar inn, og korleis desse vil verke i framtida på det globale havnivået, er det viktig å studere korleis desse har hatt innverknad i fortida. Ved å studere lokalitetar på sørlege breiddegrader har ein i dag god kunnskap om korleis det globale havnivået har fluktuert dei siste ~35 000 åra (Lambeck et al., 2014). På høgde breiddegrader, og særleg i områder som var dekkja av is under siste istid slik som Skandinavia, kan bilete være meir komplisert grunna landheving og andre effektar av endring i isdekke.

1.1 Målsetting

Formålet med denne oppgåva er å etterprøve og forhåpentlegvis forbetre den allereie eksisterande strandforskyvningskurva for området ved Leknes, Lofoten. Arbeidet som er gjort tidlegare for Lofoten er gammalt (Marthinussen 1962 og Møller 1984). Marthinussen (1962) utarbeida ei strandforskyvningskurve for Ramså på Andøya, basert på data innsamla frå Ramså og ei rekke andre lokalitetar. Denne kurva er seinare revidert av J. Møller (1984). Data som er brukt i forskinga av Møller (1984) basserar seg på strandvollar og knekkpunkt i terrassekantar, samt arkeologistudiar gjort av Utne (1973) i grotta Storbåthallaren som ligg i same området.

Ramså og feltområdet for denne oppgåva ligg nær den same isobasen. Omgrepet *isobase* svarar til ei linje som forbind områder som har opplevd like stor relativ havnivåendring frå ei gitt tid og fram til i dag, og forskjellane skal derfor i teorien ikkje vere så store når det gjeld strandforskyvningshistoria (Møller, 1984).

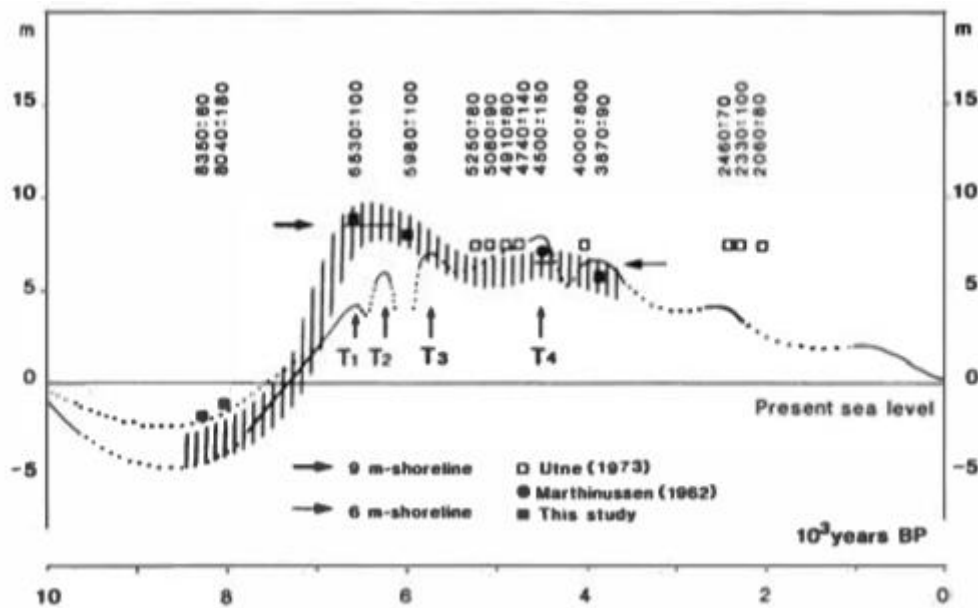
Fokusområdet for oppgåva har vore på den delen av kurva som omhandlar Tapestransgresjonen, ein fase med relativ havnivåstigning som fant stad langs kysten av Noreg i tidleg-midt-holocen, og korleis dette hendelseforløpet har utspelt seg. Marthinussen (1962) og Møller (1984) kjem opp med eit hendelseforløp for transgresjonen, som skil seg frå det ein ser blant anna på Vestlandet (Lohne et al., 2007) og Sørlandet (Romundset et al., 2015). Marthinussen skal ha funnet bevis for fire separate maksimum under tapestransgresjonen, samt at det yngste maksimumet er det som hadde det høgaste relative havnivået på om lag 8 meter (Møller, 1984). Møller (1984) på si side skal kun ha funnet bevis for to maksimum, der nye data indikerer at det eldste maksimumet òg er det høgaste. Strandvollar på 9 moh. er dei mest framtrèdande, og tilsvara mest sannsynleg Tapes-strandlinjer i Lofoten og Vesterålen. På vestlandet har ein bevis og gode data på at Tapestransgresjonen hovudsakleg har hatt eit maksimum før havet har søkke til det nivået det er i dag (Svendsen & Mangerud, 1987; Lohne et al., 2007). Det er denne problematikken som vert hovudfokuset i oppgåva. Strandforskyvningskurva frå Møller (1984) er vist i *figur 1.1*.

I Skandinavia og særst i Noreg finn ein mange store og små innsjøar som ligg under marin grense. Desse har ein gong vore ein del av havet, og slike isolasjonsbasseng i forskjellige høgdar kan brukast til å rekonstruere havnivået tilbake i tid. Dette vil også verte hovudmetoden i denne oppgåva. For å kunne fastslå ingresjon og isolasjonskontaktar, samt kunne seie noko om salinitetsendringane bassenget, er fytoplanktonanalyse nytta.

Håpet med valet av innsjøbassenget Øvre Storfjordvatnet som ligg på ~ 6,5 moh., var å kunne få nye haldepunkt på den innleiande og avsluttande fasen av Tapestransgresjonen. Dette for å kunne få sikrere data på byrjinga og slutten Tapestransgresjonen, som igjen ville gjere det mogeleg å evaluere nokre av punkta til Møller (1984) og Marthinussen (1962) presentert i *Figur 1.1*. På grunnlag av bassengets plassering, var dette ein ideell lokalitet for å kontrollere for Marthinussen (1962) sine store havnivåsvingingar under Tapestransgresjonen som han presenterte som fleire transgresjonar åtskilt av definerte fasar med regresjon.

Ved opninga av kjernane frå Øvre Storfjordvatnet vart det identifisert eit massivt lag som delte ein del sedimentologiske likskapar med tsunamiavsetningar som Bondevik et al. (1997b)

skildrar. Eit interessant delmål for oppgåva var derfor å datere desse avsetningane for å kunne fastslå om dei var avsett frå Storeggatsunamien. Bondevik et al. (1998) viser til at det ved tidlegare undersøkingar er gjort feiltolkingar av sediment avsett av Storeggatsunamien på Vestlandet, der dei har blitt tolka som eit resultat av Tapestransgresjonen, og det er derfor tenkeleg at dette også kan vere tilfelle i Lofoten. Storeggatsunamien er lite kartlagt i Lofoten, og var ikkje kjent på den tida Møller (1984) og Marthinussen (1962) føretok sine undersøkingar.

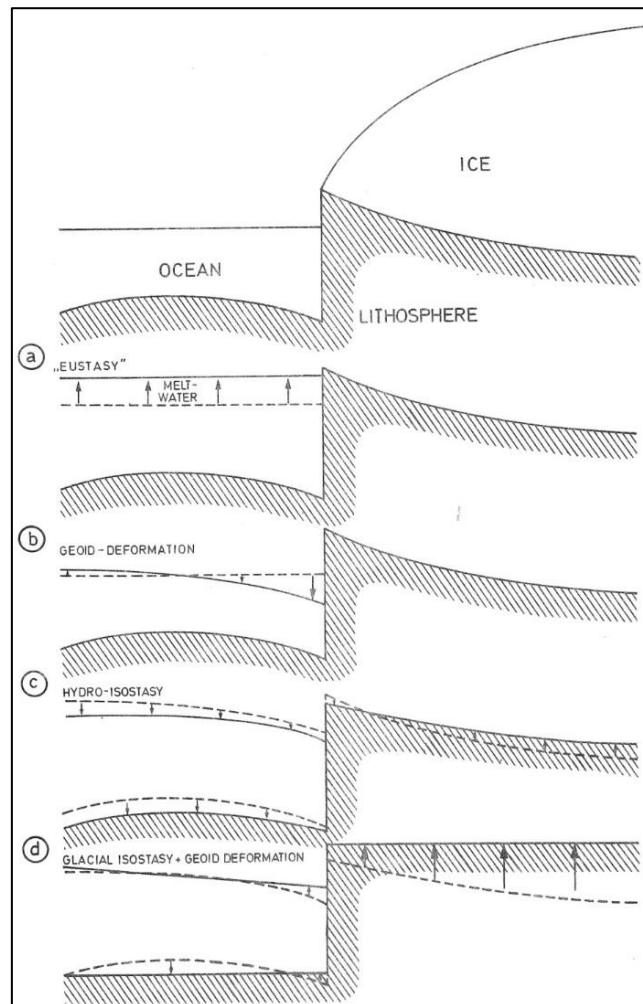


Figur 1.1: Den reviderte strandforsyvningskurva frå Møller(1984)

1.2 Strandforskyving og fasar ved isavsmelting som påverkar det relative havnivå

Det relative havnivået og endringane i forhold til land, ofte kalla strandforskyvning, er hovudsakleg påverka av tre grupper av faktorar; *isostasi*, *eustasi* og endringar i *geoiden*. Desse faktorane vil variere frå stad til stad, og for å skjønne kva prosessar som er gjeldande er det viktig å forstå havnivåhistoria for området (Svendsen & Mangerud, 1987). Over heile landet kan ein finne heva strandlinjer eller strandvollar på og under den marine grensa, noko som viser den akkumulerte landhevinga relativt til dagens havnivå frå den tida dei vart danna (Bakkelid, 1986). Gjennom historia har ein også hatt hurtige endringa i det relative havnivået, der endringa har skjedd så fort at ingen synlege merker er etterlatt (Bakkelid, 1986). Ein kan framleis datere og identifisere desse «usynlege» strandlinjene ved blant anna datering av bein frå stranda kvalar, eller ved hjelp av bassenganalyse for å rekonstruere paleo-havnivå (Bakkelid, 1986).

Faktorane som spelar inn på endringane til det relative havnivået (isostasi, eustasi, geoide) kan gi verdifull informasjon om tidlegare store isdekke som til dømes is-tjukkleiken, og korleis Jordas mantel har reagert på isdekka (Lambeck og Chappell, 2001; Lambeck et al., 2014). *Figur 1.2* viser ei oppsummering av korleis faktorane spelar ei rolle ved nedsmeltinga av eit isdekke.

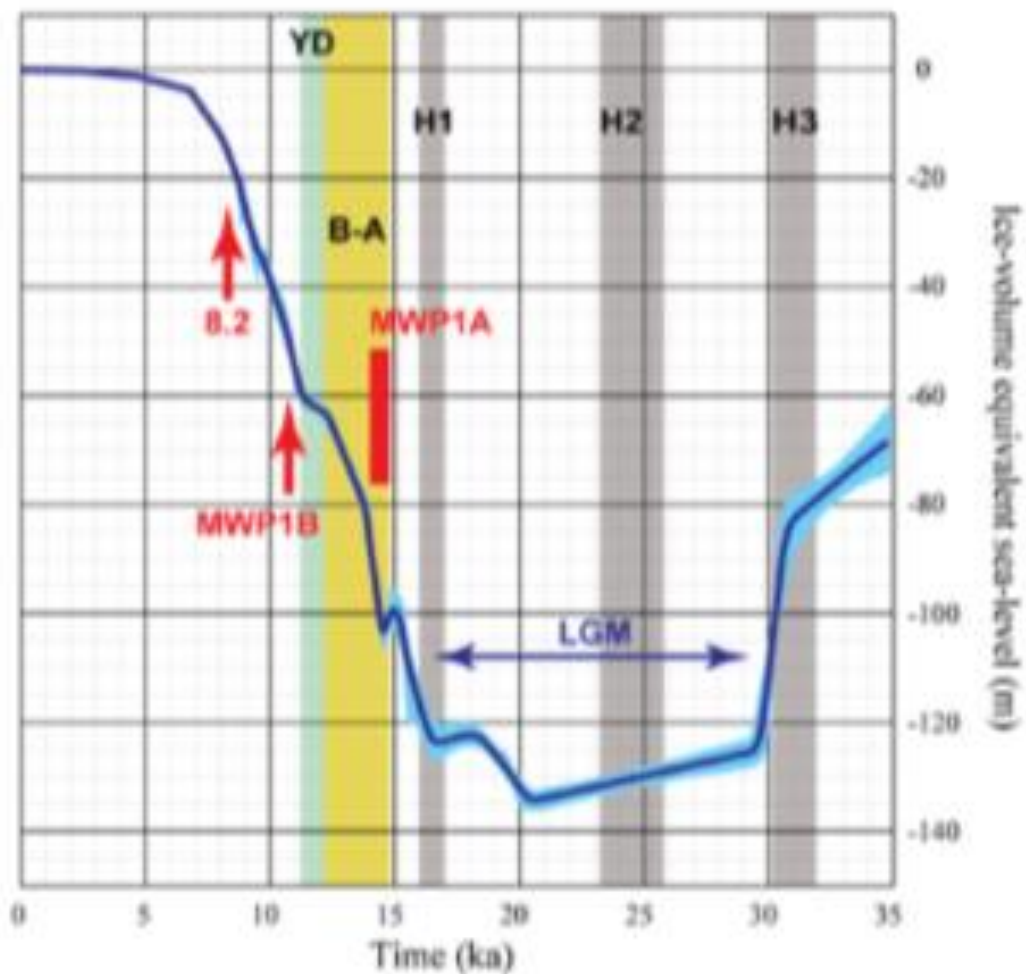


Figur 1.2 Dei ulike fasane av som påverkar havnivået når eit isdekke smeltar. A) Her er isdekket intakt og har ikkje byrja å smelte, b) isen er smelta og havet stig som følger av tilført smeltevatn (eustatisk endring), c) geoiden sin form endrast som følger av isen sin bortgang, d) havnivået søkke som respons til dei tilførte vatnmassane (hydroisostatisk endring), e) ein ny geoide deformasjon, medan ein ser glacial isostasi på land(landheving, rebound) Dei ulike fasane skjer ikkje trinnvis, men vil i prinsippet skje samtidig (Anundsen & Fjeldskaar, 1983).

Gjennom kvartær er det nettopp samspelet og utvekslinga av vatnmassar mellom store isdekke og havet som har vore den største bidragsytaren til havnivåendringar. Glasialar har representert lågt havnivå, medan interglasialar har gitt relativt høgt havnivå (Lambeck og Chappell, 2001). Isostatiske og geoidale endringar er nært knytte til den lokale glasiasjonshistoria i ein region (Svendsen & Mangerud, 1987), medan dei eustatiske endringane er målet på endringa av massane og volumnet på havet globalt. For å få ein betre forståing for korleis dei eustatiske

endringane påverkar det relative havnivået, har ein nytta feltområder som ligg langt unna tidlegare kontinentaldekker og tektoniske plategrenser, der dei tektoniske bevegelsane er kjente og relativt stabile (Lambeck og Chappell, 2001; Lambeck et al., 2014). Drukna korallrev og heva fossile strandlinjer frå blant anna Barbados, Tahiti og Huno-halvøya i Papua New Guinea er nytta områder, samt kontinentalhylla i Sunda-området (Lambeck og Chappell, 2001; Lambeck et al., 2014).

Etter siste istids maksimum har havet steget med omtrentleg 135 meter (Lambeck og Chappell, 2014), noko ein kan sjå igjen i *figur 1.3* som viser utviklinga i det globale eustatiske havnivået dei siste 35 tusen år (ka). Det ein kan legge merke til er ved jamne mellomrom er det hendingar med ei brå auke i havnivåstigninga. Desse hendingane er kalla smeltevatn puls 1a (MWP1a) og smeltevatn puls 1b. MWP1a finn ein igjen i dei geologiske arkiva i Tahiti, Barbados og på kontinentalhylla ved Sunda (Lambeck og Chappell, 2014).



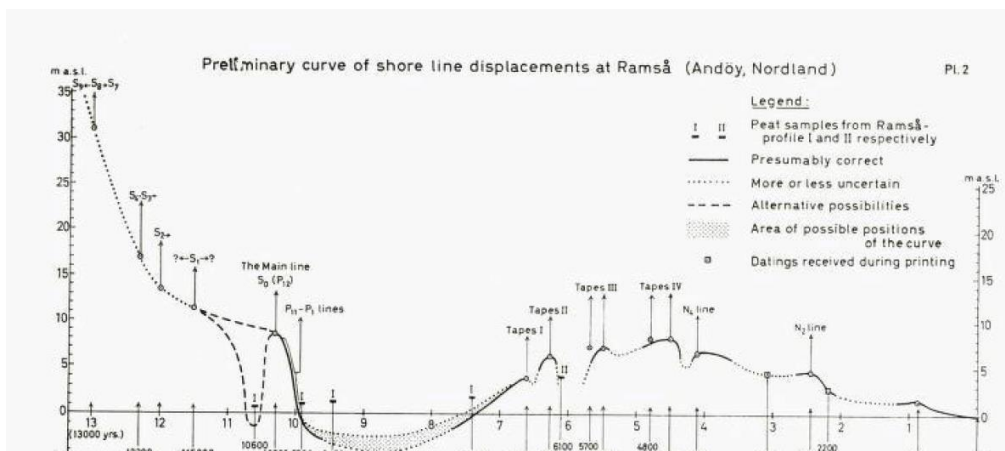
Figur 1.3: Kurve over dei eustatiske endringane dei siste 35ka

1.3 Tidlegare strandforskyvningsundersøkingar

Som nemnt i innleiinga er det siste arbeidet som er utført i feltområdet på gjeldande tema av Møller (1984) og Marthinussen (1962). Marthinussen på si tid utarbeida ei strandforskyvningskurve for Ramså på Andøya i Vesterålen, der han antyder at Tapestransgresjonen skal ha hatt fire maksimum, kalla T1-T4 med følgjande aldra; T1 6600 ^{14}C år BP, T2 6230 ^{14}C år BP, T3 5500 ^{14}C år BP og T4 4500 ^{14}C år BP (Møller, 1984).

Marthinussen (1962) finn bevis for marin transgresjon ved å sjå på forskjellige snitt i Nordland og Finnmark. Ved snitt 1 Ramså finn han strandavsetningar som kviler på eit lag av torv ved 1,85 – 2,10 moh.. Dette laget skal i følge Marthinussen (1962) samsvare det han kallar Tapes 1. Over dette laget frå 2,10- ca. 9,3 meter, finn han marine sandavsetningar med torv. Det øvste laget skal korrespondere med den yngste transgresjonen (Tapes 4). Snitt 2 ved Ramså er lokalisert 4,05 moh. Her har torva ved 4,05 meter eit overliggende lag (1,2 m) med grovkorna sand av marint opphav. Dette torvlaget antar Marthinussen skal ha samanheng med regresjonsfasen etter Tapes 2. Sandavsetningane som ligg over torva er då eit resultat av Tapestransgresjon 3 og 4 (Marthinussen 1962).

Marthinussen si kurve for dei siste 13.000 radiokarbonåra baserar seg delvis på data frå Ramså, men også data frå både Troms og Finnmark. Han tar i bruk dateringar av drivved for å datere dei forskjellige funna. Hovudhendingane i kurva er ein regresjon i preboreal og tidleg boreal, ein transgresjon i atlantikum og tidleg subboreal, samt ein regresjon i sein subboreal og subatlantikum (Møller 1984). Kurva kan ein sjå i *figur 1.4* under.



Figur 1.4: Original strandforskyvningskurve frå Marthinussen (1962)

Møller på si side reviderte denne kurva med nye data frå området rundt Nappstraumen som ligg på same isobase, noko som i grove trekk skal gi dei same endringane i forhold til strandforskyvning gjennom holocen. Ved Nappstraumen finn Møller distinkte strandvollar og terrassar ved 12 og 7 meter over gjennomsnitt tidevatn. Etter justering til middelvatt tilsvare dette strandlinjer ved 6 og 9 meter. Strandlinja på 9 meter er mest framtredd, og skal tilsvare Tapesstrandlinja med ein gradient på 0,14m/km i Lofoten og Vesterålen (Møller, 1984)

Data Møller (1984) legger til grunn for den reviderte kurva er blant anna submarine torvlag som ligg mellom 2 meter under til 5 meter over gjennomsnitt tidevatnet. Der er det funnet restar av bjørk dekt av litoral sand og grus (strandavsetningar). Prøvar tatt av botntorva som låg 2 meter under gjennomsnitt tidevatnet er datert til 8350 ± 60 ^{14}C år BP. Bjørkerestane frå topplaget vart datert til 8040 ± 180 ^{14}C BP. Også skjellfragment av flatøsters frå Borgavatnet utanfor Leknes, som ligg på 8 meter over middelvatt, er blitt datert til 5980 ± 100 ^{14}C år. Bassenget skal derfor ha utgjort ei saltvatnlagune på tidspunktet der strandlinja låg ved 9 meter (Møller 1984).

Dei submarine torvlag i Petvika skal i følge Møller (1984) tilsvare regresjonsminimumet i Ramså kurva. Plasseringa indikerer at gjennomsnitt tidevatnet må ha vore i alle fall 3-4 meter under dagens nivå. Dateringane gjort på bjørkerestane som ligg over torva, tilseier at det har skjedd ein transgresjon etter 8000 kal. år BP (kal. år BP = kalibrerte år). Begge funna konstaterer funna gjort i Marthinussen kurve. Vorren & Moe (1986) utførte undersøkingar av den tjukkaste delen av den submarine torva i Petvika ved å ta ei 0,7 lang kjerne. Funn gjort i prøvane gav ein indikasjon på at middelvatt har stått cirka 3,5 meter under dagens middelvatt i perioden 8350 ± 60 ^{14}C år BP (Dateringane til Møller, 1984).

Dateringane Møller (1984) gjorde på skjella frå Borgavatnet, samt ei datering gjort på ein furubit frå 9 meterstrandlinja ved Ramså på Andøya indikerer ein høgare alder enn det Marthinussen (1962) antok for T4 maksimumet (4500 år BP). Dette vil då sei at funna gjort av Møller plasserar T4 1500-2000 år før det som er foreslått av Marthinussen (1962). Undersøkingane gjort av Utne (1973) fortel om grotta Storbåthallaren, som ligg cirka 8 meter over middelvatt ved Nappstraumen, og menneskeleg aktivitet i denne. Han har gjort dateringar og funnet ut at grotta var i bruk mellom 5250 ± 80 ^{14}C år BP til 4740 ± 140 ^{14}C år BP. Aktiviteten i grotta forsvann rundt 4740 ± 140 ^{14}C år BP, før den på ny vart tatt i bruk 2460 ± 70 ^{14}C år BP. Møller stiller då spørsmål om dette kan ha vore eit bevis på ein transgresjon i tidleg subboreal og som har danna strandlinja på 6 meter.

Møller (1984) støttar heller ikkje teorien til Marthinussen om at det har funnet stad fire Tapesmaksimum, då han kun finn bevis for to. Tanken til Marthinussen om at det yngste Tapesmaksimumet er også det høgaste, motbevis Møller med dei nye ^{14}C dateringane.

2 Feltområdet

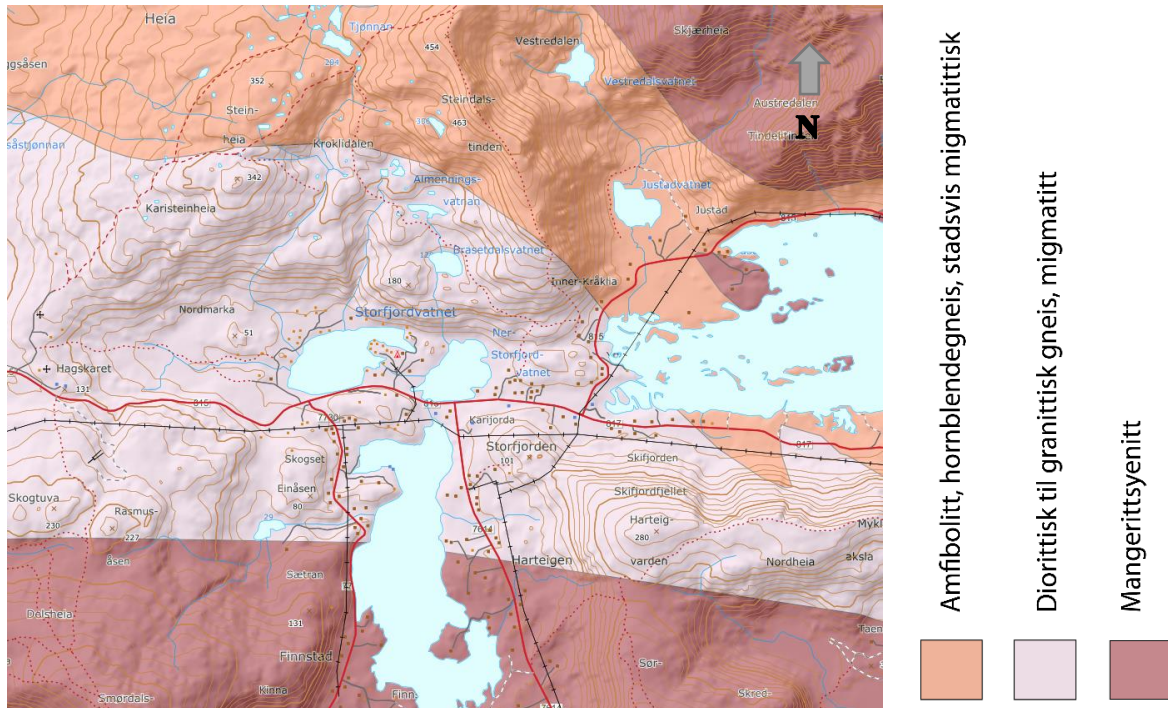
2.1 Regional geologi

Leknes ligg i Vestvågøy kommune i Lofoten. Halvøya består av høge, spisse fjelltoppar som stuper ned i havet. Fjellsidene er prega av stor glasial påverknad og tydeleg forma av botnbrear. Berggrunnen i Lofoten er hovudsakleg av Palaeoproterozoisk opphav. Nord-Aust i Lofoten finn ein berggrunn fra Arkeikum, som er datert til å være eldre enn 2500 millionar år (Ma). Desse bergartane er dominerande i store delar av Langøy og Hinnøy, men ein kan også finne spor av dei på den sørvestlege spissen av Austvågøy, naboøya til Vestvågøy. Ein finn også ein yngre Palaeoproterozoisk sekvens i Lofoten som er datert noko usikkert til rundt 2100 Ma. Denne består i hovudsak av gneisar som er rike på kvarts og feltspat (Nordgulen et.al 2006). Dei proterozoiske suprakrustale bergartane utgjer mesteparten berggrunnen i gneiskomplekset i Vestvågøy, Austvågøy og Flakstadøy (Griffin et.al 1978). Desse suprakrustale bergartane er gjerne meir finkorna, finare folierte og meir felsisk enn dei suprakrustale bergartane frå Arkeikum. Dei proterozoiske suprakrustalene skal være av vulkansk opphav (Griffin et.al 1978). Eit samlebegrep for Palaeoproterozoisk og Arkeikum er Prekambrium, slik at berggrunnen er av prekambrisk opphav. Plutonar har trengt seg gjennom dei prekambriske bergartane og utgjer nesten 50 % av Lofoten (Nordgulen et.al 2006).

Den yngste suprakrustale berggrunnen i Lofoten, Leknesgruppa, er eit tynt lag med metasedimentære bergartar beståande av kvarts, glimmerskifer, amfibolitt og marmor, omdanna på moderat temperatur og trykk i ein amfibolitt fase. Leknesgruppa er datert til 1140 ± 135 Ma (Griffin et.al 1978).

Gjennom Silur og tidleg Devon for cirka 400-450Ma, kolliderte den eurasiske og nordamerikanske kontinentalplatene, slik at det kaledonske skyvedekket vart skyvd over den prekambriske berggrunnen i Lofoten (Nordgulen et.al 2006). Klein & Steltenpohl (1999) argumenterar for tidsperioden tidlegare antatt av Tull (1973, 1977; Tull et al.1985) for bevegelsane langs Leknesforkastninga (Leknesgruppa) har hatt store feilkjelder i forhold til dateringsmetoden som er nytta, og at dateringane derfor er mangelfull. Klein & Steltenpohl

(1999) meiner derimot at Lofoten terranen (eldre tektonisk fragment inkorporert i yngre orogonese-system) vart gjenoppheita under Silur. Forsking viser òg at det har skjedd ein middel-amfibolitt-fase metamorfose for cirka 420-390 Ma, noko som tilseier at Leknesgruppa er av kaledonsk opphav. *Figur 2.1* viser bergrunnskart henta frå NGU.



Figur 2.1: Bergrunnskart over feltområdet rundt Øvre Storfjordvatnet henta frå Ngu bergrunnskart (Ngu 2019a).

Som ein kan sjå ut frå *figur 2.1*, så inneheld feltområdet rundt Øvre Storfjordvatnet hovudsakleg diorittisk til granittisk gneis. Desse bergartane er ikkje kalkrike, og det er derfor ikkje stor fare for kontaminering med gammalt karbon om ein er uheldig å datere på akvatisk materiale i staden for terrestrisk, som potensielt kan gje ein reservoaralder grunna hardvatneffekten. Ein finn også amfibolitt, hornblendegneis og mangerittsyenitt i relativ nærleik.

2.2 Kvartærgeologi og isavsmelting

Dei kvartære avsetningane i Lofoten er sparsame. Forvittringsmateriale er dominerande og viser seg som autoktone lag eller skredavsetningar som har rasa ut og danna tallusvifter i varierende tjukkeleik under dei bratte fjellsidene. Granitt, monzonitt og glimmerskifer vert rekna å vere dei bergartane som er mest mottakelege for forvitring (Nordgulen et.al 2006, Bargel 2003). Morenemateriale av forskjellig slag finn ein også på fleire lokalitetar, men desse er vanskelege å skilje ut på grunn av aktive periglasiar og forvittringsprosessar som har verka i området. Mange stadar på øya nær dei høgaste fjelltoppane finn ein flyttblokker (Bargel 2003).

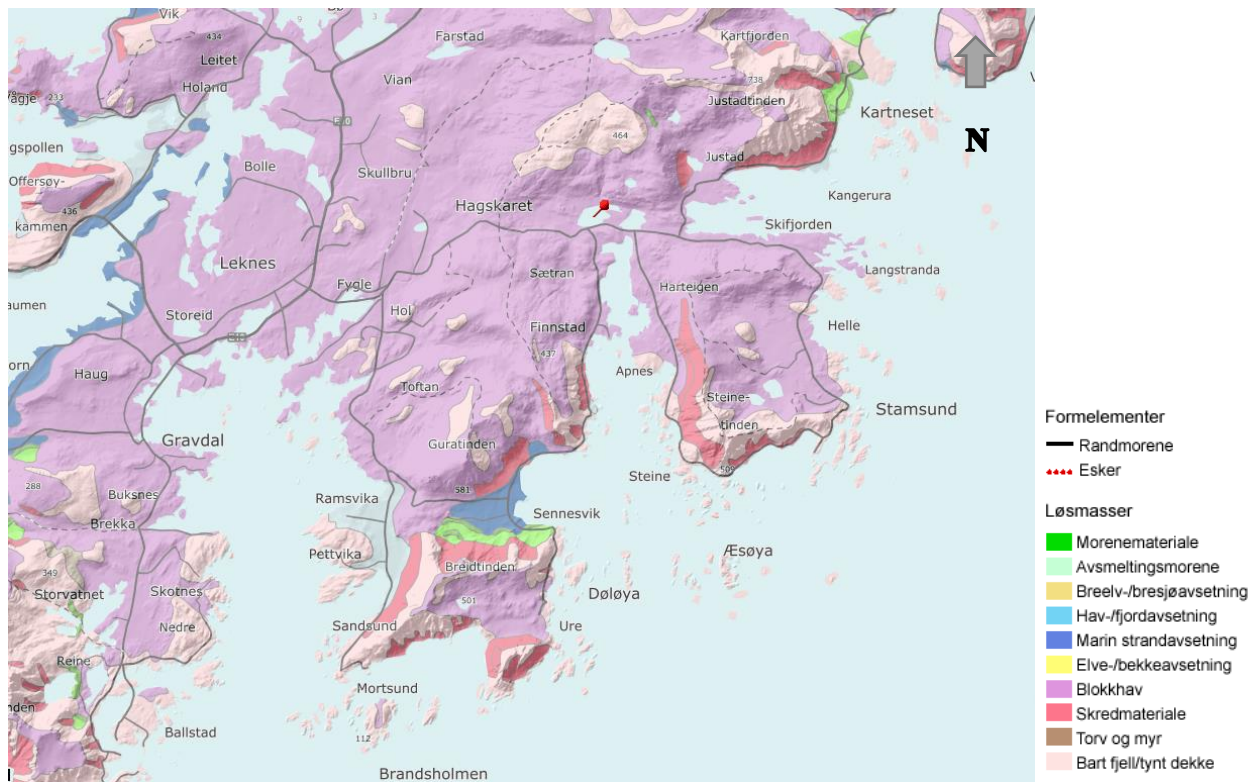
På Vestvågøy er det høgaste fjellet 965 moh., medan i 500-600 moh er den mest vanlege høgda for fjella på øya. Her er det funne flyttblokker på 571 moh., som truleg vart flytta med det regionale isdekket. Botnbreiar har eksistert i dei fleste av fjellsidene på øya, der mange av dei etterlatne morenane er store og veldefinerte (Bargel 2003).

Rasmussen (1984) fortel om tidlegare forskning som konkluderte med at det kontinentale isdekket hadde sin maksimale utbreiing ved kanten av kontinentalsokkelen, og at plasseringa til Lofoten og Vesterålen gjorde at det fantes områder som ikkje var dekkja av is kalla refugia. Endemorenar for Vesterålen vart kartlagt av Rasmussen (1984) og korrelert til hendingar, der morenane undersøkt truleg samsvarte med Langøy-, Skarpnes- og Tromsø-Lyngen hendingane. Aldersestimatet for Langøy-hendinga er på rundt 13-14000 ^{14}C år BP, medan dei to yngre hendingane er estimert til 12,300 ^{14}C år BP og 11500 – 10000 ^{14}C år BP. Høg akkumulasjon i ein fuktige perioden mellom 15000-14000 ^{14}C år BP saman med ein tørr kald periode mellom 14000-13000 ^{14}C år BP, skal ha fått breane til å avansere og avsette Langøymorenane (Rasmussen, 1984). Ei forbetring i klimaet rundt 13000 ^{14}C år BP i heile Europa, skal ha forårsaka ein relativt kjapp deglasiasjon frå Langøymorenen, der deglasiasjonen truleg har vore kjappast i fjordane.

For cirka 12300 ^{14}C år BP vart Skarpnes morenen avsett av kontinental isdekket i Troms, der mange av morenane etter botnbreiar i Vesterålen kan korrelerast med denne hendinga, og visar at isdekket låg aust for Hinnøya ved dette tidspunktet. Tromsø-Lyngen-hendinga i sein Allerød og Yngre Dryas representerte ein periode der botnbreiar og lokalbreiar utgjorde eit lokalt isdekke og dekkja store delar av den sentrale delen av Hinnøya, Vesterålen.

I ei oppsummering om deglasiasjonen av Lofoten konkluderer Bargel (2003) med at under LGM (ca. 24-21 ka kal. år BP) ekspanderte isdekket i Vestfjorden heilt ut til. Etter LGM (24-21ka kal. år BP) skjedde det ein deglasiasjon av det kontinentale isdekket, der ein mest sannsynleg kun fant lokale brear i området. Ved 15 ka kal. år BP fekk ein eit nytt framstøyt og dette maksimumet som Bargel (2003) kallar LGM II nådde omtrent like langt som det første maksimumet. Hovuddeglasiasjonen starta for omlag 15-14 ka kal. år BP sidan, før ein fekk ei hending kalla *Lofoten event* ved 13.5 ka kal. år BP. Under denne hendinga vaks dei lokale breane seg store og vart ein del av det store isdekket, før ein påfølgande deglasiasjon. Under klimaforverringane i Eldre Dryas, Yngre dryas og Preboreal ekspanderte dei lokale botnbreane og avsette mange av moreneavsetningane i området (Bargel 2003).

Etter at dei store isdekkja forsvann skjedde det landheving fordi mindre masse pressa jordskorpa ned. Dette skjer som eit resultat av den kombinerte responsen gravitasjonen og deformasjonen til jorda og havet på endringane av mengda smeltevatn ved ein slik deglasiasjon (Lambeck et al., 2014). Landhevinga var raskast like etter ishavsmeltinga, før raten avtok med tida. Det globale havnivået fortsette derimot å stige fram til om lag 4-5000 kal. år BP (Lambeck et al., 2014), og hovudårsaka til Tapestransgresjonen var at det globale havnivået i ein periode steig raskare enn landhevinga i kyststrøka i Noreg. Oversikt over lausmassar i området rundt Storfjordvatnet kan ein sjå i *figur 2.2*.



Figur 2.2: Lausmassekart over Leknes med omegn henta frå Ngu (Ngu, 2019b)

2.3 Tidevatn

Sidan terskelen på innsjøbassenget er den som avgjer avsetningsmiljøet (jamfør kapittel 3.1), så er også den avgjerande for kor lenge bassenget vert værande i tidevatnsona saman med landhevinga. Av denne grunn vil desse faktorane spele ei viktig rolle for kor lenge brakkvatnfasen vil vare ved ein isolasjon eller ingresjon.

For Øvre Storfjordvatnet er Kabelvåg vatnstandsmålar den nærmaste. Kabelvåg ligg på nabøya Austvågøy, og det er derfor gjort korreksjon for høgde på 0,98, 0 minutt tidsforskjell og værbidrag. I luftlinje ligg målestasjonen cirka 30 kilometer frå Øvre Storfjordvatnet. Ved Kabelvåg er det høgaste astronomiske tidevatnet (HAT) målt til 1,81 meter over middeltvatn. Tilsvarande lågstand for det astronomiske tidevatnet (LAT) er målt til -1,7 meter. Definisjonen på HAT og LAT er «Høgast/Lavast moglege vatnstand under midlare meteorologiske forhold, det vil sei utan påverknad av blant anna vind, lufttrykk og temperatur.» (www.sehavniva.no). Dette tilsvarar då ein forskjell på 3,51 meter i forskjell på det astronomiske havnivået. Middeltvatn ligg i dag omlag 12 cm under Normalnull 2000 som er referansesystemet som ligg til grunn når ein oppgjer meter over havet på fjell eller innsjøar i landkart (www.sehavniva.no). Middelt spring høgvatn i området er målt til 111 cm over normalnull 2000.

På grunn av botntopografi på kontinentalhylla og utforminga til kystlinja i Lofoten, opplever ein store variasjonar og forskjellar i tidevatnsamplituden nord og sør for Lofoten. Sør for Lofoten-øyane ser ein ei opphoping eller ein større amplitude av tidevatn kontra nord for Lofoten. Dette kan skyldast blant anna at kontinentalhylla nord er smalare, og andre komponentar vert gjeldande der (Moe et al. 2002). Tidevatnet som hopar seg opp på sørsida av Lofoten straumar derfor nordover gjennom fleire sund som ligg mellom dei mange øyane som Lofoten består av (Eksempelvis Gimsøykanalen, Nappstraumen, Sortlandkanalen, Moskenessundet) (Moe et al. 2002). Ved å bruke dagens tidevatntabellar og data, vil dette tilføre noko usikkerheit. Det kan spekulerast i at desse tidevatnsystema vert påverka av havnivåendringar, og at dei var annleis under Tapestransgresjonen (pers.kom. Vasskog 2019).

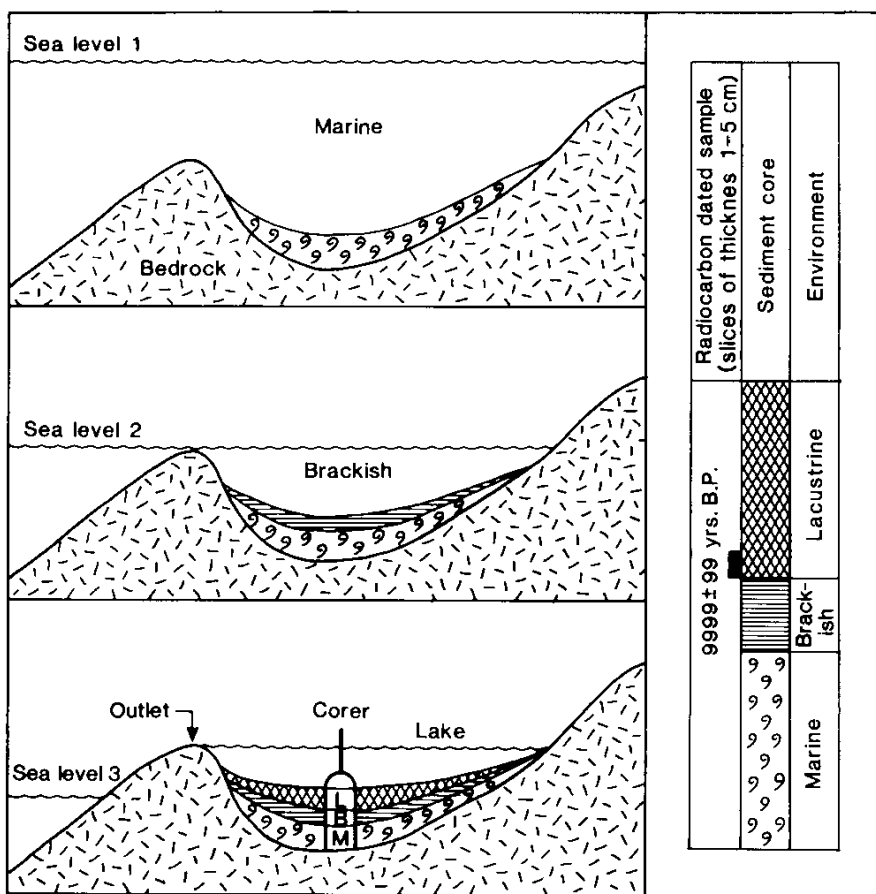
3 Metode

3.1 Analyse av Isolasjonbasseng

Bassenganalyse eller innsjøbassengmetoden for å konstruere havnivåkurver baserer seg på laginndelinga eller stratigrafien i kjerner henta frå forskjellige innsjøbasseng som tidlegare har ligge under havnivå. For ein best mogeleg rekonstruksjon av tidlegare havnivåendringar bør bassenga ligge i forskjellige høgder, og innanfor eit så lite geografisk område som mogeleg. Dette for å unngå problem tilknytt skeiv landheving (Svendsen & Mangerud, 1987). Om tersklane ligg i stor avstand frå ein annan på tvers av isobaseretningen, burde dei projiserast inn på same isobase og korrigerast for skeiv landheving for å unngå feil (Vasskog 2006, Lohne et al., 2007). Alle innsjøbasseng og myrbasseng som ligg under den marine grense vil ein gong i tida har vore plassert under havoverflata og inneheld derfor marine avleiringer (Lohne et al. 2007).

Utløpsterskelen på bassenga er avgjerande for når det vart isolert frå eller tilknytt havet, og høgda på denne vil derfor vere avgjerande for avsetningsmiljøet i innsjøbassenga. Ut frå dette vil avsetningane være marine, brakke eller lakustrine (Svendsen & Mangerud, 1987). Fordi utløpsterskelen er den som avgjer kva slag avsetningsmiljø som vil være i innsjøbassenget, så er det ønskeleg at terskelen er av bergrunn og ikkje lausmassar. Dette har samanheng med at det eventuelt i basseng som har lausmasseterskel, kan ha vore erosjon av denne (Svendsen & Mangerud, 1987). Strandforskyvningskurva si oppløysing er styrt av kor mange basseng som er inkludert og variasjonen i deira vertikale høgdeforskjell (Vasskog 2006).

Det er hovudsakleg tre fasar i sedimentasjonen som reflekterer ein isolasjon av eit isolasjonsbasseng. Når havnivået står over terskelen på bassenget karakteriserast avsetningsmiljøet som marint. Etter kvart som terskelen på innsjøbassenget vert heva, så vil det være ein periode der terskelen står ved dåverande havnivå. På dette tidspunktet vil saltvatn ved tidevatn og større bølger føres inn i bassenget, og resultatet vil vere ein brakkvatn-fase. Etter kvart vil terskelen verte heva så mykje at tidevatn og større bølger ikkje lenger klarar å føre saltvatnet inn i innsjøbassenget. Då vil innsjøbassenget vere isolert og karakterisert ved ein lakustrin fase (Long et al., 2011). Desse fasane er vist i *figur 3.1*.



Figur 3.1 Isolasjonsbassenget før (1) under (2) og etter (3) ein isolasjon frå havet har skjedd. (Svendsen & Mangerud, 1987)

I ei kjerne vil ein derfor i løpet av isolasjonsfasen finne det ein kallar ein *isolasjonskontakt*. Definisjonen som Kjemperud (1986) brukar er at det er eit skilje i sedimenta som speglar den tida då isolasjonsbassenget vart isolert frå havet. Dette skiljet eller grensa er karakterisert av marine sediment som har overliggende lag av brakke eller lakustrine lag, og isolasjonskontakten, tidspunktet da ein antar at bassenget er fullstendig isolert frå havet, definerast tradisjonelt som grensa mellom brakke og lakustrine sediment (Svendsen & Mangerud, 1987; Lohne et al., 2007; Long et al., 2011). Det motsette vil være ein *ingresjonskontakt* som speglar når havet igjen får kontakt med innsjøbassenget, og brakkvatn-avsetningar byrjar å akkumulere ovanfor det lakustrine laget (Lohne et al., 2007). Grensa mellom brakkvatn – marine avsetningar vil då spegle ingresjonskontakten i bassenget.

3.1.1 Isolasjonsfase og avsetningsmiljø

Dei forskjellige isolasjonane i eit innsjøbasseng kan ha forskjellig tidsspenn, noko som vert styrt av forskjellige faktorar. Vasskog et al. (2019) nemner blant anna hurtigheten på den relative havnivåsenkinga, tidevatnforskjellar og kor godt isolasjonsbassenget er beskytta som nokre av dei viktigaste faktorane. Kjemperud (1986) viser til fire forskjellige trinn som kan vere interessante under ein isolasjonsprosess. Desse kan ein finne på same plan eller vertikalt plassert ovanfor kvarandre, alt etter kor hurtig isolasjonshendinga har føregått. Ofte er dei skilte i vertikale nivå fordi isolasjonen tok lang nok tid.

Den *sedimentologiske isolasjonskontakten* er karakterisert av at sedimentasjonen dominert av minerogene alloktone sediment frakta inn med havstraumar, endrar seg til å bli dominert av hovudsakelig autoktone organiske lakustrine avsetningar (Kjemperud 1986, Long et al. 2011). Denne kontakten finn ein som regel under den fytologiske/hydrologiske kontakten.

Den *fytologiske isolasjonskontakten* definerast som det tidsrommet der vatnet i den fotiske sona (Fotisk sona = sona med nok sollys til at algar kan gjera fotosyntese) i sedimentasjonsbassenget vert fersk. Organismane i denne sona er avhengig av fotosyntese, og kan derfor spegle tilstanden i denne sona (Kjemperud 1986, Long 2011). Kjemperud (1986) nyttar denne kontakten som eit synonym på isolasjonskontakten, og oppgjer definisjonen «*Ein horisont som viser då vatnet i den fotiske sona vert ferskt*»

Den *hydrologiske isolasjonskontakten* er når all tilførsel av saltvatn til innsjøbassenget stoppar. Denne isolasjonskontakten skjer ofte samtidig med den fytologiske, men ikkje alltid.

Den siste isolasjonskontakten som Kjemperud nemner er *sediment/ferskvatn kontakten*. Denne omhandlar når all saltvatn er ute av innsjøbassenget og beskriv forholda etter den hydrologiske isolasjonen. Er bassenga store og djupe, vil det kunne ta lang tid før all saltvatn er ute, fordi saltvatnet er tyngre og fell til botn av innsjøbassenget (Kjemperud, 1986).

3.2 Feltmetodar

Under feltarbeidet vart det henta ut to kjernar frå innsjøbassenga Øvre Storfjordvatnet og Storvatnet, der kun den eine kjerna frå Øvre Storfjordvatnet er brukt (STOFP-118). For å finne ideelle lokalitetar for å hente opp kjernane, vart batymetrisk kartlegging ved hjelp av ekkolodd nytta. Terskelen i Øvre Storfjordvatnet ligg på 6,5 moh., og er derfor egna for undersøking med tanke på Tapestransgresjonen.

For å hente opp kjernene vart stempelbor av typen *Nesje (1992)* brukt, då innsjøbassengets beliggenhet tillot dette. Stempelboren vart fastmontert på flåte og består av eit PVC-røyr, eit borehovud, ein sedimentfangar, to tau som er festa i henholdsvis PVC- røyret og stempelet, ei vekt for å banke røyret ned i sedimenta og ein jekk for å jekke røyret opp frå sedimenta (Nesje, 1992). Den kan hente opp sedimentkjerner opp til 6 meter, medan STOFP118 stoppa ved 4,96 meter djup. Kjernane vart henta opp frå henholdsvis 11,9 (STOFP-118) og 12,1 (STOFP-218) meters djupn.

Sedimentkjernane vart frakta i land, delt opp i mindre bitar med sag, forseгла og sendt til laboratoriet for vidare undersøking.

3.3 MS-analyse

MS-analysen vart gjennomført ved Institutt for Geovitenskap på UiB, der kjernene vart skanna med ein Bartington MS2E punkt-sensor med ei oppløysning på 0,5 cm. Framgangsmåten for bruken av maskina vart gjort etter Dearing (1994).

MS målar evna eit materiale har til å verte magnetisert når det utsettast for eit magnetisk felt, og at det derfor reflekterer mengda magnetiske mineralar (eksempelvis magnetitt) gjennom kjerna. Sidan kjelda til sediment endrar seg ved ein isolasjon/ingresjon kan ein derfor forvente ei endring også i samansettinga av magnetiske mineraler. Det er ikkje noko sett regel på kva avsettingsmiljø som vil reflektere høgast eller lågast MS-verdiar, da dette vert styrt av kva materiale som vert frakta inn i bassenget og på settinga. Det vil sei om det er nedslagsfeltet rundt bassenget eller havet som gjer høgaste MS-verdiar (Dearing, 1994). Eksemplar på studiar som har brukt MS i isolasjonsbasseng er til dømes Balascio et al., (2011), Lohne et al. (2007) og Strunk et al. (2018).

3.4 XRF-analyse

XRF-skanning representerer ein unik ikkje-destruktiv metode for å analysere høg oppløyselig innhaldet av forskjellige grunnstoff i sedimentkjerner. XRF-skannaren måler typisk grunnstoff i rekkevidda mellom sink (Zn) og uran (U) (Croudace et al., 2015). Marine og lakustrine sediment er gode arkiv på miljøforandringar, lokale og regionale hendingar som til dømes jordskjelv, tsunamiar, vulkanutbrot eller stormar og antropogene endringar som forureining (Croudace et al., 2015). XRF kjerneskaning har vore mykje brukt i forbindelse med analyse av marine sediment, der kalsium (Ca), jern (Fe), strontium (Sr), kalium (K) og titan (Ti) er grunnstoff som ofte er funnet i høge konsentrasjonar i forbindelse med marine sediment (Croudace & Rothwell, 2015). Også mange av desse grunnstoffa er vanlege element å finne i lakustrine sediment. I tillegg kan ein ofte finne til dømes Rubidium (Rb) og Zirkonium (Zr). Studiar av innsjøar fokuserer ofte på element som vert påverka av oksidering (til dømes jern (Fe)) (Croudace & Rothwell, 2015).

Kjernane vart skanna med en oppløsning på 500 mikrometer (μm), på en ITRAX kjerneskanar ved Earthlab-laboratoriet, UiB. Det ble brukt et røntgenrør med anode av molybden (Croudace et al., 2006). Denne samlar inn optiske og radiografiske bileter, og tilbyr høg oppløysing på innhaldet av element (grunnstoff) i kjernen. Informasjonen som vert samla inn kan brukast ved vidare prøvetaking for dei destruktive metodane (Croudace et al., 2006). ITRAX-skannaren kan operere på splitta kjerneseksjonar på opp til 1800mm og med ein diameter frå nokre få cm opp til 12 cm (Croudace et al., 2006).

For å unngå den såkalla matriks-effekten (svakare signal pga. lette grunnstoff som ikkje lar seg måle med XRF) og spreining av røntgenstrålinga som aukar ved auka vatninnhald (som regel korrelert med organisk innhald), så er det anbefalt å normalisere dataene mot noko som viser kor mykje røntgenstrålinga vert spreidd. Dette vert av ITRAX skannaren registrert som «incoherent scattering» og «coherent scattering», forkorta inc og coh i dataene. Ved å dele resultatata frå dei ulike grunnstoffa på summen av coh+inc, vil ein korrigere for vatninnhald og matrikseffekten (Löwemark et al., 2011; Kylander et al., 2011; Davies et al., 2015). Nokre av grunnstoffa nytta i dette arbeidet er kalsium, svovel, titan og jern, der denne normaliseringsmetoden har vore nytta.

3.5 Glødetapsanalyse

Glødetapsanalyse er ein vanleg metode for å fastslå og avgjere organisk innhald i sedimentkjerner (Heiri et al., 2001). Prøvar på 1 cm³ vart tatt ut i 0,5 cm intervall i områder som var av sær interesse som til dømes laggrensar og i tsunamilaget, medan det vart operert med 5 cm intervall i dei lengste homogene laga. På grunn av problem knytt til å få opp dei minerogene sedimenta i botn av kjernen, vart det kun tatt prøvar ned til 440 cm djupn. Prøvane vart vegd på og tørka på 105 °C over natta. Dei tørka prøvane vart deretter vegd på ny for å få tørrvekt, før dei vart brend på 550°C i ein time for å kunne avgjere sjølv glødetapet som i teorien skal tilsvare det organiske innhaldet (Heiri et al., 2001).

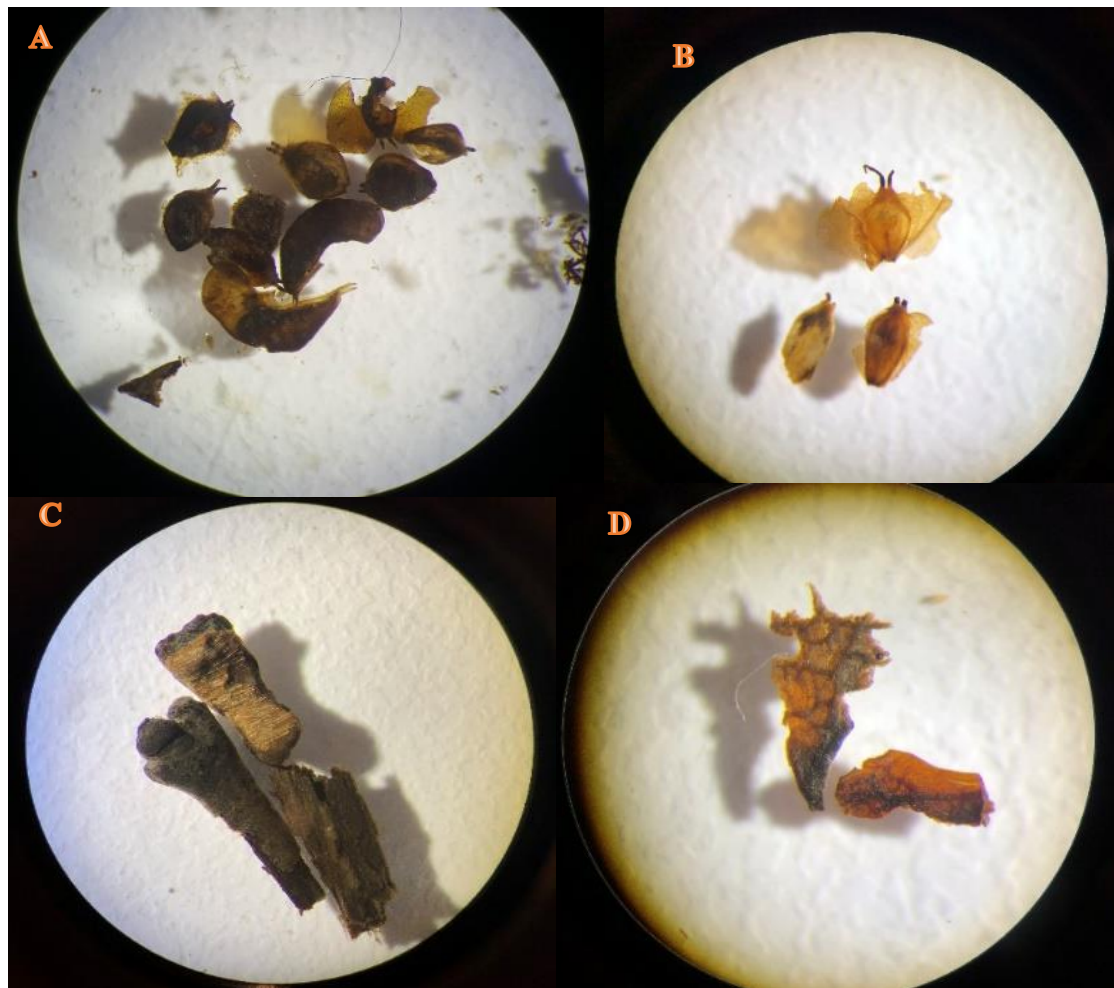
Glødetap kan vere med på å indikere avsetningsmiljø i sedimentkjernen. Ein generell trend vil ofte vere at marinesediment er prega av minerogent materiale, medan dei lakustrine sedimenta derimot har større innhald av organisk materiale. Lave glødetapsverdiane indikerer derfor ofte marine sediment, medan verdiane ofte aukar i eit meir organisk lakustrint miljø (Bondevik et al., 1998).

3.6 ¹⁴C - dateringar

Frå sedimentkjerne STOFFP118 i Øvre Storfjordvatnet, er det totalt henta ut sju prøvar frå forskjellige interessante punkt basert på litostratigrafien, og dermed viktige for rekonstruksjon for havnivåhistoria og for å tidfeste miljøendringane i kjerna. Punkta er tatt ut mellom 55-335 cm djup i kjerna og er knytt til ingresjons- og isolasjonskontaktar, samt over og under det antatte tsunamilaget. Det er henta ut materiale i forskjellige intervallar, då det i enkelte tilfelle ikkje var nok vekt på materialet frå 1 cm intervall. Arbeidet for plukking av makrofossilar vart gjort på sedimentlaboratoriet ved Universitetet i Bergen (Earthlab, earth surface sediment laboratory). Materialet vart først sikta og skylt i 250 µm sikter, før det vart plukka ut og studert under stereolupe. Etter plukkinga vart materialet vegd og tørka, før det blei sendt til Poznan radiocarbon laboratory i Polen for datering med Akselerator Masse-Spektrometri (AMS). Minstekravet for vekt på prøvane var ein tørrvekt på 2 mg.

For å unngå problema knytt til reservoar- og hardvatneffekt blei det plukka terrestriske plantemateriale (Lohne et al., 2007). Fem av dei sju prøvane som vart sendt inn til datering bestod i hovudsak av uidentifiserte bladfragment, bjørkefrukter (*Betula*), og rakleskjell frå blant

anna Or (*Alnus*), medan dei to resterande prøvane bestod av store kvistar. I nokre av prøvane er det også funnet frukter frå Mjødurt (*Filipendula*).



Figur 3.2: Ei samling av makrofossilar brukt til c14 datering. A) ei samling av frukter betula, samt bladfragment og frukt frå Filipendula, B) Bjørkefrukter, C) Kvistfragment, D) Bladfragment av ukjent art

Bladfragmenta som vart plukka ut i prøvane var karakteristisk mørkare i farge og hadde greinstruktur på overflata. Fragmenta som vart utelatt og som kunne vere av marint opphav, var gjerne lysare i fargen og mangla dei tydelege greinstrukturane. I tillegg var det ein del akvatisk mose, som også vart utelatt av årsaka nemnt ovanfor (reservoaralder og hardvatneffekt).

¹⁴C-dateringane vart kalibrert i Clam 2.3.2 (Blaauw, 2010) i programmet R. Kalibreringskurva nytta til kalibreringa var IntCal13, ei terrestrisk kalibreringskurve frå Reimer et al. (2013). Ut frå dei nye kalibrerte alderane vart det modellert ein aldersmodell i Clam 2.3.2, der verktøyet *hiatus* vart nytta for å markere det brå tsunamilaget og for å få riktig alder (Blaauw, 2010).

3.7 Fytoplanktonanalyse

I arbeidet gjort i samanheng med Øvre Storfjordvatnet er det nytta fytoplanktonanalyse, dette for å fastsette ingresjon- og isolasjonskontaktar ved hjelp av å sjå på fytoplanktonsamansetningen i dei forskjellige pollenpreparata. Denne metoden er også brukt i nokre arbeid tidlegare (Tjemsland (1983), Vasskog (2006), Kaland (1984), Owe (2014)). Diatoméanalyse er den klassiske metoden som er brukt for å måle salinitetsendringar i paleolimnologiske undersøkingar, men denne metoden krev stort kunnskapsnivå og mykje arbeid grunna stort artsmangfald blant diatomeane. Analyse av grønalgar og dinoflagellatcyster derimot, er ein relativt enkel analyse til samanlikning, og har ved tidlegare forsøk/arbeid vist seg tilstrekkeleg for å fastslå isolasjon- og ingresjonskontaktane (Kaland, 1984).

Tjemsland (1983) gjorde i si hovudfagsoppgåve eit studie på salinitetstoleranse blant grønalgar, og det er hovudsakleg dette arbeidet som er lagt til grunn her. Også hennar identifikasjonsnøklar er dei som har blitt brukt for å identifisere dei forskjellige artane, saman med identifikasjonsnøklar frå Jankovska & Komarek (2000) og Komarek & Jankovska (2001) for typane *pediastrum* funnet i prøvane. I litteraturstudiet til Tjemsland (1983) er fytoplanktonen inndelt i det ein kallar halobiegrupper (*tabell 3.1*), som tilsvarar ulike nivå av salinitetstoleranse. Fytoplankton i denne samanheng er då ein fellesnemnar for både grønalgane og dinoflagellatcystene funnet under mikroskoperinga. Ein kort gjennomgang av dei observerte slektene og artane er gjedd i kapittel 3.4.1

Tabell 3.1: Halobie-klassifiseringa etter Tjemsland (1983)

Halobiegruppe	Miljø	Salinitetstoleranse
Polyhalobe	Kun marint	>30 ‰
Mesohalobe	Brakkvatn	0,2 - 30 ‰
Oligohalobe halofile	Brakk/ferskvatn optimum i brakkvatn	med Varierende
Oligohalobe indifferente	Brakk/ferskvatn optimum i ferskvatn	med Varierende
Halofobe	Kun ferskvatn	0-0,2 ‰

3.7.1 Preparering av prøvar

Prepareringa av fytoplanktonprøvane vart gjennomført på Institutt for Geovitenskap sin kosmolab ved UiB. Før prepareringa starta vart det henta ut åtte prøvar med volum på 1 cm³ mellom 55 – 334 cm djupn i kjerne STOFF-118 ut frå litostratigrafiske interesseområde. Sjølve prepareringa er gjort etter standardmetoden for pollenpreparering (Fægri & Iversen, 1989). Årsaka til at same prosedyre som preparering for pollenkorn fungerer for algepreparering, er fordi i likskap med pollen inneheld mange av grøinalgane og dinoflagellatcystene sporopollenin i celleveggane (Jankovská & Komárek 2000). Hovudformålet med behandlinga er å fjerne så mykje uønskt minerogent og organisk materiale som mogeleg ved hjelp av blant anna HF-syre og acetolyse-behandling (blanding av eddiksyre og konsentrert svovelsyre). Sporopolleninen sin motstandsdyktigheit mot diverse syrebehandling tillatar dette, og gjer at fytoplanktonet overlever behandlinga. I starten av prepareringa vart det tilsett lycopodiumsporer med batchnummer 177745, der kvar tablett inneheldt $18\,584 \pm$ slike sporar. Ved å telle antal lycopodiumsporer parallelt kan ein finne tettleiken av fytoplankton (individ per cm³) og avsetning av antal individ per år når ein har ein aldersmodell for sedimentkjernen (Stockmarr, 1972). I slutten av prosedyren tilset ein fargestoffet fuschin, samt glyserol for å unngå at prøvane tørkar ut.

3.7.2 Mikroskopering

I mikroskoperinga vart det nytta eit Carl Zeiss lysmikroskop ved Institutt for Biologi, UiB. I største delen av tellinga vart immersjonsobjektivet Zeiss planapo 40x/1,0 nytta, samt Zeiss planapo 63x/1,4 og Zeiss neofluar 100x/1,3 etter behov ved tolking av funn. Okularane til

mikroskopet var av typen Kpl 8X. Under heile mikroskoperinga vart også fasekontrast nytta saman med immersjonsolje for objektiva. For at ein ikkje skal få ein feilrepresentasjon av fordelinga av dei forskjellige algartane, vart det telt minimum 100 algar per prøve. Dette viste seg å gå relativt greit for dei fleste av prøvane.

3.7.3 Slechts og artsbeskriving

Scenedesmus spp.

Slekta *Scenedesmus spp.* er i følgje Bourrely (1966) (referert til i Tjemsland, 1983) beståande av ca. 150 forskjellige artar. Kriteriene som vart brukt for å skilje artane går ut på eigenskapar som er vanskeleg å få auge på i lysmikroskop. Desse eigenskapane er også som oftast nedbrotne i preparata, og det er derfor ikkje gjort noko forsøk på å skilje artane frå ein annan (Tjemsland, 1984). Store skilnadar eller variasjonar innanfor kvar art førekjem òg, noko som ytligare gjer artsinndelinga problematisk (Vasskog, 2006). *Scenedesmus spp.* førekjem som oftast som ein cellekoloni beståande av 4 avlange celler som heng saman på ei rad. Ved enkelte tilfelle kan ein også finne doble rader med opptil 16 celler. Endecellene på enkelte førekomstar kan ha tynne horn, men desse er sjeldan bevart i pollenpreparata (Vasskog, 2006). Horna er som regel nedbrotne og av den grunn ikkje observert i denne undersøkinga. Overflata på *Scenedesmus spp.* er glatt og gjennomsiktig. Fordi storleik og utforming varierer, kan desse lett bli oversett under mikroskoperinga.

Tjemsland (1983) har skildra dei generelle miljøkrava til *Scenedesmus spp.*, der slekta krev gode lysforhold og høg vassstemperatur. Slekta opptre i følgje Mur (1969) (referert til i Tjemsland, 1983) i større førekomstar opptil 4,2 -6,4 ‰ salinitet, før det raskt avtar ved høgare salinitet. Sjølv om *Scenedesmus* hovudsakleg finnes i ferskvatn, kan svak salinitet være gunstig, og ein ser gjerne ei oppblomstring av arten rett etter isolasjonen av eit basseng. I denne eutrofe innsjøfasen rett etter isolasjonen vil ein ha eit høgt næringsinnhald samt høge pH-verdiar, noko som gir gunstige forhold. Ein kan derfor karakterisere *Scenedesmus spp.* for eutrof og alkalifil (Tjemsland, 1983; Vasskog, 2006).

Pediastrum spp.

Cellekollonien til slekta *Pediastrum* kjenneteiknast av flat, sirkulær form, og kan innehalde 2 til maks 512 celler. Cellene er som regel arrangert i eit rundt konsentrisk eller spiralforma mønster, medan i nokre tilfelle eit meir irregulært mønster typisk for cellekoloniar med høgt celleinnhald. Randcellene til slekta *Pediastrum* skil seg morfologisk frå dei interne cellene og har ofte små utvekstar/horn med snitt eller kløfter seg i mellom. Utsjånaden på randcellene varierer frå art til art, og har mellom 1 – 4 horn eller utvekstar spreidd langs ytterkanten (Komárek & Jankovská, 2001). Også overflatestrukturen til cellene kan variere hjå dei forskjellige artane, der dei kan være heilt glatte, nettmønstra, ruglete med vorter eller rynkete (Komárek & Jankovská, 2001). Det forskjellige morfologiske identifikasjonsnøklane nemnt ovanfor er langt på veg dei kriteria ein brukar når ein føretar seg artsbestemming. I tillegg kan ein også sjå på korleis dei forskjellige cellene heng saman. Hjå enkelte artar kan ein sjå små hol i kolonien mellom cellene, medan hjå andre artar finn ein ikkje dette (Komárek & Jankovská, 2001).

Kategorien *Pediastrum spp* er her satt for dei individa som det var knytt usikkerheit til fordi eksemplara anten mangla randceller, var for fragmentert eller fordi dei var samankrølla. Også ved andre tvilstilfeller er denne kategorien nytta.

Pediastrum Boryanum (Opptil 250µm)

P. Boryanum er den vanlegaste arten blant *pediastrum* og har mange underartar som varierer i morfologi. Dette gjer at desse ofte kan vere vanskeleg å skilje. Kolonien er som regel sirkulær, medan dei største av koloniane kan i nokre tilfelle opptre som irregulære. Den vanlegaste varianten *P. Boryanum var. Boryanum* har ein sirkulær cellestruktur utan hol, og består av mellom 4 - 64 celler (Komárek & Jankovská 2001). Randcellene har som regel to horn med ei kløft mellom. Kløftene er som regel V-forma og strekk seg maksimalt halvveges ned i cella. Overflatestrukturen på cellene ved *var. Boryanum* er ruglete med små vorter. Varianten *P. Boryanum var. Longicorne* er også som regel utan hol, men i enkelte tilfelle finn ein små uregelmessige hol. Denne varianten består av mellom 8-256 celler, og har ein grøvre og kornete utsjånad med større vorter. Horna på randcellene er lenger for denne varianten, samt dei v-

forma kløftene går også djupare (Vasskog 2006, Komárek & Jankovská 2001, Tjemsland 1983). I dette arbeidet er det kun var. *Longicorne* og var. *boryanum* som er skilt ut av underartane.

Pediastrum Boryanum har ein vid geografisk utbreiing og stor økologisk toleranseevne, noko som gjer den til ein mindre nøyaktig miljøindikator. Den har størst forekomst i eutrofe sjøar og er derfor eutrof. Arten foretrekk også svakt alkaliske til nøytrale forhold, noko som gjer den alkalifil (Tjemsland, 1983). *P. Boryanum* var. *Longicorne* finn ein ofte i dystrofisk miljø. Ein finn varianten *longicorne* typisk i små dystrofe innsjøar med *Sphagnum* myrer rundt, eller i innsjøar med innrenning av dystroft vatn frå høgareliggande myrer (Komárek & Jankovská 2001, Vasskog 2006). Dei største førekomstane av *P. Boryanum* er registrert ved 2,7-3 ‰ i følge Tjemsland (1983).

Pediastrum integrum (opptil 125µm)

Pediastrum integrum har vore diskutert i fleire arbeid om den er ein eigen morfologisk art eller om det er ein variant av *P. Boryanum*. Komárek & Jankovská (2001) viser til at eksempelvis Mateus (1992) har karakterisert *P. Integrum* som *boryanum/integrum*, men Tjemsland (1983) har rekna den som ein eigen art. Dette er også noko som er gjort i dette arbeidet. For *P.integrum* er det karakteristisk at randcellene ikkje har kløftene som ein blant anna ser hjå *P.boryanum*. Randcellene er avrunda og har to små korte horn (Komárek & Jankovská, 2001). Utvekstane/horna ligg i same plan eller i ei litt anna retning i forhold til planet i kolonien (Tjemsland, 1983). Arten inneheld mellom 4-32 celler som heng saman i eit uregelmessig mønster. Cellene er polygonale og bundne saman av rette celleveggar. Strukturen på overflata av cella er som regel jamn granuler med små vorter.

P. integrum er vanleg å finne i små og store oligotrofe og dystrofe innsjøar med kaldt og klart vatn, samt den er også veldig vanleg å finne i små myrbasseng. Det er lite informasjon å finne angående miljøkrava til *P.integrum*, men det ein ser er gjerne at utbreiinga samanfalle med *P.boryanum*. Det kan også sjå ut som *P.integrum* har ei noko større toleevne ovanfor salinitet (Tjemsland, 1983)

Pediastrum angulosum (opptil 320-400 µm)

Cellekolonien til *P.angulosum* har ein sirkulær, oval eller uregelmessig ytterside med eller utan hol. *P.angulosum* består som oftast av mellom 16-128 celler, og desse er som regel bundne

saman i eit irregulært mønster der sjølve utforminga av cellene er rektangulære eller polygonale. Det som kanskje er det beste kjenneteiknet på *P.angulosum* og som skil den frå andre artar er det kraftige nettmønsteret på overflata av cellene. Tappane/horna på randcellene i kolonien er korte og ligg i plan med cellekolonien. Kløfta mellom horna er relativt brei og er U-forma (Komárek & Jankovská 2001).

Tjemsland (1983) karakteriserer *P.angulosum* som ein oligotrof art fordi den ved avtagande næringstilgang får ei auking i verdi. Den er også karakterisert av Komárek & Jankovská (2001) som alkalisk og trives ved relativt høg pH. Det er ikkje registrert eksemplar av *P.Angulosum* på eit høgare salinitetsnivå enn 1,8 ‰, og den er då karakterisert som ein halofob art (Tjemsland 1983).

Pediastrum obtusum (144µm)

Cellekolonien til *P.obtusum* har ein sirkulær eller oval form, og kan bestå av 8-32 celler. Randcellene til *P.obtusum* er karakterisert av eit tynt linært snitt med ein sirkulær til oval utviding i botn. Snittet strekker seg omtrentleg halveges ned i cella, og på kvar side av snittet finn ein to horn med ein svak U-form. Det førekjem lite informasjon om miljøkrava til arten, men funn gjort av Tjemsland (1983) viser at ein kun finn *P.obtusum* etter at den marine tilføringa har opphøyrte heilt, og av den grunn reknar ein arten som halofob.

Botryococcus braunii

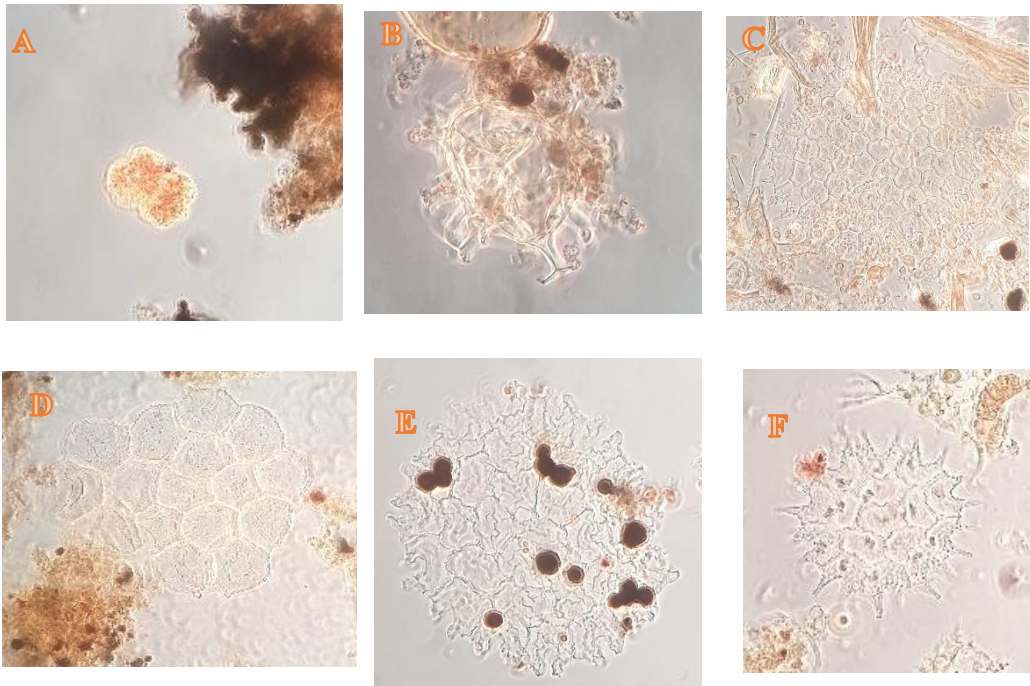
Hjå *Botryococcus braunii* består kolonien av mange små celler tett i tett. På grunn av dette er det vanskelig å skilje enkelt celler frå kvarandre og dei kan ligge i fleire plan. Utforminga på *B.braunii* dannar ein rosettforn (Vasskog, 2006). Den tar også lett opp fargestoffet frå fuchsinen og får ein karakteristisk kraftig raudfarge. Arten er tilpassingsdyktig og kan derfor leve i forskjellige miljø. At den er tilpassingsdyktig gjer den også til ein dårleg miljøindikator (Tjemsland 1983; Vasskog, 2006). Det er også lite informasjon om salinitetstoleransen til arten, men Tjemsland (1983) skriv at ved rikeleg tilgang på næringsstoff finn ein store førekomstar av *B.braunii* ved 6,3 ‰. Det er også registrert førekomstar mellom 7 - 10‰, og dette er derfor satt som maksimal salinitetsgrense.

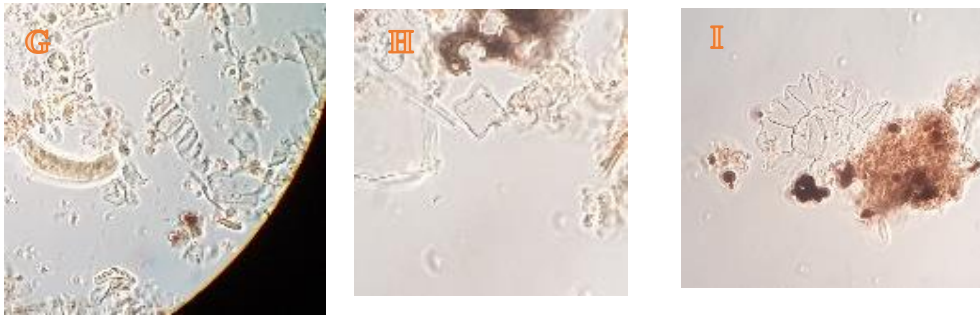
Tetraedron ssp

I dette arbeidet er det kun funnet ein type Tetraedron, *T.minimum*. Denne arten i motsetning til blant anna *Pediastrum* førekjem ikkje i koloniar men består heller av ei enkelt celle. *T.minimum* har ein firkanta utforming med ei svak fordjuping mellom hjørna. Denne vart kun funnet sporadisk. Tjemsland (1983) antar at *T.minimum* er relativt næringskrevjande fordi verdiane av arten søkk til ubetydelege førekomstar ved eit skifte til eit oligotrof miljøforhold. Tjemsland (1983) refererer også til Willen (1962) som har registrert eit stort antal ved hypertrofe miljøforhold, og av den grunn klassifiserer *T.minimum* som eutrof og alkalifil art.

Dinoflagellatcyster

Dinoflagellater eller kvilecyster er i dette arbeidet brukt som ein indikator på marinemiljøforhold, då 90% av dei kjente artane oppheld seg i overflatevatn i marine miljø. Det er kun registrert omlag 220 ferskvatn artar innanfor dinoflagellatane (Bellinger & Sigeo, 2010), og det er derfor ikkje gjort noko forsøk på skilje dei forskjellige typane. Dinoflagelatcystene finnes i mange forskjellige utformingar, men det beste kjenneteiknet er at dei har ein oval til sirkulærform med stav-liknande utvekstar stikkande ut. Stavane kjem i forskjellige tjukkeleikar og lengder, og munnar ut i ein T-form på enden.





Figur 3.3: Oversikt over fytoplankton funnet i STAFP-118; A) *B.botryococcus* B) *Dinoglagellatcyste* C) *P.boryanum* var. *Longicorne* D) *P.integrum* E) *P.angulosum* F) *P.Boryanum* G) *Scenedesmus* ssp. H) *T.tetradron* I) *P.obtusum*

4 Resultat og tolking

4.1 Øvre Storfjordvatnet

UTM: 33V0447728 7560994

Terskelhøgde: Ca. 6,5 moh.

Øvre Storfjordvatnet er eit lite innsjøbasseng som ligg i ein aust-vest gåande retning, nord for enden av Storfjorden cirka 6,6 km aust for Leknes. Innsjøbassenget har eit areal på omlag 0,18 km² og eit nedslagsfelt på 6,4 km². Det er ikkje funnet noko litteratur på gjennomført havnivåanalyser ved bassenget tidlegare, men høgda på terskelen tilseier at det er ein god lokalitet for undersøkingar angående Tapestransgresjonen. Vegetasjonen rundt vatnet er hovudsakleg ei blanding av lauv- og bartre. Bebygginga i området er for det meste hytter, men ein finn også ein campingplass ved austenden av vatnet. På nordsida ligg det ei vifteform som kan likne på ei alluvial vifte som har bygd seg ut frå gjelet som bekken i dag renn gjennom. Det er mogeleg at lokalglasiasjon på eit tidlegare tidspunkt har vore med å danne denne vifta i tidlegare fasar. Gjennom vifteforma renn det som nemnt ein bekk som drenerer frå Almenningsvatnan gjennom ei gjelet i nord-sørleg retning. I dag er det plassert ein liten ard/gardshus på vifta, og området rundt vert brukt som beiteområde til husdyr. Figur 4.1 viser eit lite oversiktsbilete av Øvre Storfjordvatnet.

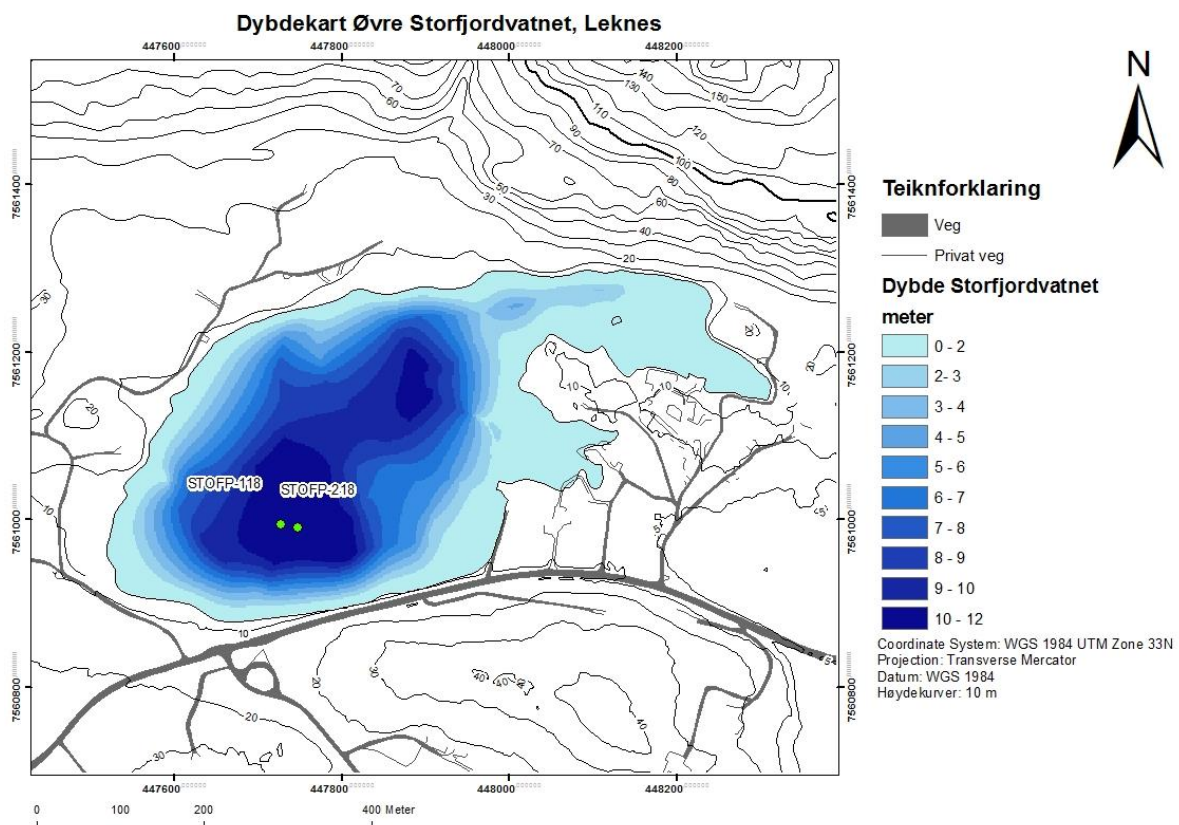
Batymetrien til Øvre Storfjordvatnet er ganske enkel og består i all hovudsak av eit hovudbasseng i den sør-vestlege enden av vatnet, samt eit litt mindre basseng rett i underkant av utløpet til bekken som går gjennom vifteforma i nordenden. Maks vatndjup som vart måla i

Øvre Storfjordvatnet var 12,1 meter, og botntopografien i bassenget framstår som relativt flat.

Figur 4.2 viser det batymetriske kartet utarbeida i GIS på grunnlag av ekkolodd dataene.



Figur 4.1: Oversiktsbilete over Øvre Storfjordvatnet



Figur 4.2: Batymetrisk kart over Øvre Storfjordvatnet

Terskelen er lokalisert på austsida av vatnet inne i ei lita bukt. Ved enden av bukta, litt ovanfor den naturlege terskelen er det laga ein 0,5-1 meter høg demning. Terskelen består av lausmassar, hovudsakleg blokk og større stein. Terskelen kan sjåast som ein knekk i desse lausmassane, der vatnet tar til å strøyme ut av innsjøen. Sidan differensiell GPS ikkje var tilgjengeleg under feltarbeidet, er terskelhøgda rekna ut av forskjellen på overflata til vatnet funnet ved bruk av LiDAR-data frå www.hoydedata.no og avstanden/dybden ned til terskelen som vart målt i felt. På bakgrunn av at terskelen er sedimentær, kan det ha føregått noko erosjon frå tidlegare utan at ein kan sei dette sikkert.

4.1.1 Litostratigrafi

I Storfjordvatnet er det identifisert 8 litostratigrafiske einingar i kjerna STOFFP-118. Einingane er namngitt med bokstaven S for Storfjordvatnet med tall frå 1 til 8 i stigande rekkefølge, der dei lågaste nummera er dei eldste einingane. Borrepunktet for kjerna er tatt ved 11,9 meter djupn, og vart valt ut på grunnlag av dei batymetriske undersøkingane utført med ekkolodd. Den flate topografien til hovudbassenget i sørvest enden av vatnet gjorde dette til ein god lokalitet for uttak av sedimentkjerner. Dette var også ein av dei djupaste punkta i Øvre Storfjordvatnet. Ein ser ofte at det er ei tjukkare sedimentpakke på dei djupaste punkta i innsjøar, og at ein derfor ved å borre der får høgast oppløysing på kjernar. Kjerna er 496 cm lang, og stempelboret stoppa i noko harde sand- og gruslag. Oversikt over logg og einingane er vist i *Figur 4.7* og dateringane er vist i *Tabell 4.1*.

Eining S1 (496 – 380 cm)

Den nedste eininga i kjerna for Storfjordvatnet består i hovudsak av olivengrå til lys blågrått minerogent materiale. Den nedste delen av eininga består hovudsakleg av grøvre materiale som sand og enkelte kantrunda stein- og gruslag, før ein oppover i eininga ser ein overgang til finare materiale hovudsakleg silt. Nedst ved henholdsvis 496-490 cm, 487 – 480 cm og 475-465 cm finn ein gruslag med steinar av ulik utsjånad og varierende storleik. Variasjonar av blanding av sand og silt, samt enkelte reine sandlag er å spore oppover i eininga. Det vart i denne eininga ikkje funne noko skjell eller fragment frå skjell. Glødetapsverdiane som ein kan sjå i *Figur 4.7* er her < 5%, noko som viser at organisk innhald er liten til fråverande. Undergrensa eller årsaka til at boret stoppa ved 496 cm er høgst sannsynleg dei harde grus/steinlaga ein finn i botn av eining S1. Det er ikkje tilstrekkeleg materiale i sedimenta til å gjere ei sikker tolking, men ein mogleg tolking av botnlaget kan være morene.

Det er ikkje gjennomført nokre botn- eller andre dateringar av denne eininga, slik at alderen på dei nedste sedimenta i kjerna er uviss. Ut frå avsetningane sin karakter, samansetning og farge, er desse tolka til å vere av glasialt opphav. Kombinasjonen med veldig minerogene sediment av silt, sand og grus i dei nedre delen tydar på høg energi, er grunnlaget for tolkinga av at dette kan stamme frå deglasiasjonen i området som skjedde under Bølling for omlag 15-14ka kal. BP. Sedimenta kan også ha vore avsett frå ein lokal bre under Lofoten event (kap 2.2) for cirka 13,5ka kal BP (Bargel 2003). Gruslaga i botn beståande av usortert grøvre sand, grus og stein kan skildrast som diamikton, og tolkast som morene frå denne tida. *Figur 4.3* viser eining S1 i sin heilhet.



Figur 4.3: Oversiktsbilde av eining S1, STOFPI18

Eining S2 (380 – 334 cm)

Eininga S2 er kortare og består av ei heil rekke tynne lag (frå nokre få mm til 2 cm) i forskjellige fargar. Fargespekteret på laga varierer frå lys grå til oliven grå, samt lyse- og mørkebrune lag. Dette kan ein sjå i *figur 4.4*. Laga vekslar mellom å bestå av siltig gytje og gytjig silt. I det gråaste partiet i eininga er det derimot rein silt. Overgangen ved 380 cm frå det underliggjande S1 er gradvis og ein får inn meir organisk material i S2 eininga. Fargen endrar seg frå olivengrå farge til ein meir lys gråbrun farge med tynne lamineringar ved overgangen. Ved 370 cm finn ein eit cirka 1 cm tjukt brunt lag med tynne lamineringar som skil seg frå laga over og under. Laget over (370 – 365 cm) har eit meir grønlige grått skjær og består av gytjig silt. I området 363 cm finn ein eit 0,5 cm tjukt mørkt tilnærma svart lag. Oversida av det mørke laget frå 361 – 356 cm har ein grønlige gråfarge, og består av silt. Mellom 356 – 352 cm er det vekslende lag av mørkgrå sandlag og grønlige grå lag med brune lamineringar. Frå 352 cm til toppen av eining S2 ser ein ei gradvis overgang til brungrå fargar igjen, der det organiske innhaldet aukar. Ved 352 – 345 cm ser ein mørke lamineringar, før ein får ei gradvis overgang til den relativt homogene, overliggjande eining S3.

Den generelle trenden i glødetapsverdiane er stigande og ein har eit større organisk innhald oppover i eininga. Glødetapsverdiane aukar frå >5% til ~20% opp gjennom eininga. Ved dei lysare olivengrå/grønlege laga av gytjig silt ser ein nedgang i verdiane, medan i dei brunare laga med meir siltig gytja ser ein toppar. Dei to sandlaga midt i eininga slår kraftig ut på dataene

og søkk til same verdier som ein såg i eining S1(>5%). MS dataene for denne eininga viser ein relativt jamn trend med to utslag på sandlaga (356 – 352 cm) i eininga.

Det er ikkje gjort nokon dateringar i denne eininga, noko som gjer at alderen på eininga er uviss. Med tanke på dateringane som er gjort i neste eining S3, der den eldste datering ved 333-334 cm (Poz-110141) er kalibrert til 9560 – 10120 kal. år BP (2σ), så er eining S2 eldre i følge kronostratigrafiske grunnprinsipp, og at delar eller heile eininga derfor mogeleg viser avsetningar frå Yngre Dryas. Utan sikre dateringar, er dette imidlertid vanskeleg å slå fast.



Figur 4.4: Oversiktsbilde eining S2, STOF118

Eining S3 (334 – 311 cm)

Denne eininga består generelt av homogen mørkbrun gytja. I den nedre delen av eininga går det gradvis frå litt grålegbrun til den mørkbrune fargen ein ser i resten av eininga. I denne lysare delen som strekk seg frå 332 – 328 cm kan ein også sjå antydningar av mørkare, nesten svart lamina.

Den generelle trenden i glødetapsverdiane gjennom eininga er stabilt høge verdier og ligg på mellom ~25 – 40 % med enkelte toppar. Ein ser også svært tydeleg overgangar ved undergrensa mot eining S2, samt ein brå overgang til den minerogene S4 eininga, der glødetapsverdiane stuper til verdier > 5%. Eininga er tolka til å være av lakustrint opphav basert på litostratigrafi, utsjånad og dei høge glødetapsverdiane. MS-dataene for denne eininga held seg relativt stabil, men ein ser antydningar til litt høgare toppar i nedre del.

Det er gjort ei datering nedst i eininga ved 333-334 cm (Poz-110141) som er kalibrert til 9560 – 10120 kal. år BP (2σ).

Eining S4 (311 – 247,5 cm)

Overgangen til eining S4 er brå, og eit lag med grus i botn av eininga kan tyde på eit avsetningsmiljø med svært høg energi. Det er derfor mogeleg at det har skjedd erosjon av den underliggande eininga S3 i forbindelse med avsetninga av S4. Kor mykje som eventuelt er fjerna

av eininga S3 er usikkert, men det verker sannsynleg at undergrensa til S4 representerer ein hiatus. Eining S4 kan ein sjå i *figur 4.5*.



Figur 4.5: Oversiktsbilde S3-S4-S5, STOF118

Eining S4 er karakterisert av ei blanding av organisk og minerogent materiale, men i hovudsak minerogent. Sedimenta vert gradvis finare oppover i eininga. Den nedre delen av eininga (311 – 308 cm) er karakterisert av eit gruslag som dannar grensa til eining S3 under. Neste del av eininga (308 – 294 cm) er kaotisk med godt blanda klstar i forskjellige fargar av både organisk og minerogent materiale. Det kaotiske laget av klstar er etterfølgt av eit relativt homogent gråbrunt lag (294 – 247,5 cm) som vert finare i kornstørrelse oppover i laget. Dette laget kan klassifiserast som gytjig silt/siltiggytje. På toppen av eining S4 ved cirka 247,5 cm finn ein eit tynt lysgrått lag på cirka 0,2 cm av tilnærma rein silt. Overgangane til einingane som ligg både over og under eining S4 er som nemnt tidlegare brå. Det er ikkje funnet nokre skjellfragment eller liknande.

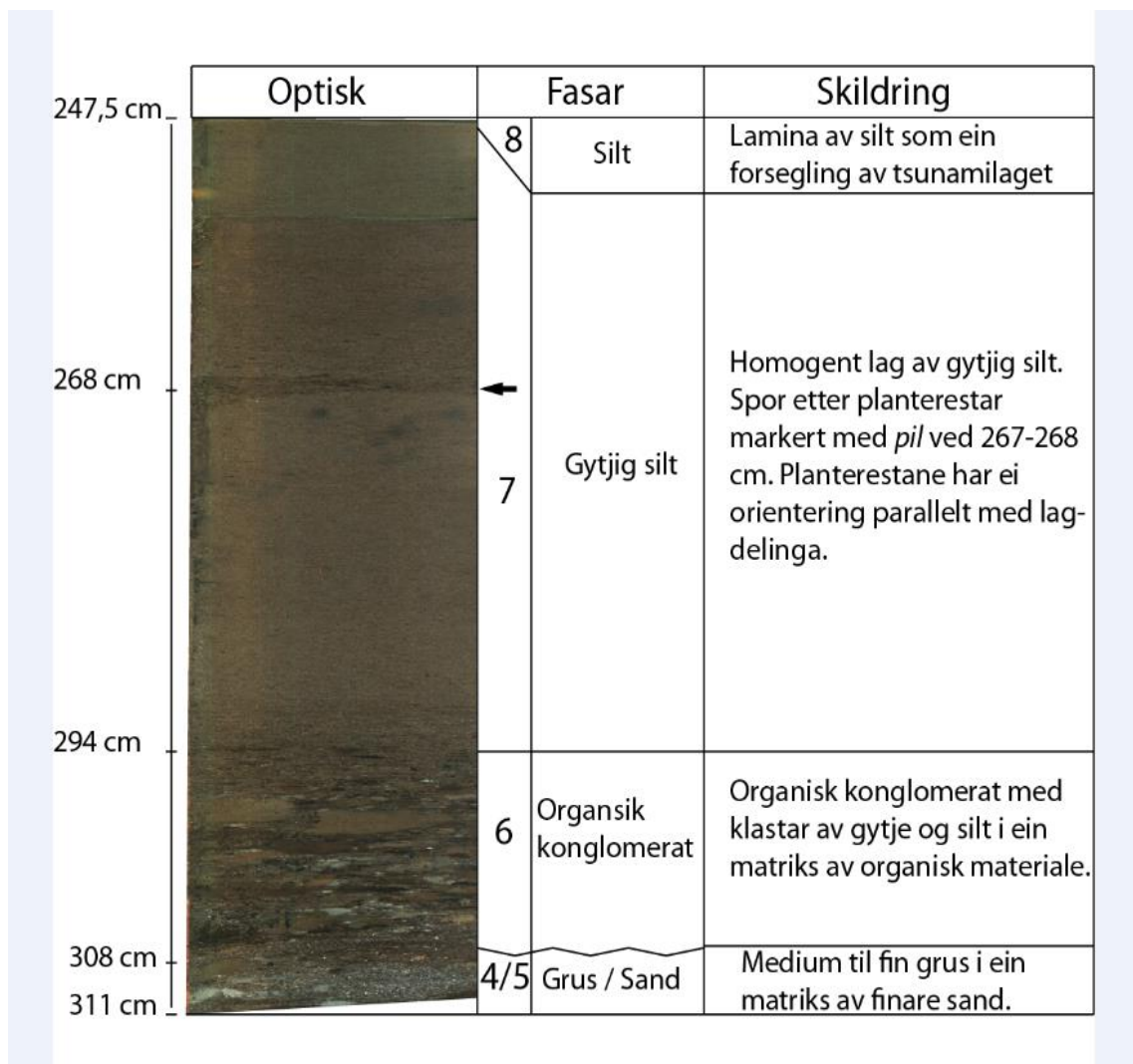
Eining S4 viser seg tydleg fram i glødetapsdatane. Ved gruslaget i botn av eininga er glødetapsverdiane låge i samanlikning med gytjelaget under som utgjer S3 eininga. Gjennom laget med klstar av ulik samansetning er det to botnar som viser til to sandlang, elles er den generelle trenden stigande glødetapsverdier i denne delen. I den homogene gytjige silten som etterfølger er det noko lågare glødetapsveridrar, men svakt stigande verdier i denne delen kan indikere at det vert meir organisk oppover i laget. Det reine siltlaget på toppen av eininga er ikkje synleg i glødetapsverdiane, men dette skyldast mest sannsynleg at laget er såpass tynt. Ein ser tilsvarende reverserte tendensar i MS datane.

Sedimentologien kan likne på tsunamiavsetningane Bondevik et al. (1997a) skildrar. I Bondevik et.al (1997a) vert det skildra 9 forskjellige fasar, der fase 4 – 8 (9) vert karakterisert som tsunamiavsetning. I eining S4 er det funnet lag som kan likne på fase 4/5, 6, 7 og 8 og skildringa av eining S4 med oversikt over dei forskjellige fasane er vist i *figur 4.6*. Kort fortald er fase 4/5 karakterisert av finare grus til grovare sand og kan variere i tjukkeleik frå nokre mm opp til 6 cm. Sorteringa er relativt kaotisk. I eining S4 er denne fasen på om lag 3 cm i tjukkeleik og har passende kornstorleik. Fase 6 tilsvorar det Bondevik et al. (1997a) beskriv som «organisk

konglomerat». Denne fasen eller laget består av klastar av organisk og minerogent materiale, og varierer i tjukkeleik. Typisk tjukkeleik er på om lag 0,5-6 cm, men kan også være tjukkare. I eininga viser fase 6 seg som ei kaotisk samling av mindre klastar av gytje, silt og anna minerogent materiale i ein matriks av sandig til siltig organisk materiale. Sjølv om det er vanleg å finne fragment av skjell, pinnar og plante restar, er dette noko som ikkje er funnet i eininga. Tjukkleiken på laget er på om lag 14 cm.

Som Bondevik et al. (1997a) skildrar er overgangen mellom fase 6 og 7 gradvis, der den største forskjellen på fasane er at fase 7 manglar klastane ein finn i fase 6. Planterestar og andre makrofossilar er og vanleg å finne denne fasen med ei orientering parallelt med lagdelinga. Ved eit overblikk av denne fasen i eining S4 er det få spor etter desse makrofossila, og eininga framstår som relativt homogen. Kun ved 268-267 cm finn eit tynt lag med organiske planterestar. Fase 7 i eining S4 består hovudsakleg av gytjigsilt. Fase 8 er karakterisert av Bondevik et al. (1997a) som lys grå silt i form av ein lamina med tjukkeleik på mellom 2-5 mm eller som eit lag. Som regel finn ein denne fasen over fase 5 eller 7, og er det avsluttande laget for tsunamiavsetningane. I eining S4 viser denne fasen seg som ein eit reint siltlag eller lamina på cirka 2 mm, og markerar ein brå overgang til eining S5 over.

Eininga er som sagt tolka til å være ei tsunamiavsetning, nærmare bestemt avsetningar etter Storeggatsunamien. I eining S3 og S5 er det gjort to dateringar, ein over og under eining S4 ved forholdsvis 313-316 cm (Poz-110140) og 244-245 cm (Poz-110139). *Poz-110140* er datert til 8975 – 8725 kal. år BP kal. år BP (2σ) og *Poz-110139* til 7935 - 7765 kal. år BP (2σ). Dateringane gjort over og under tsunamilaget indikerer at hendinga har funnet stad ein gong mellom 8975 – 8725 og 7935 - 7765 kal år BP, noko som samsvarar relativt godt med den kjente alderen ein har funnet for Storeggatsunamien andre stadar i Vest-Noreg eller på austkysten av Skotland (Bondevik et.al, 1997b). Alderen på Storeggatsunamien er beregna til 8175 – 8120 år BP (Bondevik et al., 2012).



Figur 4.6: Oversikt over dei forskjellige fasane i tsunamilaget i STOF-118 etter Bondevik et al. (1997a)

Eining S5 (247,5 – 235 cm)

Eining S5 er heilt identisk som einings S3, men inneheld eit mørkare brunt, nesten svart lag med lamineringar i toppen av eininga. Denne eininga er tolka til å være av same lakustrint opphav som eining S3, der den mørkebrune/svarte sona her markerar ein ingresjon og brakkvatnfase. Dateringa *Poz-110139* er tatt ved 244-245 cm og estimert til 7935 - 7765 kal. år BP (2σ).

Eining S6 (235 – 114 cm)

Eining S6 består av ei homogen brun til lysbrun siltig gytje som vert meir organisk og gradvis mørkare brun oppover i eininga. Overgangen frå eining S5 til S6 er brå, der den lysare brune gytja står i kontrast til den korte nesten brunsvarte, antatt brakkvatnsavsetningen i S5. Ein kan sjå teikn til enkelte plantemakrofossilar i eininga, men desse er sporadiske. Grensa i toppen av eininga ved om lag 114 cm er gradvis og uskarp.

Det er gjort ein datering (Poz-110137) i botn av eininga ved djupn 234-233 cm. Datering viser ein alder på 6690 ± 40 ^{14}C år BP, som tilsvarar ein alder på 7620 – 7480 kal. år BP (2σ). Glødetapsverdiane er noko varierende nedst i eininga, men den generelle trenden frå om lag 180 cm djupn og oppover er stigande verdiar (stig frå ~20% til ~35%). Dette underbygger òg observasjonen om at det vert meir organisk oppover i eininga. MS datane gir noko meir uklare signal, men ein kan også her spore knekken skildra i glødetapsverdiane. Eininga er tolka til å være maringytje avsett under Tapestransgresjon, der kontakten eller grensa i botn av eininga er definert som den sedimentologiske ingresjonskontakten. Det er mogeleg at dei svakt aukande glødetapsverdiane mot toppen av eininga reflekterer eit stadig grunnare og meir produktivt marint miljø. Dette kan bety at toppen av transgresjonsfasen vart nådd omtrent midt i eininga, og at den øvre halvdelan vart avsett under fallande havnivå.

Eining S7 (114 – 70 cm)

Eining S6 med ein mørkbrun til svart farge står i skarp kontrast til den lysbrun-brune marine gytja under i S5. Grensa er som nemnt i førre avsnitt gradvis og uskarp og relativt vanskeleg å sette basert på litostratigrafien. Relativt tidleg i eining S6 ser ein svake tynne mørkbrune til svarte lamineringar. Ved rundt 90 cm ser ein eit skifte i der sedimentar vert tilnærma brunsvarte med lyse tynne lamineringar fram til cirka 78 cm. Ved 78 cm stoppar lamineringane, medan den brunsvarte fargen består.

Eining S6 er tolka til å være brakkvatnfasen som markerer siste isolasjon av Øvre Storfjordvatnet. Den tilnærma svarte gytja med tynne fine lamineringar kan tyde på anoksisk botnforhold, noko som ofte førekjem i det tilførsla av saltvatn vert liten nok til at eit lag med ferskvatn kan dannast på toppen i bassenget. Grunna at saltvatn er tyngre enn ferskvatn, oppstår det ei stratifisering av vatnsøyla, der saltvatnet søkk til botn. På grunn av stratifiseringa vert ikkje vatnmassane blanda og oksygen kjem ikkje til i botn. Som eit resultat av desse oksygenfattige forholda i botn, klarar ikkje organismar leve der. Ein får ofte utfelt svovel, og lamineringane vert bevart sidan det ikkje er dyr som rotar rundt i sedimenta på botn (bioturbasjon).

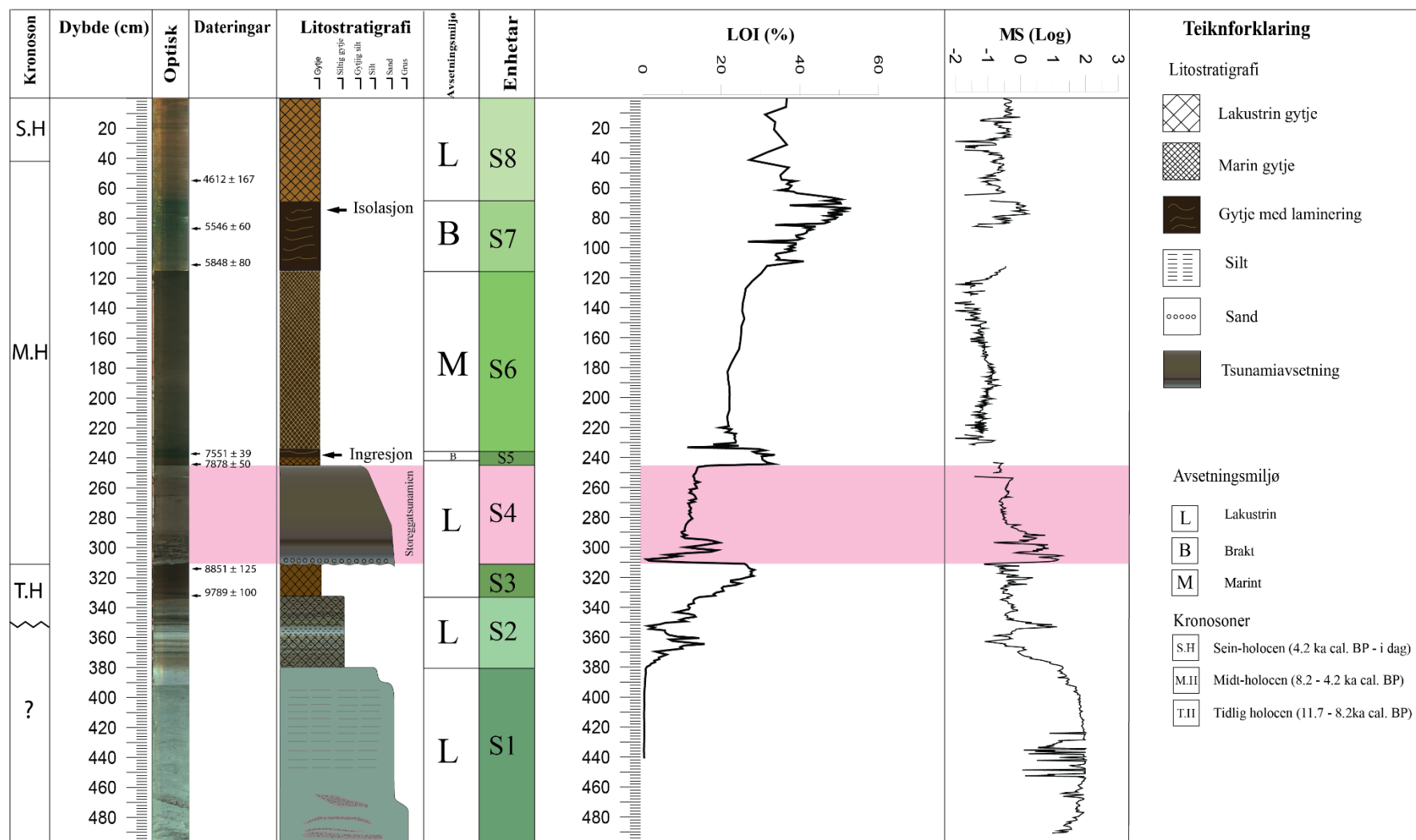
Eining S8 (70 – 0 cm)

Den mørkbrune/brunsvarte gytja endrar seg gradvis til brunleg gytje som vert meir organisk oppover i eininga. Eit relativt større innhald av planterestar og andre makofossilar vert observert i denne eininga, som rekker opp til toppen av kjerna og dagens nivå. Glødetapsverdiane i denne eininga er som forventa relativt høge og fluktuerer mellom litt i underkant av 30 – 40 %.

Eining S7 representerer den siste, noverande, lakustrine fasen i Øvre Storfjordvatnet og markerar slutten på STAFP-118.

Tabell 4.1: Dateringar for STAFP-118

Datering	Materiale	Djupn (cm)	¹⁴C alder BP	Kalibrert alder BP 2σ
Poz- 110093	Bladfragment, bjørkefrukt (Betula), rakleskjell	55-60	4060 ± 35	4445 – 4780
Poz- 110136	Bladfragment, bjørkefrukt (Betula), rakleskjell (Alnus), frukt frå mjøddurt, liten kvist	86-89	4835 ± 35	5486 – 5606
Poz- 110374	Stor kvist	111-112	5135 ± 35	5768 – 5929
Poz- 110137	To medium kvistar	233-234	6690 ± 40	7620 – 7480
Poz- 110139	Bladfragment, bjørkefrukt (Betula), rakleskjell	244-245	7020 ± 35	7935 - 7765
Poz- 110140	Bladfragment, bjørkefrukt (Betula), rakleskjell	313-316	7960 ± 50	8975 – 8725
Poz- 110141	Bladfragment, bjørkefrukt (Betula), rakleskjell, frukt frå mjøddurt	333-334	8770 ± 50	9560 – 10120



Figur 4.7: Logg for kjerne STOFP118, glødetap- og MS data

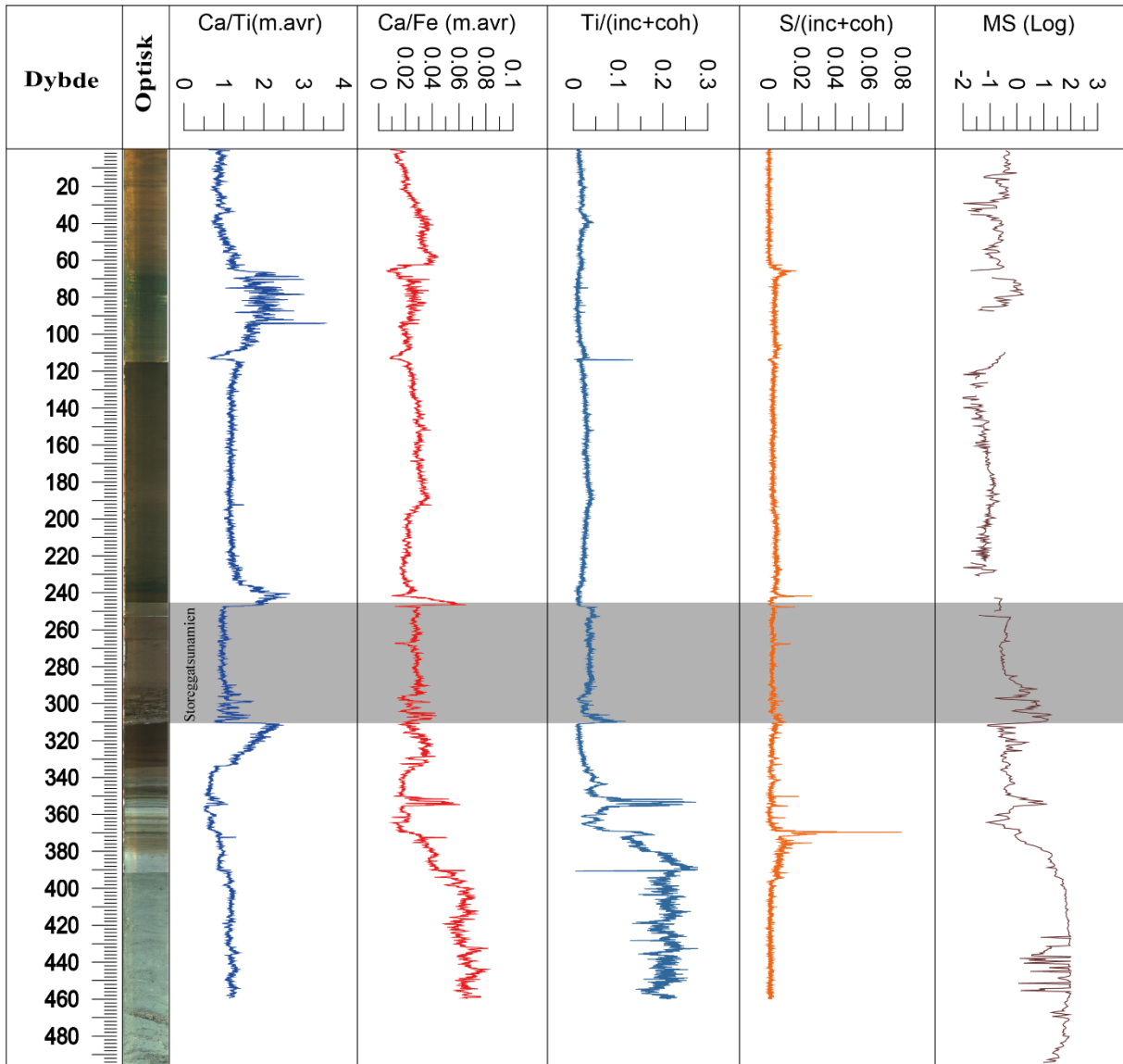
4.1.2 XRF

ITRAX X-ray fluorescence skanning vart nytta for geokjemisk målingar i kjerna. Det vart nytta ei oppløysning på 500- μm og resultatet er vist i *Figur 4.8*. Metoden er i tidlegare arbeid (Vasskog et al., 2019; Strunk et al. 2018; Balascio et al., 2011) nytta for å identifisere overgangar mellom lakustrine og marine fasar. Endringar i komposisjonen av grunnstoff som jern (Fe), titan (Ti), kalsium (Ca) og svovel (S), og forholdet mellom desse har vorte nytta som indikatorar for endringar i avsetningsmiljø. Ti er ofte ein indikator på finkorna sediment tilknytt innførselen frå dreneringsområdet til basseng, og assosiert med lakustrine forhold (Strunk et al., 2018). Marine forhold er ofte karakterisert av høg Ca/Fe ratio og lågt titan innhald, medan lakustrine forhold er blant anna karakterisert av låg Ca/Fe ratio og som nemnt høgare Ti innhald (Strunk et al., 2018). Ein nedgang i forholdet Ca/Fe kan indikere ein nedgang i marintilført Ca frå kjelder som marine skjell og foraminiferar (Balascio et al., 2011; Strunk et al., 2018; Vasskog et al., 2019). Svovel er ofte nytta som ein indikator på endring i marinpåverknad sidan svovel kan utfellast av bakteriar som lev i grenselaget mellom ferskvatn og saltvatn i ein fase av isolasjonen der vatnmassane er stratifiserte (Balascio et al., 2011) For å identifisere brakkvatn fasar er derfor svovel vorte nytta som indikator. Vasskog et al. (2019) såg blant anna ein trend i økte svovel verdiar saman med mørke lamineringer i overgangsfasen mellom marint- og lakustrint miljø.

I STOF-118 derimot er det få trendar i XRF datane som kan indikere marin-lakustrin overgangar. Svovel verdiane i kjerna er jamt over låge ved unntak av nokre toppar. Ein kan sjå ein svak oppgang av innhald svovel i den marine fasen mellom 240 – 70 cm, samt ein liten trend av toppar i brakkfasane mellom 240 – 236 og 90 – 70cm. Titan verdiane er høgst i den nedre delen av kjerna som består av hovudsakleg klastisk materiale. Ved 380 cm djupn skjer det ein brå nedgang i titan, før ein topp i verdiane i nokre sandlag rundt 355-350 cm. Etter sandlaga held verdiane seg relativt låge gjennom heile kjerna. Tsunamilaget mellom 311 – 247,5 cm er noko meir minerogent ,og kjem tydeleg fram i grafen med varierende verdiar der gruslaget i botn gir høgst verdiar.

Ca/Fe ratio er som nemnt over brukt for å identifisere overgangar mellom marin til lakustrint miljø. Det er ikkje funne nokre tydelig trendar, og det er muligvis andre faktorar som styrer verdiane i kjerna. Ratioen til Ca/Fe fluktuerer gjennom heile kjerna, med høgast verdiar i botn i den minerogene delen. Enkelte toppar vert observert opp gjennom kjerna, men verdiane held

seg relativt stabile. Tilsvarende for Ca/Ti ratio er verdiane svakt søkkande i den nedre delen av kjerna. Toppar ved 330 – 311 cm og 247,5 – 240 cm vert observert. I den marine fasen mellom 238 – 90 cm er verdiane relativt stabile. Brakkvatnfasen varierer i større grad med fleire toppar, før ein ser søkkande verdiar i den påfølgande lakustrine fasen frå 70 – 0 cm.



Figur 4.8: Utvalte XRF data. A) Kalsium/Titan ratio (Ca/Ti) som er plotta med eit 5 punkts løpande gjennomsnitt (M.avr), B) Kalsium/Jern ratio (Ca/Fe) som er plotta med 5 punkts løpande gjennomsnitt (M.avr), C) Normaliserte data for Titan, D) Normaliserte data for Svovel og E) Logaritmisk data for MS.

4.1.3 Fytoplanktonanalyse

Det er gjennomført fytoplanktonanalyse for kjerne STOFF-118 i den hensikt å fastsette fytologiske isolasjons- og ingresjonskontakter, samt etterprøve dei miljøtolkingane som er gjort basert på litostratigrafien i kjerna. I tidlegare undersøkingar (Vasskog, 2006; Lunnan, 2016) er det vald å sette den fytologiske isolasjonskontakten der ein ser oppgang i indifferente oligohalobe artar like før maksimal utbreiing. Dette samsvarar igjen med det som har vore normal praksis i diatomeanalyse (eksempelvis Corner & Haugane, 1993). Owe (2014) der i mot har definert fytologiske isolasjonskontakten som «*når andelen av dei polyhalobe artane når ein verdi under 10% av den totale fytoplanktonsamansetninga.*», og dette har også vore utgangspunktet for å definere den fytologiske isolasjonskontakten i dette arbeidet. I tillegg er det lagt fokus på stratigrafien og grensene mellom einingane for utval av prøver til analysen.

Den fytologiske ingresjonskontakten derimot er mindre omtalt i tidlegare arbeid, og har av blant anna av Vasskog (2006) vorte definert som «*det tidspunktet der vatnet i den fotiske sona går frå å vere brakt til å verte marint*». Ut frå dette vart ingresjonskontakten satt til det tidspunkt der dei polyhalobe artane, dvs. dinoflagellat-cyster, utgjorde meir enn 50% av totalen av fytoplankton, da det vart antatt at fytoplanktonet lever og reproducerer seg sjølv i innsjøbassenget ved så høge verdier. Det er då ikkje lenger sporadisk innskylling av havvatn i form av havsprøyt eller bølgeaktivitet under stormar som er kjelda.

Owe (2014) har gjort eit studie av blant anna innsjøbassenget Seiatjørna som ligg 1 cm under dagens middel høgvatn og 15 cm under middel spring høgvatn. Dette vil sei at bassenget ikkje er fullstending isolert frå havet, fordi det med jamne mellomrom vert tilført havvatn til bassenget. Fytoplankton i toppsjiktet av sedimenta i bassenget reflekterer derfor avsetningsmiljøet i perioden der det ikkje er oppnådd full isolasjon, og terskelen fortsatt ligg i same høgde som middel høgvatn. Resultata frå fytoplanktonanalysen viser at samansetninga har vore relativt stabil dei siste 200 åra, og at innhaldet av polyhalobe artar ligg på om lag 10 % av det totale innhaldet fytoplankton. Owe (2014) argumenterer derfor for at når ein samla verdi på 10% av totalsummen er av polyhalob art, skal ingresjonskontakten settast. Dette fordi det også er funnet indikasjonar på at samansetninga av fytoplankton ikkje skyldast sjøsprøyt, men at tidevatn vert tilført i ulike intervall på dette tidspunktet. Sidan det er stor usikkerheit og ein lite definert definisjon på kvar ingresjonskontakten skal settast, er det derfor valt å nytte definisjonen til Owe (2014) til å sette kontakten.

Fytoplanktondiagrammet for Øvre Storfjordvatnet er vist i *Figur 4.9*, der dei forskjellige spektra er namngitt med ST i tillegg til djupn. Til saman er det tatt i bruk åtte prøvar mellom 330,5 cm – 70 cm til denne fytoplanktonanalysen. Interesseområder, samt oversider og undersider av laggrenser er prioritert. Analysen kan tyde på at det har vore lakustrine forhold i nedre del av kjerna, marine forhold i den midtre delen av den analyserte delen av kjerna og brakkvatn forhold i toppen. I dag ligg Øvre Storfjordvatnet på cirka 6,5 moh heilt isolert, og det er derfor konkludert med at den øvre delen har lakustrine forhold.

Ferskvatnfase Spekter ST-330,5 til ST-245,5

Intervallet mellom spekter ST-330,5 til ST-245,5 inneheld hovudsakleg indifferente oligohalobe artar, med *Pediastrum Boryanum* som den mest framtrèdande arten med om lag 40 % av det totale innhaldet gjennom heile fasen. Også *Botrycoccus braunii* er representert ved om lag 30 % av det totale innhaldet. I botn av fasen i prøve ST-330,5 er det konstatert funn av dinoflagellat cyster, men det er ikkje gjort noko meir tolking ut av dette, då dette er det nedste spekteret og konsentrasjonen kun 5%. Dinoflagellatane kan dermed ha vorte frakta inn via sjøsprøyt eller liknande.

Mot toppen av fasen, i spekter ST 245,5, byrjar innslag av halofile oligohalobe artar som *Scenedesmus spp* og *Tetraedron minimum* å opptre saman med dei indifferente oligohalobe artane. Dette kan tyde på at næringsinnhaldet aukar, og det kan tenkast at havet på dette tidspunktet ligg nært terskelnivået til Øvre Storfjordvatnet, eller at tilførselen av saltvatn under Storeggatsunamien har ført til meir gunstige forhold for dei halofile oligohalobe artane. Førekomsst av *Scenedesmus spp* kan gi ein indikasjon på at temperaturforholda i innsjøen var høge, samt gode lysforhold (Owe, 2014).

Førekomsstar av arten *P.angulosum* som utgjer om lag 10% av totalsummen fytoplankton, indikerer svært lågt salinitetsnivå, maksimalt nivå på 1,8%, då arten er ømtålig for det minste brakkvatnforhold (Tjemsland, 1983). Det er også observert nokre få individ av *P. obtusum* nedst i spekter ST-330,5 og ST-316,5, noko som kan underbygge observasjonen av svært lågt salinitetsnivå, då Tjemsland (1983) sine undersøkingar har vist at arten først dukkar opp i det den marine tilføringa opphøyrer. I tillegg inneheld spektra i all hovudsak indifferente oligohalobe artar, med kun få funn av dinoflagellater nedst i spekter ST-330,5, noko som utelukkande syner at dette representerer ein lakustrin fase i kjerna.

Ingresjonskontakt, Marin fase Spekter ST-238,5 til ST-95

Mellom spekter ST-245,5 og ST-238,5 skjer det ei miljøendring, der dei polyhalobe artane gjer inntog for første gong. Det vert også registrert ein oppgang i *P.Integrum* og *P.angulosum*. Dinoflagellat-cystene utgjer i spekter ST-238,5 om lag 10 % av det totale innhaldet av fytoplankton, og det er derfor valt å sette ingresjonskontakten ved dette spekteret ved 238,5 cm (jmf. Owe, 2014). Avsetningsmiljøet går frå å være full-lakustrint over til det som kan tenkast være ein kort fase med brakkvatn. I spekter ST-238,5 til ST-165,5 er prosentandelen av dinoflagellat-cyster aukande, samtidig som den generelle trenden for dei indifferente oligohaobe artane søkkande. Dette støttar opp under tanken om aukande salinitet. Avstanden mellom spekter ST-238,5 og ST-165,5 gjer det vanskeleg ut frå mine data å avgjere kvar i intervallet det vert fullmarint, og kor raskt denne overgangen føregår.

Frå spekter ST-165,5 er avsetningsmiljøet vorte full-marint, der dinoflagellatene utgjer om lag 85% av det totale innhaldet fytoplankton. Samtidig har førekomstane av *P.integrum*, *P.boryanum* var. *longicorne* og *P. angulosum* forsvunne heilt i dette spekteret. Det er fortsatt nokre innslag av dei indifferente oligohaobe artane *P. boryanum* og *Botryococcus braunii*, men desse utgjer ~ 5 %. Mellom spekter ST-165,5 til ST-95 har dei polyhalobe artane ein sakte nedgang, men utgjer fortsatt litt i underkant av 80% ved ST-95. I spekter ST-95 er det ein oppgang i funn av *uidentifiserte pediastrum* som utgjer i underkant av 20%. I tillegg er det observert enkelte individ av *P.angulosum*, *P.integrum*, *P.boryanum* var. *Longicorne* og *Botryococcus braunii*.

Det jamt aukande innhaldet av dinoflagellat-cystar og generelt høge verdiar av desse, gir klare bevis for at spekter ST-238,5 til ST-95 representerer ein marin fase. Øvre Storfjordvatnet vert tilknytt havet etter det som kan likne ein kort brakkvatnfase. Dei brå endringane i fytoplankton-samansetninga indikerer eit hurtig transgrederande havnivå, og saman med dateringane gjer dette indikasjon på at denne fasen kan representere Tapestransgresjonen.

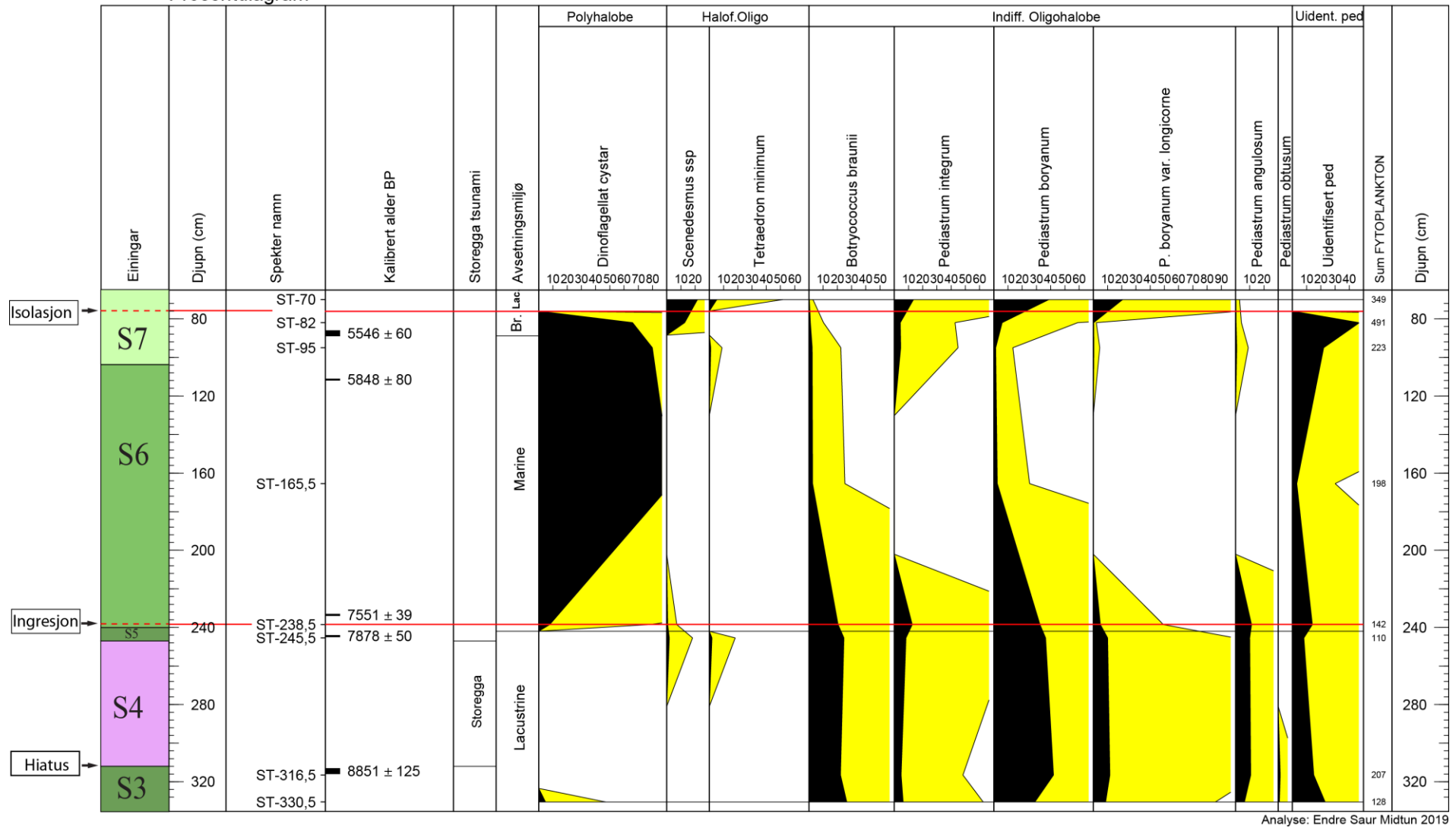
Brakk fase, Spekter ST-82

Mellom spekter ST-95 og ST-82 akselererer nedgangen i dinoflagellat- cystar. Ved ST-82 er fortsatt prosentandelen av innhaldet dinoflagellat-cystar høgt med cirka 65% av total fytoplankton. Oppblomstring av den halofile oligohalobe slekta *Scenedesmus spp* som i spekter ST-82 utgjer om lag 15 %, gir indikasjonar på at den marine påverknaden er tydelig redusert, og at det er i ferd med å skje eit miljøskifte i bassenget. *P.integrum*, *P.boryanum* og *P.boryanum* var. *Longicorne* får i spekter ST-82 også ein merkbar oppgang.

Fytologisk isolasjonskontakt, lakustrin fase ST-70

Etter spekter ST-85 skjer ein hurtig forsvinning av dinoflagellatane, og i området rundt 75 cm er desse heilt borte. I tillegg ser ein eit inntog av *T. minimum*, ein annar halofil oligohalob art som har optimum i næringsrikt vatn og som tåler moderat salinitet. Oppblomstring av *T.minimum* og *Scenedesmus spp.* er typisk rett etter ein isolasjon (Tjemsland, 1983). Samtidig ser ein jamn vekst i prosentdel pediacstrum. I spekter ST-70 er som nemnt dinoflagellat-cystane forsvunne, og ein har hovudsakleg Indifferente oligohalobe artar igjen. *P. boryanum* framstår som den dominerande pediacstrumen med om lag 40% av det totale innhaldet av fytoplankton. Også varianten *P.boryanum var. Longicorne* utgjer om lag 20%, samt *P.integrum* utgjer om lag 15%. Det er valt å plassere den fytologiske isolasjonskontakten ved 75 cm djupn, då det ikkje lenger finnes dinoflagellatar. Dette er også rett før optimumet til dei indifferente oligohalobe artane, og markerar den siste isolasjonen av Øvre Storfjordvatnet.

Øvre Storfjordvatnet, 8 moh, Leknes, Nordland STOFFP118 (70 - 330,5cm)
 Prosentdiagram



Analyse: Endre Saur Midtun 2019

Figur 4.9: Fytoplanktondiagram for STOFFP118

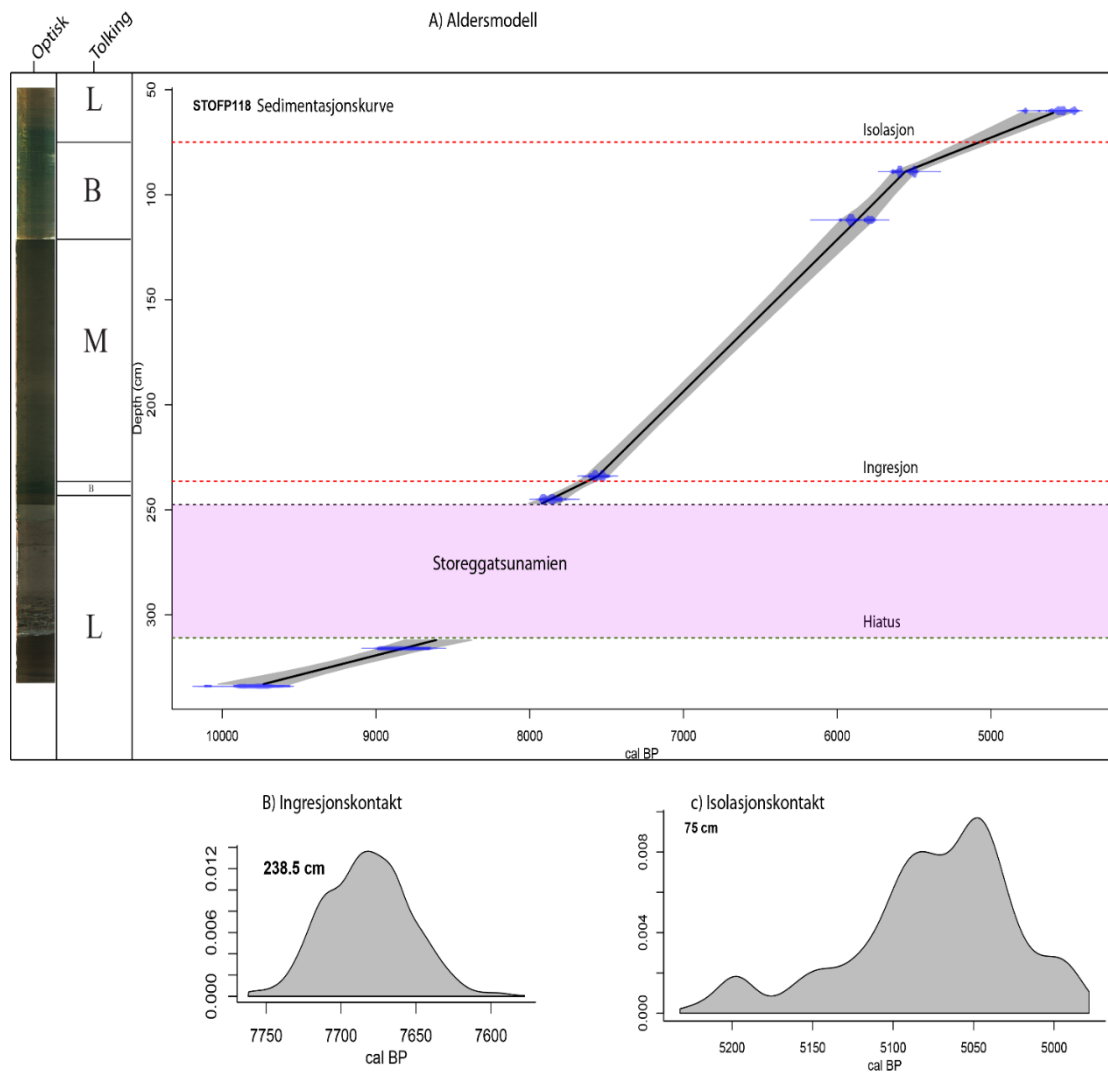
4.1.4 Aldersavgjersle av isolasjons- og ingresjonskontaktar i Øvre Storfjordvatnet

Aldersmodellen (*Figur 4.10A*) for Øvre Storfjordvatnet er basert på sju ^{14}C -dateringar som er vist i *tabell 4.1*. ^{14}C -dateringane er kalibrert ved hjelp av IntCal 13 (Reimer et al., 2013), medan aldersmodellen er konstruert i programmet R ved hjelp av programpakka Clam (Blaauw, 2010).

Undersøkinga av STOFP118 viser at mellom 330,5 til 245,5 cm i kjerna representerer ein lakustrin fase der Øvre Storfjordvatnet var isolert frå havet. Ved 238,5 har innslag av dinoflagellat-cystar gjort seg gjeldande, og utgjer om lag 10 % fytoplankton (*Figur 4.9*). Havet har då transgredert til terskelen i bassenget, og Øvre Storfjordvatnet er tilknytt havet. Ingresjonskontakten er sett til 238,5 cm, der aldersmodellen viser ein estimert alder på 7685 ± 55 år BP (2σ). Sannsynlighetsfordelinga på ingresjonskontakten er vist i *figur 4.10B*.

I underkant av ingresjonskontakten finn ein tsunamiavsetningar etter Storeggatsunamien som kan verke som ein kronologisk markør for å sjekke aldersmodellen. Alderen på Storeggatsunamien er estimert til om lag 8150 kal. år BP (Bondevik et al., 2012). Dateringane *Poz-110137* og *Poz-110139* er tatt over og under ingresjonskontakten ved henholdsvis 233-234 cm og 244-245 cm, og gir ein kalibrert alder på 7620 – 7480 og 7935 – 7765 kal. år BP (2σ) som passar bra inn kronologisk.

Etter ein lengre marin fase mellom 238,5 til om lag 90 cm djupn, viser undersøkingane at Øvre Storfjordvatnet på ny vert isolert frå havet. Isolasjonskontakten i kjerna er satt til 75 cm på bakgrunn av litostratigrafi og fytoplanktonsamansetning. På dette tidspunktet er lamineringane i eining S6 nesten vekke, og innhaldet av dinoflagellat-cystar redusert til null. Ut frå aldersmodellen har isolasjonskontakten ein estimert kalibrert alder på 5095 ± 105 år BP. Fordelinga av sannsynleg alder er vist i *figur 4.10*.



Figur 4.10: A) Viser aldersmodell for kjerne STOF118 (334-55 cm), B) Viser sannsynleg alder for ingresjonskontakten ved 238,5 cm (2σ) og C) viser sannsynlig alder for isolasjonskontakten ved 75 cm (2σ)

4.2 Strandvollar

Møller (1984) har registrert strandvollar og terrassekantar på fleire lokalitetar i området rundt Nappstraumen . Han har registrert distinkte strandvollar blant anna i Kollvika og Sennesvika i henholdsvis 12 og 7 meters høgd, som etter justering i høve til middelvatn ($2,5 \pm 1,3$ m) tilsvarar strandlinjer på 9 og 6 meter over middelvatn. Strandlinja ved 9 meter skal i følge Møller (1984) tilseie Tapes maksimum.

4.2.1 Kollvika

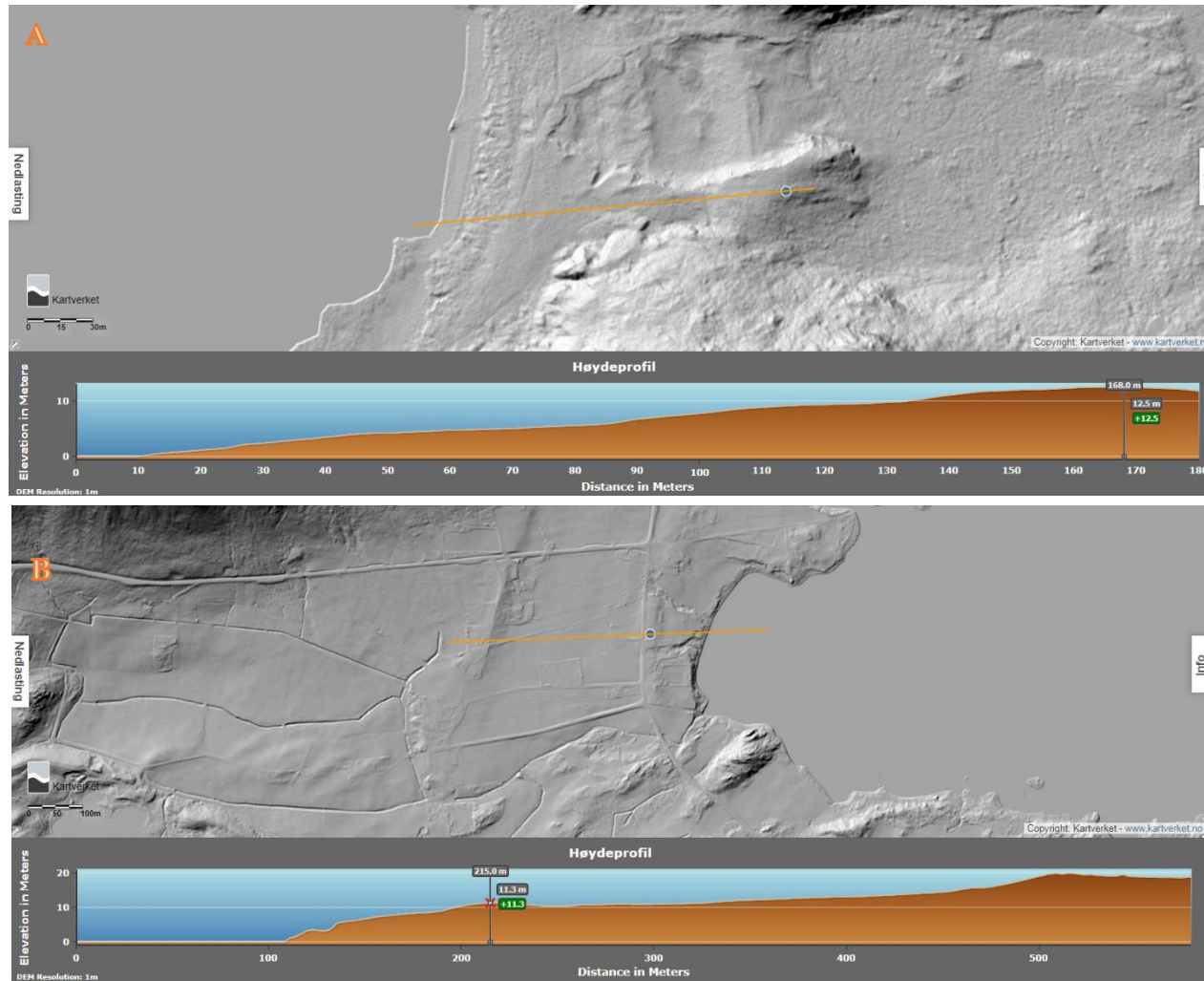
På nordsida av Vestvågøy finn ein i Kollvika ein stor strandvoll som ligg i sundet mellom Sigrahaugen og Kollvikhaugen. Ved hjelp av LiDAR-data (www.hoydedata.no), er strandvollen målt til ei høgd på 12,5 moh (*figur 4.12a*). Etter høgdejustering vil denne strandvollen i henhold til Møller (1984) ha ei høgd på om lag $10,0 \pm 1,3$ meter over middelvatn. Strandvollen har eit stort sår i midten som kan ha kome som eit resultat av erosjon under eit nedadgåande havnivå eller fordi vind har frakta vekk den finkorna sanda. Det ligg derfor kun igjen kantrunda til runda steinar og grus som ei bimodal avsetning, der dei finaste kornstørrelsane manglar. På sørsida kan ein sjå snitt av ei 3 meter tjukk sandavsetning som truleg eingong har dekkja heile strandvollen. Oversiktsbilete over vollen kan ein sjå i *figur 4.11* under.



Figur 4.11: Oversiktsbilete over strandvoll i Kollvika (12,1 moh.)

4.2.2 Sennesvika

Søraust for Leknes finn ein Sennesvika, der strandvollen på 11,3 moh visast tydeleg på LiDAR-dataene (*Figur 4.12b*). I Sennesvika er det bygd bustadar samt ein veg på toppen og rundt strandvollen. Etter høgdejustering tilsvarar høgda på vollen $8,8 \pm 1,3$ meter over middelvatn. Terrassekanten som Møller (1984) definerar som marin grense i området kan ein også sjå ved om lag 20 meter høgd i Sennesvika (*Figur 4.12b*).



Figur 4.12: A) Høydeprofil Kollvika, der den prominente strandvollen er vist med 12,1 moh. som skal tilsvare strandlinje ved 9 meter over middelvatn, B) Høydeprofil Sennesvika der strandvoll med 7,1 moh. skal tilsvare strandlinje 6 meter over middelvatn

5 Diskusjon Øvre Storfjordvatnet

5.1 Havnivå-indeks punkter til Strandforyskyvningsskurva for Leknes

I denne delen vil der verte presentert havnivåhistoria for Leknes området vist som punkter i ei strandforyskyvningsskurve basert på datapunkt frå Marthinussen (1962), Utne (1973), Møller (1984) og til slutt data frå dette prosjektet. Punkta er i utgangspunktet justert til middelvatn i alle arbeida, men det bør nemnast at dette introduserer ein del usikkerheit der punkta er basert på snitt og landformar. Marthinussen (1962) presenterte ei strandforyskyvningsskurva for Ramså på Andøy, som Møller reviderte i 1984, der han inkluderte dateringar og funn frå området rundt Nappstraumen i Vestvågøy kommune. Nokre av punkta inkludert i den reviderte kurva var arkeologiske funn gjort av Utne (1973) frå Storbåthallaren, ei grotte med spor av busetnad som ligg 7-8 meter over havet. Dateringane frå Marthinussen, Møller og Utne er kalibrert i clam (Blaauw, 2010) ved hjelp av IntCal13 for terrestrisk materiale og Marine13 for marint materiale (Reimer et al., 2013). For marint materiale vart det også lagt til ein delta-R verdi på 20 ± 30 for å ta høgde for den marine reservoaralderen (Mangerud et al., 2006). Alle punkta i kurva ligg relativt nær 10-meters isobasen for yngre dryas.

Isobasar er imaginære linjer trokne mellom punkter som representerer same landheving relativt til havnivå over eit gitt tidsintervall (Svendsen & Mangerud, 1987). Ut frå dette er det nokre premisser som vert nemnd av Svendsen & Mangerud (1987) som må være oppfylt for å kunne projisere havnivådata mellom områder som ligg langt unna kvarande på langs av isobasane. I tillegg til at retninga på isobasane må være kjend, må ein også anta at dei ligg parallelt med ein annan innafor gjeldande område og at retninga ikkje endrar seg innafor tidsintervallet som studeres. Fordi Ramså på Andøy er plassert relativt langt unna (150km) og projisert inn i forhold til punkta rundt Nappstraumen, inneberer dette eit ekstra usikkerheitsmoment. Det er ikkje mykje endring av retning på isobasane som skal til for at høgdejusteringa av dei respektive lokalitetane vert feil med over ein meter. Av denne årsaka er det også i denne kurva valt å legge mindre vekt på punkta henta frå Ramså og Nøss. Havnivåindekspunkta er presentert i *tabell 5.1* under.

5.1.1 Havnivå-indekspunkter frå Marthinussen (1962)

Punkta henta frå Marthinussen er basert på dateringane *T-270* og *T-296* av torvlag frå snitt han kalla Ramså 1 & 2, samt dateringa *T-266* på drivved av typen *Picea sp* frå Nøss på Andøy. *T-270* frå profil 1 ved Ramså er av Marthinussen datert til 7400 ± 150 ^{14}C år BP, som etter kalibrering ved hjelp av IntCal13 tilsvarar 8225 ± 280 kal. år BP. Marthinussen (1962) tok ut *T-270* i toppen av eit torvlag han fant i snitt 1 på Ramså ved om lag 1,85 moh. Over dette torvlaget finn han strandavsetningar der dei første 25 cm mellom 1,85-2,10 m inneheld grus og småstein. Deretter finn Marthinussen eit tjukt marint sandlag mellom 2,10-9,30 moh. inkludert overflatetorva. Funnet av marine strandavsetningar av småstein, grus og sand kvilande på dette torvlaget *T-270* tolkar Marthinussen som eit direkte teikn på at det her har skjedd ein marin transgresjon, og at dette nivået ved om lag 4 moh. svarar til det han har kalla Tapes 1 som har ein estimert alder på 6500-6000 ^{14}C år BP. Aldersforskjellen på transgresjonen i forhold til dateringane på torvlaget (7400 og 6500 - 6000 ^{14}C år BP) forklarar han ved at toppen av torvlaget har vorte erodert som eit resultat av transgresjonen Tapes 1.

Dateringane *T-296* er henta frå eit tynt torvlag funnet på toppen av ein marin avsetning med om lag 1,15 m tjukkeleik 4,05 moh i Ramså profil 2. Over dette tynne torvlaget ligg ein 1,2 meter tjukk sandavsetning som Marthinussen tolkar til å være av marint opphav. *T-296* er datert til ein alder på 6100 ± 150 ^{14}C år BP, noko som etter kalibrering svarer til 6975 ± 335 kal. år BP.

Det siste av punkta tatt med i strandforskyvningskurva i *figur 5.1*, er dateringane *T-266* frå Nøss på Andøy. Dateringane er gjort på drivved av typen *Picea* (granslekta), og funnet i ein høgde på 7,4 moh. i ein sandavsetning med ein 1 meter tjukt torvlag på toppen. Drivveden har ein alder på 4500 ± 150 ^{14}C år BP, ein alder som tilsvara 5205 ± 370 kal. år BP.

5.1.2 Strandforskyvningspunkter Møller (1984) og Utne (1973)

Regresjonsminimumet markert i strandforskyvningskurva er bassert på dateringane Møller gjorde i 1982. Funn av torv og humus frå to meter under til fem meter over middelvatn ved Petvika 6 km sør for Leknes indikerer at havnivået på eit tidspunkt har stått lågare enn i dag. Dateringane *T-4732a* gjort på det submarine torvlaget viser ein ^{14}C alder på 8350 ± 60 år BP,

noko som tilsvara ein alder på 9316 ± 175 kal. år BP. Møller (1984) daterte ein bjørkebit som låg på toppen av torvlaget 1 meter under dagens middelvatt, til 8040 ± 180 ^{14}C år BP, som omgjort til kalibrerte år tilsvara 8975 ± 450 år BP. Bjørkebiten som vart funnet på toppen av torvlaget var dekkja av strandavsetningar hovudsakleg beståande av sand og grus (Møller, 1984).

Dateringar gjort på skjell frå arten *Ostrea edulis* (flatøsters) gav ein alder på 5980 ± 100 ^{14}C år BP, noko som etter kalibrering ved hjelp av Marine13 tilseier ein alder på 6400 ± 215 kal. år BP. Funnet av flatøstersen vart gjort ved Borgavatnet som ligg rett utanfor Leknes. Bassenget vart tappa i 1975, og skjella vart funnen cirka 6 meter over middelvatt. Høgda på funnet må relaterast til utløpsterskelen på bassenget, sjølv om terskelen ikkje er godt beskrive i Møller (1984). Det nærmaste vil derfor være å relatere funnet til den tidlegare høgda på vatnoverflata som var tilnærma 8 meter over middelvatt. Dateringa vil derfor gi ein minimumsalder på når bassenget vart isolert, sidan skjellet indikerer marine forhold.

Møller daterte også ein bit av furu frå Ramså funnet i 9 meters høgde som han meiner kan indikere tapes maksimum. Furubiten er datert til 6530 ± 100 ^{14}C år BP, noko som tilsvara ein alder på om lag 7425 ± 155 kal. år BP. Alle lokalitetane og deira posisjon er høgdekorrigert 2,5 meter nedover for å tilsvara middelvatt av Møller (1984). Dette er basert på dagens forhold mellom toppen av strandvollar og middelvatt i Lofoten, og Møller antar ei usikkerheit på $\pm 1,3$ meter i denne justeringa for å ta høgde for lokalvariasjonar i faktorar som vindretningar, eksponering og tidevatt-forskjellar som kan påverke havnivået.

Inkludert i arbeidet til Møller (1984) er arkeologiske funn gjort av Utne (1973). Dateringar på kull og skjell frå grotta Storbåthallaren ved Napp på Flakstadøy indikerer bruk som busetnad i perioden mellom 5250 ± 80 til 4740 ± 140 ^{14}C år BP. Dette tilsvara ein kalibrert alder på mellom 6035 ± 235 til 5445 ± 400 år BP. Storbåthallaren ligg i dag om lag 8 meter over middelvatt. Utne (1973) fant også spor som tyda på at grotta vart busett igjen ved om lag 2460 ± 70 ^{14}C år BP som tilsvara ein kalibrert alder på 2535 ± 390 år BP.

Møller diskuterer om det er mogeleg at dette opphaldet i busetnad kan vere ein indikator på ein ny transgresjon der han blant anna legg til grunn Utne (1973) sitt funn av eit lag med småstein som inneheldt skjell frå den marine snigelen *Patelloogastropoda* (limpets) inst i grotta. Møller (1984) tolkar dette til at Storbåthallaren kan ha stått under vatt i perioden mellom busetnadane, og nemner også i denne samanhengen funnet Marthinussen (1962) gjorde av drivved frå Nøss (datering T-266 skildra i avsnittet ovanfor).

5.1.3 Strandforyskyvningsspunkter frå Barnett et al. (2015)

Punkta i strandforyskyvningsskurva inkludert frå studiet gjort av Barnett et al. (2015) baserar seg på analysar av myrar påverka av saltvatn (marskar) og eustarine sediment ved Sør-Hinnøya i Vesterålen. Det er gjennomført analysar av blant anna fornaminiferar og amøbar som er lagra inne i desse avsetningane og som reflekterer endringar i havnivå. Dette studiet dekkjer dei siste ~ 3300 åra, som gir ein indikasjon på korleis havnivåforløpet for sein-holocen har utspelt seg. Usikkerheten på både alder og høgd er også her justert av forfattar, og baserar seg på usikkerheita til måleutstyret som er nytta og miljøtolkinga i seg sjølv.

5.1.4 Strandforyskyvningsspunkter frå Øvre Storfjordvatnet

Havnivå indeks-punkta frå Øvre Storfjordvatnet er basert på ingresjon- og isolasjonskontakten funnet i kjerna STOF118. Som nemnt i resultatkapitlet er kontaktane sett ut frå ein kombinasjon av fytoplanktonanalyse og litostratigrafi, og det er deretter estimert ein alder i Clam basert på aldersmodellen laga på grunnlag av dei kalibrerte aldrane frå dateringane gjort i IntCal 13.

Justering av terskel

Den nye strandforyskyvningsskurva presentert i dette arbeidet tar utgangspunkt i kurva frå Møller (1984). I den gamle kurva er alle havnivå-indekspunkta justert i forhold til middelvatt, men som Owe (2014) poengterte i sitt arbeid, så svarar isolasjon- og ingresjonskontaktane i isolasjonsbasseng til det tidspunktet der terskelen er i same høgd som middel høgvatn. Sidan punkta frå Øvre Storfjordvatnet baserar seg på isolasjonsbasseng-metoden, og ikkje på strandvollar eller snitt, vert justeringa derfor ei annan enn i arbeidet til Møller (1984). For at saltvatn skal kunne renne inn i bassenget, treng det høgt nok trykk slik at ferskvatnet ikkje klarar å stå i mot. Owe (2014) argumenterer for at havnivået derfor må tilseie middel spring høgvatn, altså noko over nivået for middel høgvatn for at saltvatn faktisk skal kunne trenge inn i innsjøbassenget.

Dette betyr derfor at terskelen (havnivå-indekspunktet) til Øvre Storfjordvatnet som ligg cirka 6,5 moh i forhold til NN200 trengst å justerast. Det er i dette prosjektet valt å følgje Owe (2014) og justere etter middel spring høgvatn, for å være heilt sikker på at innsjøbassenget var isolert ved isolasjonskontakten. Frå før er det allereie tatt høgde for at terskelen er av sediment, og lagt inn ein usikkerheit på $\pm 0,4$ m. I tillegg ligg middel spring høgvatn i området i forhold til NN200 111 cm over. Dette vil seie at dei endelege havnivå-indekspunkta for Øvre Storfjordvatnet er satt til $5,39 \pm 0,4$ m over havet etter justering.

Tabell 5.1: Havnivåindekspunkt inkludert i den nye strandforskyvningskurva for Leknes, Vestvågøy

Lokalitet /Materiale	Havnivå- indekspunkt	Kalibrerings-metode	ΔR verdi	Alder kal. år BP	Usikkerheit (± kal. år BP)	Høgd (m over mtl)	Usikkerheit (± m)	Studie
Aldersmodell, Ingresjonskontakt	1	IntCal13	-	7685	55	5,4	0,5	<i>Dette prosjektet</i>
Aldersmodell, Isolasjonskontakt	2	IntCal13	-	5095	105	5,4	0,5	<i>Dette prosjektet</i>
Petvika(2) Torv	3	IntCal13	-	9315	175	-2,0	1,3	<i>Møller (1984)</i>
Petvika(1) Betula ssp.	4	IntCal13	-	8975	450	-1,0	1,3	<i>Møller (1984)</i>
Ramså, Andøy. Torv	5	IntCal13	-	7425	160	9,0	1,3	<i>Møller (1984)</i>
Borgavatnet (Ostrea edulis skjell)	6	Marine13	30±20	6400	215	8,0	1,3	<i>Møller (1984)</i>
Storbåthallaren kull	7	IntCal13	-	6035	240	7,5	-	<i>Utne (1973)</i>
Storbåthallaren skjell	8	Marine13	30±20	5415	210	7,4	-	<i>Utne (1973)</i>
Storbåthallaren skjell	9	Marin13	30±20	5195	240	7,6	-	<i>Utne (1973)</i>
Storbåthallaren kull	10	IntCal13	-	5445	400	7,7	-	<i>Utne (1973)</i>
Storbåthallaren kull	11	IntCal13	-	2535	390	7,5	-	<i>Utne (1973)</i>
Storbåthallaren kull	12	IntCal13	-	2430	285	7,7	-	<i>Utne (1973)</i>
Storbåthallaren kull	13	IntCal13	-	2070	235	7,8	-	<i>Utne (1973)</i>
Ramså 1, Andøy. Torv (T-270)	14	IntCal13	-	8265	280	1,8	1,3	<i>Marthinussen (1962)</i>
Nord-Mjele, Andøy. Picea ssp. (T-267)	15	IntCal13	-	7120	440	5,0	1,3	<i>Marthinussen (1962)</i>
Ramså 2, Andøy. Torv (T-296)	16	IntCal13	-	6975	335	4,1	1,3	<i>Marthinussen (1962)</i>
Nøss, Andøy. Picea ssp. (T-266)	17	IntCal13	-	5205	370	7,4	1,3	<i>Marthinussen (1962)</i>
Aldersmodell	18	IntCal09/Marine09	65±37	2780	65	1,278	1,3	<i>Barnett et. al. (2015)</i>
Aldersmodell	19	IntCal09/Marine09	65±37	2530	175	1,233	1,3	<i>Barnett et. al. (2015)</i>
Aldersmodell	20	IntCal09/Marine09	65±37	2255	95	1,303	1,3	<i>Barnett et. al. (2015)</i>
Aldersmodell	21	IntCal09/Marine09	65±37	2150	150	1,398	1,3	<i>Barnett et. al. (2015)</i>
Aldersmodell	22	IntCal09/Marine09	65±37	1750	200	1,495	1,3	<i>Barnett et. al. (2015)</i>
Aldersmodell	23	IntCal09/Marine09	65±37	1075	125	0,638	0,475	<i>Barnett et. al. (2015)</i>
Aldersmodell	24	IntCal09/Marine09	65±37	750	100	0,663	0,475	<i>Barnett et. al. (2015)</i>
Aldersmodell	25	IntCal09/Marine09	65±37	575	125	0,688	0,475	<i>Barnett et. al. (2015)</i>

5.2 Strandforskyvningskurve for Leknes, Vestvågøy

Strandforskyvningskurva baserar seg på havnivå-indekspunkta (forkorta HNIP) henta frå dei ulike studiane presentert ovanfor. Dei ulike studiane sprikar noko i resultat, og det er ikkje heilt semd i korleis havnivået har endra seg gjennom tida. Forskjellige metodar har vore nytta, noko som igjen knyt ulik usikkerheit til dataene. Bruk av strandvollar og snitt inneber større vertikal usikkerheit då der er mange faktorar som spelar inn i danninga av desse. Møller (1984) og Marthinussen (1962) har prøvd å ta omsyn til faktorane, men i praksis er påverknaden vanskeleg å vite nøyaktig. Også dateringsmetodar har utvikla seg, og ein ser at dateringane frå tidlegare arbeid systematisk inneber ei større usikkerheit. Havnivåindekspunkta frå Øvre Storfjordvatnet derimot er sett basert på isolasjonsbassengmetoden, og har ein meir sikker definert vertikal usikkerheit. Terskelhøgda er justert i forhold til middel spring høgvatn, samt at det er tatt høgde for eventuell erosjon gjort på sedimenta som danna terskelen til bassenget.

Det er fortsatt stor usikkerheit for store delar av kurva, og ytleigare arbeid trengs for å forbetre dette. Ut frå dei nye havnivå-indekspunkta er det gjort ei justering av dei tidlegare kurvene, der enkelte funn vil verte diskutert og eventuelt avkrefta. I den nye kurva er det presentert eit alternativt hendelseforløp for Tapestransgresjonen. Den nye kurva kan ein sjå i *figur 5.1*, der havnivåindekspunkta er sett opp i *tabell 5.1* over.

5.2.1 Regresjonsminimum (HNIP 3 og 4)

Regresjonsminimumet markert i strandforskyvningskurva som nemnt ovanfor bassert på dateringane Møller gjorde i 1982. Den submarine torva ved Petvika tolkar Møller (1984) til at dåtidas middelvatn låg 3-4 meter lågare enn dagens middelvatn. Dateringane av torvlaget (HNIP 3) gir ein minimumsalder på regresjonsminimumet på $\sim 9315 \pm 175$ kal år BP. Bjørkebiten (HNIP 4) som vart funnen på toppen av torvlaget dekkja av strandavsetningar hovudsakleg beståande av sand og grus, indikerer at det relative havnivået har steget ein gong etter 8975 ± 450 kal. år BP (Møller, 1984).

Marthinussen hadde også to tilsvarande eldre dateringar (T-294 og T-295). Funn av torvlag vart gjort i snitt 1 ved Ramså cirka 1,3 og 1,05 meter over havet, og alderen på desse torvlaga vart datert til respektivt 9450 ± 250 og 9900 ± 200 ^{14}C år BP. Dette svarar til ein kalibrert alder på

11410 ± 655 år BP for T-294 og 10875 ± 720 år BP for T-295. Disse er ikkje inkludert i denne kurva, då aldersusikkerheita på desse er svært stor. Dei kan imidlertid være ein indikator for maksimumsalder for regresjonsminimumet.

I denne delen av kurva er både Møller (1984) og Marthinussen (1962) i samsvar om at havnivået låg fleire meter under dagens nivå, og dette er tatt til følgje også i den nye kurv presentert her (*Figur 5.1*). Torvlag indikerer at havnivået har stått noko lågare enn sjølve laga, og kurva må derfor bli trekt i underkant for begge punkta, noko som samsvarar med tidlegare abeid.

5.2.2 Starten av den påfølgande Tapestransgresjonen (HNIP 14 ,1)

I denne delen av kurva startar dei første usemjene i forhold til hendelseforløpet i havnivåhistoria. Dateringa T-270 (HNIP 14) gjort i toppen av Ramså snitt 1 som ligg cirka 4 moh. skal i følgje Marthinussen (1962) markere første av fire toppar i Tapestransgresjonen. Denne er datert til ein kalibrert alder på 8220 ± 280 år BP. Møller på si side har ikkje funnet noko indikasjon i sine data for at havnivået skal ha stoppa opp eller snudd etter at havet begynte transgradere. Øvre Storfjordvatnet (HNIP1) ligg for høgt til å kunne seie noko om kvar havnivået har stått for denne tidsperioden av kurva. Det ein derimot kan sjå i kjerna tatt frå Øvre Storfjordvatnet er eit stort tsunamilag som er tolka som Storeggatsunamien. Frå før veit ein at den kjende alderen for denne hendinga er mellom 8175-8120 kal. år BP (Bondevik et. al., 2012), og den kan derfor ha forårsaka mulige mistolkingar av havnivået i tidlegare studiar. Denne problemstilling vil verte diskutert i underkapittel 5.4.1 lenger nede.

På grunnlag av dette er det valt å dra kurva under HNIP 14, då havet på dette tidspunktet må ha stått under torva.

5.2.3 Tapestransgresjonen maks, (HNIP 1, 5, 6, 15, 16)

Etter ein antatt kontinuerlig havnivåstigning frå regresjonsminimumet treff havnivået HNIP 1, og Øvre Storfjordvatnet går frå eit lakustrint til eit marint miljø og er blitt ein del av havet. Litostratigrafien frå STOF-118 avslører ein kort brakkvatn fase, før ein lang samanhengande marin fase. At brakkvatn-fasen er så kort, kan indikere eit hurtig stigande havnivå, og av denne grunn er kurva trekt relativt bratt vertikalt. Ingresjonskontakten til Øvre Storfjordvatnet er henta ut av aldersmodellen (*Figur 4.10*), og sett til 7685 ± 55 kal. år BP. Ved dette punktet er

havnivåkurva dratt midt gjennom, fordi punktet speglar høgda på middelvatnet i det augneblinken bassenget vert ein del av havet.

Etter HNIP 14 som representerte Marthinussen (1962) sin «Tapes 1», viser han til to dateringar han har tatt høvesvis 5 (HNIP 15) og 4,1 (HNIP 16) moh. Desse har ein alder på 7120 ± 440 og 6975 ± 335 kal. år BP. Drivveden som HNIP 15 representerer (Tapes 2), og har i følgje Marthinussen (1962) vorte hindra av uviss grunn å følge det stigande havnivået opp til «Tapes 4» maksimums nivå. Torvlaget (HNIP 16) mellom dei to marine sandlaga funnet i snitt 2 ved Ramså, er av Marthinussen tolka til å skildre ein regresjon som fant stad for rundt 6975 ± 335 kal. år BP sidan. Nedre grense av denne regresjonen er av Marthinussen ukjent, men det marine laget over torva indikerer transgresjon mot det han kallar «Tapes 3». Det marine grovkorna sandlaget under torvlaget har han knytt til regresjonsfasen etter «Tapes 2».

Som nemnd ovanfor avslører litostratigrafien til STOFFP-118 at det påfølgande laget etter ingresjonskontakten representerer ein lang marin fase. Dette marine laget består av homogene sediment, og det er ikkje funnet nokre antydningar til at miljøet forandrar seg. Aldersmodellen for kjerna estimerar ein alder på den marine fasen frå 7685 ± 55 til 5575 ± 150 kal. år BP. At ein finn ein marin fase som varar lengre enn tidsperioden der ein finn HNIP 15 og 16, ser ut til å avkrefte teorien til Marthinussen om at havet har hatt fleire små transgresjonar og regresjonar i denne perioden. Dersom det har vore svingingar i det relative havnivået i denne perioden kan dei i så fall ikkje ha gått under høgdeplasseringa til HNIP 1 og 2.

Det HNIP 1 og 2 ikkje kan bevise, er kor høgt toppen av Tapestransgresjonen har nådd, og når maksimumet inntreffer. Det er derfor i kurva stipla eit kurveforløp, der maksimumet er tolka til å ligge mellom HNIP 5 og 6. HNIP 5 er bassert på at Møller (1984) gjennomførte datering på ein furukvist funnet på Ramså ved 9 meter strandlinja som han argumenterer for kan ha representere Tapes-maksimum. Furubiten er kalibrert til ein alder på 7425 ± 155 år BP. Det er her valt å trekke kurva under sjølve midtpunktet av HNIP 5, men så vidt innafor usikkerheita i alder og høgde. Dette fordi gradienten på havstigninga ville blitt svært bratt mellom HNIP 1 og 5 dersom midpunktet hadde vært nytta. Den eigentlege vertikale usikkerheita i HNIP 5 kan også være noko større enn det som er vist i *figur 5.1*, sidan dette punktet er projisert heilt frå Ramså. Usikkerheita forbundet med å projisere punktatar med slike avstandar, gjer at punktet HNIP5 ikkje er vektlagt i like stor grad.

Strandvollane frå Kollvika og Sennesvika beskrive i kapittel 4.2 skal som sagt i følgje Møller (1984) har tilsvar tidlegare strandlinjer i 9 og 6 metershøgde, der 9 meters-strandlinja samsvarar med Tapes-maksimum. Etter høgdejusteringa var gjennomført, tilsvara høgda på desse 10 og $8,8 \pm 1,3$. Det vil då seie at desse overlappar godt. I følgje Møller (1984) skulle desse representere dei to strandlinje nivåa ved 6 og 9 meter, men etter justeringa kan den minimale høgdeforskjellen indikere at begge tilsvara same strandlinje og at dei representerar Tapes-maksimumet. Strandvollane frå Sennesvika og Kollvika kan derfor moglegvis brukast til å få ein indikator på kva høgde Tapes-maksimumet har stått på i overlappen av høgdeusikkerheita.

HNIP 6 er brukt til å avgrense tidspunktet for når havnivået tar til å søkke igjen etter Tapes maksimum, og er basert på ei datering gjort av Møller (1984) på flatøsters av typen *ostrea edulis* frå Borgavatnet utafor Leknes. Etter kalibrering får dette punktet ein alder på 6400 ± 215 kal. år BP. Flatøsters er ein marin indikator, noko som indikerer at havnivået må ha stått høgare enn terskelen på vatnet slik at avsetningsmiljøet i bassenget var marint. Kurva for dette punktet er dratt under sjølve punktet, men tangerar fortsatt feilmarginen for alder i 8m høgde over middelvatn. Årsaka til dette vert forklart i neste underkapittel (5.2.4).

5.2.4 Midt-holocen regresjon, (HNIP 2, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 17)

Etter antatt tapes-maksimum mellom 7425 ± 155 kal. år BP og 6400 ± 215 kal. år BP sidan, ser ein for seg at havet har hatt ein stabil sakte regresjon. Glødetapsverdiane i STOFFP-118 får ein oppgang ved 160 cm djupn på cirka 5%, noko som kan indikere at det vert grunnare havnivå og dermed meir organisk produksjon bassenget. Ut frå aldersmodellen er alderen ved dette djupet estimert til cirka 6520 ± 144 kal. år BP, noko som samanfalle relativt bra med HNIP6.

Utne (1973) presenterte arkeologiske data, som indikerer busetnad i Storbåthallaren 8 meter over middelvatn mellom 6035 ± 240 til 5445 ± 400 år BP. Dette vert av Møller (1984) tolka til at havnivået må ha stått maksimalt 5-6 meter over dagens middelvatn. Denne indikatoren er også grunnen til at kurva ikkje blitt dratt gjennom midtpunktet HNIP 6, fordi aldersusikkerheita på HNIP 7 overlappar med usikkerheita til HNIP 6. Dette argumentet som Møller presenterer er derfor brukt som ein peikepinn for gjeldande periode i den nye kurva (*figur 5.1*) presentert i dette arbeidet.

Marthinussen (1962) har gjort ei datering av drivved av typen *Picea*, som han fant i eit sandlag med torvlag på toppen ved Nøss på Andøya (7,4 moh.). Denne lokaliteten representerer HNIP 17 i strandforskyvningskurva, og har ein kalibrert alder på 5207 ± 372 år BP (4500 ± 150 ^{14}C år

BP). Marthinussen tolkar dette havnivået til å korrespondere med Tapes 4 strandlinja som er sett til om lag 4800 ^{14}C år BP. Aldersdifferansen mellom Tapes 4 og dateringa HNIP 17 (T-266) er omtrent 300 ^{14}C år, vert forklart med ein stillstand i det relative havnivået. Tapes 4 er også for Marthinussen rekna som det høgaste Tapes maksimumet under transgresjonen, og er inversert i forhold til det blant anna Møller (1984) har funnet i Lofoten området, eller generelt det ein ser lengre sør i Vest-Noreg (Svendsen & Mangerud, 1987; Lohne et. al., 2007; Owe, 2014 m.m). Saman med funn av ein sekundær periode med busetnad i Storbåthallaren i perioden 2535 ± 390 til 2070 ± 235 kal. år BP (HNIP 11-13), har Møller (1984) sett på moglegheita om ein ny transgresjon for perioden mellom busetnadane.

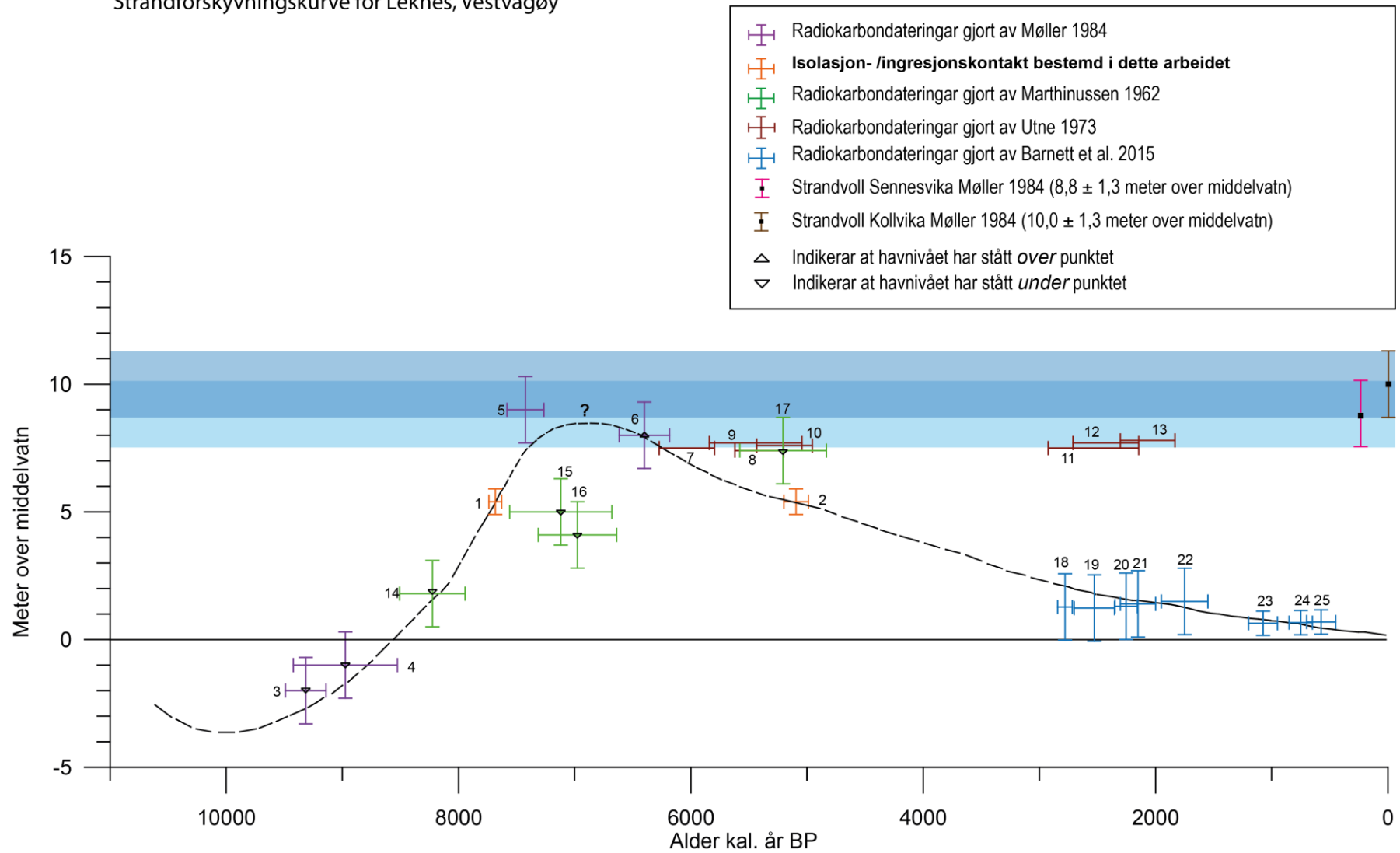
HNIP 2 som ligg 5,4 meter over middelvatn, representerer isolasjonskontakten frå Øvre Storfjordvatnet, og har fått ein kalibrert alder på 5095 ± 105 år BP. Dette punktet vert vist i kjerna som slutten på ein lengre brakkvatn-fase enn det ein såg i byrjinga av transgresjonen som representerar HNIP 1 og ingresjonskontakten i kjerna. Etter HNIP 2 er det ein kontinuerlig lakustrin fase som går fram til i dag. Den lengre brakkvatn-fasen kan være som nemnt ovanfor ein indikator på eit sakte stabilt søkkande havnivå. Dette vil då seie at transgresjonen som Møller (1984) meiner HNIP 17 kan indikere, på mange måtar vert utenkeleg fordi havnivået då må ha gjort eit byks, og søkke fleire meter på nokre få hundre år om kurva skulle vore dratt gjennom dette punktet. I tillegg fell også den kalibrerte alderen med usikkerheitane for HNIP 17, innanfor den perioden ein antar det har vore busetnad i Storbåthallaren (HNIP 7-10). Av denne grunn vil funna i kjerna frå Øvre Storfjordvatnet sett saman med dei andre datane i kurva, langt på veg avkrefte tanken om ein sekundær transgresjon under Tapestransgresjonen.

Dataene funnet i kjerna frå Storfjordvatnet støttar ikkje opp under fleire storskala transgresjonar og regresjonar i løpet av Tapestransgresjonen på same måte som datane frå Andøya gjer. Usikkerheite rundt høgdejusteringa til snitt og landformane som dataene frå Marthinussen (1962) basserar seg på, samt kva faktorar som har råda i danninga av desse og i kva grad, gir rom for misstolkingar. Det kan derfor være ein moglegheit til å sjå på ander forklarande årsakar til kva eller kvifor desse avsetningane er avsett. Tanken om at HNIP 14 eigentleg representerer Storeggatsunamien i staden for avsetning frå Tapestransgresjonen, kan også gi grunnlag for at HNIP 17 moglegvis er feiltolka, og representerer ein yngre tsunamihending frå til dømes ei submarin skredhending ved Trænadjupet. Dette vert tatt opp igjen i kap 5.4.3.

5.2.5 Sein-Holocen, siste del av strandforskyvningskurva (HNIP 18 – 25)

Dei siste punkta i strandforskyvningskurva baserar seg på dateringar henta ut frå saltmarsk sediment frå sørkysten av Hinnøya i Vesterålen. HNIP 18-25 representerer havnivåendingane dei siste ~ 3000 - ~500 åra, og er tatt med for å ha nokre data i enden av strandforskyvningskurva også. Desse punkta representerer ei litt større vertikal usikkerheit (1,3m) enn punkta frå Storfjordvandet av nokre ulike grunnar. Fordi metoden som er brukt baserar seg på saltmarskar, så har ein ikkje ein utløpsterskel å forholde seg til, og ein må derfor ta hensyn til at sedimenta kan ha sige saman. Det er også tilknytt usikkerheit rundt tidevatnsnivået som dei ulike artane av foraminiferar representerar (Barnett et al., 2015).

Strandforskyvningskurve for Leknes, Vestvågøy



Figur 5.1: Strandforskyvningskurve for Leknes, Vestvågøy. Havnivåindekspunkta (HNIP) er nummerert, og kan sjåast i tabell 1.

5.3 Den globale havnivåkurva samanlikna med strandforskyvningskurva for Leknes

Det globale havnivået har gjennom tida hatt store variasjonar gjennom istider der hovudkjelda til havnivåbevegelsen har vore utveksling av vatn mellom havet og store isdekke, samt jordoverflata sin respons på endring i vektfordelinga (Lambeck et.al., 2014). Den globale havnivåhistoria gjennom siste istid er karakterisert av nokre større hovudhendelingar, der havnivået stod ~135 meter under dagens havnivå i perioden ved siste istids maksimum for cirka 21.000 kal. år BP sidan (*Figur 1.3*). Etter dette steig havet hurtig for ein kort periode før ein stillstand skjedde omkring 18.000-16.500 kal. år BP, mens perioden mellom cirka 16.500 kal. år BP til ~8.2 kal. år BP igjen var karakterisert av hurtighavnivåstigning, der Lambeck et. al. (2014) har kome fram til at gjennomsnittleg havnivåstigninga har svart til 12 meter per 1000 år.

Innanfor denne perioden har ein også sett hendingar av hurtigare rate på havnivåstigninga, der desse har vorte klassifisert som smeltevatnpulsar. Hovudsakleg to hendingar eller smeltevatnpulsar er registrert med MWP-1a som den første der havet steig med ≥ 40 mm per år mellom 14.500 og 14.000 kal. år BP. MPW-1b er det ikkje funnet like klare bevis på, men det er registrert ei lita auke i havnivåstigninga rund 11.300 år BP der havet steig med ~16.5 mm per år (Lambeck et.al., 2014) (*Figur 1.3*).

Mellom 8.200 til 6700 kal år BP skjer det ein reduksjon i hurtigheita til havnivåstigninga, noko som samanfall med perioden der dei siste delane av det nord-amerikanske isdekket smeltar rundt 7000 kal år BP. Frå 6700 – 4200 kal år BP stig havet ytterlegare ~3 meter, før dei siste ~4200 åra viser eit svært stabilt globalt havnivå med stigning i storleiksorden ~ 1 meter (Lambeck et.al., 2014).

Kva dette inneberer for den lokale strandforskyvningskurva ved Leknes er hovudsakleg at fram til rundt 6700 kal år BP er det relative havnivået styrt hovudsakleg av det globale hurtigstigande havnivået. I perioden mellom 6700 og 4200 år BP tar gradvis landhevinga over, og det relative havnivået går frå å stige til å søkke. Dei ~4000 åra har havnivået hovudsakleg vore styrt av landhevinga i området og viser ei jamn regresjon. Det som tidlegare arbeid (Marthinussen, 1962; Møller, 1984) har vore tolka som store svingingar i middelvatn, altså rask skifting mellom korte periodar med transgresjon og regresjon gjennom midt-holocen, er vanskeleg å forklare kun ut frå den globale havnivåhistoria i samspel med lokal isostasi. Den jamne stigninga i

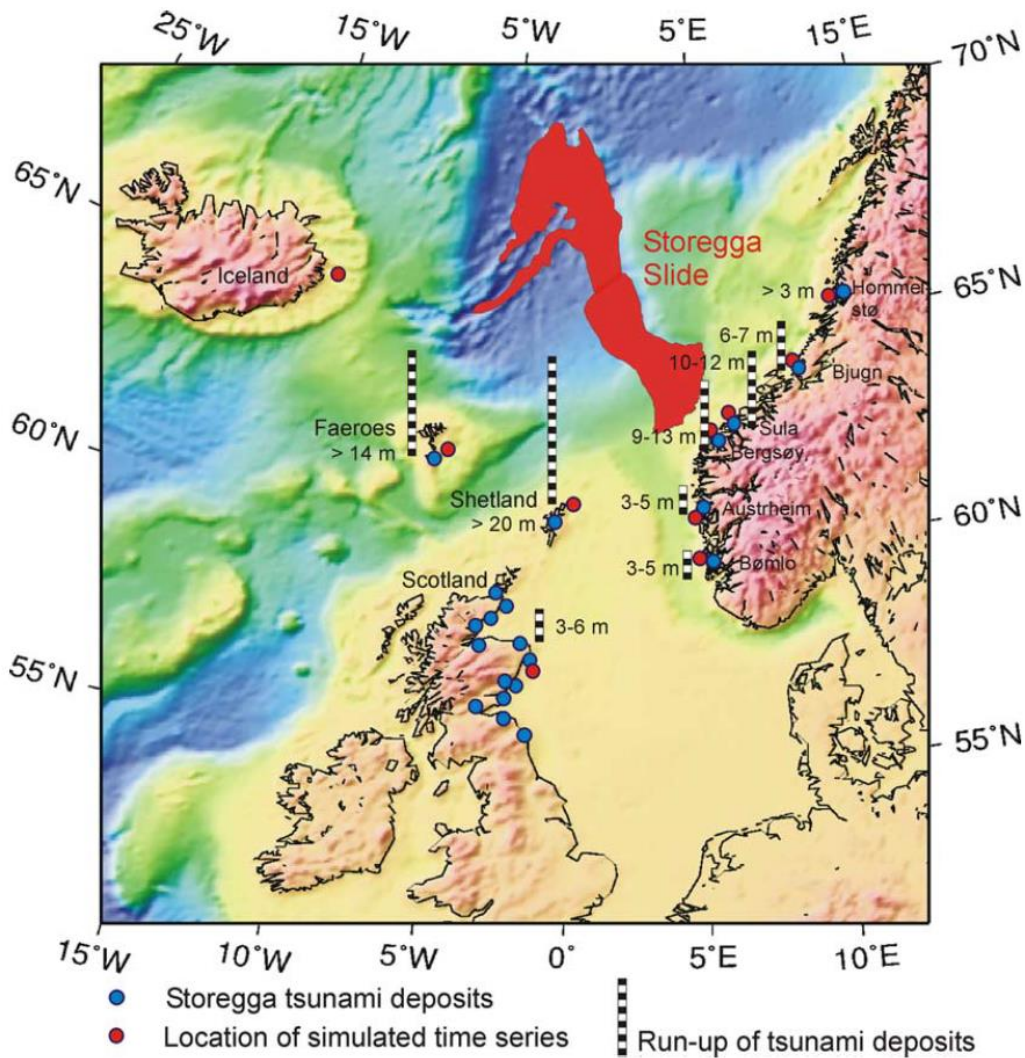
globalt havnivå gjennom Tapestransgresjoenn ville i så fall bety at desse raske endringane måtte skyldast veksling mellom store sprang og opphald i landheving. Data frå dette studiet tydar på at nokre av dei raske fluktuasjonane indikert i tidlegare arbeid ikkje er reelle (*figur 5.1*), men kan ikkje avkrefte alle. Ein mogeleg forklaring på nokre av observasjonane til Marthinussen (1962) og Møller (1984) kan vere at havnivå-indekspunktta ikkje nødvendigvis speglar middelvatn, men heller ekstremhendingar som til dømes kraftige stormar eller tsunamiar.

5.4 Storeggatsunamien

Hypotesen om at ein tsunami generert av eit skred ved Storegga trefte Vest-Noreg, vart først presentert i hovudfagsoppgåva til Svendsen (1985) og seinare i Svendsen & Mangerud (1990). Sidan den gong er store delar av vestkysten til Noreg undersøkt, og det er funnet spor etter tsunamien frå Nordkinn, Rolvsøya og Sørøya heilt nord i Finnmark (Romundset & Bondevik, 2011) til Lyngen i Troms (Rasmussen et al., 2018) og til Bømlø i sørvest Noreg (Bondevik et al., 1997b). Fleire storskala submarine skred har prega området som er kalla «Storegga Skred forseinkinga – Nordsjøvifta», ofte utløst i samanheng med store isframrykk til kanten av kontinentalhylla i Midt-Noreg (Haflidason et al., 2005). Det siste Storeggaskredet skal i følgje Haflidason et al. (2004) ha hatt ein utbreiing på om lag 95 000 km², og inneheldt ein masse på om lag 2400-3200 km³. Storeggaskredet er også rekna til å være det største eksponerte submarine skredet i verda (Haflidason et al., 2004). Stratigrafiske bevis har avslørt at etter cirka 0,5 millionar år BP har det førekomme semi-regulære hendingar av desse submarine skreda assosiert med isframrykk, og at det har vore ein mekanisme for å frakte sediment frå sjøve kontinentalhylla og ut i den djupe delen av havbassenget (Haflidason et al., 2004; Haflidason et al., 2005).

Tidlegare har ein datert dette Storeggaskredet og den påfølgande tsunamien til perioden mellom 7250 og 7350 ¹⁴C år BP noko som korresponderer med ein kalibrert alder på om lag 8000-8200 år BP (Dawson et al., 2011 referert til i Bondvik et al., 2012). Funn av terrestrisk mose med bevart klorofyll som bevisleg vart begravd av tusnamien har derimot gjort det mogeleg å datere denne hendinga med ein svært god presisjon på geologisk skala (Bondevik et al., 2012). Kombinasjonen av dateringar på sjøve mosen, samt dateringssekvensar over og under sediment grensa til tsunamilag, gjorde at Bondevik et al. (2012) fant ein alder på mellom 8175-8120 kal. år BP for Storeggatsunamien.

Også andre stadar enn i Noreg er det funnet bevis for Storeggatsunamien. Tsunamiavsetningar er funnet i Aust-Skotland, Shetland og på Færøyane. Data samla inn frå dei forskjellige regionane har gjort at ein har relativt god kunnskap over påverknaden tsunamien har hatt. Den høgaste oppskyllingshøgda av tsunamiavsetningar er funnet på Shetland over 20 meter over havet (figur 5.2). I Noreg har ein funnet ut at Storeggatsunamien har rukket opp til innsjøbasseng på 10-12 meter, medan i Nord-Aust Skotland har ein noko lågare oppskyllingshøgda på om lag 3-6 meter over havet (Bondevik et al., 2005a). Oppskyllingshøgda i dei forskjellige regionane for Storeggatsunamien er beregna i forhold til havnivået på den tida tsunamien inntraff, og kan sjåast i figur 5.2.



Figur 5.2: Utbreiinga av Storeggatsunamien og oppskyllingshøgda i dei forskjellige regionane henta frå Bondevik et al. (2005a).

Rekkevidda til Storeggatsunamien var kolossal, og det er funnet bevis på at den har nådd så langt som ~ 100 km inn i fjordar på Vestlandet. Vasskog et al. (2013) har gjort funn av ein tre meter tjukk sekvens innerst inne i Nordfjord som er tolka til å vere avsett av Storegga tsunamien, og ein har estimert minimums oppskyllingshøgde til å vere mellom 1 – 7,5 meter. Sekvensen deler karakteristiske trekk med kjende tsunamiavsetningar frå andre innsjøbasseng. Typisk er einingar med silt som har undereiningar med innhald av skjell eller planterestar, grus og sandklastar, samt gytja frå sjølve innsjøbassenget som er avsett på nytt (Vasskog et al., 2013). At Storeggatsunamien er funnet innerst i enden av Nordfjord, tydar på at tsunamien kan ha hatt større rekkevidde eller kome til fleire plassar enn ein har tidlegare antatt. Årsaka til den store rekkevidda har vore store bølgelengder på mellom 600-800 km (Vasskog et al., 2013), og det er derfor ikkje utenkeleg at andre fjordar også er inundert av tsunamien.

Bondevik et al. (1997b) såg på sedimentologien til tsunamiavsetningar og utarbeida eit klassifiseringsystem av dei ulike einingane ein typisk finn. Han klassifiserte sedimenta inn i 9 «*facies*» (sedimentære einingar som deler dei same karakteristikkane) og delte desse inn igjen i gruppe A og B. Gruppe B og facies 4-8(9) er dei som beskriv tsunamiavsetningane. Facies 4-9 inneheld stor variasjon av sediment, der tsunamilaget ofte kviler på ei erosjonsgrense i kjerna som tsunamien har danna grunna høg energi. Sedimenta varierar frå fin sand til grøvre sand, grus, ein miks av organisk og minerogene klastar kalla organisk konglomerat, før ein som regel får det finkorna materialet på toppen av tsunamieininga. For ein meir utfyllande skildring av dei forskjellige facies sjå underkapittelet om Eining 5 i kapittel 4.1.1.

5.4.1 Storeggatsunamien i Øvre Storfjordvatnet

Øvre Storfjordvatnet har ut frå strandforskyvningskurva presentert i *figur 5.1* ligge cirka 1 – 3 meter over havnivået då Storeggatsunamien inntraff. Storeggatsunamien må ha kome inn det som i dag kan sjåast som Storfjorden sør for innsjøbassenget via Ner-Storfjordvatnet, og der etter inn i Øvre Storfjordvatnet. Beskrivinga av sjølve tsunamieininga kan ein finne i kapittel 4.1.1 under eining 4. Tsunamieininga i kjerna inneheld stort sett alle dei forskjellige facies som Bondevik et al. (1997b) beskriv, og framstår som eit godt eksempel på korleis tsunamiavsetningar i innsjøbasseng typisk kan sjå ut. Avsetninga er på litt i underkant av 75 cm.

Storeggatsunamien er i kjerne STOFF-118 plassert midt i mellom to lakustrine einingar som er tolka til eigentleg å vere det same laget. Den nedre grensa er utan tvil ei erosjonsgrense der den lakustrine gytja brått går over i eit lag av grus. Dette kan tyde på høg energi og det er ikkje utenkeleg at gytja som har vorte riven opp, er den ein finn igjen som klastar i tsunamieininga. På toppen av eininga finn ein eit typisk tynt siltlag som legg seg og forseglar tsunamiavsetninga etter at energien har gått betrakteleg ned.

Bondevik et al. (1998) skildrar problematikken i tsunamiforskning, og utfordringane knytt til det å skilje sediment avsett frå tsunami og liknande avsetningar som har vorte avsett som eit resultat av langtidsendringar i havnivå og stormaktivitetar. Trass i at dei forskjellige hendingane som Tapestransgresjonen og Storeggatsunamien representerer, og forskjellane deira i varighet, har Storegga-avsetningar tidlegare vorte feiltolka til å utgjere Tapesavsetningar. Det generelle tanken då har vore at under transgresjonen har havnivåstigninga erodert sedimenta i og rundt innsjøar, som saman med den marine tilførte sanden har utgjort eit kaotisk transgresjonslag i kjernar (Bondevik et al., 1998). Eksempelvis beskriv Rasmussen et al. (2018) eit slikt tilfelle med eit innsjøbasseng som er undersøkt ved Lyngen i Troms av Corner og Haugane (1993). Desse identifiserte det dei kalla *miksa sedimenta* i tre av fem undersøkte innsjøbasseng som låg nær Tapesstrandlinja. Dei *miksa sedimenta* inneheldt ei god blanding av både organisk og minerogent materiale med innhald av både ferskvatn- og marinediatomear. Dei vart derfor tolka til å representere sediment frå Tapestransgresjonen under midt-holocen. Seinare arbeid av Bondevik et al. (1997a,b) viste store likskapar mellom desse miksa sedimenta og Storeggatsunami-avsetningane, noko som gjorde at dataene vart undersøkt på ny og Storeggatsunamien vart konstatert funnet i innsjøbassenga (Rasmussen et al. 2018). Feiltolkinga har også vore kjelde til at Tapestransgresjonen tidlegare har vore tolka til å representere eit havnivå som låg 2-3 meter for høgt, samt ein alder som har vore 1000 år for gammal ved enkelte lokalitetar (Bondevik et al., 1998).

Konklusjonen til Bondevik et al.(1998) er at der Storeggatsunami avsetningane er prega av høg energi, klastar av forskjellig organisk materiale og sand eller grus av forskjellig kornstørrelse, skil seg frå dei sedimenta som representerer Tapestransgrejsonen. Sjølv om tsunamiavsetningane tidlegare var tolka til å vere Tapestransgresjonen har dette altså vist seg å ikkje stemme. Tapestransgresjonen er heller karakterisert av homogen olivenbrun til oliven grå gytje med innslag av silt og sand. Tar ein denne konklusjonen og samanliknar det med funn i STOFF-118 i tillegg til dateringane gjort over og tsunamilaget, så stemmer funna godt overeins.

Då både Marthinussen (1962) Møller (1984) gjorde sine undersøkingar av havnivået i Lofoten var ikkje desse problemstillingane rundt Storeggatsunamien kjent, og det kan derfor tenkast at nokre av deira funn dom vart tolka som ein transgresjonshending i staden kan ha vore eit resultat av Storeggatsunamien. Særleg ein lokalitet hjå Marthinussen (1962) kan diskuteras i forhold til denne problemstillinga, nærare bestemt snitt 1 ved Ramså på Andøya.

5.4.2 Storeggatsunamien ved Ramså?

Torvlaget (T-270) Marthinussen daterte frå Ramså snitt 1 om lag 4 moh, viste ein estimert alder å 8225 ± 282 år BP kal. år BP. Dette vil då seie at lokaliteten og torvlaget ligg innanfor tidsperioden (8175-8120 kal. år BP.) som ein no har funnet ut at Storeggatsunamien skal ha skjedd (Bondevik et al., 2012). I tillegg har ein som nemnt ovanfor kunnskapar om at oppskyllingshøgda langs kysten av Noreg har vore på opp til 10-12 meter (Bondevik et al. 2005a), noko som også plasserer lokaliteten godt innanfor denne høgdegrensa.

Marthinussen (1962) beskrev lagdelinga til lokaliteten med mellom 0,1 – 0,55 moh dekt av strandavsetningar med kornstorleik i grus størrelse, 0,55-0,80 moh grovkorna sand og finkorna grus samt ein del med strårestar. Mellom 0,80 – 1,0 moh representerer ei sone med vekslende lag av torv og sand, og deretter mellom 1,0-1,2 moh finn ein det daterte torvlaget. Ei datering nedst i dette torvlaget (T-295) indikerer ein alder på 9450 ± 250 ^{14}C og sedimenta under er derfor forbunden med regresjonsminimumet.

Datering T-270 vist som HNIP 14 i strandforskyvningskurva, er derimot tatt i øvre del av dette torvlaget. Marthinussen (1962) skildrar avsetningane ovanfor som strandavsetningar av grus og småstein, før ein får eit langt sandlag som inneheld både torv og antakeleg eolisk sand. Som nemnt ovanfor i underkapittel 5.1 er dette punktet tolka i samanheng med ein transgresjon som Marthinussen har kalla Tapes 1. At han finn strandavsetningar på toppen av eit torvlag er for han direkte bunde saman med ein transgresjon, og aldersdifferansen mellom torvlaget og den kjente alderen på «Tapes 1» forklarar han som følge av erosjon ved transgresjonen.

Funnet av eit gruslag på toppen av torva, for så å få gradvis finare kornstørrelsar oppover i snittet i kombinasjon med indikasjonar på at torvlaget er erodert, vekker mistanke om at ein tsunami kan vere involvert. Dei store kornstørrelsane avsett rett på toppen av torvlaget, samt

klastar eller innblanding av torv i det påfølgande sandlaget kan minne om dei skildringane ein har sett frå kjerner som har påvist funn av storeggatsunamien.

Lokaliteten er ikkje undersøkt i dette prosjektet og ingen bileter eller skisser er presentert i Marthinussen (1962), slik at denne tolkinga er basert på spekulasjonar. Det er alikevel tenkeleg at dette er ein mogleg forklaring på kvifor ein har fått slike avsetningar og kvifor Marthinussen har tolka dette som ein eigen transgresjon med påfølgande regresjon.

5.4.3 Andre moglege tsunamihendingar

Ideen om at HNIP 14 (T-270 lokaliteten) kan representerer avsetningar frå Storeggatsunamien har også gjort at tanken om at dei andre funna til Marthinussen (1962) som han har tolka til fleire korte transgresjonar innad i Tapestransgresjonen, kan ha representert andre tsunamihendingar eller liknande.

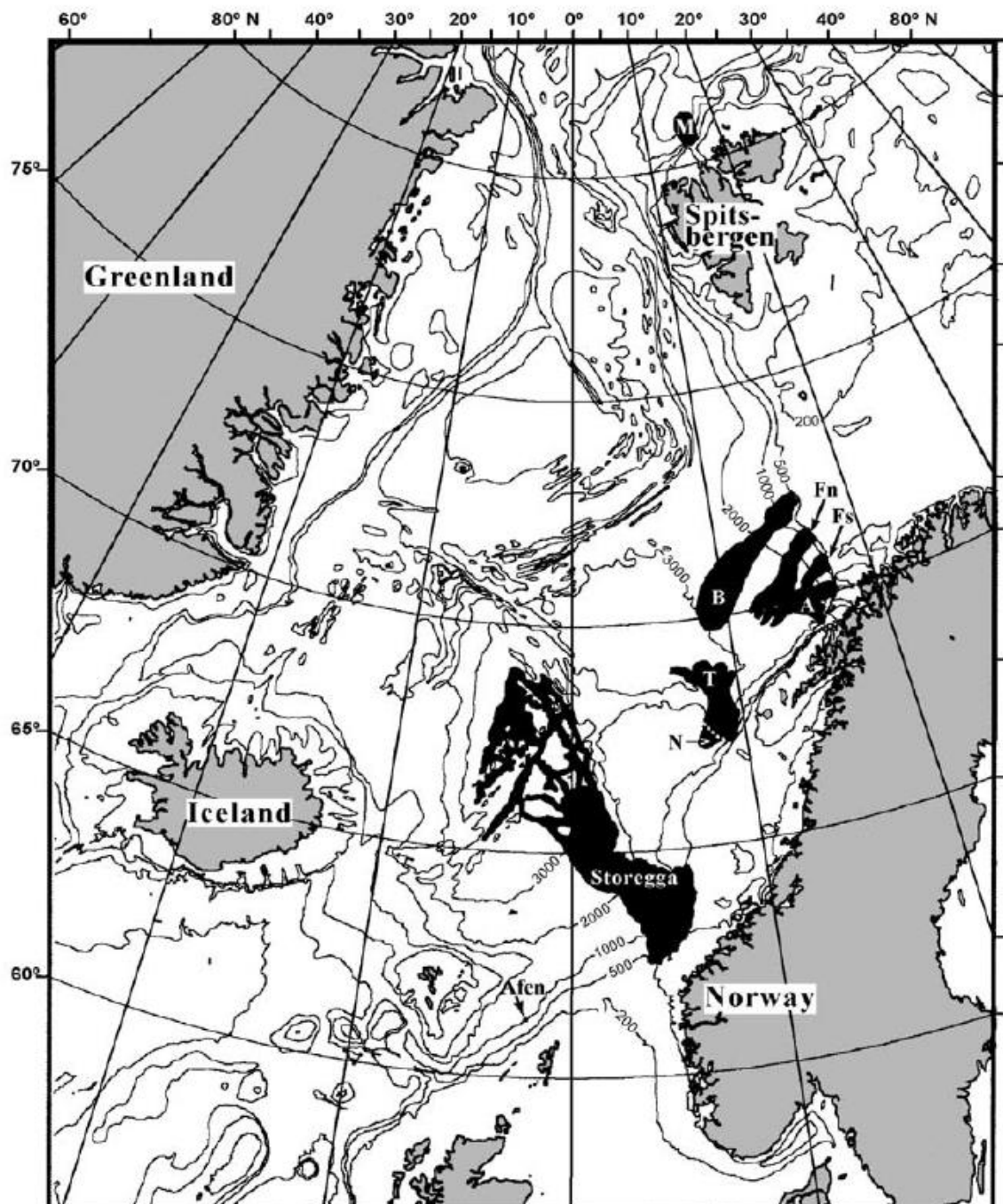
Store submarine skred kan sporast langs kontinentalsokkelen til Norskekysten, og skal i følgje Haflidason et al. (2004) som nemnt ovanfor ha fungert som ein mekanisme til å frakte materiale frå lengre inne på sokkelen og ut på djupet i havet. Gjentatt submarine skred har vore med på å forme kontinentalsokkelen og danna storskala geologiske forseinkingar. I tillegg til Storeggaskredet har ein også kunne datere eit yngre skred frå Trænadjupet til om lag 4000 ¹⁴C år BP. Forutan Storeggaskredet er det uvisst i kva grad desse andre submarine skreda har danna tsunamibølger (Bondevik et al., 2005b). Oversikta over identifiserte skred kan sjåast i *figur 5.3* under.

Shetland er ein annar region som på mange måtar liknar på Noreg, og har mange innsjøbasseng som fungerer bra som fellar for tsunamiavsetningar. Over 1000 innsjøbasseng med bergrunnsterskel som er erodert ut av tidlegare isdekke er å finne på Shetland, og i undersøkingar utført Bondevik et.al (2005b) vart fleire av desse bora og tatt ut kjernar av. Tidlegare var det funnet lag av tsunamiavsetningar som var tolka og datert til å være yngre tsunamiavsetningar, men etter at Bondevik et al.(2005b) føretok nye dateringar viste det seg at det var Storeggatsunamien. Det ein derimot oppdaga var spor etter to andre, yngre tsunamiavsetningar.

Den første av desse tsunamihendingane vart kalla Garthtsunamien og er datert til cirka 5500 kal år BP (Bondevik et al., 2005b). To innsjøbasseng ved Garth i South Nesting vart undersøkt, der Garthtsunamien var representert av typisk tsunamiavsetning med eit lamina av medium til fin sand på 11 cm som ei skarp grense til underliggande gytje. Inne i dette sandlaget vart det gjort funn av klastar av gytje i forskjellige fargar, der mange av desse hadde lag av sand rundt.

Opp mot toppen av tsunamilaget var det ein miks av planterestar, sand, gytje og klstar av mørkebrun gytje. På toppen fant ein eit tynt reint silt lag som forseгла tsunamilaget. Oppskyllingshøgda til Garthtsunamien har antakeleg vore på over 10 meter på Shetland.

Også funn av ei tsunamihending cirka 1500 kal år BP er gjort på Shetland og har fått namnet Dury Voe hendinga. Denne hendinga skal vere representert som eit tynt 1-5 cm tjukt sandlag i torv, med minkande storleik på korna desto lengre vekk frå kysten ein kjem. Sandlaget har ei skarp undergrense mot torvlaget (Bondevik et al., 2005b).



Figur 5.3: Oversiktskart over submarine skred henta frå Hafliðason et al. (2004). Området markert med bokstavar; T (Trænadjupet), N (Nyk) A (Andøya), Fs (Fugløy bank sør), Fn (Fugløy bank nord), B (Bjørnøyrenna) og M (Malenebukta)

HNIP 17 er eit interessant punkt å sjå nærare på i høve til den ovanmente Garthtsunamien. Marthinussen (1962) ser på dette punktet som toppen av Tapestransgresjonen, men alderen på dateringa svarar til ein alder på 5205 ± 370 kal. år BP. Dette vil sei at Tapesmaksimum er plassert 1500-2000 år seinare enn det ein har sett eksempelvis i Vest-Noreg (~6900 kal. år BP (Lohne et al., 2007)) eller det Møller (1984) såg på som maksimumet for Lofoten. Derfor er tanken om at HNIP 17 også representerer ei tsunamihending mogeleg. Som ein kan sjå av alderen og aldersusikkerheita, fell denne innafør den tidsperioden der Garthtsunamien skal ha treft Shetland. Også oppskyllingshøgda på Shetland indikerer at lokaliteten ved Nøss på Andøya som ligg på 7,4 moh. ligg innanfor det som er den mogelege sona som tsunamien kan ha påverka. Det som derimot gjer dette meir usikkert er at det enno ikkje er gjort funn av ei slik tsunamihending i innsjøbasseng i Noreg som kan matchast med dei funna gjort på Shetland. Det vart heller ikkje oppdaga andre tsunamihendingar i kjerna frå Øvre Storfjordvatnet.

Kva som har forårsaka denne tsunamihendinga er uvisst. Undersøkingar frå Storegga området avslører at det ikkje har gått nokre nye yngre store skred sidan hovudskredet for 8175-8120 kal. år BP sidan (Bondevik et al., 2005b; Bondevik et al., 2012). Dette har derfor resultert i at ein har sett mot andre områder der skred har førekome for å finne ein mogeleg kjelder desse yngre tsunamiane. Skredet frå Trænadjupet har fått ein minimums alder på 4000^{14}C år BP (4400 kal. år BP), og har derfor vore antatt å vere den beste kandidaten til å forklare Garthtsunamihendinga. Trænadjupskredet skal ha hatt eit totalt volum på 900 km^3 , men kor vidt dette skredet har danna tsunamibølgjer er uvisst. Sjølv om alderen er for ung, så er dette ein minimumsalder og det kan derfor tenkast at dette skredet har utgjort hendinga som avsette tsunamiavsetningane på Shetland for 5500 kal år BP sidan (Bondevik et al., 2005b). Ut i frå diskusjonen over ville det ha vore interessant å undersøke lokalitane til Marthinussen (1962) på nytt, med dagens kunnskap om tsunamihendingar gjennom holocen i tankane.

Konklusjon

- Ingresjonskontakten for Øvre Storfjordvatnet er satt til 7685 ± 55 år BP (2σ), og representerar det tidspunktet bassenget vart transgredert av Tapestransgresjonen.
- Tapestransgresjonen framstår i kjerna frå Øvre Storfjordvatnet (STOFP-118) som ein lang marin fase utan teikn til miljøforandringar. Den estimerte alderen på denne fasen er 7685 ± 55 til 5575 ± 150 kal. år BP, og tilseier at havet i løpet av perioden ikkje har søkke under nivået til Øvre Storfjordvatnet. Teorien til Marthinussen (1962) om fleire små transgresjonar og regresjonar innad i Tapestransgresjonen kan derfor sjå ut til å være avkrefta.
- I den nye strandsforskyvningskurva for Leknes er Tapes-maksimum er plassert mellom 7425 ± 155 til 6400 ± 215 kal. år BP, og baserast på punktatar frå Møller (1984). Punkta plasserer Tapes-maksimum i ei høgd rundt 9 meter over middelvatn. Strandvollar frå Kollvika og Sennesvika på henholdsvis $10,0 \pm 1,3$ m og $8,8 \pm 1,3$ m over middelvatn støttar dette.
- Øvre Storfjordvatnet vart etter Tapestransgresjonen isolert for om lag 5095 ± 105 kal. år BP sidan, og dette markerar siste isolasjon av bassenget.
- Tsunamiavsetningar er identifisert i Øvre Storfjordvatnet, og dateringar over og under tsunamilaget tilseier at hendinga har funnet stad ein gong mellom 8975- 8725 og 7935 -7765 kal. år BP. Dette samsvarar godt med Storeggaraset, og det er konkludert med at tsunamiavsetningane representerer Storeggatsunamien.
- Funn av Storeggatsunami-avsetningar innanfor perioden som tilsvarar Marthinussen (1962) sin Tapes 1 ($\sim 8220 \pm 280$ kal. år BP) saman med Marthinussen sin skildring av snittet dataene er henta frå, kan indikere at Tapes 1 eigentleg er ei avsetning frå Storeggatsunamien som har vorte feiltolka som ein transgresjon.

Forslag til vidare arbeid

- Forbetre oppløysinga i strandforskyvningskurva ved å datere innsjøbasseng i forskjellige høgdar. Innsjøbasseng i høgda rundt 9 moh. kan være kandidatar for å fastslå Tapes-maksimum. Døme på lokalitet som kan være aktuell er Lilandsvatnet 9,3 moh. (UTM 33W 7569217 448626). Starten av Tapestransgresjonen kan muleg identifiserast i Storvatnet 3 moh. (UTM 33W 7553899 438844), der det allereie har vært samla inn sedimentkjernar.
- Undersøke lokalitetane til Marthinussen (1962) på nytt i lys av dagens kunnskap om tsunamihendingar gjennom holocen.
- Kartlegge Storeggatsunamien i Lofoten for å finne ut oppskyllingshøgda for området.
- Leite etter fleire tsunamihendingar i sedimentkjerner frå Lofoten, då ein har funnet yngre tsunamihendingar på Shetland. Mulig tsunamihending som kan finnast er frå eit submarint skred frå Trænadjupet datert til minimumsalder på 4000 ¹⁴C år før notid.

Kjeldeliste

- Anundsen, K., & Fjeldskaar, W. (1983) Observed and theoretical late Weichselian shore-level changes related to glacier oscillations at Yrkje, south-west Norway.. Late- and postglacial oscillations of glaciers: glacial and periglacial forms. *Colloquium, Trier*, 1980. 133-170.
- Bakkelid, S. (1986) The determination of rates of land uplift in Norway. *Tectonophysics*, Vol.130(1), s.307-326. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90121-6
- Balascio et al. (2011) A multi-proxy approach to assessing isolation basin stratigraphy from the Lofoten Islands, Norway. *Quaternary Research*, 75(1), pp.288–300.
- Bargel, T.H. (2003) *Quaternary geological mapping of Central Fennoscandia and Nordland: deglaciation, deposition, stratigraphy and applications*, 2003:40.
- Barnett, R. et al. (2015) Late Holocene sea-level change in Arctic Norway. *Quaternary Science Reviews*, 107, pp.214–230.
- Blaauw, M. (2010) Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5(5), pp.512–518.
- Bondevik, S. et al. (2005a) The Storegga Slide tsunami—comparing field observations with numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2), pp.195–208.
- Bondevik, S. et al. (2005b) Evidence for three North Sea tsunamis at the Shetland Islands between 8000 and 1500 years ago. *Quaternary Science Reviews*, 24(14-15), pp.1757–1775.
- Bondevik, S., Stormo, S.K., & Skjerdal, G. (2012) Green mosses date the Storegga tsunami to the chilliest decades of the 8.2 ka cold event. *Quaternary Science Reviews*, 45, pp.1–6.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I. & Mangerud, J. (1997a). Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44(6), 1115-1131
- Bondevik, S. et al. (1997b) The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and run up. *Boreas*, 26(1), 29-53.
- Bondevik, S., Svendsen, J.I. & Mangerud, J. (1998) Distinction between the Storegga tsunami and the holocene marine transgression in coastal basin deposits of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 13(6), pp.529–537.
- Corner, G.D., Haugane, E. & Boe, R. (1993) Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 73(3), pp.175–197.
- Croudace, I.W. & Rothwell, R.G. (2015) *Micro-XRF Studies of Sediment Cores :Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences* 1st ed. 2015., Dordrecht
- 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.

- Davies, S.J., Lamb, H.F. & Roberts, S.J. (2015) Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments. In *Micro-XRF Studies of Sediment Cores*, Croudace IW, Rothwell, R.G., (eds). Springer: Berlin; 189–226.
- Dearing, J. (1994) Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 system. Kenilworth, *Chi Publ.*
- Griffin, W.L. et al. (1978) Archaean and Proterozoic crustal evolution in Lofoten–Vesterålen, N Norway. *Journal of the Geological Society*, 135(6), pp.629–647.
- Klein, A.C. & Steltenpohl, M.G. (1999) Basement-cover relations and late- to post-Caledonian extension in the Leknes group, west-central Vestvågøy, Lofoten, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 79, pp.19–31.
- Haflidason et al. (2004) The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine Geology*, 213(1-4), pp.201–234.
- Haflidason et al. (2005) The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), pp.123–136.
- Heiri, O., Lotter, A. & Lemcke, F. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1), pp.101–110.
- IPCC. (2013) *The physical science basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge Univ. Press, Cambridge
- Jankovská, V. & Komárek, J. (2000) Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in palaeoecology. *Folia Geobotanica*, 35(1), pp.59–82.
- Kjemperud, A. (1986) Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas*, Vol.15(1), s.61-82.
- Komárek, J. & Jankovská, V. (2001) *Review of the Green Algal Genus Pediastrum; Implication for Pollenanalytical Research*, J. Cramer.
- Kylander, M.E. (2011) High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26(1), pp.109-117.
- Lambeck, K. & Chappell, J. (2001) Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, Vol.292(5517), s.679-686.
- Lambeck, K. (2014) Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol.111(43), s.15296-15303. DOI: 10.1073/pnas.1411762111
- Lohne, Ø. S. et al. (2007). Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26(17), 2128-2151.
- Long, A. J. et al. (2011) Isolation basins, sea-level changes and the Holocene history of the Greenland Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, Vol.30(27),s.3748-3768.DOI:10.1016/j.quascirev.2011.10.013

- Löwemark, L. et al. (2011) Normalizing XRF-scanner data: a cautionary note on the interpretation of high resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(6), pp.1250-1256.
- Lunnan, E. M. (2016) *Strandforysnying og isavsmeltingshistorie på sørlige Karmøy*. Upublisert masteroppgave. Universitetet i Bergen.
- Kaland, P.E. (1984) Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas*, 13(2), pp.203–242.
- Marthinussen, M. (1962) C14-datings referring to shore lines, transgressions and glacial substages in northern Norway. *Nor. Geol. Unders.* 215, 37-67.
- Milne, G.A., Gehrels, W.R., Hughes, C.W. and Tamisiea, M.E. (2009) Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geoscience*, 2(7), p.471.
- Moe, H., Ommundsen, A., & Gjevik, B., (2002) A high resolution tidal model for the area around The Lofoten Islands, northern Norway. *Continental Shelf Research*, 22(3), pp.485–504.
- Møller, J.J. (1984) Holocene shore displacement at Nappstraumen, Lofoten, North Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 64, 1–5.
- Nesje, A. (1992) A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and Alpine Research*, Vol.24(3), s.257-259.
- NGU. (2019a) *Berggrunnskart* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> [Lest 30.09.2019].
- NGU. (2019b) *Løsmassekart* [Online]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> [Lest 30.09.2019].
- Nordgulen, Ø. et al. (2006) *A preliminary study of Lofoten as a potential World Heritage Site based on natural criteria* 2005-086. Trondheim:NGU
- Owe, L.M. (2014) *Holosen strandforysnying og sedimentstratigrafi på Askøy og Sotra*, pp.X, 95.
- Rasmussen, A. (1984) Late Weichselian moraine chronology of the Vesterålen islands, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 64, pp.193–219.
- Rasmussen, H., Bondevik, S. & Corner, G.D. (2018) Holocene relative sea level history and Storegga tsunami run-up in Lyngen, northern Norway. *Journal of Quaternary Science*, 33(4), pp.393–408.
- Reimer, P. J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, Vol.55(4), s.1869-1887.
- Romundset, A. & Bondevik, S. (2011) Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents Sea. *JQS. Journal of Quaternary Science*, 26(5), pp.457–462.

- 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.
- Stockmarr J. (1972) *Tablets with spores used in absolute pollen analysis*.
Pollen et Spores 13: 615–621
- Strunk, A. et al. (2018) Relative Sea-Level Changes and Ice Sheet History in FINDERUP LAND, NORTH GREENLAND. *Frontiers in Earth Science*, 6, pp.Frontiers in Earth Science, Sept 3, 2018.
- Svendsen, J.I. (1985) *Strandforysnyning på Ytre Sunnmøre: bio- og litostratigrafiske bassengundersøkelser på Gurskøy, Leinøy og Bergsøy : 2 : Figurer, tabeller*, Bergen: J. I. Svendsen.
- 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(2), pp.113–132.
- Svendsen, J.I. & Mangerud, J. (1990) Sea-level changes and pollen stratigraphy on the outer coast of Sunnmøre, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 70(2), pp.111–134.
- Tjemsland, A.E. (1983) *Vegetasjonshistoriske og paleolimnologiske undersøkelser av Rekkingedalstjørna og Sengsvatnet, Fedje, Hordaland*, pp.213 4 fold. bl.
- Utne, A. (1973) *En veidekulturs-boplass i Lofoten: Storbåthallaren ved Nappstraumen : 2*, Tromsø: [A. Utne].
- Vasskog, K. (2006) *Holosen strandforysnyning på sørlige Bømlo*, pp.XII, 87.
- Vasskog, K. et al. (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*.
- Vasskog, K. et al. (2013) Evidence for Storegga tsunami run-up at the head of Nordfjord, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 28(4), pp.391–402.
- Vorren, K.D. and Moe, D. (1986) The early Holocene climate and sea-level changes in Lofoten and Vesterålen, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 66(2), pp.135-143