

# **Strandforskyving og isavsmelting i midtre Hardanger**

**Mastergradsoppgåve i geologi  
Studieretning kvartærgeologi**

**av**

**Anders Romundset**



**Institutt for geovitskap  
Universitetet i Bergen**

**Mai 2005**



## Føreord

Fyrst ein takk til rettleiarane mine, John Inge Svendsen og Jan Mangerud, for hyggeleg og interessant samarbeid desse to åra. Takk også for stønad til deltaking ved eit spennande og lærerikt kvartærgeologisk feltkurs på Eldlandet i Sør-Amerika!

Takk til Øystein Lohne for undersøking av diatoméar og mange gode råd undervegs.

Resultata frå denne oppgåva hadde ikkje kome fram utan mange tunge lyft, harde åretak og intens banking i det vakre landskapet i Tørvikbygd. Det vart mange lange dagar, og alle som har vore med fortener ein stor takk for innsatsen! Vi drog for øvrig opp 45 meter med nesjeprøvetakaren åleine, det burde halde.

Dei som har vore med i felt, er Aadne Sægrov, Tore Humstad, Jo Brendryen, Øystein Lohne, Jan Mangerud, John Inge Svendsen og Dmitri Nazarov. Takk til alle for god hjelp og triveleg lag!

Tore Humstad las også manuskriptet føre trykking og kom med gode råd om språkføring og utforminga av oppgåva.

Tørvikbygd grunneigarlag har synt stor interesse og velvilje for prosjektet. Kvam herad slo på stortromma og gav meg digitaliserte kart heilt gratis, ein takk går difor til oppmålingsavdelinga ved Bjørn Vik og Magnar Dalatun.

Takk til Stein Kjetil Helle, som lét meg nytte sine data frå høgareliggjande basseng like ved Tørvikbygd, noko som styrkjer strandforskyvingskurva for tidleg holosen.

Takk også til alle medstudentar ved instituttet, for ei morosam studietid og mange fine opplevingar og interessante diskusjonar på våre ferder rundt om kring i verda!

Bergen, mai 2005

Anders Romundset



## Abstract

A new Holocene relative sea-level (RSL) curve is drawn, based on three firmly dated isolation basins in mid-Hardangerfjorden, southwest Norway. Several AMS-datings of *Betula* leaves from each isolation contact yielded very consistent ages. Following deglaciation, RSL at the site fell very rapidly a total of about 70 m during the Preboreal. The regression rate then slowed down considerably during a time span of ca. 1000 years, and a slow and even regression has taken place from then until present. No evidence of the the Tapes transgression is seen in the investigated stratigraphies, although a possible transgression or stillstand of the RSL cannot be ruled out on basis of merely these three isolation basins. The RSL curve is placed together with two other curves from the outer coast, and on this foundation a Holocene shoreline diagram representative for Hardangerfjorden is constructed. A deduced shoreline gradient curve displays a rapid decrease in the tilting of the shorelines (1,4 – 0,2 m/km) during the course of the first ca. 3000 years. From then on, the tilt has been steadily decreasing until present. Marine shells were obtained from the lowermost glaciomarine sediments in the cores. Eight datings were performed, all yielding early Preboreal ages. This indicates a final deglaciation of the area at the transition from the Weichselian to the Holocene, and supports the hypothesis of a glacier occupying Hardangerfjorden some time during the Younger Dryas. The Storegga tsunami is believed to have reached Hardangerfjorden, but no clear evidence has been found for this event.

## Samandrag

Ei ny kurve er teikna for strandforskyvinga gjennom holosen i Tørvikbygd, midtre Hardanger. Kvar isolasjonskontakt er tidfest med ei rekkje AMS <sup>14</sup>C-dateringar av bjørkeblad. Dateringane gav svært konsistente aldrar for isolasjonane. Det relative havnivået i Tørvikbygd fall fyrst raskt omlag 70 m gjennom preboreal. Deretter bremsa regresjonen markert opp over omlag tusen år, og vidare utover i holosen har det vore ein mykje seinare og jamn regresjon. Det er ikkje funne teikn til at tapestransgresjonen nådde inn til Tørvikbygd, men dette kan heller ikkje utelukkast med grunnlag i desse tre undersøkte bassenga. Strandforskyvingskurva er stilt saman med to andre kurver, frå sør og nordaust på Bømlo. Desse tre lokalitetane utgjer grunnlaget for konstruksjonen av eit nytt strandlinediagram for Hardangerfjorden. Ei utleidd kurve for strandlinegradienten syner at endringa av skråstillinga var rask dei fyrste omlag 3000 åra (1,4 – 0,2 m/km), medan hallinga vidare gjennom holosen har endra seg seint og med ein nær jamn rate. Det er gjort åtte dateringar av marine skjel frå glasimarine sediment i botnen av fire ulike kjerner, og samtlege gav aldrar frå tidleg preboreal. Det tyder på at isen smelta vekk frå Tørvikbygd ved overgangen frå weichsel til holosen, og støyr hypotesen som seier at Hardangerfjorden var fylt av ein fjordbre ein gong i yngre dryas. Det er ikkje påvist avsettingar etter Storeggatsunamien i nokon av bassenga.



# Innhald

<b>Føreord</b> .....	<b>iii</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>v</b>
<b>Samandrag</b> .....	<b>v</b>
<b>Innhald</b> .....	<b>vii</b>
<b>1 Innleiing</b> .....	<b>1</b>
1.1 Målsetting .....	1
1.2 Bakgrunn .....	2
1.3 Feltområda .....	4
1.4 Tidlegare undersøkingar i området.....	5
<b>2 Metodar</b> .....	<b>7</b>
2.1 Bassenganalyse .....	7
2.2 Feltarbeidet.....	8
2.3 Laboratoriemetodar .....	10
2.4 Radiokarbondatering .....	11
<b>3 Lokaltetar og resultat</b> .....	<b>12</b>
3.1 Eidesvatnet.....	14
3.2 Bergsvatnet .....	24
3.3 Tørvikvatnet.....	33
<b>4 Strandforskyving gjennom holosen i Hardanger</b> .....	<b>39</b>
4.1 Isobasar .....	39
4.2 Strandforskyvingskurve frå Tørvikbygd .....	41
4.3 Tapestransgresjonen i Hardangerfjorden .....	43
4.4 Kalibrert strandforskyvingskurve frå Bømlo .....	45
4.5 Kalibrert strandforskyvingskurve frå Røyksund .....	47
4.6 Strandlinediagram for Hardangerfjorden .....	48
4.7 Samanlikning med eksisterande strandforskyvingsdata.....	50

4.8	Strandlinegradienten i Hardangerfjorden.....	53
<b>5</b>	<b>Isavsmeltinga i Hardangerfjorden.....</b>	<b>55</b>
5.1	Kronologien til isavsmeltinga .....	55
5.2	Nye dateringar av marine skjel frå Tørvikbygd .....	57
<b>6</b>	<b>Spor etter tsunami?.....</b>	<b>60</b>
6.1	Storeggatsunamien og Hardangerfjorden.....	60
6.2	Tsunamispor i Tørvikbygd? .....	62
<b>7</b>	<b>Konklusjonar.....</b>	<b>67</b>
	<b>Kjelder .....</b>	<b>69</b>



# 1 Innleiing

## 1.1 Målsetting

Hovudmålet med denne oppgåva var å konstruere ei holosen strandforskyvingskurve for Tørvikbygd i midtre Hardanger. Ei slik kurve vil betre kunnskapen om geometrien til strandlinene og landhevinga i Hardangerfjorden gjennom holosen, og såleis medverke til at det ein gong i framtida skal bli mogleg å skildre strandforskyvinga i Hardanger meir utførleg i tid og rom. Det eksisterer mykje data om havnivåendringar gjennom holosen for dei ytre områda langs kysten vår, men lite er kjent innover i fjordane. I Tørvikbygd er det fleire innsjøbasseng i ulike høgder over havet, som med grunnlag i sedimentboringar kan nyttast til å datere endringar i havnivået.

Det er tidlegare utarbeidd strandforskyvingskurver frå Sør-Bømlo (Kaland, 1984) og frå Røyksund lenger nordaust på Bømlo (Svendsen og Warren, 2001). Ved å samanstillе desse kurvene med resultatata frå Tørvikbygd, er det konstruert eit nytt strandlinediagram for området Hardangerfjorden.

Eitt delmål med oppgåva er å bruke sedimentkjerner frå desse bassenga til å vise kva tid det vart isfritt i Tørvikbygd. Kjernene er i dei fleste tilfella teke så djupt det lét seg gjera, slik at det er rimeleg å tru at dei djupaste sedimenta vart avsett like etter at brefronten trekte seg innafør Tørvikbygd. Sedimenta er skildra sedimentologisk og stratigrafisk, og gjeve ei miljøtolking. Skjel frå aller nedst i kjernene er plukka ut og  $^{14}\text{C}$ -datert, for å gjeve ein minimumsalder på isfritt marint miljø.

Eit anna delmål er å sjå etter eventuelle spor etter Storeggatsunamien. Det er ikkje tidlegare leitt etter spor frå tsunamien i Hardangerfjorden. Ei undersøking av isolasjonsbasseng i fleire høgder, gjev gode sjansar for å finne spor etter erosjon og avsetting som skuldast denne hendinga. I alle tilfelle gjev strandforskyvingskurva kunnskap om på kva høgder over dagens havnivå ein kan vente å finne tsunamispor.

## 1.2 Bakgrunn

Kunnskap om strandforskyving gjev oss informasjon om utbreiinga og tjukkeleiken til isen ved slutten av siste istid, samt dei fysiske eigenskapane til litosfæreplatene og mantelen.

### 1.2.1 Isostasi og mantelen

Under siste istid, weichsel, nådde den skandinaviske innlandsisen heilt ut til kontinentalskråninga fleire gonger (Mangerud, 2004). Dette førte til ei nedpressing av det fennoskandiske kontinentalskjoldet kvar gong isen voks seg stor og tjukk. Isen brukar mykje lenger tid på å byggje seg opp enn han treng på å smelte vekk. Den raske avsmeltinga vil føre til ei rask isostatisk landheving.

Den postglasiale landhevinga skjer etter at isen har smelta ned i eit område, og kan dokumenterast frå geologiske arkiv på land. Men før det endeleg skjer, går det ei tid der isen smeltar, men framleis dekkjer området. Også da vil landet heve seg (såkalla "*restrained rebound*"), men denne landhevinga er ikkje synleg i noko landarkiv, og kan difor berre estimerast ut frå geofysiske modellar.

Modellane for isostasisk heving byggjer på at litosfæreplatene er elastiske og flyt på ein lagdelt, plastisk mantel. Når eit isdekke byggjer seg opp, vil difor jordskorpa klemmast ned. Nedpressinga er såleis ein funksjon av kor tjukk isen var, og skilnaden i tettleik mellom isen og jordskorpa. Sistnemnde er omlag ein til tre, så den vertikale nedpressinga er i runde tal ein tredel av istjukkleiken. Det eksisterer to ulike syn på korleis viskositeten i mantelen varierer, noko som har implikasjonar for modellering av tjukkeleiken til isen. Den tradisjonelle oppfatninga er at viskositeten i den øvre mantelen er omlag  $10^{21}$  Pa s, og aukar til omlag det dobbelte nedafor 660 km (Peltier, 1998). Ein del observasjonar av relative havnivå (t.d. i Hudson Bay) passar ikkje inn i denne modellen, men Peltier (1998) meiner desse ikkje står i motsetnad til den tradisjonelle oppfatninga fordi dette kan forklarast med konveksjon i mantelen. Ein motstridande teori vart framsett av Lambeck *et al.* (1990; 1998). Dei

nyttar strandforskyvingsdata frå Fennoskandia til å argumentere for ein mindre viskøs ytre mantel ( $3-4 \times 10^{20}$  Pa s) medan dei meiner den indre mantelen truleg er meir enn ti gonger så viskøs. Dei viser også at responsen på vekta av isen er relativt homogen over heile Skandinavia, Nordsjøen og dei britiske øyane.

Fjeldskaar (1994; 1997) brukar også strandforskyvingsdata frå Fennoskandia og kjem fram til ein to-delt mantel, og likeeins som Peltier (1998) kjem han til at viskositeten i den indre mantelen er berre omlag dobbelt så høg som i den ytre. Dette meiner han må vera tilfelle for at modelleringa skal høve med dei reelle, observerte strandlinene og med landhevinga som skjer i dag.

### **1.2.2 Tjukkleiken til isdekket**

Ein tredimensjonal rekonstruksjon av den fennoskandiske innlandsisen vart sett fram av Andersen (1981), der isdomen under siste istids maksimum (LGM) var 3400 m tjukk. Seinare rekonstruksjonar har i hovudsak tala for at isen var tynnare enn dette. Både Tushingham og Peltier (1991) og Lambeck *et al.* (1998) vil ha isen til å vera omlag 2000 m tjukk over Bottenviken. Peltier (1994) kom fram til at den vestre delen av det fennoskandiske isdekket (altså over Noreg) var kring 2000 m tjukk, medan Lambeck *et al.* (1998) meiner at isen var 1500 m tjukk over det same området. Sistnemnde forfattar argumenterer med at tidlegare modellar ikkje tek omsyn til tilhøva ved solen til isen. Dei fleste rekonstruksjonane gjev ein stor, symmetrisk isdom med bratte gradientar mot marginane, fordi det er postulert at isen kviler stabilt på berggrunnen. Om underlaget til isen er mjukare og lettare deformerbart, vil både tjukkleiken og profilen til isen bli annleis. Dette meiner Lambeck *et al.* (1998) er tilfelle for dei austre og søraustre delane av det fennoskandiske isdekket, og dei meiner difor at isdekket var lågare i desse områda. Dei konkluderer med at den vestre delen av det fennoskandiske isdekket i store trekk var kaldbasert og stabil under LGM, medan isen i aust/søraust kvilte på ein lett-deformerbar sole. Dette synet er stødd av funn av avsettingar i Nord-Sverige og Finland som er eldre enn LGM og som difor må ha vore bevart under kald is (Lagerbäck og Robertsson, 1988). Utreiinga av rogenmorenar er også nytta til å kartleggje kvar den fennoskandiske innlandsisen var

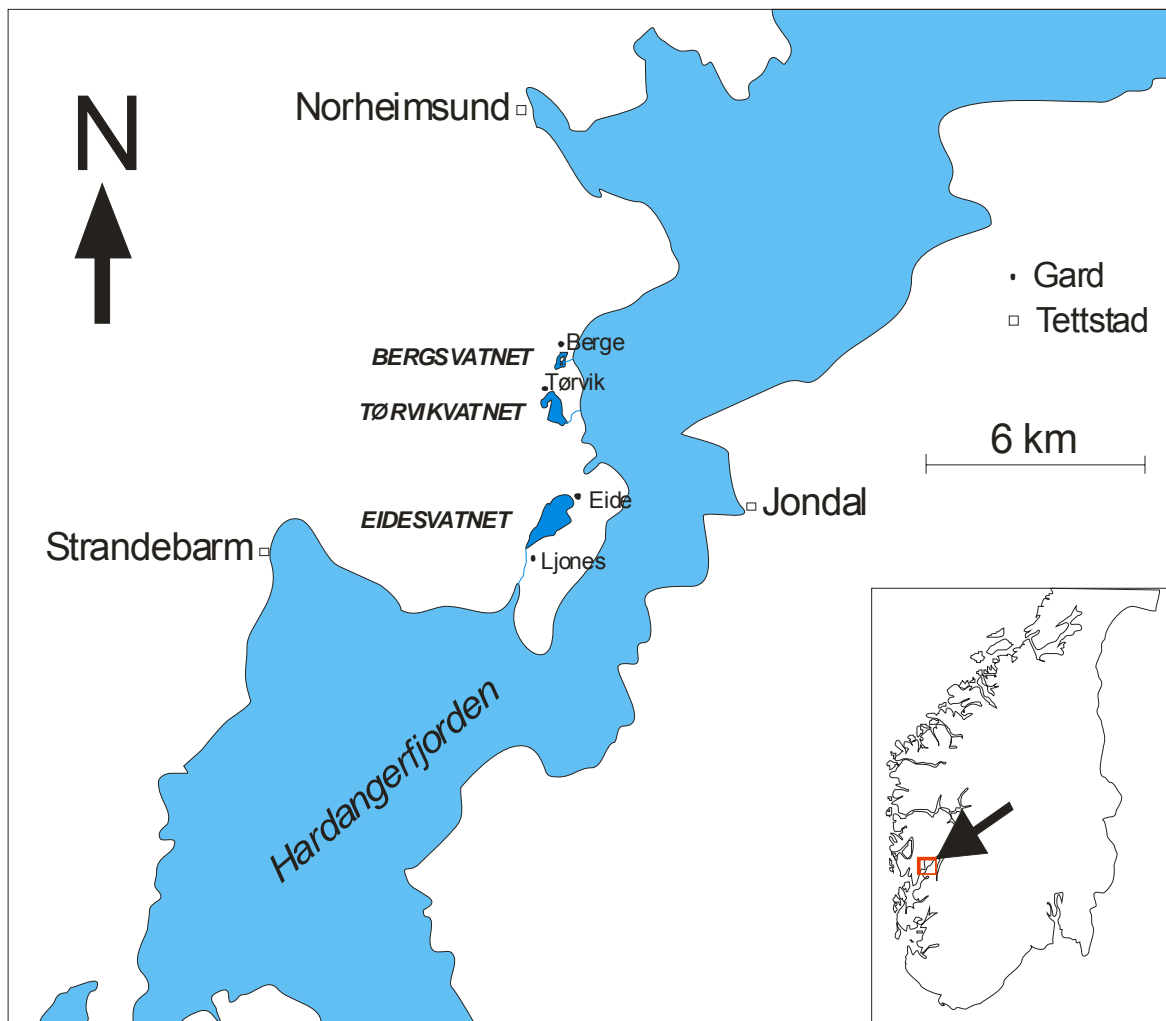
frose fast i bakken (Kleman og Hättestrand, 1999). Den studien har også same implikasjon for tjukkeleiken av isen.

### 1.3 Feltområda

Hardangerfjorden er vid og open i ytre delar, medan det blir trongare og brattare innover. Dette gjer at det er svært få basseng under marin grense når ein kjem eit stykke innover langs fjorden. Der er det gjerne bratte lier som stuper rett ned i fjorden, og difor er potensialet for sedimentfeller med berggrunnsterskel dårleg. Dei innsjøane som ligg der, er gjerne store og djupe og oppdemde av preboreale frontavsettingar. Tørvikbygd ligg omlag midt mellom skjergarden ytst og Simadalen lengst inn i fjordbotnen. Marin grense på staden er 102 m o.h. (Helle *et al.*, *under utarb.*). Dette er ein av dei få plassane i midtre Hardanger (figur 1.1.) der ein kan etablere ei strandforskyvingskurve med god oppløysing. Dei tre vatna i undersøkinga ligg rimeleg tett og dessutan på gunstige høgder over havet.

Dei kambrosilurske og metasedimentære bergartane fyllitt, grønskifer og glimmerskifer utgjer det meste av berggrunnen, utanom i Ljonesåsen aust for Eidesvatnet, der det er prekambrisk gneis og granitt (Sigmond, 1998). Det er lite lausmasser i området. For det meste ligg berre eit skrint morenedekke over berget.

Området har eit lågt flodmål. I Norheimsund er skilnaden mellom høgste og lågaste astronomiske tidevatn i dag omlag 0,8 m (*Tidevannstabeller*, 2003).



Figur 1.1. Kart over midtre Hardanger og bassenga i feltområdet Tørvikbygd.

#### 1.4 Tidlegare undersøkingar i området

Ein måte å finne ut kor høgt det relative havnivået stod rett etter isavsmeltinga, er å mæle terrassehøgder. Mangelen på morenedekke, saman med bratte fjellsider og stor rasaktivitet, gjer at det ikkje finst lange, uthaldande strandliner langs Hardangerfjorden. Der sidedalar munnar ut i fjorden, finst det imidlertid ofte delta-avsettingar som viser gamle havnivå. Dei høgste og oftast største terrasseflatene i slike avsettingar, representerer den marine grensa for lokaliteten. Det er gjort mange forsøk (t.d. Rekstad 1911; Kaldhol 1941; Undås 1964; Holtedahl 1965; Follestad 1972; Hamborg 1983) på å samanstillе målingar av marin grense i Hardanger, og

resultata har variert mykje. Det er stor uvisse i terrassemålingane. Dei er gjort ulike stader på terrasseflatene. Ofte er overgangen frå fjellside til terrasse dårleg definert, så eit visst skjøn har måtta utvisast. Terrassane er dessutan ikkje direkte daterte, så den kronologiske kontrollen på strandforskyvinga blir tilsvarande dårleg.

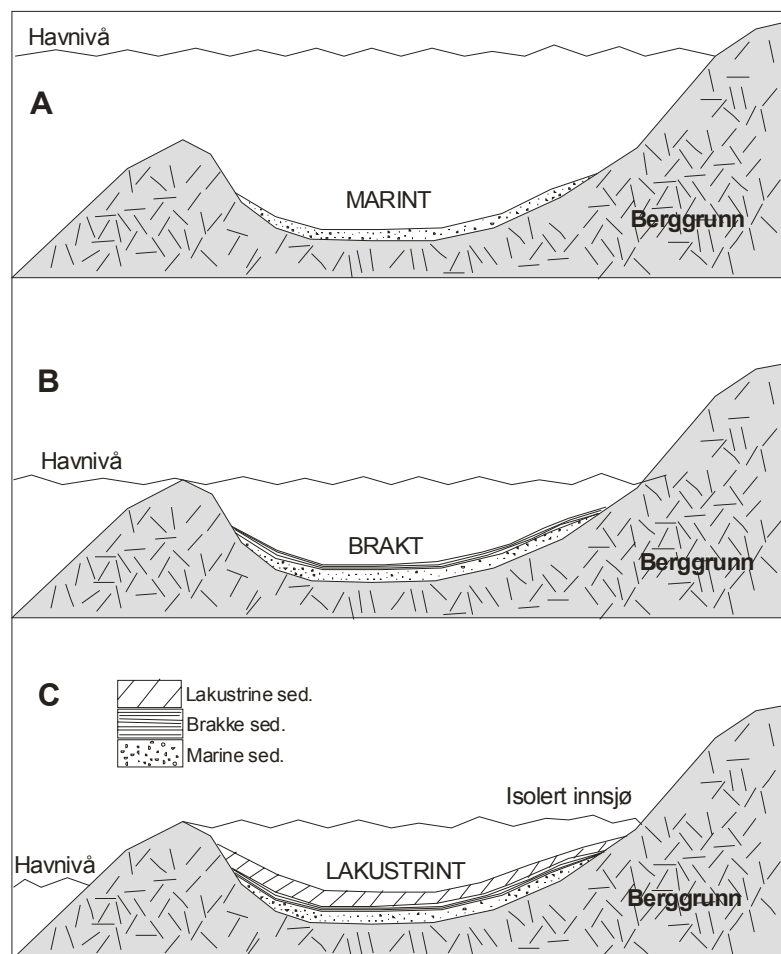
Ein sikrere metode for å finne ut korleis det relative havnivået har variert gjennom holosen, er å studere isolasjonsbasseng og datere grensa mellom marine og lakustrine avsettingar i desse. Dei fyrste seinglasiale strandforskyvingskurvene frå ytre område som Bømlo (Fægri 1944a), var fyrst daterte ved hjelp av pollenstratigrafi. Med  $^{14}\text{C}$ -metoden har det vorte betre alderskontroll på kurvene. Ei kurve frå Sotra vart utarbeidd av Krzywinski og Stabell (1984), og er seinare revidert (Svendsen, 1985; Anundsen, 1985; Lohne, 2000). Bømlo-kurva er også revidert og utvida til å også dekkje holosen (Kaland, 1984). I tillegg er det utarbeidd ei strandforskyvingskurve frå Røyksund lenger nordaust på Bømlo (Svendsen og Warren, 2001). Ved å samanstille kurvene frå Bømlo med strandforskyvingskurva for Tørvikbygd frå dette arbeidet, er det mogleg å konstruere eit nytt strandforskyvingsdiagram for heile Hardangerfjordregionen.

Helle *et al.* (1997) konstruerte ei strandforskyvingskurve for indre Hardanger, basert på kjerner frå basseng som ligg like under den marine grensa i området. Tolkinga høver ikkje med den tradisjonelle oppfatninga av isavsmeltinga og landhevinga gjennom seinglasialen. Det er også gjort ein liknande studie ved Tørvikbygd (Helle *et al.*, *under utarb.*), med same konsekvens av tolkinga. Isavsmeltingshistoria i Hardangerfjorden er diskutert i kapittel 5.

## 2 Metodar

### 2.1 Bassenganalyse

Bassenganalysen som er nytta i arbeidet er ei stratigrafisk analyse av sedimentkjerner frå innsjøar på ulike høgder under marin grense (MG). Dette er i dag den mest presise metoden til å rekonstruere tidlegare tiders havnivå.



**Figur 2.1.** Slik blir sediment avsett i eit basseng under marin grense, etterkvart som landet hevar seg i postglasial tid. Tidsbilete (A) før, (B) under og (C) etter isolasjonen. Etter Hafsten (1983).

I basseng som ligg under MG har det etter isavsmeltinga vorte avsett marine sediment. Når landet hevar seg, vil bassenget på eit tidspunkt bli isolert frå havet. Medan terskelhøgda ved utosen er nær havnivået, vil det vera eit brakt miljø i

innsjøen, da det enda kjem havvatn inn over terskelen ved flod sjø. Når terskelen kjem over flodmålet er bassenget hydrologisk isolert, og det blir da ein innsjø med ferskvasssedimentasjon. Denne prosessen er illustrert i figur 2.1. Med omgrepet *den hydrologiske isolasjonskontakten* er det i dette arbeidet meint grensa mellom dei brakke og dei ferske sedimenta, definert ut frå skilnaden i diatomésamansetting.

Landet hevar seg ulikt etter kor mykje is som låg over, og det gjer at landhevinga blir "skeiv". Det vil for eit område nær kanten av innlandsisen seia at landet hevar seg meir til lenger du kjem innover frå ismarginen. Område som har heva seg like mykje, definerer ein *isobase*, ei line som i store trekk speglar utbreiinga til isen. Bassenga som skal brukast til å etablere ei strandforskyvingskurve må liggje på same isobase, og difor innafor eit geografisk avgrensa område. Om dét ikkje er tilfelle må terskelhøgdena korrigerast for den skeive landhevinga. Oppløysinga som strandforskyvingskurva vil få, kjem an på kor mange basseng som er undersøkt, og korleis desse er fordelte i høgda.

## 2.2 Feltarbeidet

Tørvikbygd vart vald fordi det her ligg tre basseng på gunstige høgder over havet til å kunna rekonstruere holosen strandforskyving. Lokalitetane vart fyrst funne på kart i målestokk 1:50.000 (serie M711, blad 1215 I), og området vart rekognosert i oktober 2003.

Fyrste boringa vart gjort frå flåte på Eidesvatnet i januar 2004. Det vart da henta fire 110 mm-kjerner. I mars same året fraus det is på Bergsvatnet, og det kunne borast frå isen, noko som letta arbeidet mykje. Det vart i alt henta seks kjerner med såkalla russarbor (Jowsey, 1966) og tre 110 mm-kjerner frå Bergsvatnet. I juni 2004 vart Tørvikvatnet bora. Det vart da teke tre 110 mm-kjerner, og i tillegg ytterlegare to 110mm-kjerner frå Eidesvatnet for å forbetre datamengda derfrå. Ei oversikt over alle boringane er gjeve i tabell 2.1.



**Tabell 2.1.** Oversikt over alle boringane i Tørvikbygd. Djupner er under vasskorpa. Alle kjerner med prosjektnummeret 505 er lagra på Institutt for geovitskap sitt kjølerom.

Kjerne	Seksjonar	Lokalitet	Djupn (m)	Borutstyr	Kommentar
505-35	1	Eidesvatnet	40,0 – 41,8	Nesjeprøvetakar	Ikkje i profilet (figur 3.3.)
505-36	3	Eidesvatnet	49,5 – 54,59	”	Datert isolasjon og botndateringar
505-37	1	Eidesvatnet	47,2 – 49,11	”	Botndateringar
505-38	2	Eidesvatnet	9,2 – 12,24	”	
505-39	6	Bergsvatnet	15,1 – 20,63	”	Datert isolasjon
505-40	3	Bergsvatnet	5,7 – 8,89	”	
505-41	6	Bergsvatnet	5,5 – 10,88	”	
505-42	3	Eidesvatnet	49,2 – 52,82	”	Datert tsunamitest
505-43	1	Eidesvatnet	21,5 – 22,21	”	
505-44	3	Tørvikvatnet	31,0 – 34,50	”	Datert isolasjon
505-45	4	Tørvikvatnet	29,8 – 35,26	”	
505-46	4	Tørvikvatnet	32,25 – 37,75	”	Botndatering
505-130	3	Bergsvatnet	4,5 – 7,5	Russarbor	
505-131	4	Bergsvatnet	6,5 – 11,75	”	To seksjonar kasta
505-132	2	Bergsvatnet	5,5 – 7,31	”	Botndatering
505-133	4	Bergsvatnet	6,5 – 10,5	”	
505-134	3	Bergsvatnet	4,5 – 11,0	”	Botndatering
BP136	-	Bergsvatnet	8,5 – 10,41	”	Ikkje lagra

For kvar innsjø byrja arbeidet med å kartleggje batymetrien. I Bergsvatnet skjedde det ved å bora hol gjennom isen, langs rette liner og med jamn avstand. Djupna vart lodd med målband og lodd. Utan is på vatnet vart det brukt båt, som vart rodd i sakte fart langs planlagte transekt. Målingar vart gjort omlag kvar andre meter, med ekkolodd og GPS for å finne djupn og posisjon. Ut frå kjennskapen til botnforholda kunne boringane planleggjast. Både Eidesvatnet og Tørvikvatnet er for djupe til å bruke russarbor, så berre i Bergsvatnet vart stratigrafien kartlagt på den måten.

For å hente opp 110 mm-kjernene vart det nytta ein såkalla nesjeprøvetakar (Nesje, 1992) frå flåte eller is. Nesjeprøvetakaren er ein stempelprøvetakar for innsjøar, og det trengst to eller helst tre personar for å operere han. Eit røyr med eit stempel i enden blir søkkt ned til det ynskte djupet, slik at enden av røyrret med stempelet er rett over innsjøbotnen. Ein vaier er festa i sjølve røyrret, og ein annan i stempelet.

Stempelvaieren blir strama og låst ved overflata, medan eit tungt lodd blir brukt til å slå røyret nedover i sedimenta. Når røyret er fullt, eller ikkje vil trengje ned djupare, blir kjerna drege opp ved hjelp av vinsj. For å unngå drift vart flåten halde i ro med fleire anker. Under prøvetakinga vart det nytta røyr som var 6 m lange. Det var nok til å få med isolasjonskontakten i samtlege basseng.

Terskelhøgden som er nytta i dette arbeidet, er frå eit digitalisert kartverk som Kvam herad eig. Dei digitale data byggjer på flyfoto frå 1999. Oppmålingsavdelinga i Kvam herad har kontrollert høgden i kartverket, og fann at dei hadde ei nøyaktigheit på  $\pm 5 - 10$  cm (Magnar Dalatun, Kvam herad, *pers. oppl.*). Borepunkta er plassert nøyaktig på kartet (figur 3.2., 3.5. og 3.10.) ut frå GPS-målingar. Kjernene vart merka med nummer (prosjekt-borepunkt-seksjon, t.d. 505-39-04), opp-ned orientering og namn på basseng. Kjernene er seinare i oppgava omtala utan seksjonsnummer.

### **2.3 Laboratoriemetodar**

På hovudlaboratoriet ved Institutt for geovitskap i Bergen vart 110 mm-kjernene fyrst kløyvd på langs i to like store delar. Ein halvdel vart pakka ned som referansehalvdel, medan den andre vart analysert vidare på laboratoriet. Kjernene vart fyrst fotografert og skildra i detalj i ein kjernelogg. Det vart teke røntgenfotografi av dei djupaste isavsmeltingssedimenta for å finne eventuelle skjel og for å dokumentere strukturar. Under logginga vart sedimentprøver løyste i vatn for betre å kunna avgjera kornfordelinga, i dei fleste tilfelle som eit 4/4-tilhøve mellom silt og gytje. Synlege strukturar vart teikna i loggen saman med kornfordelinga.

Stipendiat Øystein Lohne identifiserte diatoméar over utvalde intervall, for å påvise isolasjonskontakten. Prøvene vart tillaga som smørepreparat, der ørsmå prøver vart plukka med ein tannpirkar. Materialet vart teke ut langs einskilde lamina i algegytja. Deretter vart sedimentet blanda ut på objektglas, med destillert vatn som var tilsett Kodak fotoflow. Fotoflowen gjer at overflatespenninga i vasshinna blir brote, og det er lettare å løyse prøva. Deretter turka prøvene ved romtemperatur, før dei vart

monterte på objektivglas ved hjelp av monteringsmiddelet/limet Mountex. Glasa vart forseгла med neglelakk og lagt på varmeplåte for brenning, jf. Lohne (2000).

Med grovtolkinga av stratigrafien og resultata frå diatoméundersøkinga til grunn, vart makrofossil, hovudsakleg bjørkeblad, plukka ut og preparert for  $^{14}\text{C}$ -datering.

Det organiske innhaldet i kjernene er kvantifisert ved hjelp av glødetapsanalyse (t.d. Bondevik *et al.*, 1998). I tillegg vart ein del kjerner køyrd gjennom multisensor kjerneloggaren (MSCL) for å mæle parametrane magnetisk susceptibilitet og tettleik. Den magnetiske susceptibiliteten er eit mål på variasjonen i mengda magnetiske mineral i kjerna. Endringar i den naturlege erosjonen i nedbørsfeltet påverkar signalet. Sidan mennesket byrja med jordbruk har også den antropogene erosjonen auka i mange nedbørsfelt. Elles kan endringar i sedimentfluksen inn i bassenget og mengda vindtransportert materiale gjeva utslag i den magnetiske susceptibiliteten. Den magnetiske susceptibiliteten er i denne studien fyrst og fremst nyttig for å korrelere kjerner frå same basseng, og verkar såleis som supplerande data til glødetapskurva. Data frå analysane er framstilt som kurver i lag med loggfigurane. Dei organiske sedimenta er plassert til venstre for dei finaste fraksjonane i loggane (sjå kapittel 3).

Den grafiske framstillinga av kjernene er gjort som teikna profil for Bergsvatnet og Tørvikvatnet, og som korrelerte loggar for Eidesvatnet. Det er forsøkt funne tilnærma realistiske fargar på dei ulike sedimentære einingane. Kvar hovud-sedimenttype har også fått eit eige mønster. Symbol og skravering er vist i teiknforklaringa for kvar enkelt figur.

## **2.4 Radiokarbondatering**

Både dei terrestriske planterestane og dei marine skjela er datert med akselerator massespektrometer (AMS) ved laboratoriet Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe i Poznań, Polen. Dei terrestriske plantefossila er preparert i samsvar med H.H. Birks og A.F. Lotter sin "NORPEC sampling protocol for AMS radiocarbon dating (2000)".

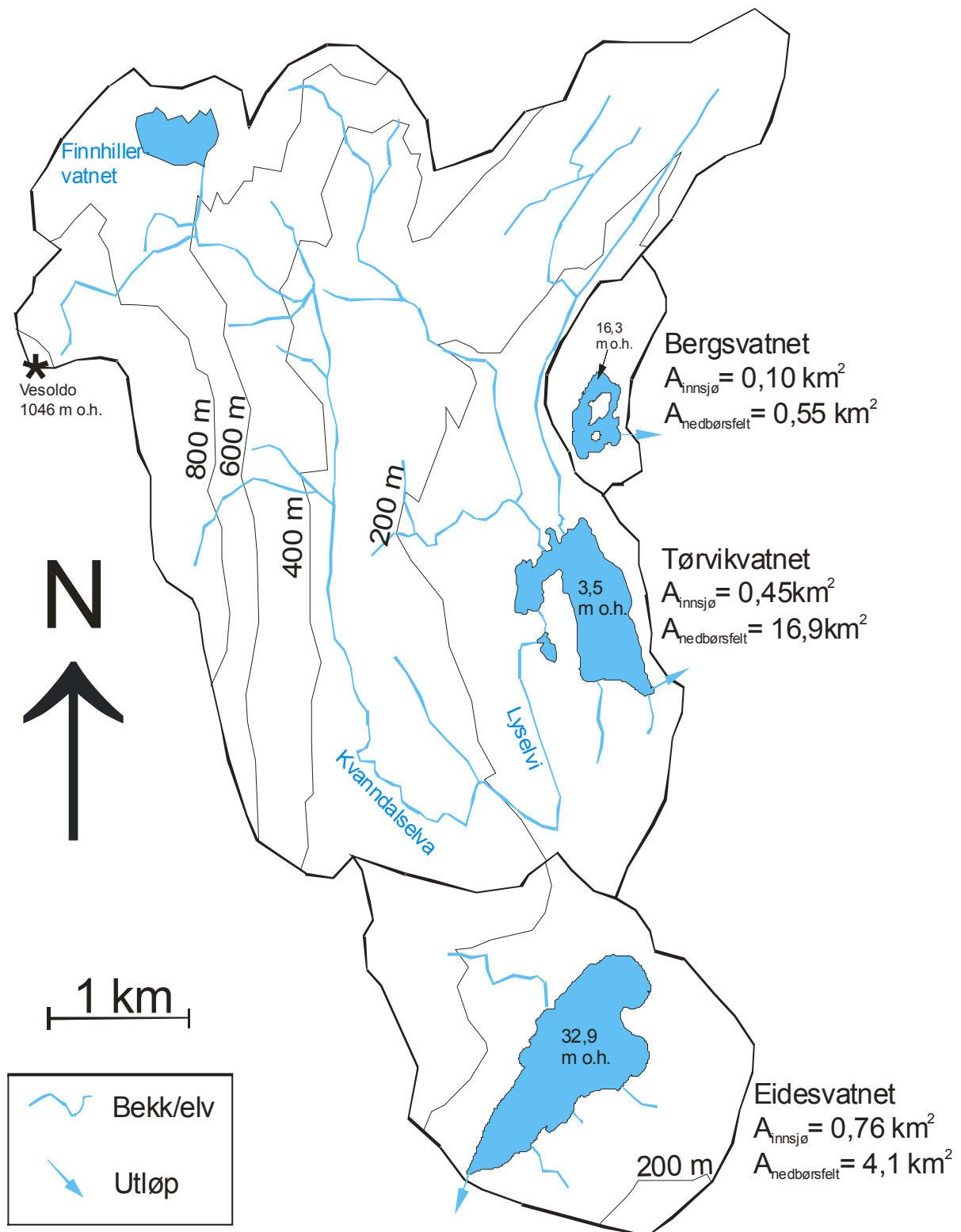
Dei vart vaska ut, handplukka under mikroskop og identifisert av underteikna i samråd med stipendiat Ø. Lohne. Med få unntak er det bjørkeblad som er datert. Pinnar og ved er meir sannsynleg resedimentert, og kan gjeva for høg alder. Lakustrine og marine planter vart også utelate, for å unngå reservoareffekt. Prøvene vart umiddelbart turka ved romtemperatur for å unngå soppvekst, før dei vart voge, pakka, forseгла og sendt til Polen. Storleiken av prøvene er gjeve i tabellar for kvart basseng (kapittel 3).

Planterestane er henta frå 1 cm tjukke sedimentskiver skore parallelt med lamineringa, dei er difor rekna for å vera avsett samstundes. Skjel frå marine molluskar vart identifisert av professor Christian Schander ved Institutt for biologi, Universitetet i Bergen. Det vart da sortert vekk skjel frå såkalla "sediment feeders", som lever av å eta gamle sediment. Slike molluskar får skalet sitt oppbygd av eldre karbon og vil difor gjeva feil aldrar ved datering.

Dateringar av marine skjel er korrigert for ein marin reservoaralder på 380 år (Bondevik *et al.*, 1999) og kalibrert til kalenderår med dataprogrammet OxCal 3.10 (t.d. Bronk Ramsey, 2001).

### **3 Lokaltetar og resultat**

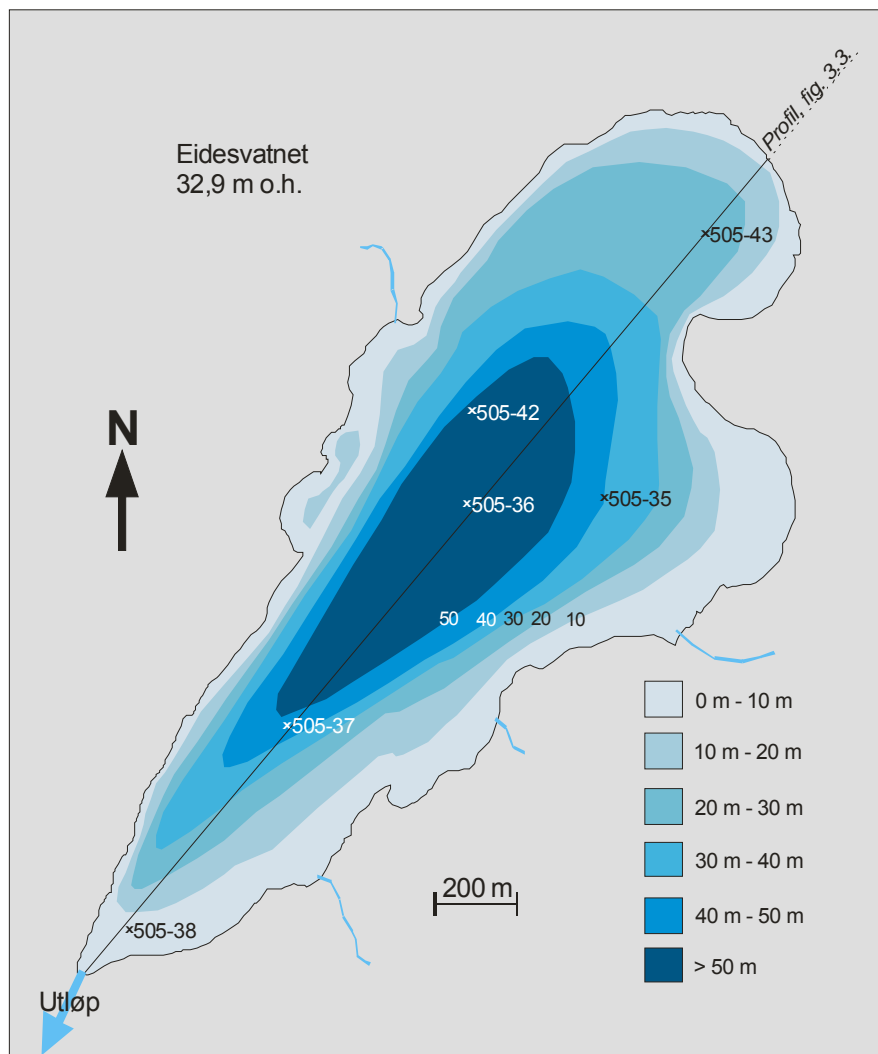
Dei tre innsjøane i undersøkinga med tilhøyrande nedbørsfelt ligg alle i Kvam herad, på halvøya mellom tettstadene Norheimsund og Strandebarin i midtre Hardanger. Eidesvatnet og Bergsvatnet har baa små nedbørsfelt (høvesvis 4,1 og 0,55 km<sup>2</sup>) og får vatn berre frå mindre bekkar og myrdrag. Tørvikvatnet derimot, har eit nedbørsfelt på heile 16,9 km<sup>2</sup>, og mottok vatn frå heile lia opp til fjellet Vesoldo 1046 m o.h. Vatnet blir i hovudsak ført med elva Kvanndalselva/Lyselvi, som renn skrålies som ei takrenne frå nord mot sør. Dreneringsmønsteret til dei tre innsjøane framgår av figur 3.1.



**Figur 3.1.** Nedbørsfeltene til dei tre undersøkte innsjøane i Tørvikbygd. Høgdekotar og bekkar er innteikna. Arealet av innsjøar og nedbørsfelt er gjeve til høgre i figuren. Blå piler markerer utløp.

### 3.1 Eidesvatnet

Eidesvatnet (UTM 32V LM 427 853) er det høgstliggjande bassenget i dette studiet, med ein terskel i morenejord oppgjeve i digitalisert kartverk til 32,9 m o.h. Morenen er blokkrik og kompakt, og det har truleg ikkje vore betydeleg erosjon i terskelen sidan innsjøen vart danna. I fylgje brukaren på garden Eide, Jakob Eide, har ikkje vassflata vore regulert for jordbruksformål i historisk tid. Dreneringsområdet til vatnet er lite, og berre nokre små bekkar renn inn i bassenget (figur 3.1.). Utløpet er i den sørvestre enden av vatnet. Under feltarbeidet i januar 2004, vart det fyrst gjort ei batymetrisk kartlegging (figur 3.2.) ved hjelp av båt, ekkolodd og GPS. Det vart rodd eitt langsgåande og tre tverrprofil, og gjort målingar kvar andre meter.

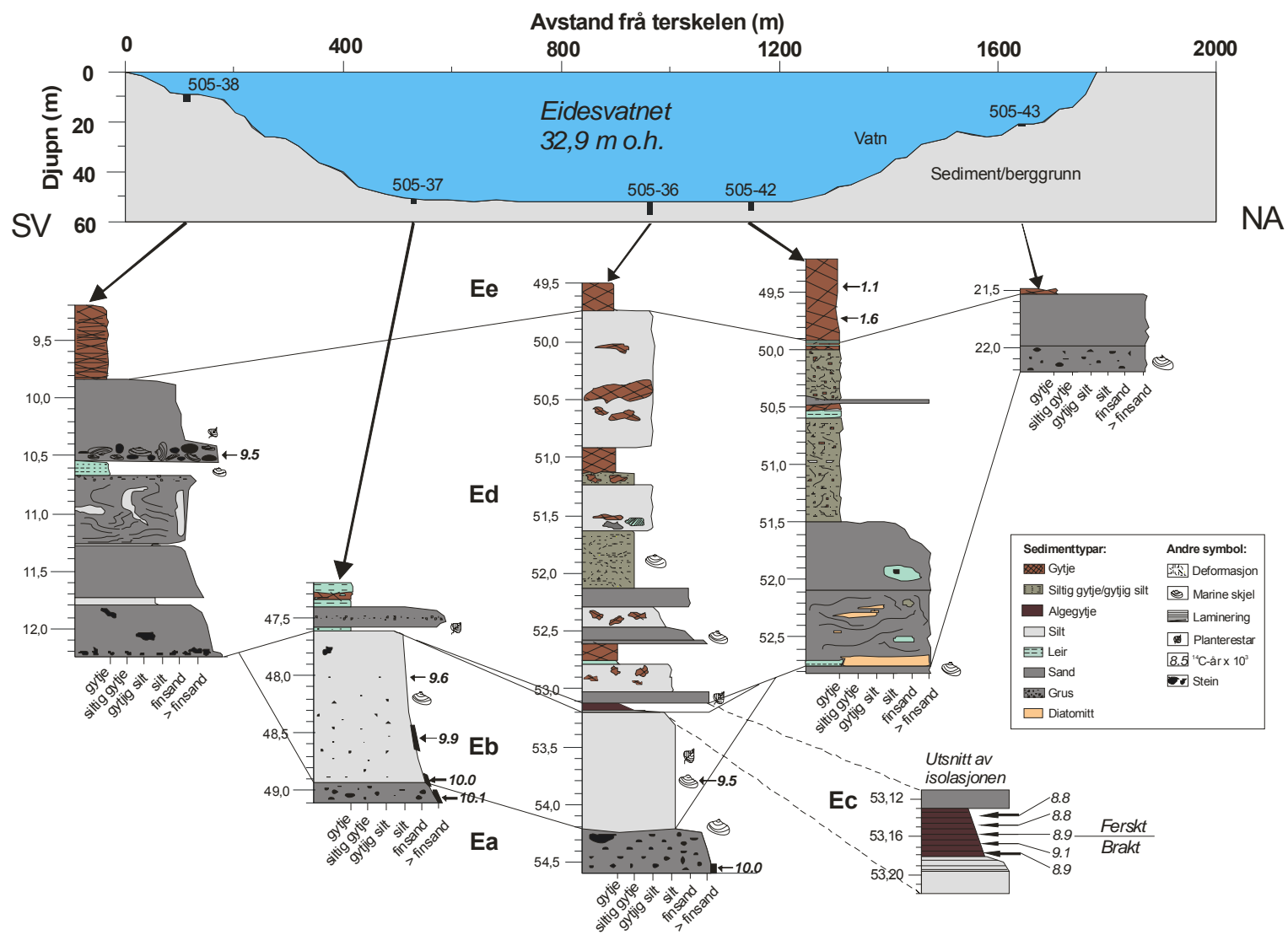


**Figur 3.2.** Batymetrisk kart over Eidesvatnet med innteikna borepunkt og profil.

Som det går fram av figuren, er vatnet djupt og traufoma. I det djupaste området er botnen relativt flat og omlag 52 m djup. Opp mot sidene er det bratt, særleg mot vest. I den nordaustre enden av vatnet flatar det ut noko ved omkring 20 m djupn. Landskapet på vestsida av vatnet er bratt, med hamrar, flå og rasblokker. Ljonesåsen i aust er ikkje like bratt, men der er det skrint med lausmasser. Dei tilgrensande gardane i nord og sør, Ljones ved utløpet og Eide innafor vatnet, har dyrkamarka si på morenejord (figur 1.1.).

Bassenget er for djupt til å bruke russarbor. All kartlegging av stratigrafien laut difor gjerast med nesjeprøvetakar, og resultatet var difor ikkje synleg før kjernene vart opna på laboratoriet. Under feltarbeidet i januar 2004 vart det teke fire kjerner frå Eidesvatnet. Det viste seg at korrelasjonen mellom kjernene var vanskeleg. Med von om klårare resultat, vart det i juni same året teke ytterlegare to kjerner.

Vassflata vart regulert i 1986 i samband med etablering av eit oppdrettsanlegg i fjorden, ved garden Ljones (NVE; Jakob Eide, *pers. oppl.*). Terskelen vart fyrst senka omlag 1 m under arbeidet og så heva att til omlag same vasstand. Senkinga av vatnet førte til destabilisering av lausmassene i den nordaustre enden av sjøen, ved garden Eide, og store sandmassar sklei ut. Denne hendinga er truleg representert ved eit massivt sandlag i kjernene 505-35 og 505-43 (figur 3.2. og 3.3.).



**Figur 3.3.** Korrelert stratigrifi frå fem kjerner, bora etter eit profil langs Eidesvatnet (sjå også figur 3.2.). Utsnittet nede til høgre viser isolasjonssekvensen. Dateringane er gjevne i avrunda  $^{14}\text{C}$ -år før nåtid. Skjeldateringane er korrigert for ein marin reservoaralder på 380 år.



### 3.1.1 Skildring og tolking av sedimenta

Stratigrafien er framstilt i figur 3.3. Ei kjerne er utelate frå figuren, 505-35, da ho ligg langt unna profilet (sjå figur 3.2.), og inneheld utelukkande 1,55 m utrasa sand og 20 cm gytje på toppen. Dei tynne strekane mellom kjernene gjev korrelasjonen. Einingane er namngjeve med forstavinga E for Eidesvatnet i lag med ein liten bokstav, ordna alfabetisk frå botnen opp. For dei fleste einingane er tolkinga så klår at ho er teke med i nemninga.

Eining Ee: Gytje. Tolka som lakustrin avsetting.

Eining Ed: Sand, gytje, silt og leir med kaotiske strukturar. Tolka som lakustrin avsetting med raspåverknad.

Eining Ec: Laminert, siltig gytje. Tolka som brakkvassavsetting.

Eining Eb: Silt. Tolka som marin avsetting.

Eining Ea: Grus. Tolka som glasimarin avsetting.

#### *Ea: Glasimarin grus*

Dette sedimentet finst i dei tre kjernene frå den djupaste delen av vatnet, 505-36, -37 og -42. Stein og grus er spreidd i ein siltig matriks gjennom eininga. Sedimentet blir noko finare oppover, frå nærast rein grus i botnen, til mest silt øvst. Skjel (>3 mm) er også funne i avsettinga, og nokre av desse er datert. Dei fleste skjelbitane var så små og oppdelte, at det berre i få tilfelle var mogleg å identifisere artar på laboratoriet. I alle prøvetakingane stoppa nesjeprøvetakaren i denne grove og harde avsettinga. Tjukkeleiken er difor uviss. I 505-36 fekk vi opp 30 cm av denne eininga, og noko mindre i dei to andre kjernene. Truleg ligg sedimentet på morene eller grunnfjell.

Det er gjort dateringar av marine skjel frå fleire kjerner. Dei er oppgjeve i tabell 3.1., og også markert i stratigrafien i figur 3.3. Den eldste dateringa er frå nedst i 505-37 og gjev  $10.610 \pm 50$   $^{14}\text{C}$ -år før nåtid. Ei datering frå den gradvise overgangen mellom grus- og silteininga i den same kjerna, gjev  $10.330 \pm 50$   $^{14}\text{C}$ -år før nåtid. Ei datering av *Nuculana pernula* nedst i 505-36, gjev  $10.390 \pm 50$   $^{14}\text{C}$ -år før nåtid.

Sedimentet er tolka til å vera proglasialt avsett i eit glasimarint miljø, medan og like etter at brefronten trekte seg innafor Ljones.

*Eb: Marin silt*

Avsettinga finst berre i kjernene 505-36 og -37. Ho ligg konformt på Ea, og inneheld oppfinande silt med ein del gruskorn. Det er mykje skjel i avsettinga. Nokre heile skjel er identifiserte, *Macoma calcaera* og *Littorina littorea*. Dei daterte skjelbitane var for små og fragmenterte til at identifikasjon lét seg gjera. Det er også andre innslag av organisk materiale i sedimentet. I 505-36 er det tynne laminasjonar i øvste del av eininga, under den konformt overliggjande laminerte algegytja. I 505-37 er øvre grense erosiv.

Tre dateringar frå eininga gjev korrigererte aldrar frå 10.230 til 9570 <sup>14</sup>C-år før nåtid (tabell 3.1., figur 3.3.)

Sedimentet er tolka til å vera marin silt, avsett i fjorden etter at isfronten hadde trekt seg langt attende. Dei mange gruskorna kan tyde på at breen enda låg og kalva lenger inne i fjorden.

**Tabell 3.1.** Dateringar av marine skjel frå Eidesvatnet.

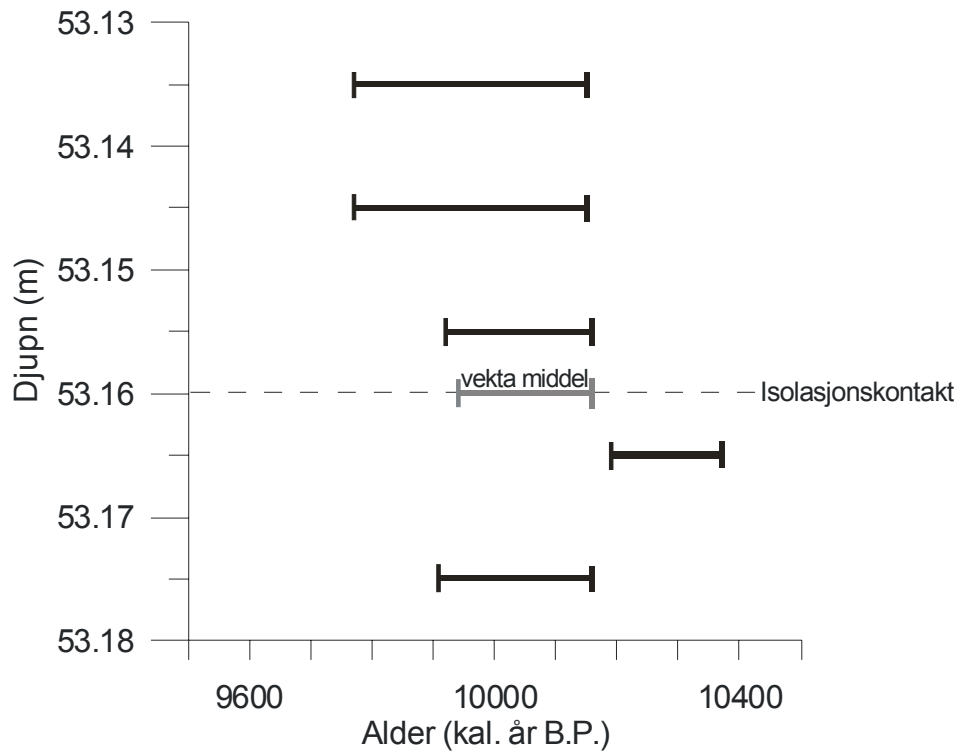
Kjerne	Lab. nr.	Djupn under sediment-overflata (m)	Djupn under vasskorpa (m)	Eining	Materiale	Turrvekt (mg)	<sup>14</sup> C-alder (år før nåtid)	<sup>14</sup> C-alder (år før nåtid) korrigert for marin reservoaralder	Kalibrert alder (år før nåtid)
505-37	Poz-6412	1,91 – 1,80	49,11 – 49,0	Ea – glasimarin grus	Skjelfragment, ikkje identifiserte	6,5	10.610 ± 50	Brukt grafisk kalibreringsmodell frå Bondevik og Mangerud (under utarb.)	11.680-11.610
505-36	Poz-6409	5,09 – 5,00	54,59 – 54,50	Ea – glasimarin grus	Eitt skjel, <i>Nuculana pernula</i>	242,1	10.390 ± 50	10.010 ± 50	11.630-11.260 (1σ) 11.950-11.200 (2σ)
505-37	Poz-6413	1,76 – 1,67	48,96 – 48,87	Eb – marin silt	Skjelfragment, ikkje identifiserte	40,3	10.330 ± 50	9950 ± 50	11.550-11.230 (1σ) 11.570-11.200 (2σ)
505-37	Poz-6411	1,45 – 1,25	48,65 – 48,45	Eb – marin silt	Skjelfragment, ikkje identifiserte	83,2	10.230 ± 50	9850 ± 50	11.260-11.190 (1σ) 11.550-11.170 (2σ)
505-37	Poz-6410	0,79	47,99	Eb – marin silt	Eitt skjel, <i>Macoma calcaera</i>	552,0	9950 ± 50	9570 ± 50	11.090-10.740 (1σ) 11.120-10.690 (2σ)
505-36	Poz-6408	4,25	53,75	Eb – marin silt	Eitt skjel, <i>Littorina littorea</i>	1514	9840 ± 50	9460 ± 50	11.040-10.580 (1σ) 11.100-10.500 (2σ)
505-38	Poz-6414	1,3	10,50	Ed – kaotisk avs.	Eitt skjel, <i>Mya truncata</i>	6736	9840 ± 50	9460 ± 50	11.040-10.580 (1σ) 11.100-10.500 (2σ)

### Ec: Brakkvassgytje

Denne avsettinga er berre observert i kjerne 505-36, og strekkjer seg over ei fem cm tjukk sone, frå 53,18 m – 53,13 m. Tett laminert, svart gytje ligg konformt på Eb, med ein gradvis overgang frå siltig gytje til rein gytje. Den øvre grensa til Ed, representert ved eit massivt sandlag, er skarp. Den erosive agensen har altså ved borepunkt 505-36 grove seg ned til det seige algegytjelaget, men ikkje kome gjennom det. Sedimentet er ved diatomésjekk identifisert som avsett i isolasjonsfasen (stipendiat Ø. Lohne, pers. oppl.). Fyrste heilt ferske diatoméflora opptrer ved djupna 53,16 m, og dette nivået definerer vidare i oppgåva høgda på isolasjonskontakten. Fem dateringar av bjørkeblad er gjort ifrå 1 cm intervall gjennom heile eining Ec, sjå tabell 3.2. og figur 3.4. Dateringa  $9100 \pm 50$   $^{14}\text{C}$ -år før nåtid, frå intervallet 53,17 – 53,16 m, kan synest noko gamal. Men ho overlappar innafør to standardavvik med to andre dateringar og kan difor statistisk sett vera rett. Den vekta middelvarden for dateringane blir  $8910 \pm 20$   $^{14}\text{C}$ -år før nåtid (figur 3.4.). Det gjev ved kalibrering 10.170 - 9940 kalenderår før nåtid, med eitt standardavvik. Dette er rekna for å vera ein rett verdi for isolasjonen av Eidesvatnet, sidan kontakten er påvist ved hjelp av diatoméfloraen til 53,16 m. Det vil seia omlag midt mellom den øvste og den nedste dateringa. Det er ingen signifikant skilnad mellom den djupaste ( $8880 \pm 50$ ) og øvste ( $8840 \pm 50$ ) dateringa.

**Tabell 3.2.** Dateringar av isolasjonen frå eining Ec, i kjerne 505-36. Dateringane er framstilt grafisk i figur 3.4.

Lab. nr	Djupn (m)	Materiale	Turrvekt (mg)	$^{14}\text{C}$ -alder (år før nåtid)	Kalibrert alder (kalenderår før nåtid)	Diatoméflora
Poz-8081	53,14-53,13	<i>Betula</i> blad	8,760	$8840 \pm 50$	10.150 - 9770 ( $1\sigma$ ) 10.160 - 9700 ( $2\sigma$ )	Fersk
Poz-8088	53,15-53,14	<i>Betula</i> blad	10,455	$8840 \pm 50$	10.150 - 9770 ( $1\sigma$ ) 10.160 - 9700 ( $2\sigma$ )	Fersk
Poz-8080	53,16-53,15	<i>Betula</i> blad	10,865	$8900 \pm 50$	10.160 - 9920 ( $1\sigma$ ) 10.190 - 9780 ( $2\sigma$ )	Fersk
Poz-8078	53,17-53,16	<i>Betula</i> blad	8,395	$9100 \pm 50$	10.370 - 10190 ( $1\sigma$ ) 10.430 - 10180 ( $2\sigma$ )	Brakk
Poz-8084	53,18-53,17	<i>Betula</i> blad	5,065	$8880 \pm 50$	10.160 - 9910 ( $1\sigma$ ) 10.190 - 9760 ( $2\sigma$ )	Brakk
			<b>Vekta middel:</b>	<b><math>8910 \pm 20</math></b>	<b>10.170 – 9940 (<math>1\sigma</math>)</b>	



**Figur 3.4.** Grafisk framstilling av dei fem isolasjonsdateringane frå Eidesvatnet. Dateringane overlappar kvarandre, altså er sekvensen avsett over eit relativt kort tidsrom. Den vekte middelverdien av dateringane (intervallet teikna inn med grå strek) er alderen for isolasjonen av Eidesvatnet.

*Ed: Lakustrin avsetning med raspåverknad*

Denne avsettinga er ikkje einsarta for dei ulike kjernene, så kvar kjerne må skildrast separat. I dei to kjernene 505-35 og -43, frå grunnare område i nørde enden av bassenget, er det berre sand. I 505-43 er denne massiv, grov, og inneheld nokre skjelfragment i nedre del. Sandpakka i 505-35 viser nokre svakt oppfinande sekvensar, frå grov- til finsand.

Kjerna 505-38, teke nær utosen frå bassenget, skil seg frå dei andre i øvre del av Ed. Nedst, frå 12,24 – 10,8 m ligg ei tjukk, svakt oppfinande sandpakke, med nokre meir siltige delar. Så fylgjer ein kort oppgrovande sekvens, frå 10,8 - 10,65 m. Over det kjem ein skarp kontakt til eit leirlag 10,65 - 10,54 m, og ein ny skarp kontakt til eit lag med skjel-/småstein som ligg i sandmatriks frå 10,54 - 10,36 m. Ei datering av *Mya truncata* frå dette skjellaget, gav  $9840 \pm 50$  <sup>14</sup>C-år før nåtid. Dette laget har ein gradvis overgang til øvste del av Ed, som i 505-38 er ei tjukk pakke oppfinande sand.

Kjerna 505-37 skil seg også sterkt frå alle dei andre kjernene. Over eining Eb er det ein skarp kontakt ved 47,62 m til eit to cm tjukt leirlag med småstein i. Over, frå 47,60 - 47,41 m, fylgjer ein sandsekvens som fyrst blir grovare, så finare opp. Den grøvste sanda ligg altså midt i sekvensen. Mellom 47,41 m og 47,35 m er det leir, før eit gytjelag med leirklasar opp til 47,28 m. Frå 47,28 m er det rein leir til topps.

Kjerna 505-36 har den lengste sekvensen av eininga Ed. Lagfylgja og strukturane er svært komplekse, og her fylgjer ei grov oppsummering av eininga. Det byrjar med 10 cm grov sand over isolasjonssedimenta, frå 53,13 - 53,03 m. Så fylgjer silt med mange gytjeklaster opp til 52,78 m. Der ligg to fint draperte leirlag, med gytje mellom. Frå 52,75 m er det rein, lakustrin gytje opp til 52,59 m. Så fylgjer svakt oppfinande finsand med mange skjelfragment opp til 52,45 m. Vidare silt med store gytjeklaster opp til 52,28 m der det er skarp kontakt mot finsand 52,28 - 52,12 m. Frå 52,12 m ligg deformert gytje med skjelfragment. Frå omlag 51,6 - 51,2 m ligg det ei pakke med gytjig silt. Nedst i denne pakka er det fleire klaster av anna materiale, sand, leir og rein gytje. Leirklaster er fint laminert og liknar veldig på den draperte leira frå 52,76 m. Det er truleg ein klast frå den avsettinga. Frå 51,20 m er det siltig gytje med klaster av rein gytje, før ein ujamn kontakt ved 51,12 m til rein gytje opp til 50,9 m. Vidare opp til eining Ee er det ei kaotisk blanding av deformert siltig gytje og gytjig silt. Ut frå at den overliggjande Ee ser primær og uforstyrta ut, er deformasjonen truleg ikkje skjedd under prøvetakinga.

Borepunktet til kjerne 505-42 ligg berre vel 200 m frå 505-36, men viser ein heilt annleis stratigrafi. Diatomésamansettinga i nokre av gytjelaga er undersøkt av stipendiat Ø. Lohne. Nedst i eininga Ed er eit 8 cm tjukt lag med diatomitt, og ein klast med laminert leir opptre som del av diatomitten. Frå 52,7 m til 52,1 m er det eit fullstendig kaotisk sediment, der klaster av leir, diatomitt, sand og ulike blandingar gytje/silt opptre i ein grovsand-matriks. Frå 52,1 m ligg ei pakke siltig sand, med ein del skjelfragment. Ein stor leirklump ligg ved 51,94 m, og i denne er det ein stein med diameter > 1 cm. Ved 51,50 m er det ein skarp kontakt til eit tynt lag med ferskvassgytje. Frå 51,47 m opp til 50,59 m ligg det siltig, deformert gytje, med inklusjonar av grå, rein silt og mange store klaster med rein og mørk brun ferskvassgytje. Mellom 50,59 og 50,50 m ligg det eit skrått lag med laminert blåleir. Rett over er eit tynt lag med ferskvassgytje opp til 50,46 m der det ligg eit 3 cm tjukt

sandlag. Frå 50,43 m er det mørke gytjeklastar i ein gytje/silt-matriks, likeeins som mellom 51,47-50,59 m. Denne sluttar ved 50,0 m, der det ligg mørk brun gytje opp til 49,97 m. Over er drapert eit cm tjukt lag med fint laminert blåleir, før eining Ee tek til.

Eining Ed er tolka til å ha vore avsett ved eitt eller fleire ras og utsklidningar, etter isolasjonen av bassenget. Det umiddelbare spørsmålet var om dette kunne vera ei tsunamiavsetting etter Storeggaskredet, men korkje stratigrafien eller dateringar frå eining Ee har kunna påvise det. Det enklaste forklaringa er at det er snakk om lokale hendingar i bassenget. Ein eventuell tsunami i Hardangerfjorden blir drøfta i kapittel 6.

#### *Ee: Lakustrin gytje*

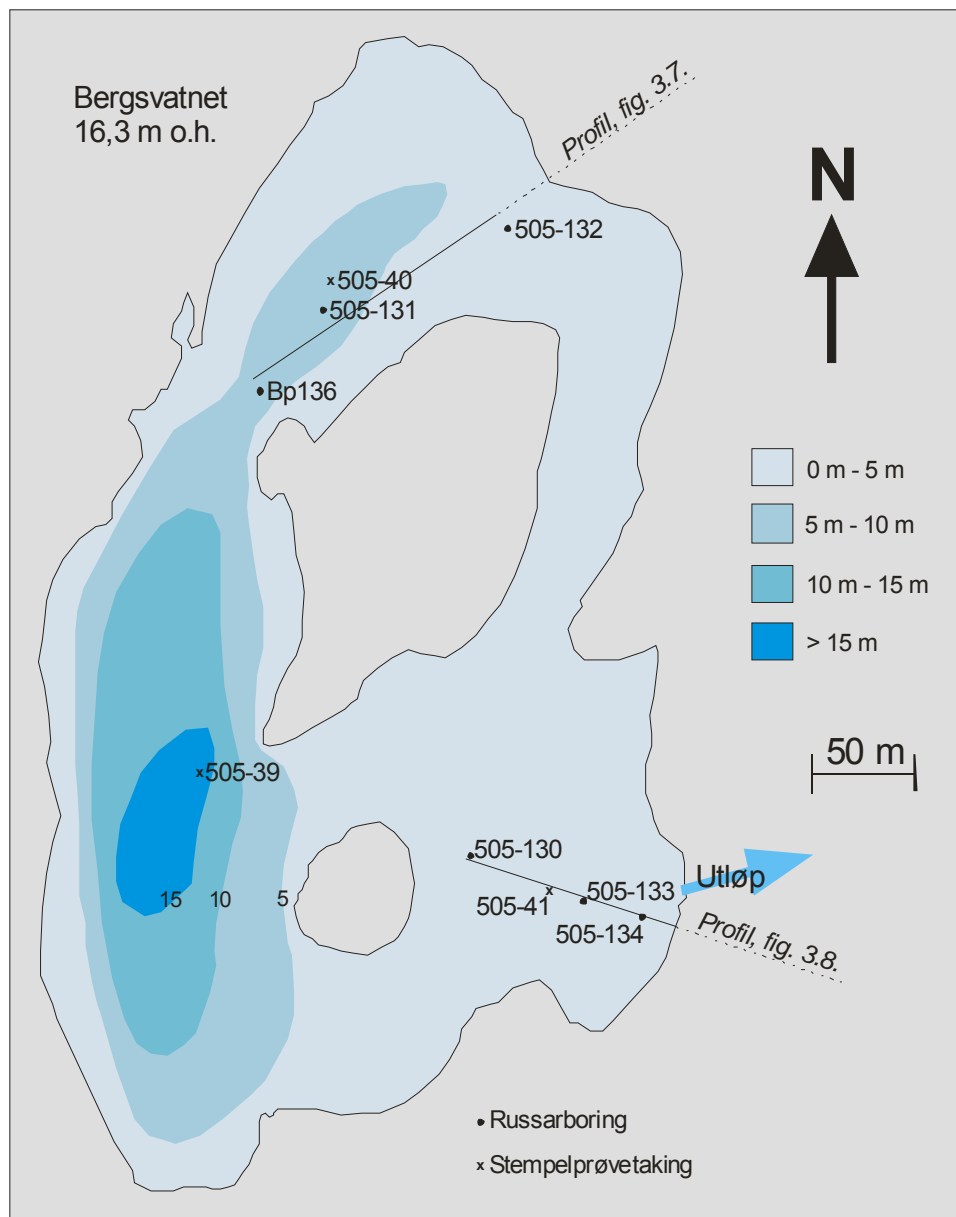
Dette sedimentet er funne i alle borepunkt bortsett frå i 505-37. Det er ei strukturlaus, brun, siltig ferskvassgytje. Det er gjort dateringar av bjørkeblad frå avsettinga (tabell 3.3.). Aldrane avkreftar at heile Ed kan vera avsett av Storeggatsunamien. Den eldste dateringa frå Ee gjev  $1555 \pm 30$   $^{14}\text{C}$ -år før nåtid, noko som post-daterar siste ras/utskliding i bassenget.

**Tabell 3.3.** Dateringar frå eining Ee i kjerne 505-42 (sjå figur 3.3.), teke for å avgjera om heile eining Ed kunne vera avsett av Storeggatsunamien.

Lab. nr	Djupn under sediment-overflata (m)	Vassdjupn (m)	Materiale	Turrvekt (mg)	$^{14}\text{C}$ -alder (år før nåtid)	Kalibrert alder (kalenderår før nåtid)
Poz-8082	0,26 – 0,25	49,46 - 49,45	<i>Betula</i> blad	23,90	$1115 \pm 30$	1055 - 970 (1 $\sigma$ ) 1070 – 950 (2 $\sigma$ )
Poz-8079	0,56 – 0,55	49,76 – 49,75	<i>Betula</i> blad	17,09	$1555 \pm 30$	1520 – 1410 (1 $\sigma$ ) 1530 - 1350 (2 $\sigma$ )

### 3.2 Bergsvatnet

Bergsvatnet (UTM 32V LM 432 893 ) er oppdemd av ein fjellterskel, og ligg i fylgje digitalisert kartverk 16,3 m o.h. Det er det minste bassenget i denne undersøkinga. Dreneringsområdet er også lite, største tilførsel av vatn er frå eit myrdrag ved garden Berge nord for vatnet. Feltarbeidet vart gjort i mars 2004, da det hadde frose 30 cm tjukk is på vatnet. Det letta arbeidet og tidsbruken monaleg, og stratigrafien i dei grunne delbassenga kunne kartleggjast med russarboring frå isen.



Figur 3.5. Batymetriske kart over Bergsvatnet med innteikna borepunkt og to profil.



Vatnet er grunt, det har ein djupål (> 15 m) i sørvest, medan resten av bassenget ikkje er djupare enn omlag 5 m (figur 3.5.). Det vart bora 34 hol i isen, spreidd ut over heile bassenget. Djupna vart lodda i alle hol før borelokalitetane vart bestemt. Det vart laga profil for dei to delbassenga som var grunne nok til å bruke russarbor. Til slutt vart det henta opp tre kjerner med nesjeprøvetakar, ei frå kvart undersøkte delbasseng og ei tredje frå den djupaste delen av innsjøen.

### **3.2.1 Skildring og tolking av sedimenta**

Dei to russarprofila frå dei grunnare delbassenga, viste litt ulike stratigrafiar. Det nördre bassenget (figur 3.6.) har ei forventta lagfylgje som inneheld glasimarine og marine lag under lakustrin gytje. Det søraustre bassenget (figur 3.7.) viser ein meir kompleks stratigrafi, med erosjonsdiskordansar og resedimenterte lag. Over den brakke avsettinga er stratigrafien lik i alle kjernene.

Stratigrafien kan delast i seks hovudeiningar. Dei sedimentære einingane har fått nemning B etter Bergsvatnet, saman med ein liten bokstav a - f, ordna alfabetisk frå botnen opp. Hovudstratigrafien er såleis tolka å vera:

Eining Bf: Gytje. Tolka som ferskvassavsetting.

Eining Be: Laminert algegytje. Tolka som brakkvassavsetting.

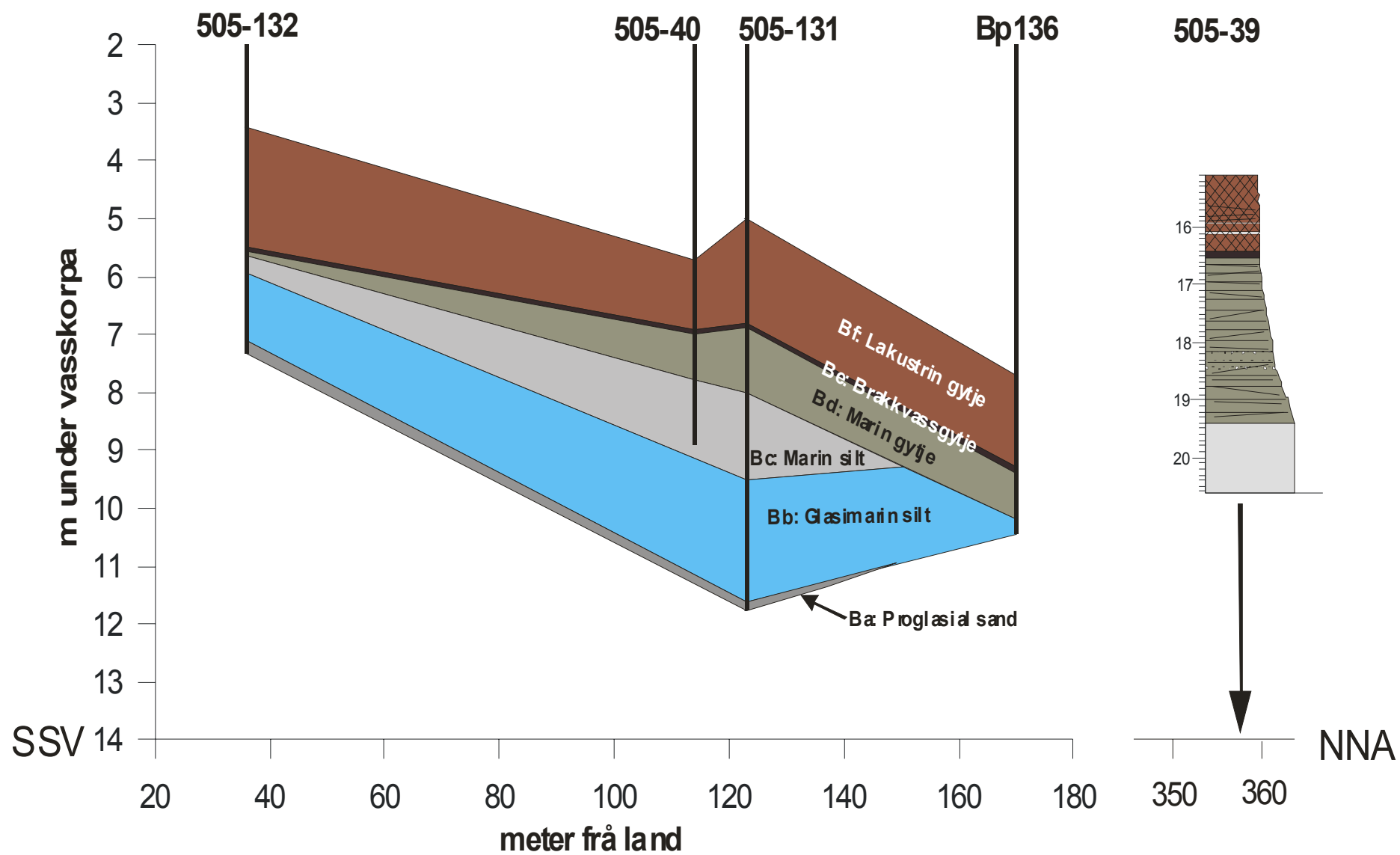
Eining Bd: Findetritisk gytje. Tolka som marin avsetting.

Eining Bc: Silt. Tolka som marin avsetting.

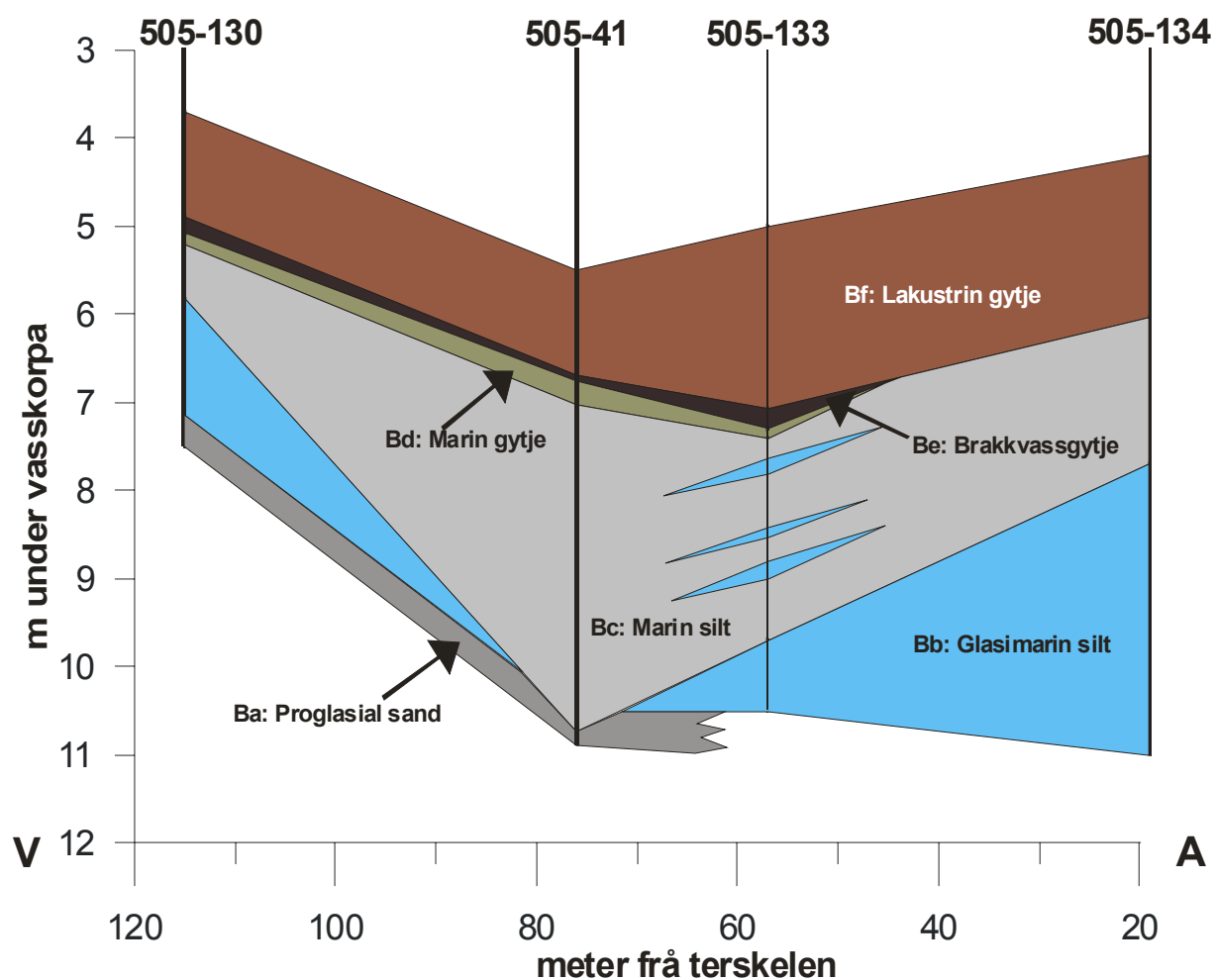
Eining Bb: Laminert silt. Tolka som glasimarin avsetting.

Eining Ba: Sand/grus. Tolka som proglasial avsetting.

Kjerna som det er gjort dateringar av (figur 3.6. og 3.8.), er teke med nesjeprøvetakar i det djupe bassenget i sørvest. Ho inneheld einingane Bc, Bd, Be og Bf.



Figur 3.6. Profil gjennom nørðre bassenget i Bergsvatnet (sjå figur 3.5.), med kjerne 505-39 (datert isolasjonskontakt) til høgre.



Figur 3.7. Profil gjennom det søraustre delbassenget i Bergsvatnet (sjå figur 3.5.).

#### *Ba: Proglacial sand/grus*

Dette djupaste sedimentet er funne i to boringar i det nördre delbassenget, 505-132 og 505-131. Det er også funne ved russarboring i 505-130 og ved nesjeprøvetaking i 505-41 frå det søre delbassenget. Det er ei grovkorna avsetning, med stein, grus og sand. Sedimentet er dominert av sand i kjernene 505-132, -131 og -130. I 505-41 er det mykje stein med diameter > 5 cm, rett under den marine silten i eining Bc. I denne kjerna manglar altså den stratigrafisk overliggjande eininga Bb, så ev. silt er truleg erodert vekk der. Sanda i kjerne 505-130, frå det søraustre delbassenget, opptre i to lag med silt mellom. Skarpe kontaktar mot over- og mellomliggjande silt peikar mot raske pulsar med avsetning. Ingen skjel er funne i sanda. I alle fire boringane der eining Ba vart nådd, stoppa boret i sanda og/eller steinen. Sedimentet er tolka til å vera avsett proglasialt i fjorden under isavsmeltinga. Truleg kom sanda

og grusen ut med smeltevatn og isfjell like etter brefronten hadde trekt seg innafør Tørvikbygd.

*Bb: Glasimarin silt.*

Denne silten er blågrå og tydeleg laminert med vekslende mørke og lyse band. Det er datert små skjel frå denne eininga (tabell 3.4.). Ho er funne i alle russarboringane, men manglar i kjerna 505-41. Det finst ikkje spor etter seinare erosjon i kjerna. Liknande sediment er funne i fleire andre nesjeprøvetakingar, så det er heller ikkje grunn til å tru at det har vorte klemt ut av røyret under prøvetakinga. Grunnen til at Bb ikkje finst i 505-41 er difor mest truleg at silten, på grunn av lokal batymetri og strømførhold, ikkje har vore avsett akkurat der. Sedimentet vart truleg avsett medan breen enda låg i Hardangerfjorden, og sende ut smeltevatn med store mengder breslam. Laminasjonen skuldast truleg rask sedimentasjon med vekslende sedimenttilførsel. Dette kan representere årstidsvariasjonar, men kan like gjerne tenkjast å ha oppstått på kortare tidsskala.

**Tabell 3.4.** Dateringar av marine skjel frå Bergsvatnet.

Kjerne	Lab. nr	Djupn under sediment-overflata (m)	Djupn under vasskorpa (m)	Eining	Materiale	Turrvekt (mg)	<sup>14</sup> C-alder (år før nåtid)	<sup>14</sup> C-alder (år før nåtid) korrigerert for marin reservoaralder	Kalibrert alder (kalenderår før nåtid)
505-132	Poz-7977	3,4 – 3,3	6,9 – 6,8	Bb	Eitt skjel, <i>Mya truncata</i>	37,308	9020 ± 50	8640 ± 50	9680 - 9540 (1σ) 9770 - 9520 (2σ)
505-134	Poz-7978	4,3 – 4,2	8,5 – 8,4	Bb	Eitt skjel, <i>Yoldiella</i>	13,965	10.070 ± 50	9690 ± 50	11.190 – 10.880 (1σ) 11.210 – 10.760 (2σ)

### *Bc: Marin silt*

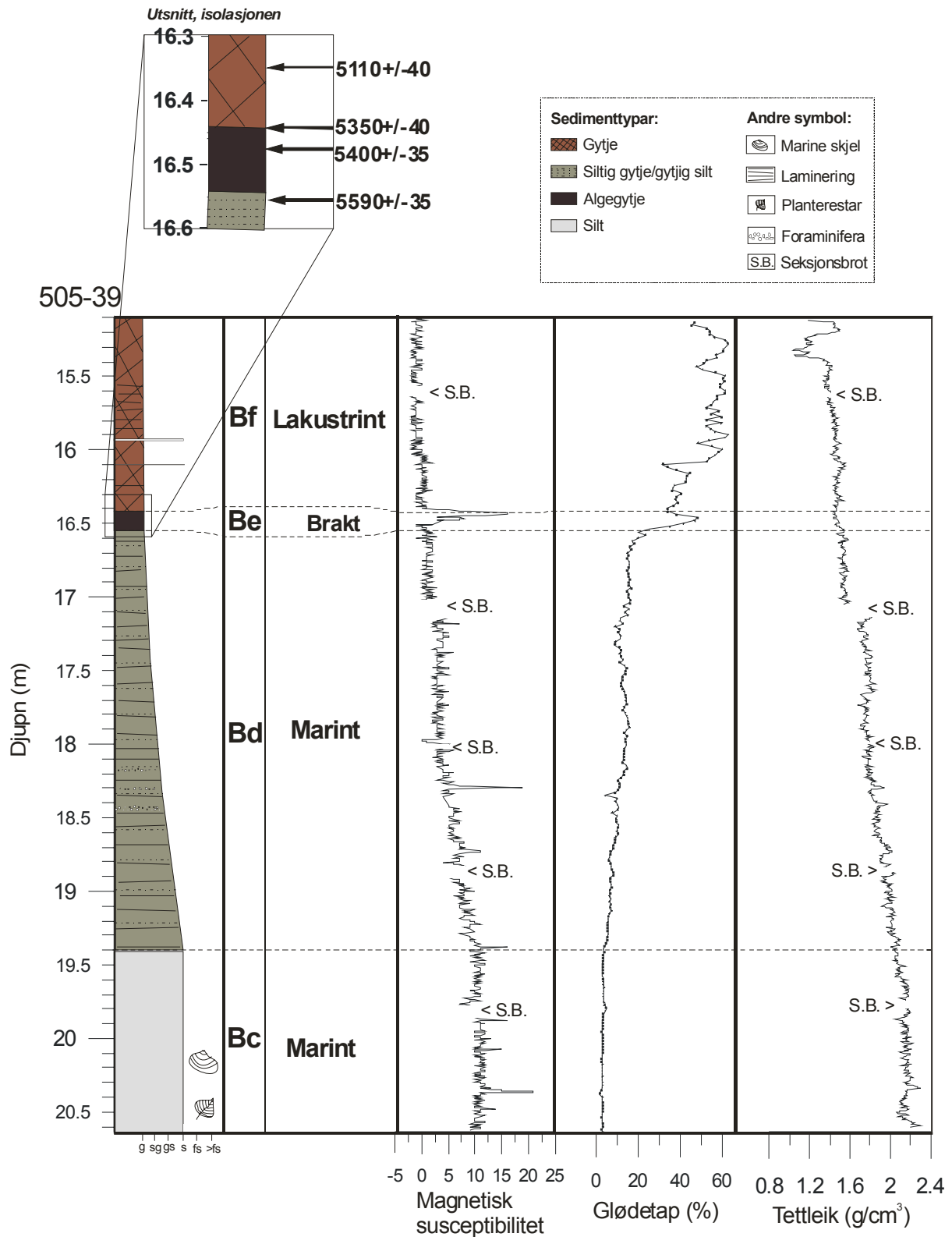
Farga på denne eininga endrar seg frå blågrå nedst til olivengrå øvst. Sedimentet blir også meir organisk oppover i eininga. Grensene til både dei over- og underliggjande einingane er gradvise. Eininga inneheld både store, heile skjel og skjelfragment. Den isolasjons-daterte kjerna 505-39 kom ikkje djupare enn til denne eininga, etter som prøvetakaren var full.

I russarkjerna 505-133 frå det søre delbassenget, er det tre soner med blågrå, laminert silt i eining Bc (figur 3.7.). Undergrensa til desse laga er skarp og skuldast truleg erosjon. Sedimentet i sonene liknar eining Bb. Ettersom dette sedimentet berre dukkar opp i ei kjerne, er det truleg eit resultat av lokal slumping/utskliding av eining Bb frå skråninga i bassenget.

Sedimentet er altså tolka som vanleg marin silt. Det organiske innhaldet er lågt. Glødetapet ligg stabilt på 3-4%, medan tettleiken er omlag 2,1 g/cm<sup>3</sup>. Den magnetiske susceptibiliteten er høg, med verdien 10 - 11.

### *Bd: Marin gytje*

Overgangen frå silten under er gradvis, og grensa er sett der dominansen går frå silt til gytje. Gytjeinnhaldet aukar vidare opp gjennom eininga. Ein annan skilnad er at medan Bc er massiv, er Bd svakt laminert, og laminasjonen blir tydelegare oppover i eininga. I kjerne 505-39 er det tre synlege horisontar med foraminiferar mellom 18,20 m og 18,43 m. Glødetapet aukar jamt gjennom eininga, frå 3% i botnen til 20% ved overgangen til Be. Likeeins går tettleiken jamt ned, frå 2,1 til 1,5 g/cm<sup>3</sup>, og den magnetiske susceptibiliteten minkar frå 10 til 1. Ei datering av bjørkeblad frå øvst i eininga, ved 16,55 m i kjerne 505-39, gav alderen  $5590 \pm 35$  <sup>14</sup>C-år før nåtid (figur 3.8.; tabell 3.5.).



**Figur 3.8.** Kjerne 505-39 frå det djupaste delbassenget i Bergsvatnet (sjå figur 3.5.). Utsnittet øvst til venstre viser den daterte isolasjonssekvensen.

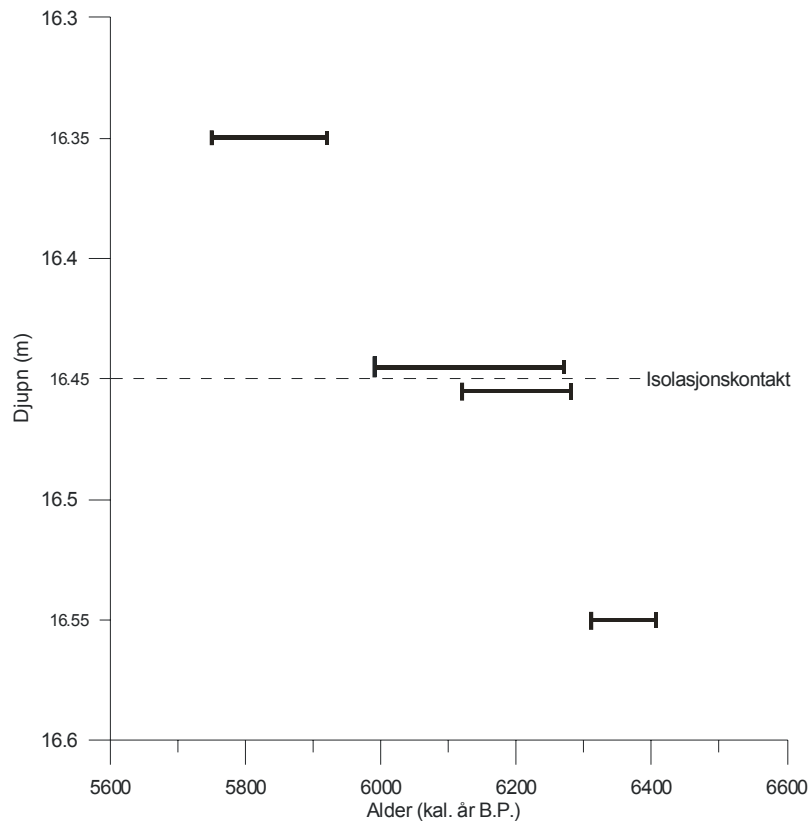
### Be: Brakkvassgytje

Denne eininga er observert i alle borepunkt, bortsett frå i russarkjerna nærast terskelen i det søre delbassenget. Farga er glinsande svart, og sedimentet er finlaminert. Glødetapet er høgt, på det meste 48%. Den magnetiske susceptibiliteten aukar markant øvst i Be, noko som må skuldast større tilførsel av minerogent materiale seint i isolasjonsfasen. Tettleiken er stabil kring 1,4 - 1,5 g/cm<sup>3</sup>.

**Tabell 3.5.** Dateringar av isolasjonen frå kjerne 505-39. Dateringane er framstilt grafisk i figur 3.9.

Lab. Nr	Djupn (m)	Materiale	Turrvekt (mg)	<sup>14</sup> C-alder (år før nåtid)	Kalibrert alder (kalenderår før nåtid)	Diatoméflora
Poz-8075	16,35	<i>Betula</i> blad	6,272	5110 ± 40	5920 - 5750 (1σ) 5930 - 5740 (2σ)	Fersk
Poz-8070	16,45 – 16,44	<i>Betula</i> blad	23,901	5350 ± 40	6270 - 5990 (1σ) 6280 - 5990 (2σ)	Brakk
Poz-8085	16,46 – 16,45	<i>Betula</i> blad <i>Pinus</i> nål	12,956	5400 ± 35	6280 - 6120 (1σ) 6290 - 6000 (2σ)	Brakk
Poz-8086	16,55	<i>Betula</i> blad	11,407	5590 ± 35	6405 - 6310 (1σ) 6450 - 6290 (2σ)	Marin

Det er gjort to dateringar øvst i eininga (figur 3.8.), ved 16,46 m (bjørkeblad og ei furunål) og 16,45 m (bjørkeblad). Dei gjev høvesvis 5400 ± 35 og 5350 ± 40 <sup>14</sup>C-år før nåtid (tabell 3.5.). Isolasjonen er ved diatomékontroll bestemt å liggje ved 16,45 m (stipendiat Ø. Lohne, *pers. oppl.*), som vist i den grafiske modellen (figur 3.9.). Kalibrert og vekta middelerverdi for dei to dateringane gjev 6290 - 6000 kalenderår før nåtid, med to standardavvik.



**Figur 3.9.** Grafisk framstilling av isolasjonsdateringane frå Bergsvatnet. To dateringane er gjort av sjølve isolasjonskontakten, medan yttarlegare to dateringane er gjort ti cm over og under. Sjå også figur 3.6. Alle dateringane er her oppgjeve med eitt standardavvik. Dei to dateringane av isolasjonskontakten overlappar nesten fullstendig, og ein vektta middelværdi av dei to er sett som tida for isolasjonen av Bergsvatnet.

#### *Bf: Lakustrin gytje*

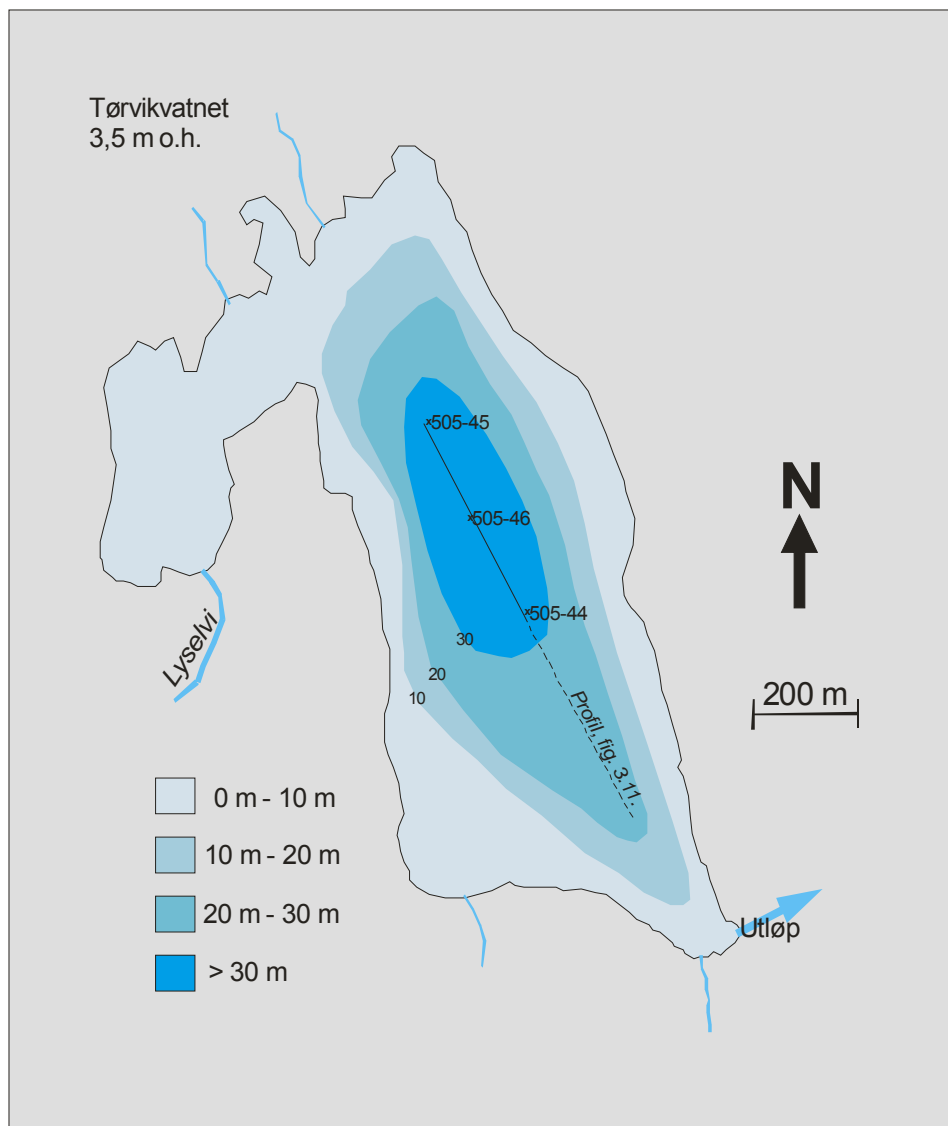
Brun gytje er avsett over den mørkare, laminerte alggytja. Rett over Be er gytja findetritisk, men blir grovare oppover i eininga. I 505-39 opptreir denne gytja frå 16,43 m og opp til toppen av kjerna ved 15,10 m. Sedimentet er lett laminert opp til 15,56 m. I tillegg er det nokre få siltlamina i eininga. Dei er få mm tjukke, og representerer truleg flomlag. Glødetapet varierer ein del, men har ein aukande trend oppover, frå 34 til 63%. Den magnetiske susceptibiliteten går ned frå omlag 1 til omlag 0, og tettleiken ligg på omlag  $1,4 \text{ g/cm}^3$ . Dei store svingingane i tettleik aller øvst skuldast at den grovdetritiske gytja her er svært laus.

Sedimentet er avsett i lakustrint miljø etter isolasjonen av bassenget. Det er datert bjørkeblad frå 16,35 m, like over den brakke eininga. Dateringane gav  $5110 \pm 40 \text{ }^{14}\text{C}$ -år før nåtid (figur 3.8.).



### 3.3 Tørvikvatnet

Tørvikvatnet (UTM 32V LM 431 880) er det lågastliggjande bassenget i denne undersøkinga. Det har ein nåverande terskel på 2,5 m o.h., men denne er senka 1 m tidleg på 1900-talet, for å vinne jordbruksland (Jakob Drage; Ivar Tveiten, *pers. oppl.*). Nedbørsfeltet er stort, Lyselvi/Kvanndalselva (sjå figur 3.1.) drenerer heile lia opp mot fjellet Vesoldo (1046 m o.h.). Det ligg ei lita tjørn kalla Vetlavatnet, vest for vatnet. Ho var tidlegare ein del av same innsjøen (Trygve Torvik, *pers. oppl.*). Dette tidlegare delbassenget har både før og etter senking verka som ei sedimentfelle for den flomutsette Lyselvi. Trass i stort nedbørsfelt og årleg vårflo, blir det difor sjeldan avsett flomlag i hovudbassenget.



**Figur 3.10.** Batymetriske kart over Tørvikvatnet med innteikna borepunkt og profil.

Batymetrien vart fyrst undersøkt ved hjelp av ekkolodd og gps. Det vart laga eitt langsgåande profil og fire på tvers, med omlag 2 m mellom kvar måling. Bassenget er trauforma (figur 3.10.), med største djup på 34,5 m. Alle tre kjernene er teke midt i bassenget, på >30 m djup. Dei ligg langs ei 350 m lang rett line frå nordvest til søraust.

### 3.3.1 Skildring og tolking av sedimenta

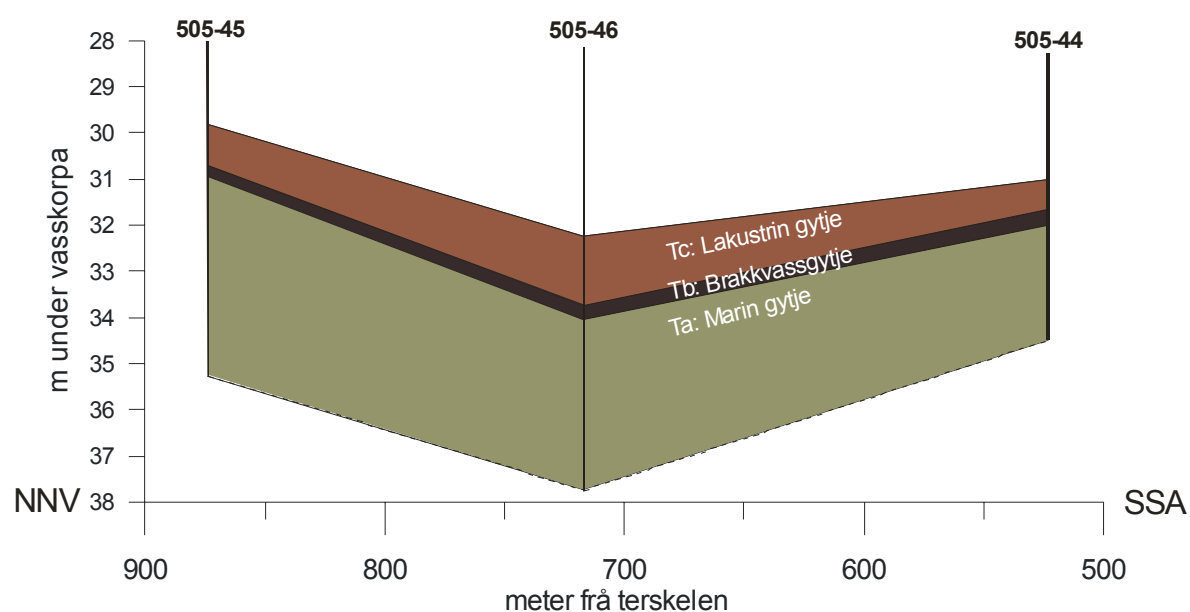
Stratigrafien delast i tre hovudeiningar, med nemning T etter Tørvikvatnet, og bokstav a - c frå botnen og opp (figur 3.11.). Dei tre einingane vart funne i alle tre borehol.

Eining Tc: Gytje. Tolka som lakustrin avsetting.

Eining Tb: Laminert algegytje. Tolka som brakkvassavsetting.

Eining Ta: Findetritisk gytje. Tolka som marin avsetting.

Med grunnlag i den best definerte isolasjonsfasen, vart kjerna 505-44 vald til datering. Prøvetakinga nådde ikkje ned til isavsmeltingssediment i Tørvikvatnet. To røyr var smekkkulle, medan det tredje (den isolasjonsdaterte kjerna 505-44, figur 3.13.) kom opp med ei omlag 3,5 m lang sedimentsøyle.



**Figur 3.11.** Profil gjennom Tørvikvatnet (sjå også figur 3.10.).

### Ta: Marin gytje

Sedimentet er ei grovdetrisk, siltig gytje med olivengrøn til grå farge. Det finst skjel og skjelfragment igjennom heile laget. Sedimentet er homogent, med ei svak banding. Spreidde korn av grovsand og grus førekjem markert oftare her enn i tilsvarande einingar frå dei andre bassenga. Desse er tolka til å vera frakta med isflak, bekkeis og/eller flomvassføring frå Lyselvi. Glødetapsanalyse er gjort frå 33,7 m og oppover. Verdien av desse målingane ligg stabilt på kring 13% opp til 32,5 m, og aukar jamt til 20% ved overgangen til Tb. Den magnetiske susceptibiliteten er stabil på 2, medan tettleiken går litt ned i dei øvste 40 cm av eininga, frå 2,5 til 1,9 g/cm<sup>3</sup>.

Lagpakka er tolka til å vera avsett marint før isolasjonen. Ho er vesentleg tjukkare enn dei overliggjande einingane, og i 505-44 utgjer eining Ta meir enn 70% av den 3,5 m lange kjerna. Ei datering gjort aller øvst i eininga, ved 32,01 m djup, gav ein alder på  $2215 \pm 35$  <sup>14</sup>C-år før nåtid (figur 3.13.).

Det vart også gjort ei datering av bjørkeblad frå heilt nedst i eininga, frå kjerne 505-46 (tabell 3.6.), som gav  $4815 \pm 35$  <sup>14</sup>C-år før nåtid. Dette gjev høve til å finne sedimentasjonsraten for den marine gytja i tidsrommet frå omlag 5500 til omlag 2230 kalenderår før nåtid. Raten blir her 1,1 cm/år. Dateringane vil for øvrig kunna nyttast i lag med ei skjeldatering frå same djup til å kontrollere den marine reservoaralderen i Hardangerfjorden for den tida.

**Tabell 3.6.** Ei datering frå botnen av kjerne 505-46.

Lab. nr	Djupn (m)	Materiale	Turrvekt (mg)	<sup>14</sup> C-alder (år før nåtid)	Kalibrert alder (kalenderår før nåtid)
Poz-8111	37,75 – 37,73	<i>Betula</i> blad	12,388	$4815 \pm 35$	5600 – 5480 (1σ) 5610 – 5470 (2σ)

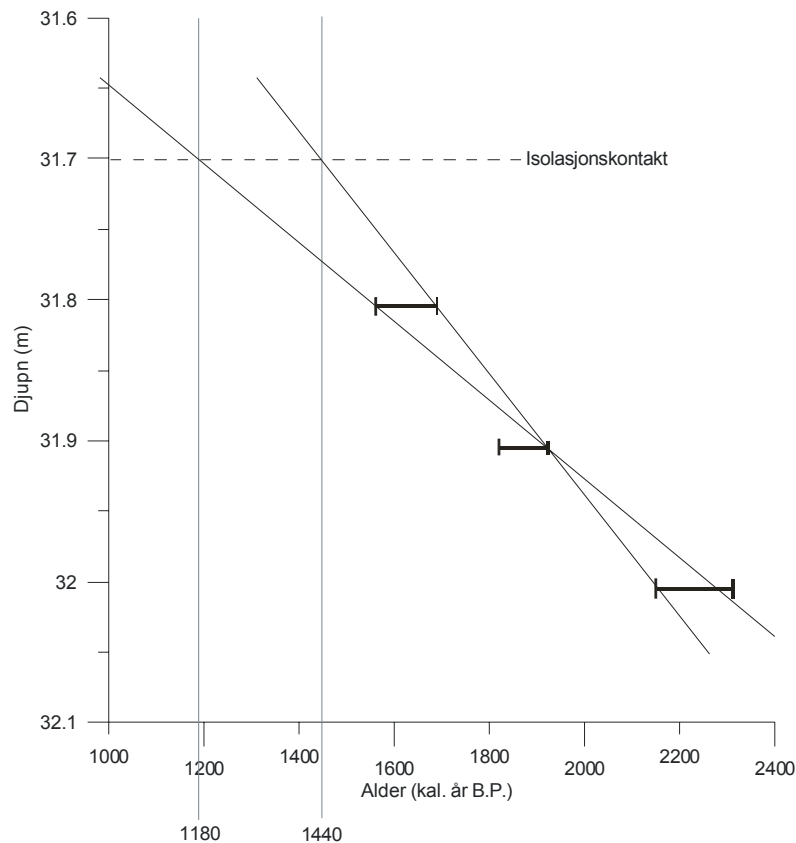
### Tb: Brakkvassgytje

Sedimentet er skinande svart og tett laminert. Det er tolka til å vera avsett i brakt miljø under isolasjonsfasen. Eininga er tjukkare her enn i tilsvarende lag frå dei andre undersøkte bassenga, og i kjerne 505-44 er tjukkleiken heile 30 cm. Ei sone med mykje silt øvst i eininga kan korrelerast mellom dei tre kjernene. Silten synest også godt som eit stort fall i glødetapet og ein auke i tettleiken. Overgangen frå marine og brakke til lakustrine artar er ved diatomésjekk funne ved 31,7 m, den øvre grensa av eininga. (stipendiat Ø. Lohne, *pers. oppl.*).

**Tabell 3.7.** Dateringar av isolasjonen i Tørvikvatnet, frå kjerne 505-44. Dateringane er framstilt grafisk i figur 3.12.

Lab. nr	Djupn (m)	Materiale	Turrvekt (mg)	<sup>14</sup> C-alder (år før nåtid)	Kalibrert alder (kalenderår før nåtid)
Poz-8076	31,81 – 31,80	<i>Betula</i> blad	10,430	1710 ± 30	1690 - 1560 (1σ) 1700 – 1530 (2σ)
Poz-8074	31,91 – 31,90	<i>Betula</i> blad	21,740	1925 ± 30	1920 - 1820 (1σ) 1950 - 1810 (2σ)
Poz-8154	32,01 – 32,00	Kvist	97,566	2215 ± 35	2310 - 2150 (1σ) 2340 - 2120 (2σ)

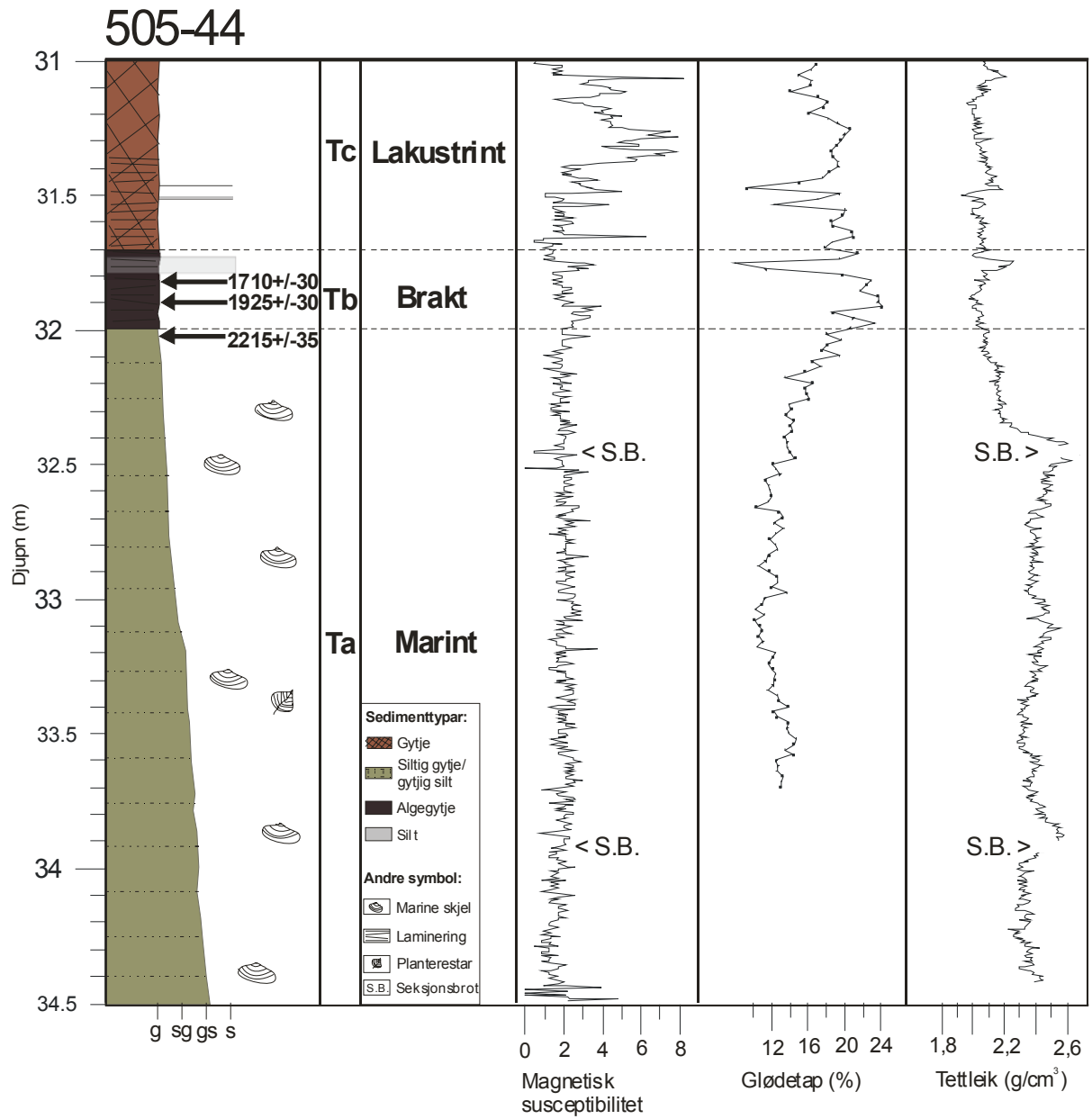
Attåt dateringa frå Ta som nemnt over, er det gjort to dateringar frå Tb, båe like under det som er tolka til å vera isolasjonskontakten (tabell 3.7.). Føresettt jamn sedimentasjonsrate gjennom isolasjonsfasen, kan ein grafisk ekstrapolere dateringane med avvik oppover i kjerna (figur 3.12.). Alderen på isolasjonen ved 31,7 m blir da 1440 - 1180 kalenderår før nåtid, med eitt standardavvik.



**Figur 3.12.** Grafisk framstilling av isolasjonsdateringane frå Tørvikvatnet. Dei tre dateringane er gjort like under isolasjonskontakten. Forutsett jamn sedimentasjonsrate, er desse dateringane ekstrapolert 10 cm vidare oppover for å finne alderen på sjølve isolasjonskontakten.

#### *Tc: Lakustrin gytje*

Dette sedimentet er ei grovdetrisk, lys brun gytje. Den nedre delen av eininga er svakt laminert. Laminasjonen døyrt ut ved 31,35m og øvst er sedimentet massivt. Glødetapet går noko ned, frå omlag 20 – 16%, men varierer ein del, særleg i den nedre laminerte sekvensen. Skilnaden frå den kraftige auken i glødetapet etter isolasjonen av Bergsvatnet (figur 3.6.) er slåande. I Tørvikvatnet skuldast truleg det minkande glødetapet antropogen påverknad, med erosjon frå jordbruk og tilførsel av meir silt inn i bassenget. Det same er truleg grunnen til auken i den magnetiske susceptibiliteten i eining Tc. Ein liknande auke i den magnetiske susceptibiliteten etter isolasjonsfasen er heller ikkje funne i dei andre bassenga. Tettleiken er den same som i eininga under. I kjerne 505-44 er Tc berre 69 cm tjukk, og representerer det korte tidsrommet etter isolasjonen av bassenget.



**Figur 3.13.** Kjerne 505-44 frå Tørvikvatnet, med avmerka dateringar av isolasjonen.

## 4 Strandforskyving gjennom holosen i Hardanger

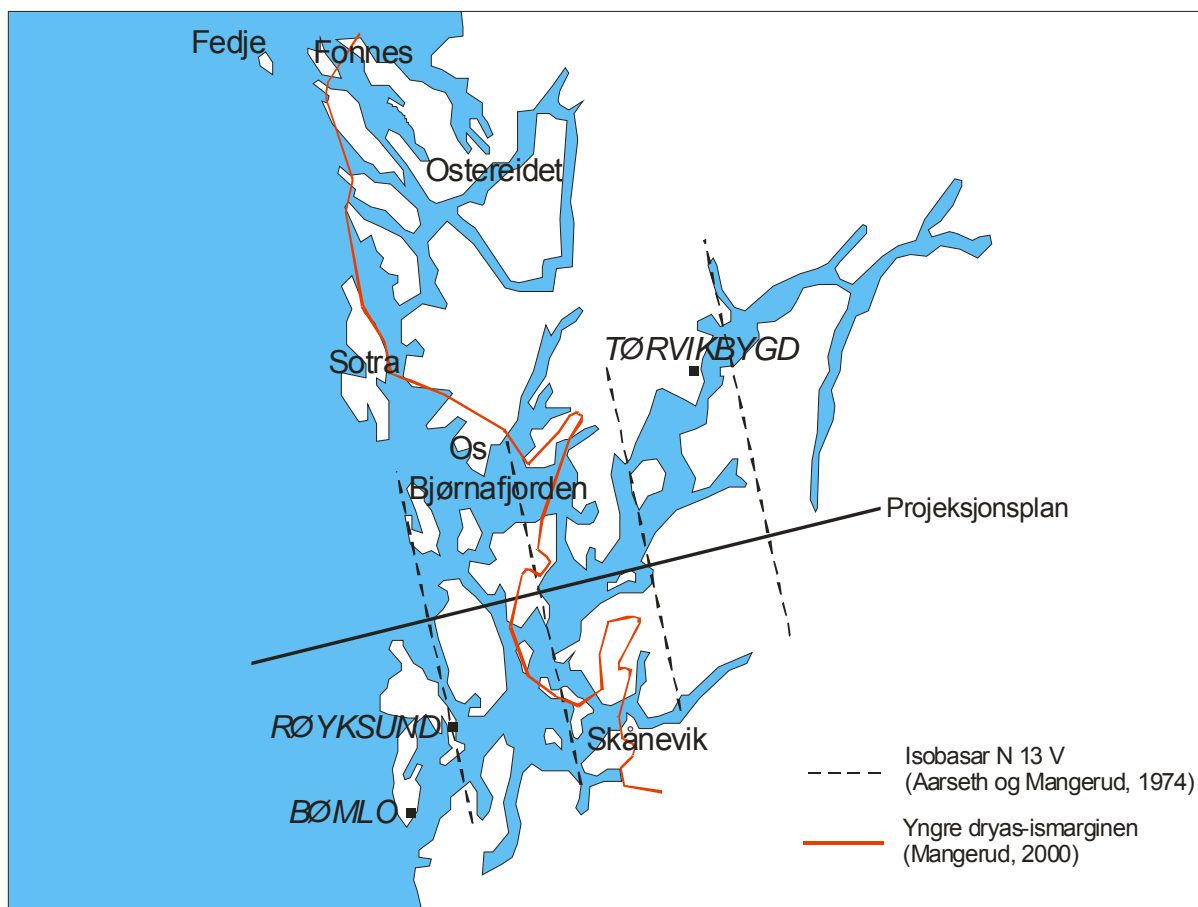
### 4.1 Isobasar

Ein føresetnad for å konstruere ei strandforskyvingskurve er at alle bassenga ligg på same isobase. Viss dette ikkje er tilfelle, må bassenghøgden korrigerast. Isobaseretninga nytta i denne oppgåva er N 13°V (Aarseth og Mangerud, 1974). Denne retninga byggjer på målingar av yngre dryas-terrassar frå Bjørnafjorden nord for Hardanger (Aarseth, 1971). Desse er korrelert til terrassemålingar frå Skånevik i sør (Anundsen, 1972). Hamborg (1983) nyttar den same retninga for Hardanger. Isobasane for Os-området er nyleg funne å vera N 11°V (Lohne *et al.*, 2004). Dette er imidlertid omlag 4 mil nordvest for Hardangerfjorden, og det er truleg verdien til Aarseth og Mangerud (1974) som i dag er den mest representative for Hardangerfjorden (figur 4.1.). Isobaseretninga er rett nok ikkje lik i heile området, men for projeksjonen inn mot planet frå lokalitetane i dette arbeidet, vil ikkje ei endring på nokre grader ha utslagsgjevande effekt.

Varierende isavsmelting vil kunna gjeva andre retningar på isobasane i holosen i høve til i yngre dryas. Kaland (1984) argumenterer for at denne endringa er minimal. Han nyttar det han kallar "triangelmetoden", med grunnlag i strandforskyvingskurver frå Sotra, Ostereidet og Fønnes i Nordhordland. Frå kurvene kan han finne høgda på samtidige strandliner frå dei tre lokalitetane og generere isobaser for det valde tidspunktet. Dei tre lokalitetane til Kaland (1984) ligg imidlertid ikkje ideelt plassert i kvart sitt hjørna av ein likesida trekant. Sidan Fønnes og Sotra ligg omlag på same isobase, nyttar han i tillegg data frå isolasjonsbasseng på Fedje lenger ute ved kysten. Kaland (1984) kjem til at isobaseretninga har endra seg lite, og han meiner difor det er greitt å nytte same isobaseretning gjennom holosen som for yngre dryas.

I denne oppgåva er det postulert at isobasane frå dei ytre områda (Aarseth og Mangerud, 1974) er parallelle med dei inne i fjorden ved Tørvikbygd. Denne ekstrapoleringa av isobaseretninga fører med seg ei ny uvisse, men det er liten grunn til å tru dette har utslagsgjevande effekt for konklusjonane i dette arbeidet.

Strandlinegradienten for Bjørnafjorden i yngre dryas er funne ved terrassemålingar av marin grense (Aarseth og Mangerud, 1974), og sett til 1,4 m/km. Den tilsvarande verdien for 5900 <sup>14</sup>C-år før nåtid er i fylgje Kaland (1984) 0,18 m/km i Nordhordland. Gradienten er rekna ut ved å samanstille kurva frå Fonnes med eitt datert isolasjonsbasseng som ligg berre 9 km lenger aust. Ei strandline for den same tida, konstruert med grunnlag i resultatata frå dette studiet, gjev ein gradient på 0,12 m/km. Skilnaden speglar nok heller ein betre presisjon i resultatata frå dette studiet, enn regionale skilnader. Denne gradientverdien er difor truleg mykje rettare. Bassenga i Tørvikbygd har ein avstand på maksimalt 2,3 km mellom tersklane, målt normalt på isobaseretninga. Viss ein reknar med same isobaseretning gjennom holosen som for yngre dryas, og ein strandlinegradient på 0,12 m/km, gjev det ei maksimal korrigerings på mindre enn 30 cm. Dette er ikkje utslagsgjevande i Tørvikbygd, og det er difor ikkje naudsynt å justere terskelhøgden for isolasjonen av dei tre bassenga.



**Figur 4.1.** Oversiktskart over Hardangerfjorden, med innteikna isobasar, projeksjonsplan og yngre dryas ismargin. Stader nemnt i diskusjonen og lokalitetar nytta til konstruksjonen av strandlinediagrammet er markert.



Så lenge isen dekkjer landet, vil han utøve eit enormt vertikalt press i nærområdet sitt. Nedpressinga blir gradvis mindre til lenger ein kjem frå isfronten. Jordskorpa klemmast ned av isen, og dette blir uttrykt ved ei krumming av strandlinene. Etter kvart som isen smeltar ned, og fronten trekkjer seg attende, vil strandlinene bli beinare. Hamborg (1983) drøftar kort denne krumminga av strandlinene. Han viser til utrekningar gjort av Fjeldskaar (1978) for Hardanger, som tilseier krumming av strandliner i yngre dryas. Han argumenterer vidare med at krumminga raskt veiknar, og han ser difor bort frå denne effekten for strandliner som er 9800  $^{14}\text{C}$ -år (11.220 kal. år) før nåtid og yngre. Svendsen og Mangerud (1987) påviser også krumma strandliner i sein-weichsel, for kysten frå Sunnmøre til Sør-Trøndelag. Det er grunn til å tru at også dei eldste holosene strandlinene er litt krumma (John Inge Svendsen, *pers. oppl.*), men Svendsen og Mangerud (1987) fann ikkje den gongen grunnlag i sine data for å konkludere med det. Ved byrjinga av preboreal trekte isen seg raskt inn fjordane, men det eksisterer altså ikkje data, korkje frå Hardanger eller Nordvestlandet, som kan vise kva tid krumminga døyr ut.

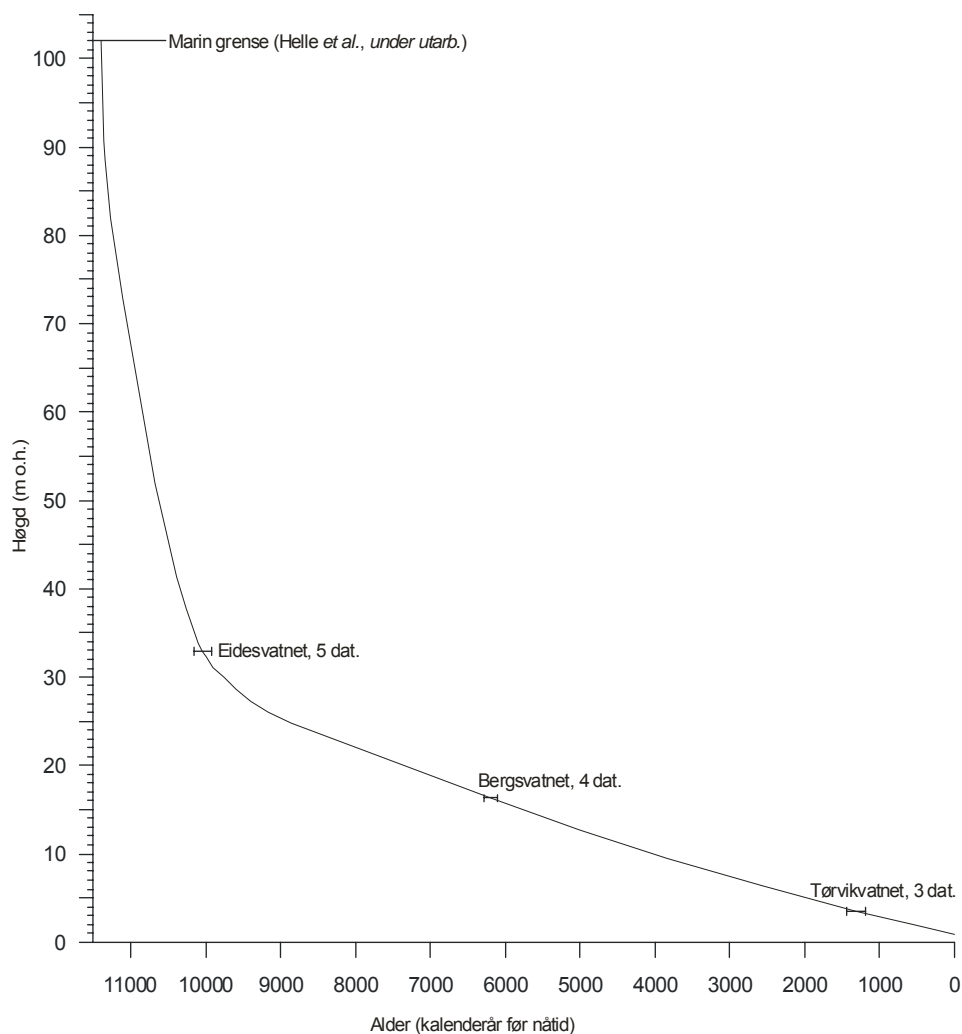
#### **4.2 Strandforskyvingskurve frå Tørvikbygd**

Strandforskyvingskurva frå Tørvikbygd er gjeve i figur 4.2. Kurva er kopla saman med den tidleg preboreale delen av strandforskyvingskurva frå Helle *et al.* (*under utarb.*) og gjev difor også god kontroll på strandlinene under den postglasiale regresjonen før Eidesvatnet vart isolert. Helle *et al.* har fastsett den marine grensa til 99,5 m o.h. Det er høgda til det høgstliggjande bassenget dei undersøkte, som var transgredert av havet etter isavsmeltinga. Verdien er brukt også i dette arbeidet, og høgda er justert ved å nytte ein yngre dryas strandlinegradient på 1 m/km (Helle *et al.*, *under utarb.*). Marin grense (MG) for isobasen som går midt gjennom feltområdet i dette arbeidet, blir med det 102 m o.h.

Hamborg (1983) mælte høgder av MG i midtre Hardanger. Maurangsfjorden er ein liten fjordarm på sørsida av Hardangerfjorden, og ligg omlag ved same isobase som Tørvikbygd. Der er MG funne på Ænes (95 m) og Bondhus (100 m). Terrassene ligg

litt lenger ute i fjordsystemet, og målingane høver difor godt med verdien til Helle *et al.*

MG i Tørvikbygd er altså sett til 102 m o.h. Den høgda er korrelert med tida rett etter at isfronten hadde trekt seg innafør Tørvikbygd, slik det er tolka ut frå dateringane av marine skjel i denne oppgåva (kapittel 5.2.; tabell 3.1.). Dei eldste dateringane ligg heilt ved byrjinga av holosen, altså like etter 11.500 kalenderår før nåtid. Dette er brukt i figur 4.2. som startpunkt for strandforskyvingskurva.



**Figur 4.2.** Strandforskyvingskurve for Tørvikbygd. Tida for isolasjonen av kvart basseng er ein vektet middel av ei rekkje dateringar, her oppgjeve med eitt standardavvik. Isolasjonsdata frå tre basseng over 70 m o.h. er frå Helle *et al.* (*under utarb.*).

Kurva fell bratt med omlag 70 høgdemeter gjennom preboreal til styringspunktet ved isolasjonen av Eidesvatnet, som er datert med to standardavvik til 10.180 – 9910 kalenderår før nåtid. Det vil seia at det relative havnivået fall gjennomsnittleg 5 cm i året gjennom preboreal. Det er vidare omlag 4000 år fram til neste punkt, isolasjonen av Bergsvatnet, som er datert med to standardavvik til 6290 – 6000 år før nåtid. Det tredje styringspunktet for kurva er isolasjonen av Tørvikvatnet, som er datert med to standardavvik til 1480 – 1110 kalenderår før nåtid. Det siste styringspunktet for kurva er havnivået i dag, med høgste flodmål knapt 1 m o.h. Den enklaste kurva mellom desse punkta vil falle asymptotisk gjennom heile holosen, slik figur 4.2. viser. Regresjonsraten etter preboreal blir i gjennomsnitt 3 mm i året.

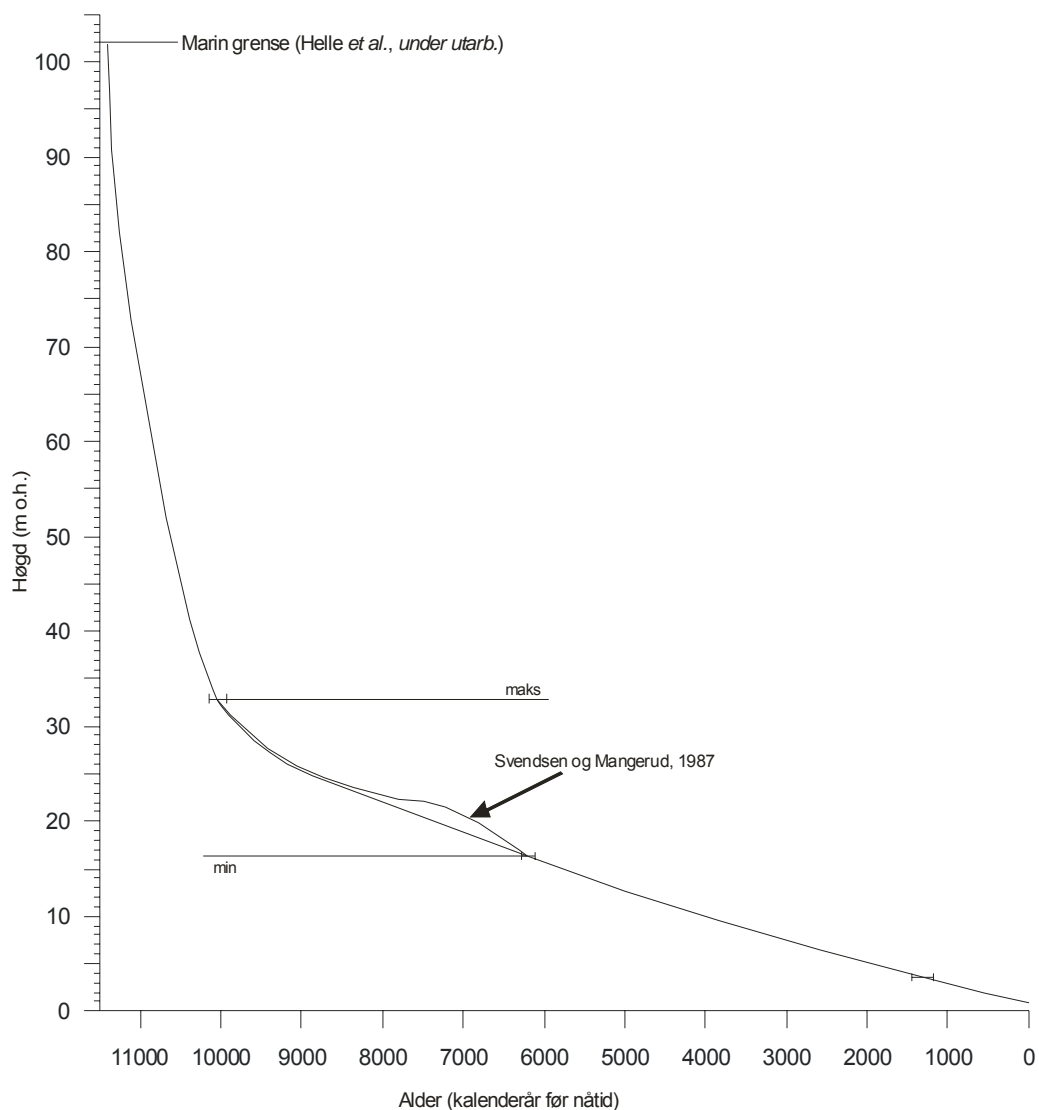
### 4.3 Tapestransgresjonen i Hardangerfjorden

I tida mellom Eidesvatnet og Bergsvatnet vart isolerte, hende tapestransgresjonen, ei eustatisk stigning av havnivået som er vel dokumentert frå basseng og strandvollar langs norskekysten (t.d. Kaland, 1984; Bondevik *et al.*, 1998).

Figur 4.3. viser den maksimale storleiken tapestransgresjonen kan ha i Tørvikbygd, om han berre er avgrensa av dateringar frå Eidesvatnet og frå Bergsvatnet. Tørvikbygd ligg omlag 80 km frå 0-isobasen for yngre dryas, mælt normalt på isobaseretninga (Aarseth og Mangerud, 1974). Ei derivert kurve med tilsvarande avstand på Sunnmøre (Svendsen og Mangerud, 1987) viser ei viss utflating seint i tapestida, men ikkje transgresjon. Dette gjev truleg eit godt bilete av korleis tapesforløpet var i Tørvikbygd. Regresjonsforløpet til kurva frå Sunnmøre er vist i figur 4.3.

Dataprogrammet SeaLevel Change versjon 3.51 (Møller og Holmeslet, 1998) kan nyttast til å konstruere teoretiske strandforskyvingskurver for heile norskekysten. Dette vart dette forsøkt for Tørvikbygd, men den genererte kurva avvik mykje frå resultatata frå dette arbeidet. Det viser at programmet truleg eignar seg dårleg for dette området.

Det er altså uvisst kor langt inn i Hardangerfjorden tapestransgresjonen fekk utslag, enten det var ved ei havnivåstigning, eller ved utflating av regresjonen. Den nye strandforskyvingskurva frå Tørvikbygd kan heller ikkje nyttast til å seia noko eintydig om dette. Isolasjonsdateringar av basseng på høgder mellom Bergsvatnet og Eidesvatnet vil kunne betre kunnskapen om utflating eller transgresjon i Tørvikbygd. Likeeins vil fleire kurver frå lenger ute i fjorden kunne avgjera korleis utslaget av transgresjonen varierte i tid og rom. For strandlinediagrammet presentert i dette arbeidet, er den enklaste kurva utan utflating (figur 4.2.) frå Tørvikbygd nytta.



**Figur 4.3.** Strandforskyvingskurve for Tørvikbygd som viser eit mogleg forløp av tapes-transgresjonen (derivert kurve frå Svendsen og Mangerud, 1987). Dei horisontale strekane markerer øvre og undre grense forløpet kan ha, avgrensa berre av dateringar frå Eidesvatnet og Bergsvatnet.

#### 4.4 Kalibrert strandforskyvingskurve frå Bømlo

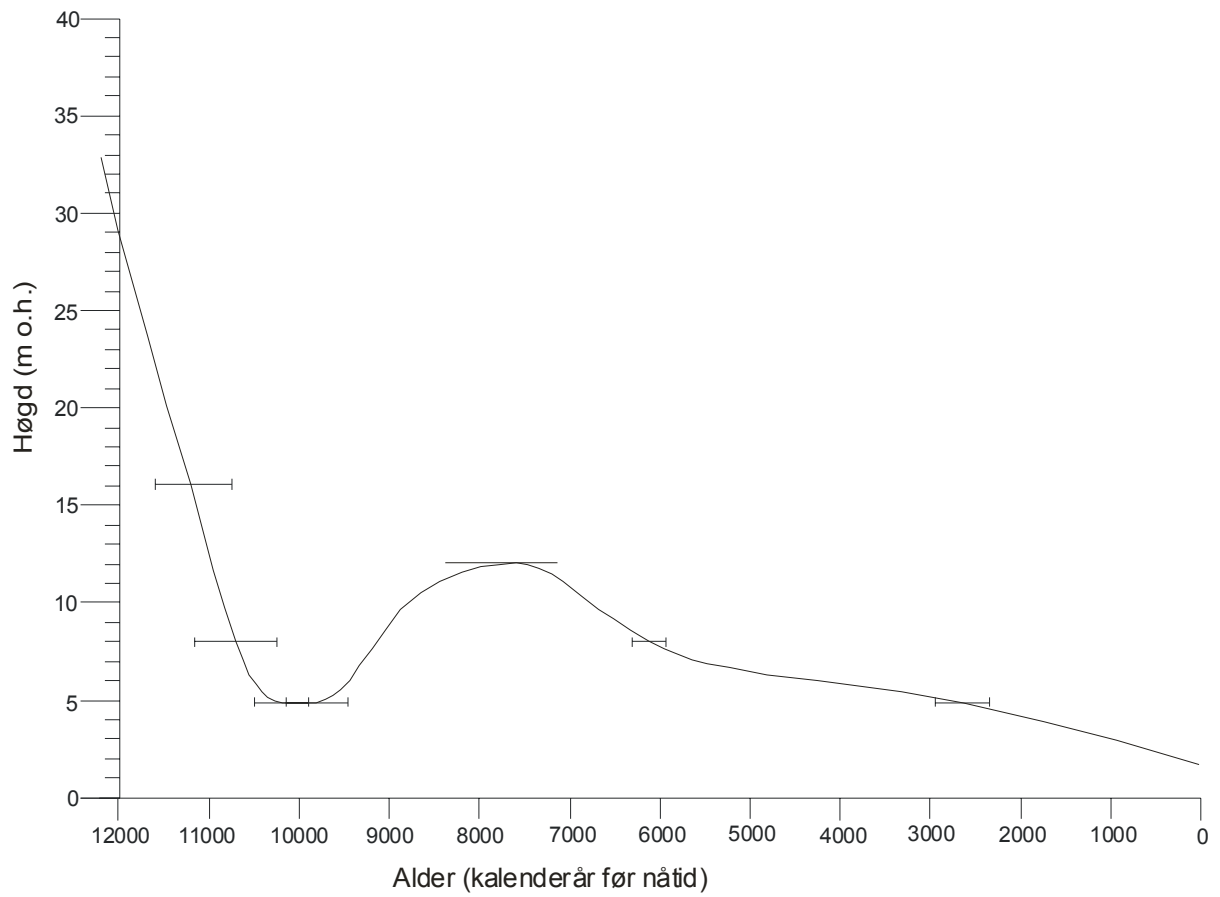
Strandforskyvingskurva frå Sør-Bømlo i Sunnhordland (Fægri, 1944a; Kaland, 1984; Anundsen, 1985) er her kalibrert til kalenderår med dataprogrammet OxCal (tabell 4.1.). Kurva er basert på dateringar av tre isolasjonsbasseng, i tillegg til den høgste førekomsten av pimpstein på Sør-Bømlo, som markerer transgresjonsmaksimumet til tapes.

**Tabell 4.1.** Kalibrerte dateringar av isolasjonsbasseng på Sør-Bømlo

Bassengnamn	Høgd (m o.h.)	Datering ( <sup>14</sup> C-år før nåtid)	Kalibrert alder (2σ) (kalenderår før nåtid)
Vorlandstjønn	16,1	9800 ± 90	11.600 – 10.750
Eidestjønn	8,0	9410 ± 120	11.150 – 10.250
Aurebettjønn	4,9	9090 ± 80	10.500 - 9900
Aurebettjønn	4,9	8670 ± 90	10.150 – 9450
Eidestjønn	8,0	5370 ± 90	6310 – 5930
Aurebettjønn	4,9	2630 ± 100	2950 - 2350

Dateringa av den siste isolasjonen i Aurebettjønn er truleg for ung (J.I. Svendsen, *pers. oppl.*). Dette er teke omsyn til ved konstruksjonen av strandlinediagrammet, der denne dateringa er gjeve mindre vekt.

Regresjonen i tidleg holosen førte til ein fase med brakt miljø i Aurebettjønn, men ikkje endeleg isolasjon før tapestransgresjonen gjorde miljøet marint att. Regresjonsminimumet på Sør-Bømlo er difor presist fastsett.



**Figur 4.4.** Strandforskyvingskurve fra Bømlo i kalenderår før nåtid. Dateringer er kalibrerte frå Kaland (1984) og er her oppgjeve med to standardavvik.

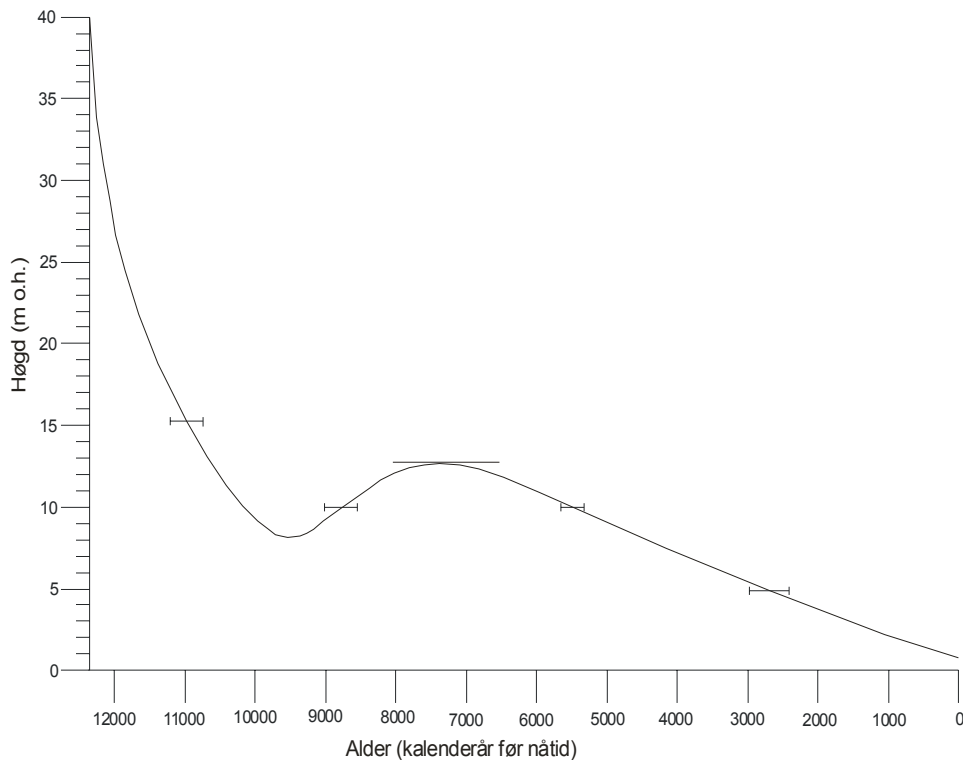
## 4.5 Kalibrert strandforskyvingskurve frå Røyksund

I samband med utarbeiding av ein arkeologisk rapport ved Universitetet i Bergen, vart det gjort ei undersøking av strandforskyvinga ved Røyksund, aust på Bømlo (Svendsen og Warren, 2001). Ei strandforskyvingskurve vart konstruert med grunnlag i fire isolasjonsbasseng. I tillegg vart det nytta ei mengd dateringar frå arkeologiske lokalitetar, hovudsakeleg av kol. Desse gjev ei øvre grense for det samtidige havnivået. Likeeins som for Bømlo markerer ein pimpsteinshorizont det høgste havnivået under tapestransgresjonen. Avstanden frå Kaland (1984) sine lokalitetar på Sør-Bømlo, er 10,9 km mælt langs projeksjonsplanet.

Tabell 4.2. Kalibrerte dateringar av isolasjonsbasseng ved Røyksund.

Bassengnamn	Høgd (m o.h.)	Datering ( <sup>14</sup> C-år før nåtid)	Kalibrert alder (2σ) (kalenderår før nåtid)
Storemyr	15,23	9635 ± 70	11.200 – 10.750
Klungerviksvatn	10	7930 ± 90	9010 – 8550
Klungerviksvatn	10	4785 ± 65	5650 – 5320
Aurebettjønn	4,9	2630 ± 100	2950 - 2350

Dateringa av den siste isolasjonen er frå Kaland (1984). Som nemnt i delkapittel 4.4 er den truleg noko for ung (J.I. Svendsen, *pers. oppl.*) og er difor mindre vektlagt i strandlinediagrammet. I Klungerviksvatnet er både ingresjonen og isolasjonen i samband med tapestransgresjonen datert.



**Figur 4.5.** Strandforskyvingskurve fra Røyksund i kalenderår før nåtid. Dateringane er kalibrerte frå Svendsen og Warren (2001), og er her oppgjeve med to standardavvik.

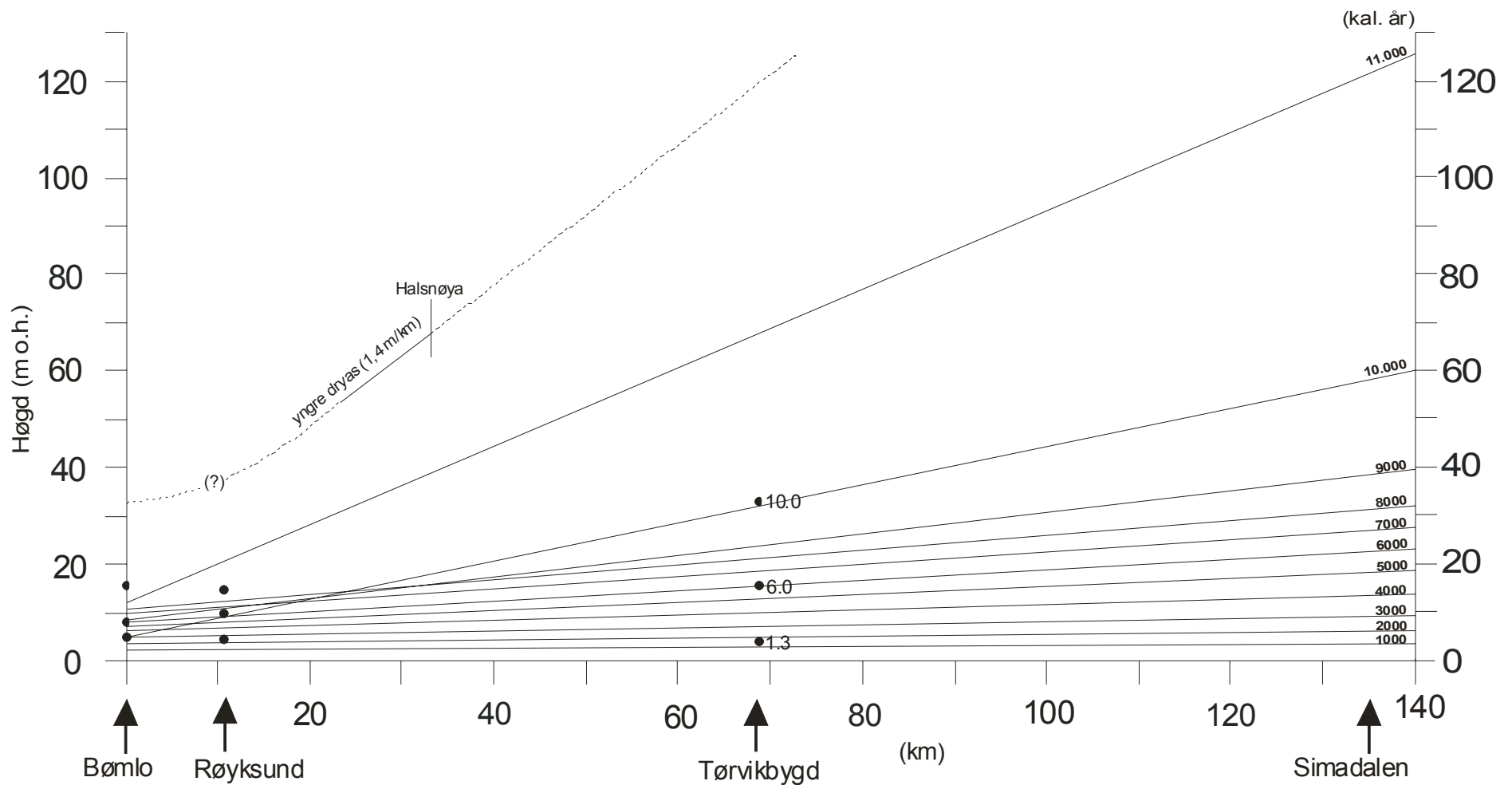
#### 4.6 Strandlinediagram for Hardangerfjorden

På grunnlag av strandforskyvingskurvene frå Tørvikbygd, Bømlø og Røyksund, er det konstruert eit diagram som viser strandlinene for kvart tusenår gjennom holosen (figur 4.6.). Der det avleste, samtidige havnivået for dei tre lokalitetane ikkje fell på same, rette lina, er dei best daterte lokalitetane for det aktuelle tidspunktet vektlagt.

Lokalitetane er projisert inn på eit plan som står normalt på isobasane, midt mellom Tørvikbygd og Sør-Bømlø (figur 4.1.). Avstanden mellom Sør-Bømlø og Tørvikbygd er omlag 80 km i luftline, og 68 km langs projeksjonsplanet.

Linene er ekstrapolert vidare frå Tørvikbygd heilt inn til Simadalen der dei inste terrassane ligg. Avstanden frå Bømlø til Simadalen er 134 km langs projeksjonsplanet.





**Figur 4.6.** Strandlinediagram for Hardangerfjorden, med styringspunkt i Tørvikbygd, på Sør-Bømlo og i Røyksund. Dei inste terrassane ved Hardangerfjorden ligg i Simadalen. Dateringar av isolasjonsbasseng i Tørvikbygd er markert. Bassenghøgdena på Sør-Bømlo og ved Røyksund er også markert i diagrammet. Yngre dryas-strandlina er teikna med heiltrekt strek og gradient 1,4 m/km (Aarseth og Mangerud, 1974) for området som tilsvarar Bjørnafjorden, og er stipla mot aust og vest. Ho krummar ut mot 33 m o.h. ved Sør-Bømlo. Halsnøya der ismarginen låg i sein yngre dryas, er også avmerka.

#### 4.7 Samanlikning med eksisterande strandforskyvingsdata

Terrassemålingane som er gjort kring Hardangerfjorden, samanstillt i Hamborg (1983), er markert i diagrammet (figur 4.7.). På grunnlag av bømlokurva (Kaland, 1984), tre  $^{14}\text{C}$ -dateringar (frå Eidfjord, Bu og Øystese) og morfostratigrafisk korrelasjon av terrasser, teiknar Hamborg (1983) strandliner for preboreal i Hardangerfjorden. Desse er også teikna inn med stipla line i figur 4.7., der alderen for kvar strandline, slik Hamborg (1983) tolkar den, er oppgjeve. Som figuren viser er det stor spreing i høgdene på terrassemålingane innover fjorden, og det illustrerer problema med terrassar som morfostratigrafiske einingar. Dei er tolka til å vera avsett etter kvart som isfronten trekte seg innover fjorden, og er difor ikkje tidssynkrone. Fleire tersklar i Hardangerfjorden (Holtedahl, 1975; Aarseth *et al.*, 1997) indikerer at brefronten truleg hadde kortare stagnasjonar under tilbaketrekkinga, så dette måtte nødvendigvis ta noko tid. Samstundes heva landet seg svært raskt, og det er difor vanskeleg å korrelere terrasser langs fjorden. Uvissa er også stor i presisjonen av terrassemålingane.

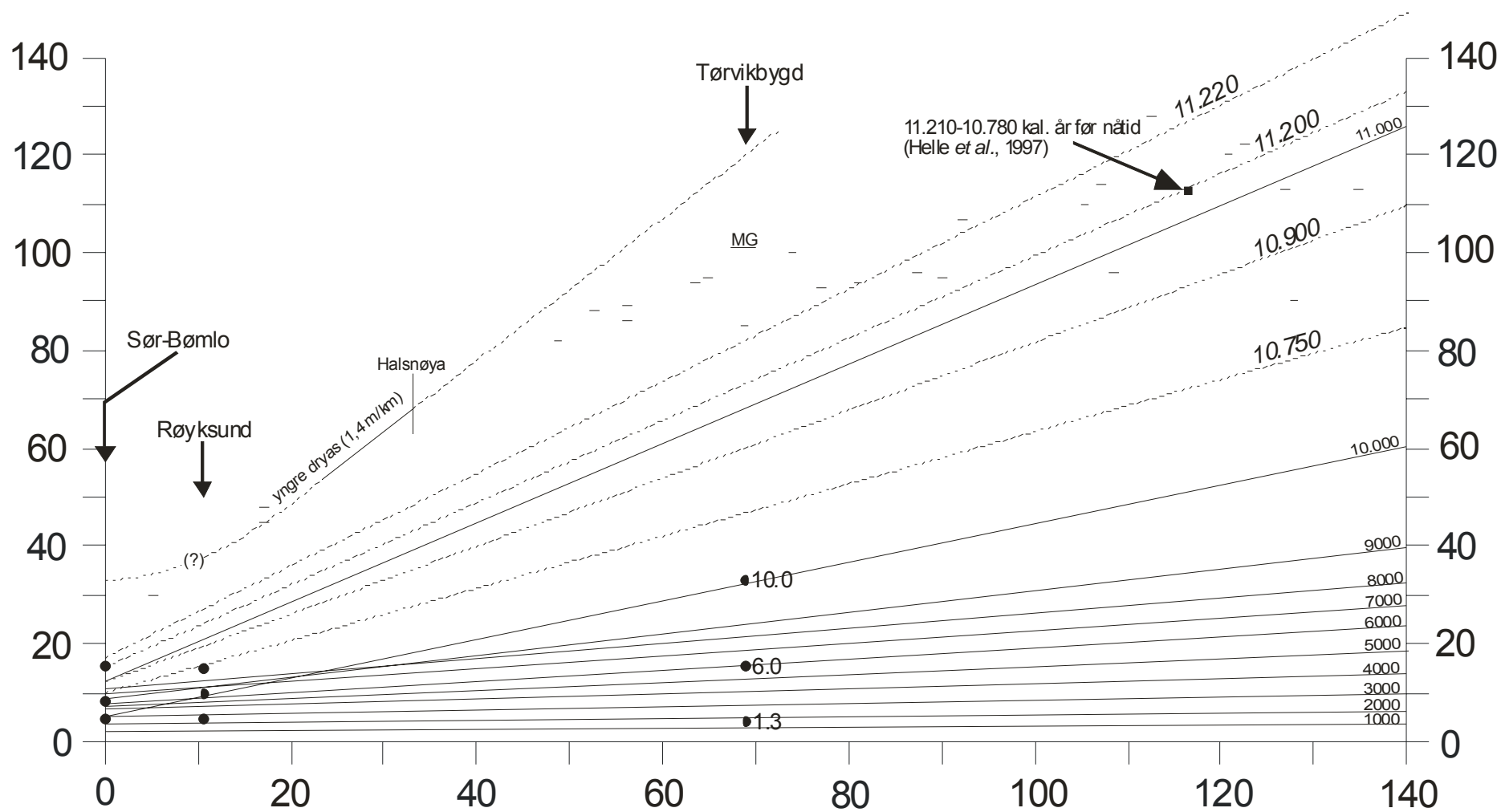
Det er likevel relativt godt samsvar mellom strandlinene Hamborg teikna opp og strandlinediagrammet frå denne studien (figur 4.7.). Det gjev grunn til å tru av hovudtrekka i tolkinga av isavsmeltinga i Hardanger gjort av Hamborg (1983) er rette. Det er også konstruert eit strandlinediagram for preboreal i Nordhordland (Aa og Mangerud, 1981). Der er skråninga på strandlinene nær den same som Hamborg (1983) finn, så diagrammet deira høver difor også godt med det nye diagrammet presentert her. Kaland (1984) presenterer eit strandlinediagram basert på sine undersøkingar på Bømlo og Fonnes, der han deriverer ei kurve for Ostereidet. Denne viser ein tapestransgresjon på over 3 m, medan ei kurve med same avstand til 0-isobasen derivert frå Hardangerfjorddiagrammet, berre gjev ei svak utflating. Om Ostereid-kurva er rett, tyder det på at Hardangerfjorddiagrammet ikkje er representativt så langt nord.

Ei alternativ tolking av terrassene i Hardangerfjorden, er framsett i samband med undersøkingane av ein eventuell yngre dryas transgresjon (Helle *et al.*, 1997). Variasjonen i terrassehøgder er da tolka som eit resultat av neotektonikk. Det er ikkje

god nok oppløysing i strandlinediagrammet (fig 4.6.) til å avgjera om det finst postglasiale forkastingar i Hardangerfjorden. Svendsen og Mangerud (1987) drøftar dette for sitt diagram frå Sunnmøre/Trøndelag. Dei kan heller ikkje påvise forkastingar, og meiner at spranget må ha vore minst 10 m for at det skulle ha synt i strandlinediagrammet deira. Sidan strandlinediagrammet for Hardangerfjorden byggjer på få strandforskyvingskurver, er dette heller ikkje dugande til å påvise forkastingar med små sprang.

Ei rett strandline ekstrapolert utover frå yngre dryas – terrassane i Bjørnafjorden (Aarseth og Mangerud, 1974), vil skjera bømløkurva ved omlag 19 m. Den reelle marine grensa er 33 m (Kaland, 1984). Kaland forklarar det med ei krumming av yngre dryas - strandlina. Fjeldskaar (1978) gjorde utrekningar for landhevinga i ulike avstandar frå ismarginen i yngre dryas, basert på data for eigenskapane til jordskorpa. Med den krumminga av strandlina han kom fram til, kryssa ho bømløkurva ved nettopp 33 m. Ei slik krumma strandline for yngre dryas er teikna inn i strandlinediagrammet (figur 4.7.). Strandlina med gradient 1,4 m/km er lagt i høgde med terrassane i Bjørnafjorden. Ismarginen ved Halsnøya er markert, og yngre dryas strandlina er stipla lenger inn fjorden. Ho kryssar Tørvikbygd ved omlag 120 m o.h., medan marin grense er 102 m o.h.

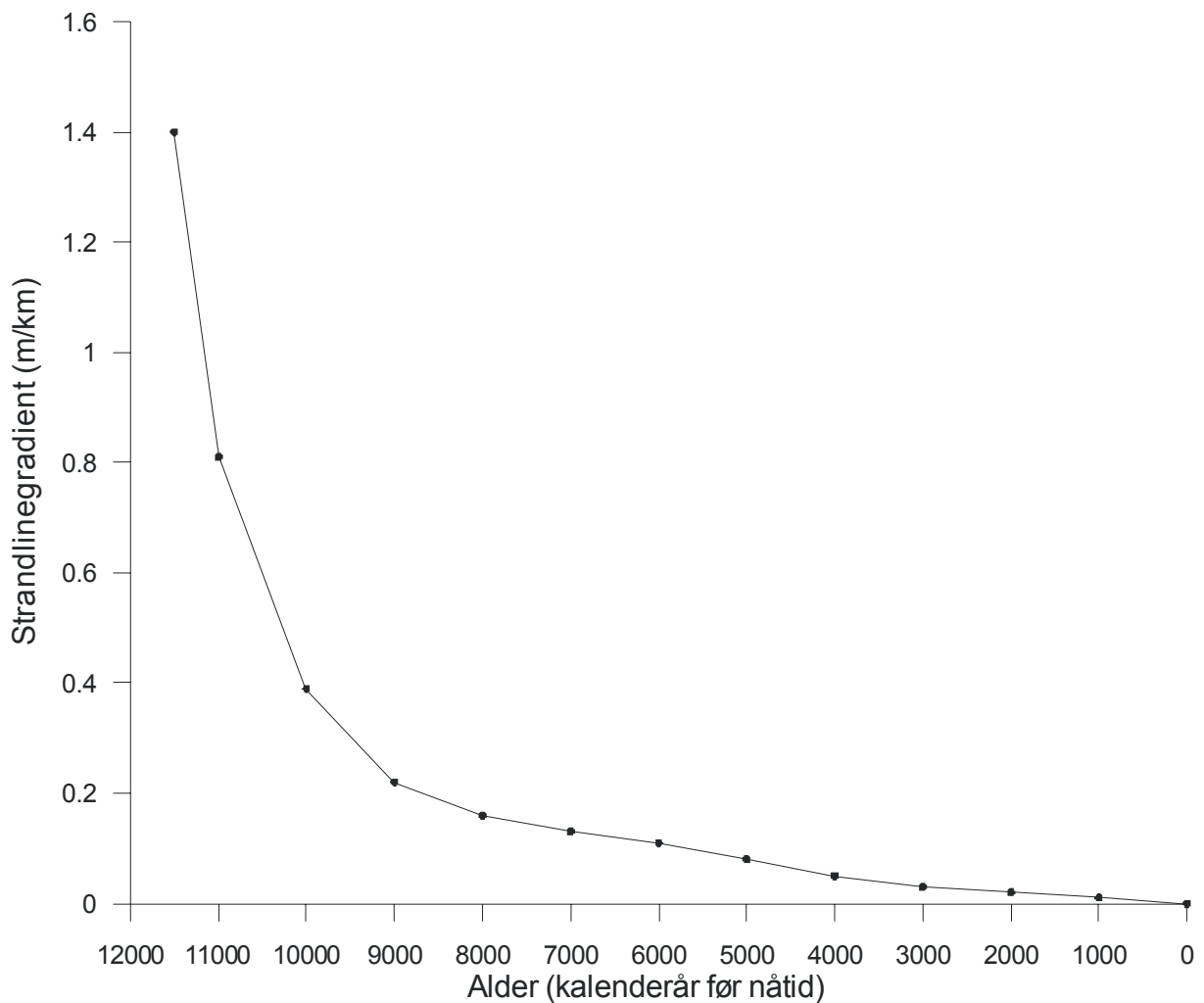
Helle *et al.* (1997) gjorde undersøkingar av tre basseng i indre Hardanger. Isolasjonen av eitt av bassenga er tidfest med ei bulkdatering av gytje til  $9665 \pm 125$   $^{14}\text{C}$ -år før nåtid. Ho er her kalibrert til 11.210 – 10.780 kalenderår før nåtid, med eitt standardavvik. Dateringa er markert i figur 4.7., og tidspunktet for isolasjonen av bassenget høver godt med strandlinediagrammet.



**Figur 4.7.** Strandlinediagrammet frå figur 4.6. med avmerka terrassemålingar (stutte, horisontale strekar) og preboreale strandliner (stipla liner) frå Hamburg (1983). Som går fram av figuren, er det godt samsvar mellom aldrane Hamburg gjev sine strandliner, og resultatane frå dette arbeidet. Ei isolasjonsdatering frå Helle *et al.* (1997) er også markert. Yngre dryas-strandlina er teikna med heiltrekt strek og gradient 1,4 m/km (Aarseth og Mangerud, 1974) for området som tilsvarar Bjørnafjorden, og er stipla mot aust og vest. Ho krummar ut mot 33 m o.h. ved Sør-Bømlo. Halsnøya der ismarginen låg i sein yngre dryas, er avmerka. Dateringar av isolasjonsbasseng i Tørvikbygd er markert. Bassenghøgden på Sør-Bømlo og ved Røyksund er også markert i diagrammet.

#### 4.8 Strandlinegradienten i Hardangerfjorden

Endringar i strandlinegradienten over tid, er resultat av dynamiske justeringar av litosfæreplatene. Eustatiske havnivåendringar vil sjølvstekt gjeva likt utslag i heile området, og vil difor ikkje påverke strandlinegradienten. Frå strandlinediagrammet (figur 4.6.) er det funne gradientar for kvart tusenår. Det er vidare teikna ei kurve (figur 4.8.) som syner korleis gradienten varierer gjennom holosen.



**Figur 4.8.** Strandlinegradienten i Hardangerfjorden. Yngre dryas-strandlina (1,4 m/km) er også markert, ved 11.500 kalenderår før nåtid.

Kurva er i all hovudsak eit mål på korleis litosfæra har respondert på isavsmeltinga. Gravitasjon frå den smeltande innlandsisen kan gjera gradienten brattare heilt i byrjinga av holosen, og i tillegg kan ein hydro-isostatisk respons gjera seg gjeldande, men desse endringane er truleg små i høve til isostasien.

Geofysikken seier at den skeive landhevinga blir gradvis mindre med tida, det vil seia at endringa i hallinga av strandlinene skal vera asymptotisk. Ved å utleiie ei gradientkurve testar ein difor om diagrammet er rett i høve til den geofysiske teorien. Ei slik kurve er teikna (figur 4.8.), og syner korleis gradienten gradvis blir slakkare, i samsvar med teorien.

Strandlinediagrammet (figur 4.6.) og gradientkurva (figur 4.8.) syner at strandlinene skrår lite (gradienten  $< 0,2$  m/km) allereie etter omlag 3000 år. Mykje av endringa i hallinga av strandlinene tek altså slutt relativt tidleg i holosen. Den vidare endringa i strandlinegradienten utover i holosen har ein tilnærma jamn rate.

## 5 Isavsmeltinga i Hardangerfjorden

### 5.1 Kronologien til isavsmeltinga

Det er to ulike hypotesar for kva tid isfronten endeleg trekte seg inn Hardangerfjorden. Det tradisjonelle synet er at brefronten smelta noko attende i allerød, i alle fall til innafor Ølve, som er den inste lokaliteten med skjel frå morene datert til denne tida (Aarseth og Mangerud, 1974; Mangerud, 2000). I yngre dryas støyte breen fram til Halsnøya (Follestad, 1972; Høltedahl, 1975; Mangerud, 2000). I tillegg til fleire <sup>14</sup>C-dateringar av skjelførande morene (samanstilt i Mangerud, 2000), er hypotesen om ein slik framstøyt stødd av fordelinga av dei kartlagte israndavsettingane i området (Aarseth og Mangerud, 1974; Anundsen, 1985). Breframstøyten i yngre dryas er i Os-området datert til 11.700 – 11.600 kalenderår før nåtid (Bondevik og Mangerud, 2002). Veddeoska er her funne under glasimarin silt i tre basseng på distal side av eit ismargindelta. Oska i lag med <sup>14</sup>C-dateringar, provar at brefronten nådde si maksimale utbreiing i denne regionen seint i yngre dryas.

Frå Halsnøya er det nyleg datert ein marin sekvens frå eit basseng nokre km distalt til israndavsettinga (Lohne, *under utarb.*). Lag under og over ei fleire meter tjukk sone med rein silt er tidfest med ei rekkje <sup>14</sup>C-dateringar av terrestrisk plantemateriale. Under silten er det funne sediment frå allerød og tidleg til midtre yngre dryas, medan sedimenta over silten er frå tidleg preboreal. <sup>14</sup>C-dateringane tilseier altså eitt endeleg bremaksimum mot slutten av yngre dryas. Silten er tolka til å ha vorte avsett glasimarin medan breen låg heilt framme på Halsnøya. I tillegg er det òg datert marine skjel frå sedimentet tolka som botnmorene, frå den proksimale sida av israndavsettinga på Halsnøya. Dei er også datert til allerød og tidleg/midtre yngre dryas, og dette tilseier at breen støyte fram over marine sediment i sein yngre dryas.

Den alternative hypotesen som er framsett i seinare år, postulerer at isfronten smelta heilt attende i Hardangerfjorden i allerød, og at breframstøyten i yngre dryas ikkje nådde lenger enn til Eidfjord, der det ligg store isfrontavsettingar. Desse er

tradisjonelt tolka som resultat av ein preboreal breframstøyt. Hypotesen om ein isfri Hardangerfjord i yngre dryas vart fyrst framsett av Helle *et al.* (1997), og bygde på ein lito- og biostratigrafisk studie av tre basseng i indre Hardanger. I tillegg er det utført ein sekvensstratigrafisk studie av Hæreidavsettinga i Eidfjord (Helle, 2004), der ein del av avsettinga er tolka å vera eit breranddelta. Dette deltaet skal ha akkumulert under ein marin transgresjon, som forfattaren tidsskorer med yngre dryas-transgresjonen, kjend frå dei ytre kyststroka (t.d. Anundsen, 1985).

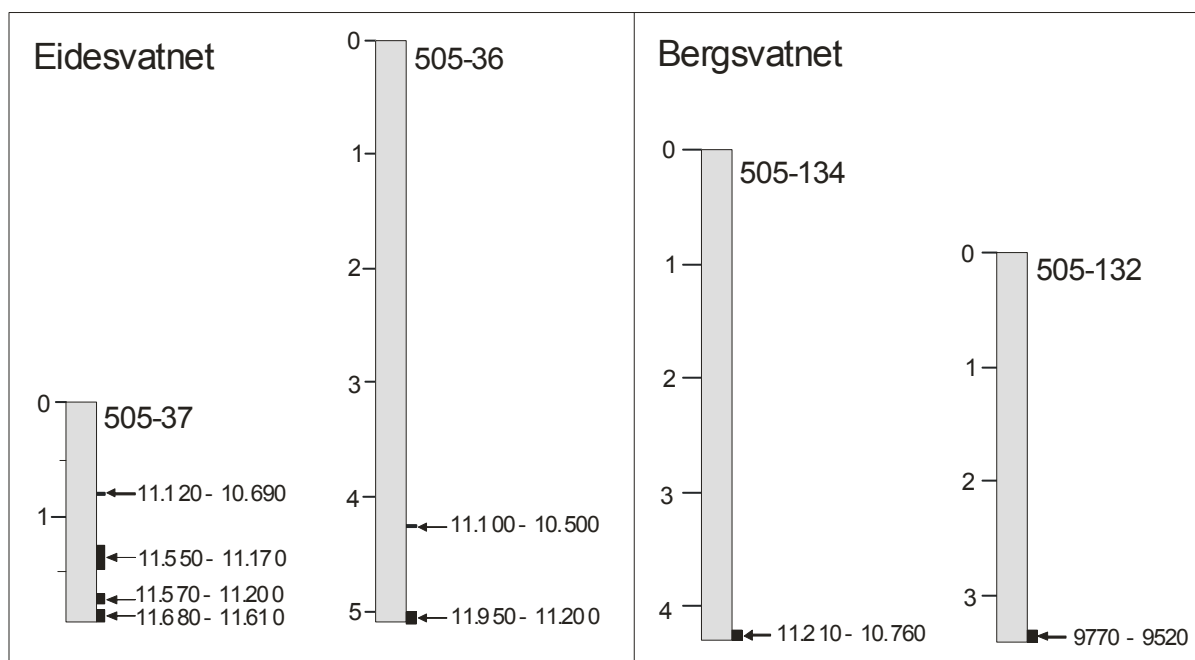
Ein annan studie som stør den sistnemnde hypotesen, er ein rekonstruksjon av likevektsliner for brearmar av Nordre Folgefonna og mindre botnbreiar på Folgefonna (Bakke *et al.*, 2005). Garden Drebrekke ligg i Jondal, på andre sida av fjorden for Tørvikbygd. Den nordvendte fjellsida ovanfor garden er botnforma, og det ligg ei ryggforma avsetning framfor botnen. Ryggen er tolka som endemorene, avsett frå ein botnbre i fjellsida attmed garden (Bakke *et al.*, 2000). Endemorenen når heilt ned til 290 m o.h. Forfattarane meiner botnbreen måtte hatt ei likevektslinje på 405 m o.h., og at det ikkje har vore klimatiske tilhøve for breen i holosen. Dei meiner difor endemorenen er avsett under yngre dryas. Om Hardangerfjorden samstundes skulle vera fylt av ein bre, måtte fjordbreen hatt ein svært slak gradient. Bakke *et al.* (2000; 2005) finn det lite truleg at ein slik bre kan ha fylt Hardangerfjorden under yngre dryas. J. Mangerud (*pers. oppl.*) meiner morenen ved Drebrekke kan ha vorte avsett i preboreal. Framstøyten treng da ikkje nødvendigvis å ha vore klimatisk styrt, men kan ha vore resultat av ei dynamisk justering av breen under tilbaketrekkinga.

Innsjøen Vetlavatnet ligg 915 m o.h., på fjellet søraust for Jondal og mindre enn to kilometer frå dagens Folgefonna. Bassenget er undersøkt stratigrafisk og  $^{14}\text{C}$ -dateringar frå botnen av tre ulike kjerner gjev aldrane  $10.200 \pm 80$ ,  $10.220 \pm 70$  og  $10.450 \pm 40$   $^{14}\text{C}$ -år før nåtid. Bakke *et al.* (2005) konkluderer med at Vetlavatnet ikkje var dekt av is i midt- og sein yngre dryas. Desse bulkdateringane er imidlertid gjort på sediment med svært lite organisk materiale. Sjølv i dette området som har metamorfe, prekambriske bergartar, vil minerogent karbon kunne gjeva utslag på ei slik datering, og difor gjeva ein misvisande (for gamal) alder (J. Mangerud, *pers. oppl.*). Plataået i kalibreringskurva ved 10.000  $^{14}\text{C}$ -år før nåtid fører også til avgrensa presisjon for desse dateringane.



## 5.2 Nye dateringar av marine skjel frå Tørvikbygd

Under prøvetakinga i Tørvikbygd vart det i dei fleste tilfella bora så djupt det laut seg gjera. Bortsett frå i Tørvikvatnet nådde alle røyra ned i glasimarine sediment frå like etter isavsmeltinga. Frå i alt fire kjerner vart det plukka ut og datert marine skjel frå dei aller nedste sedimenta. Desse fyrste skjela som levde i Hardangerfjorden etter istida var ørsmå, <5 mm i breidde, men storleiken aukar raskt oppover i kjernene. Resultatet frå dateringane er framstilt i figur 5.1., med kalibrerte aldrar oppgjeve i kalenderår før nåtid. Ein oversikt over alle korrigerte og kalibrerte aldrar er gjeve i tabell 3.1. for Eidesvatnet og tabell 3.4. for Bergsvatnet. Både dei to dateringane frå 505-36 og dei fire frå 505-37 gjev aldrar i kronostratigrafisk orden, med dei eldste nedst. Dei to daterte skjela frå Bergsvatnet er frå botnen av to ulike kjerner teke med russarboring. Dei tre nedste dateringane frå 505-37 er ikkje på enkelte skjel, men på ei mengd skjelfragment frå det oppgjeve intervallet. Det var ikkje store nok skjel så langt nede i kjerna til å kunne gjera enkeltdateringar.



**Figur 5.1.** Botndateringar frå fire kjerner i Tørvikbygd. Aldrane er oppgjeve med to standardavvik, i kalenderår før nåtid. Djupner er i meter under innsjøbotnen.

<sup>14</sup>C-dateringane er korrigert for marin reservoaralder, og kalibrert til kalenderår før nåtid med programmet OxCal versjon 3.10. Sjølv om dateringane frå laboratoriet har høg presisjon (alle med  $\pm 50$  år avvik), blir uvisse større i den kalibrerte alderen ettersom det er eit platå i kalibreringskurva kring 10.000 <sup>14</sup>C-år før nåtid.

Det er fleire kjelder til uvisse ved skjeldateringane. For det fyrste er dette langt inne i ein trong terskelfjord, og utskiftinga av vatnet i fjorden går seint. Fjorden var truleg fylt av smeltevatn frå innlandsisen da dei fyrste skjela vandra inn. Fjordvatnet kan ha innehalde mykje gamalt, oppløyst karbon, erodert frå berggrunnen av breen medan han enda låg i fjorden. Dette kan gjeva for høg alder på marine skjel frå tida kring deglasiasjonen (Mangerud, 1972). Fjordvatnet inneheld også gamalt CO<sub>2</sub> frå isen, men mengda er truleg for lita til å påverke dateringsresultatet.

Det er også knytt uvisse til den marine reservoaralderen i yngre dryas. Reservoaralderen for norskekysten i dag er funne å vera omlag 380 år, og omlag den same verdien er funne for bølling og allerød (Bondevik *et al.*, 1999). Ved å datere materiale frå veddeoskelaget; terrestrisk materiale frå innsjøbasseng og marine molluskar frå havet, fann Bondevik *et al.* (1999) ein reservoaralder for yngre dryas på 700 – 800 år. Det er truleg ei fylgje av at det på denne tida var meir havis i Norskehavet og langs norskekysten, samstundes som det var mindre innstrøyming av atlantisk vatn (t.d. Bard *et al.*, 1994). Dette har truleg medverka til ei tregare utveksling av overflatevatnet.

Som nemnt i kapittel 2.4 vart skjela identifisert av professor Christian Schander ved Institutt for biologi, UiB, og der det var mogleg, vart det berre datert skjel frå molluskar som er såkalla suspensjonsmatarar. Det vil seia molluskar som tek til seg karbon frå vatnet, og ikkje frå sediment med gamalt karbon. Dei tre nedste dateringane frå kjerne 505-37 er gjort på ei mengd skjelfragment, der dei fleste bitane var for små til å kunna identifiserast. Det er difor knytt ei ekstra uvisse til desse dateringane.

Skjeldateringane frå kjerneprøvene i Tørvikbygd (tabell 3.1. og tabell 3.4.) er alle korrigert for ein marin reservoaralder på 380 år (Bondevik *et al.*, 1999). Alle gjev holosene aldrar. Einaste unnatak er dateringa  $10.610 \pm 50$  <sup>14</sup>C-år før nåtid, frå

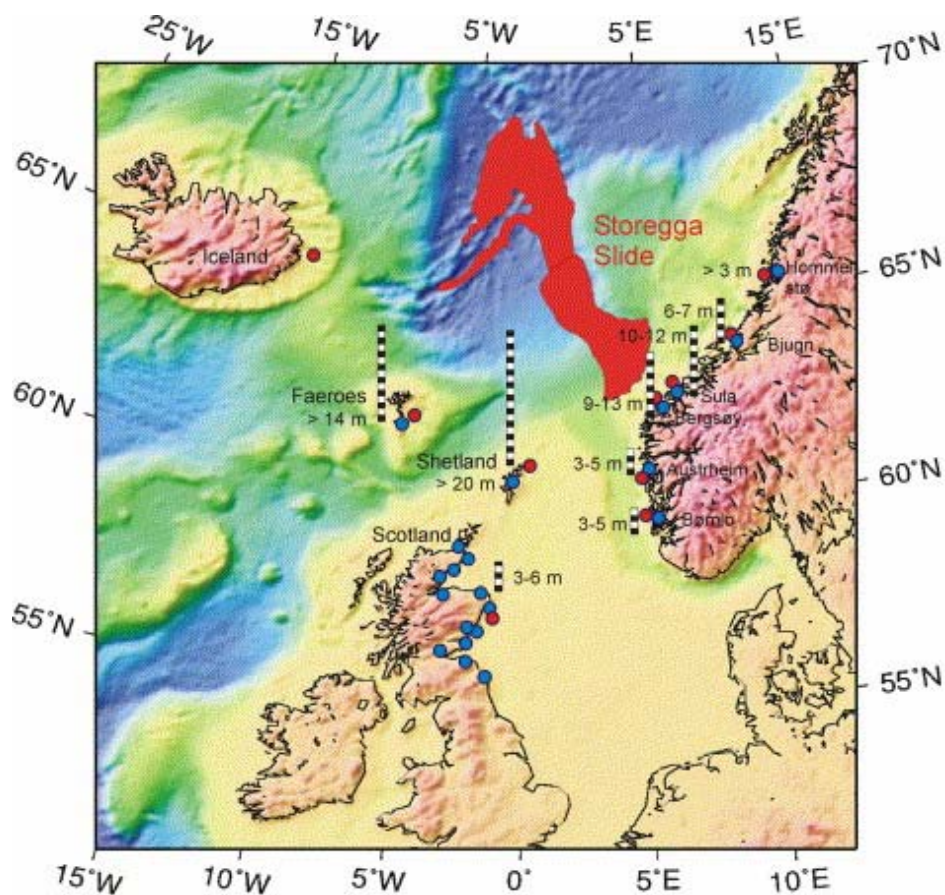
Eidesvatnet. Denne datering er imidlertid gjort på ei mengd ikkje-identifiserte fragment, og det kan difor ha vore datert skal frå sedimentmatarar. Ved å nytte ein ny modell for direkte kalibrering av marine skjeldateringar (Mangerud og Bondevik, *under utarb.*), vil den kalibrerte alderen for denne datering liggje heilt i slutten av yngre dryas (11.680 – 11.610 kalenderår før nåtid). Statistisk sett skal ein av tre dateringar liggje utanfor standardavviket, så dette skjelet er også truleg av holosen alder.

## 6 Spor etter tsunami?

### 6.1 Storeggatsunamien og Hardangerfjorden

Hypotesen om at skred frå eggakanten utanfor Møre kan ha forårsaka store flodbølger som vaska innover norskekysten, vart fyrst framsett av Svendsen (1985). Seinare er spor etter Storeggatsunamien kartlagt i mange kystområde kring Norskehavet og Nordsjøen (figur 6.1.). I Noreg er det funne tsunamiavsettingar frå Bømlo i sør til Lyngen i nord (Bondevik *et al.*, 1997a). Tsunamien skylde også opp i Skottland (Dawson *et al.*, 1988), på Shetland (Bondevik *et al.*, 2003) og på Færøyane (Grauert *et al.*, 2001). Skredet er nyleg datert frå marine kjerner til  $8100 \pm 250$  kalenderår før nåtid (Hafliðason *et al.*, 2005). Datering av tsunamioppkyllinga på land har gjeve omlag same alder (Bondevik *et al.*, 1997a). Systematisk kartlegging av stratigrafien i basseng, på ulike høgder over og under datidas havnivå, gjev kunnskap om oppslagshøgda tsunamien hadde. Det er altså naudsynt å ha god kjennskap til strandforskyvinga gjennom holosen, for å kunna veta kor høgt bølga slo opp.

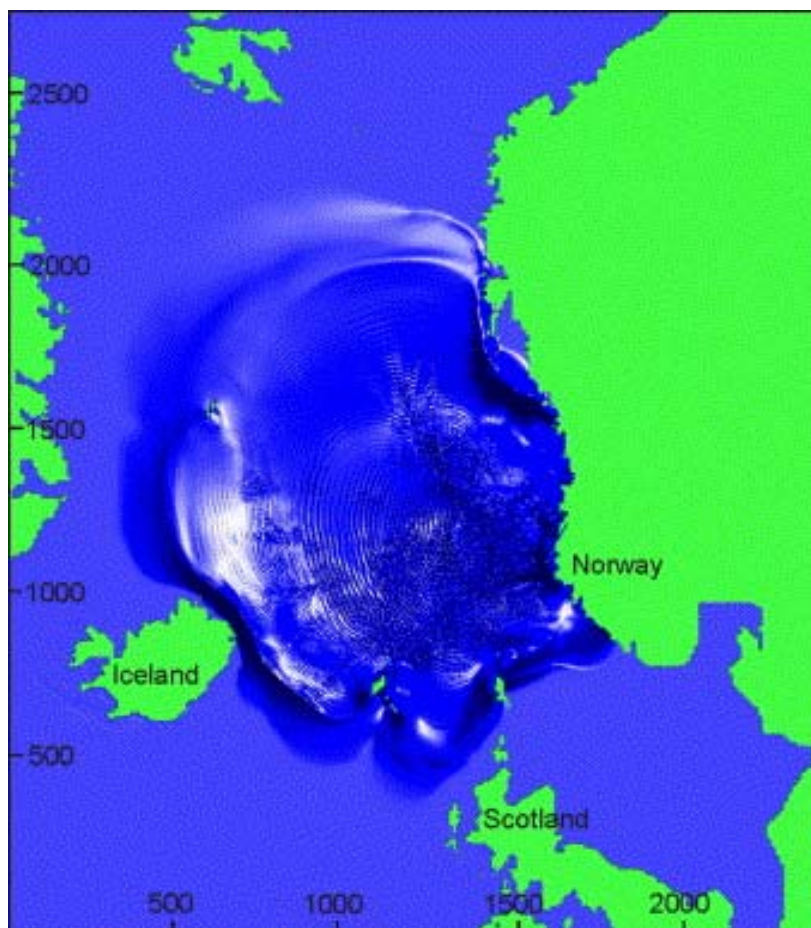
Det høgste kjende oppslaget var på Shetland. Frå stratigrafiske studiar av torv og innsjøsediment ved Sullom Voe nord på øygruppa, er det kjent at den vertikale oppslagshøgda der var minst 20 - 25 m (Bondevik *et al.*, 2003). Langs den ytre norskekysten var oppslaget høgst nærast Storegga (10-12 m), medan det vart mindre lenger mot nord og sør. Oppslagshøgda var mellom 3 og 5 m både i Austrheim nordvest for Bergen, og på Bømlo (Bondevik *et al.*, 1997a).



**Figur 6.1.** Batymetrisk kart over Nordsjøen og Norskehavet. Dei blå prikkane representerer kjende tsunamiavsetningar, og søylene viser kor høgt oppslaget var dei ulike stadene. Dei raude prikkane viser kvar det er modellert bølgeoppslag. Frå Bondevik *et al.* (2005).

Det eksisterer mindre kunnskap om kva som hende med tsunamibølgja i dei norske fjordane. Modellering av tsunamien har vist at oppslaget vil auke innover i fjordar og sund (Bondevik *et al.*, 2005). Bølgja hadde ei lengd på 600 – 800 km, og vart lite påverka av lokal topografi (Pedersen *et al.*, 1995). Innover ein trong fjord med bratte fjellsider, slik som Hardangerfjorden, vil bølgekrafta bli konsentrert og oppslaget vil kunna auke mykje.

Modelleringane viser at bølgja nådde munningen av Hardangerfjorden omlag to timar etter at skredet gjekk (figur 6.2.). Beste plassen å leite etter tsunamispor må vera i basseng som for 8100 år sidan var like over eller under havnivået i Hardangerfjorden.

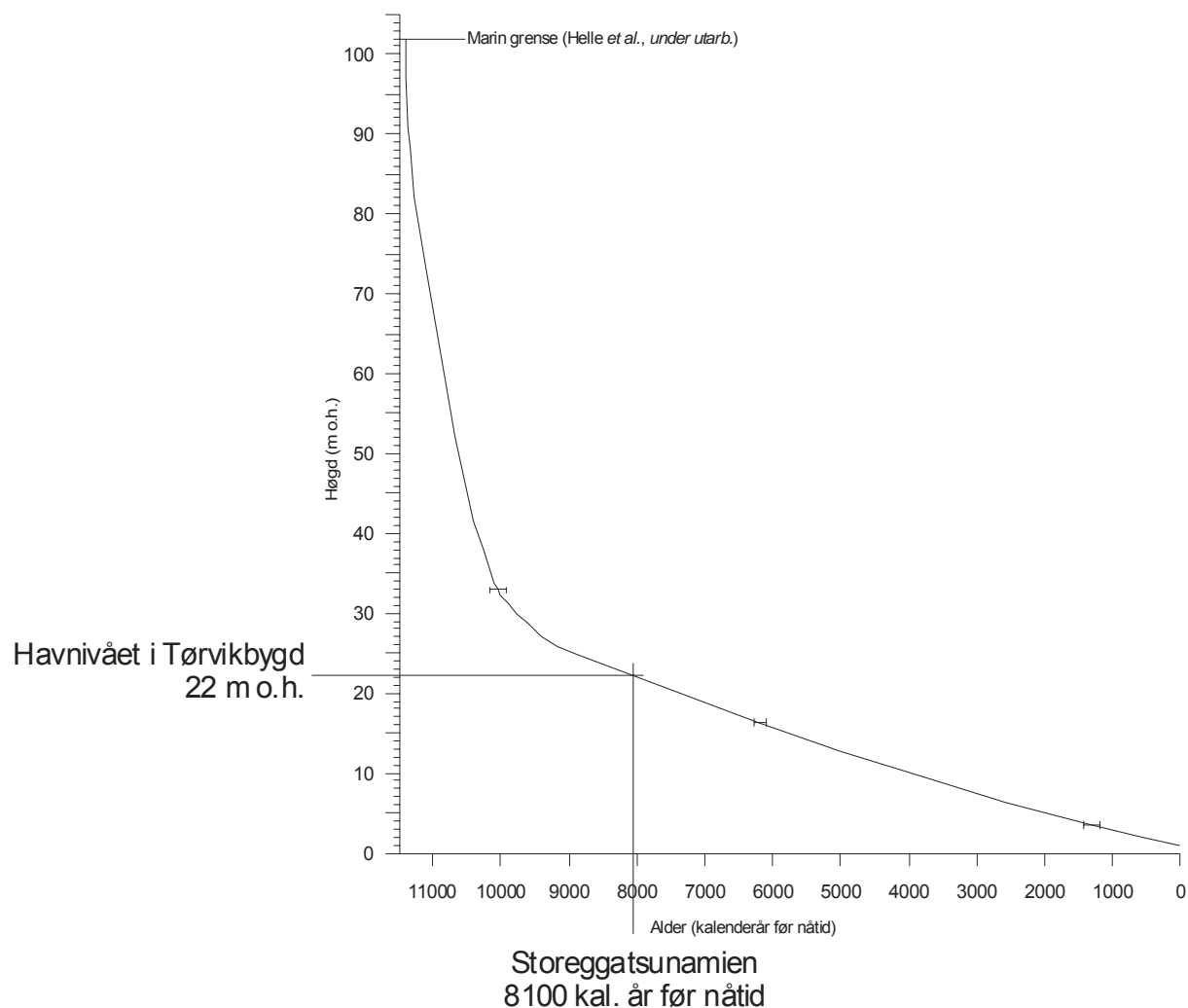


**Figur 6.2.** Storeggatsunamien to timar etter at skredet gjekk. Bølgja når Hardangerfjorden. Frå Bondevik *et al.* (2005).

## 6.2 Tsunamispor i Tørvikbygd?

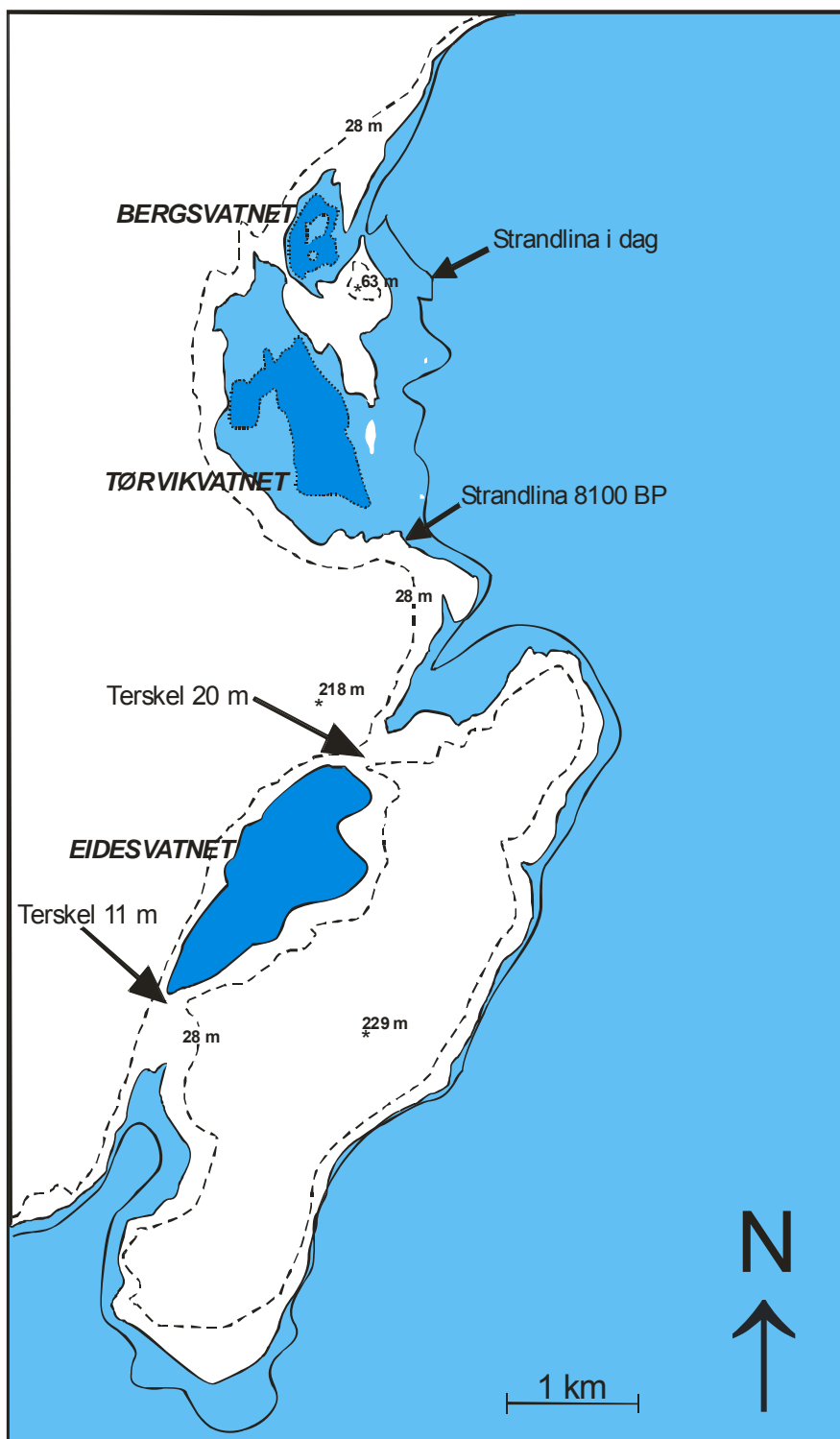
Resultata frå dette arbeidet fortel at havet stod omlag  $22 \pm 1$  m høgre enn i dag i Tørvikbygd da tsunamien slo inn i fjorden for  $8100 \pm 250$  kalenderår sidan (figur 6.3.). Det er sjølvstg noko meir uvisse i dette talet, sidan det ikkje er sikkert om tapestransgresjonen førte til ei seinare regresjon på denne tida. Havnivået er framstilt i figur 6.4. Eidesvatnet var allereie isolert og låg omlag 11 m over fjorden da tsunamien kom. Om modelleringane stemmer, vart bølgja truleg forsterka nok til å slå opp i bassenget. Bergsvatnet på si side var ikkje isolert på denne tida, og terskelen låg omlag 6 m under vassflata. Terskelen til Tørvikvatnet låg 18,5 m under havnivået. Viss bølgja nådde inn i fjorden slik modellane viser, skulle ein tru ho ville setja spor

etter seg i desse bassenga. Stratigrafisk må slike spor liggje over isolasjonskontakten i Eidesvatnet, og under kontakten i Bergsvatnet og Tørvikvatnet.



**Figur 6.3.** Strandforskyvingskurva frå Tørvikbygd med tidspunktet for Storeggatsunamien og den tilhøyrande strandhøgda markert. Uvisse  $\pm 250$  år utgjer omlag  $\pm 1$  m i oppslag.

Det er med grunnlag i empiriske data utarbeidd ein erosjons-/avsettingsmodell for tsunamiavsettingar i basseng på ulike høgder (Bondevik *et al.*, 1997b). I fylgje modellen skjer det fyrst erosjon og så blir det avsett sand, fylgd av resedimenterte lag. Nærmast havnivået kan det vera repetert fleire slike sekvensar, det er tolka til å representere fleire bølgeoppslag. På høgder 6 - 11 m over havnivået er det vanlegvis avsett berre eitt sandlag. Modellen treng ikkje vera gjeldande for Hardangerfjorden, sidan det er uvisst om bølga vart forsterka innover i fjorden.



**Figur 6.4.** Havnivået i Tørvikbygd da Storeggaskredet gjekk for omlag 8100 kalenderår sidan. Alle høgder oppgjeve er over havnivået på den tida (22 m høgare enn i dag).



Det vart funne isolasjonssediment i berre ei kjerne frå Eidesvatnet. Over den brakke og seige algegytja ligg det eit sandlag med erosiv undre grense, som høyrer til eining Ed. Det liknar sedimentologisk på det Bondevik *et al.* (1997b) skildrar. I mange basseng over datidas havnivå, er det observert at tsunamien nettopp eroderte seg ned til isolasjonskontakten, men ikkje gjennom (J.I. Svendsen, *pers. oppl.*). Dei brakke sedimenta er laminerte og seige og lét seg ikkje erodere så lett som den lause, lakustrine gytja over. Det kan òg vera tilfelle for denne staden, som er det djupaste borepunktet i bassenget.

Oppover i kjerna, gjennom det som er kalla eining Ed, er det imidlertid mange andre lag og strukturar som vanskeleg kan tolkast som resultat av den same tsunamihendinga. For å teste om heile eining Ed kunne vera avsett av Storeggatsunamien, vart det datert bjørkeblad frå to nivå i den lakustrine gytja som utgjør eining Ee i kjerne 505-42 (figur 3.3., tabell 3.3.). Aldrane  $1115 \pm 30$  og  $1555 \pm 30$   $^{14}\text{C}$ -år før nåtid, tyder på at botnen av eining Ee har ein alder på omlag 2000 år, altså mykje yngre enn Storeggatsunamien. Eininga er difor tolka som avsettingar etter skred frå sidene i bassenget. Vest for Eidesvatnet er det bratte skrentar, og det ligg fleire store blokker nedanfor. Det er nærliggjande å tru at slike rasblokker kan løyse ut skred i innsjøen. Dateringane syner at det siste skredet gjekk i Eidesvatnet før år 420 - 600 e. Kr. (tabell 3.3.). Denne tolkinga utelukkar sjølvsagt ikkje at nedre delar av eininga kan vera eit resultat av Storeggatsunamien.

Eventuelle tsunamiavsettingar kan òg vera heilt erodert vekk av seinare skred, og innblanda i avsettingar andre stader i bassenget. Ei grundigare kartlegging av stratigrafien i innsjøen med fleire kjerner, vil kanskje kunna gjeva svar på desse spørsmåla.

Bergsvatnet (16,3 m o.h.) var altså eit undersjøisk basseng, med terskelen omlag 6 m under havnivået, da Storeggaskredet gjekk for 8100 kalenderår sidan. Det er ikkje urimeleg å tenkje seg at Storeggatsunamien også ville setja spor etter seg i Bergsvatnet. Erosjon og avsetting vil tenkjeleg variere mykje lateralt, som resultat av ujamn batymetri. Straumen og erosjonen vil fylgje kanalar på botnen av bassenget, medan høgder kan hende blir mindre påverka.

Dei tre sonene med blågrå, laminert silt i kjerne 505-133 (figur 3.8.) kan tenkjast å vera skulda denne hendinga. Dei er tolka som utsklidde sediment frå den underliggjande eining Bb. Sidan slike soner berre er funne i ei boring, er den enklaste tolkinga at det har gått tre små, lokale undersjøiske skred. Den tilsynelatande normale sedimentasjonen over lengre tid mellom kvar einskild sone tyder helst på at det er tale om lokale skred som har skjedd til ulike tider. Avstanden frå den øvste utsklidde sona opp til brakkvassgytja er mindre enn ein halv meter. Bergsvatnet er isolert omlag 2000 år etter Storeggaskredet, og om dette er spor etter tsunamien, gjev det ei usannsynleg låg sedimentasjonsrate i tidsrommet før isolasjonen.

Botndatering av ei full, 6 m lang kjerne frå Tørvikvatnet (tabell 3.6.) gav ein alder på  $4815 \pm 35$   $^{14}\text{C}$ -år før nåtid. Det er altså ikkje bora djupt nok der til å sjå eventuelle spor etter Storeggatsunamien.

## 7 Konklusjonar

### Strandforskyving

Det er utarbeidd ei strandforskyvingskurve for Tørvikbygd i midtre Hardanger. Kurva byggjer på isolasjonsdatering av tre basseng på 3,5 m, 16,3 m og 32,9 m o.h. Det er gjort ei rekkje AMS  $^{14}\text{C}$ -dateringar av bjørkeblad frå kvar isolasjonskontakt. Kurva er skøytt saman med ei kurve for preboreal strandforskyving i Tørvikbygd (Helle *et al.*, *under utarb.*), og dekkjer såleis heile holosen.

Kurva syner at det relative havnivået i Tørvikbygd fall jamt omlag 70 m gjennom preboreal, frå marin grense på 102 m o.h. til isolasjonen av det høgste bassenget (32,9 m o.h.) i undersøkinga. Det gjev ein gjennomsnittleg regresjonsrate på 5 cm/år. Dei neste vel tusen åra skjer det ei markert oppbremsing av regresjonen. Vidare gjennom resten av holosen har det relative havnivået falle jamt, med ein gjennomsnittleg rate på 3 mm/år. Det er ikkje påvist nokon tapestransgresjon frå dei undersøkte bassenga. Regresjonen i Tørvikbygd gjekk truleg seinare i dette tidrommet, men ein transgresjon eller ein stillstand i havnivåendringa kan heller ikkje utelukkast ved hjelp av desse data.

Strandforskyvingskurva frå Tørvikbygd er samanstillt med tilsvarende kurver frå Sør-Bømlo (Kaland, 1984) og Røyksund (Svendsen og Warren, 2001). Med det som grunnlag, er det konstruert eit strandlinediagram for heile Hardangerfjorden. Det er teikna strandliner for kvart tusenår i diagrammet.

Strandlinediagrammet samsvarar godt med den kronologiske tolkinga som Hamborg (1983) gjorde av marine terrassar i Hardangerfjorden. Det er difor grunn til å tru at hovudtrekka i tolkinga av isavsmeltinga som han gjorde, er rette.

Endringa i strandlinegradienten er utleidd frå diagrammet, og syner at skråstillinga av strandlinene endra seg raskt dei fyrste omlag 3000 åra etter isavsmeltinga. Seinare har hallinga vore lita ( $< 0,2$  m/km), og endra seg med ein jamn rate.

Strandforskyvingskurva frå Tørvikbygd er eit vesentleg tilskot til kunnskapen om korleis havnivået har endra seg i Hardangerfjorden gjennom holosen. Kvar enkelt isolasjon er særst godt datert, og resultatane er tilsvarende sikre. Det er imidlertid berre datert tre isolasjonar, og presis tidfesting av isolasjonshendingar på andre høgder i Tørvikbygd vil forbetre oppløysinga til kurva. Det gjeld særleg frå basseng mellom 16 – 33 m o.h., som vil kunna avdekkje om tapestransgresjonen gav utslag i Tørvikbygd.

Strandlinediagrammet som er konstruert, syner at strandlinene blir gradvis slakkare tidleg i holosen. Det er altså i dette datasettet ikkje funne teikn til at neotektoniske forkastingar har ført til ujamn landheving i Hardangerfjorden, men det trengst fleire strandforskyvingsdata langs Hardangerfjorden for å klårleggje dette og avgjera eventuelle spranghøgder.

### **Isavsmelting**

Åtte dateringar av marine skjel frå Tørvikbygd gav alle aldrar frå preboreal. Skjela er plukka frå glasimarine sediment i botnen av fire ulike kjerner. Aldrane støtt hypotesen om at isfronten byrja å trekkje seg attende frå Halsnøya ved overgangen til holosen, og tyder på at det tok kort tid før fjorden ved Tørvikbygd var isfri.

### **Storeggatsunamien**

Havnivået i Tørvikbygd var omlag 22 m høgare enn i dag da Storeggaskredet gjekk 8100 ± 250 kalenderår før nåtid. Eidesvatnet låg omlag 11 m over havet på den tida. Det vart funne spor i bassengstratigrafien som fyrst vart tolka som avsettingar etter Storeggatsunamien, men dateringar av uforstyrta sediment over syner at iallfall øvre delar av stratigrafien skuldast yngre skred i bassenget. Undersøking av mindre rasutsette basseng på same høgder over havet, kan klårleggje om tsunamien nådde inn i Hardangerfjorden, og om delar av dei kaotiske sedimentlagane i Eidesvatnet i så fall kan ha vore avsett i samband med tsunamibølgja.

## Kjelder

Aa, A.R. og Mangerud, J. 1981. Glacialgeologi og vegetasjonsinnvandring i Indre Nordhordland, Vest-Norge. *Noregs geologiske undersøking* **369**, 33-75.

Aarseth, I. 1971. Deglasiasjonsforløpet i Bjørnafjordsområdet, Hordaland. Ikkje publisert hovudoppgåve, Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.

Aarseth, I. og Mangerud, J., 1974. Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, western Norway. *Boreas* **3**, 3-22.

Aarseth, I., Austbø, P.K. og Risnes, H. 1997. Seismic stratigraphy of Younger Dryas ice-marginal deposits in western Norwegian fjords. *Norsk geologisk tidsskrift* **77**, 65-85.

Andersen, B.G. 1981. Late Weichselian Ice Sheets in Eurasia, Greenland and Norway. I Denton, G.H. og Hughes, T.J. (red.): *The Last Great Ice Sheets*, John Wiley & Sons, New York, 20-27.

Anundsen, K. 1972. Glacial Chronology in Parts of Southwestern Norway. *Noregs geologiske undersøking* **280**, 1-24.

Anundsen, K. 1985. Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichselian and Holocene, southern Norway. *Norsk geografisk tidsskrift* **39**, 205-225.

Bakke, J., Dahl, S.O. og Nesje, A. 2000. Reconstruction of Younger Dryas and Holocene glacier fluctuations and palaeoclimate at Folgefonna, Southwestern Norway. I 24. Nordiske Geologiske Vintermøte, pp. 36. *Geonytt*, Trondheim.

Bakke, J., Dahl, S.O. og Nesje, A. 2005. Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line

altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, **Vol. 20** pp. 179-198.

Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Mélières, M.-A., Sønstegaard, E. Og Duplessy, J.-C. 1994. The North Atlantic atmosphere-sea surface  $^{14}\text{C}$  gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters* **126**, 275-287.

Bondevik, S., Svendsen, J.I., Johnsen, G., Mangerud, J. and Kaland, P.E. 1997a. The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup. *Boreas*, **Vol. 26**, pp. 29-53.

Bondevik, S., Svendsen, J.I. og Mangerud, J., 1997b. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, **44**, 1115-1131.

Bondevik, S., Svendsen, J.I. and Mangerud J. 1998. Distinction between the Storegga tsunami and the Holocene marine transgression in coastal basin deposits of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, **Vol. 13**, pp. 529-537.

Bondevik, S., Birks, H.H., Gulliksen, S. og Mangerud, J., 1999. Late Weichselian Marine  $^{14}\text{C}$  Reservoir Ages at the Western Coast of Norway. *Quaternary Research* **52**, 104-114.

Bondevik, S. og Mangerud, J., 2002. A calendar age estimate of a very late Younger Dryas ice sheet maximum in western Norway. *Quaternary Science Reviews* **21**, pp. 1661-1676.

Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A., Lohne, Ø., 2003. Record-breaking height for 8000-year-old tsunami in the North Atlantic. *EOS* **84**, 289, 293.

Bondevik, S., Løvholt, F., Harbitz, C., Mangerud, J., Dawson, A. and Svendsen, J.I. 2005. The Storegga Slide tsunami – comparing field observations with numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology*, **Vol. 22**, pp. 195-208.

Bronk Ramsey C., 2001. Development of the Radiocarbon Program OxCal, *Radiocarbon*, **43** (2A), 355-363.

Fjeldskaar, W. 1978. Om hevede strandlinjer. Ikkje publisert hovudoppgåve, Institutt for geovitskap, Universitetet I Bergen.

Fjeldskaar, W. 1994. Viscosity and thickness of the asthenosphere detected from the Fennoscandian uplift. *Earth and Planetary Science Letters*, **126**, 399-410.

Fjeldskaar, W. 1997. The flexural rigidity of Fennoscandia inferred from the postglacial uplift. *Tectonics* **16**, 596-608.

Follestad, B.A. 1972. The Deglaciation of the South Western Part of the Folgefonn Peninsula, Hordaland. *Noregs geologiske undersøking* **280**, 31-64.

Fægri, K. 1940. Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. *Bergen Museums Årbok 1939-40*, **7**. 201 pp.

Fægri, K., 1944a. Studies on the Pleistocene of western Norway. III. Bømlø. *Bergen Museums Årbok 1943*, **nat. rk. 8**. 100 pp.

Grauert, M., Björk, S. and Bondevik, S., 2001. Storegga tsunami deposits in a coastal lake on Suðuroy, the Faroe Islands. *Boreas*, **30**, 263-271.

Hamborg, M., 1983. Strandlinjer og isavsmelting i midtre Hardanger, Vest-Norge. *Noregs geologiske undersøking* **387**, 39-70.

Hafliðason, H., Lien, R., Sejrup, H.P., Forsberg, C.F. and Bryn, P., 2005. The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, **Vol. 22**, pp. 123-136.

Hafsten, U. 1983. Shore-level changes in South Norway during the last 13,000 years, traced by biostratigraphical methods and radiometric datings. *Norsk geografisk tidsskrift* **37**, pp. 63-79.

Helle, S.K., Anundsen, K., Aasheim, S. og Hafliðason, H., 1997. Indications of a Younger Dryas marine transgression in inner Hardanger, West Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, **Vol. 77**, pp. 101-117.

Helle, S.K. 2004. Sequence stratigraphy in a marine moraine at the head of Hardangerfjorden, western Norway: evidence for a high-frequency relative sea-level cycle. *Sedimentary Geology*, **164**, 251-281.

Helle, S.K., N. Rye, B. Stabell, H. Hafliðason, *under utarbeiding*. Lateglacial relative sea-level changes in the mid Hardangerfjorden area, western Norway.

Holtedahl, H. 1975. The geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Noregs geologiske undersøking* **323**, 1-87.

Jowsey, P.C., 1966. An improved peat sampler. *New Phytologist*, **65**, 245-248

Kaland, P.E. 1984. Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas*, **Vol. 13**, pp. 203-242.

Kaldhol, H. 1941. Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. Hellesylt, 200 sider.

Kleman, J. og Hättestrand, C., 1999. Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature*, **Vol. 402**, 63-66.

Krzywinski, K. og Stabell, B., 1984. Late Weichselian sea level changes at Sotra, Hordaland, western Norway. *Boreas* **13**, 159-202.

Lagerbäck, R. og Robertsson, A.-M., 1988. Kettle holes – Stratigraphical archives for Weichselian geology and palaeoenvironment in northernmost Sweden. *Boreas* **17**, 439-468.

Lambeck, K., P. Johnston og M. Nakada, 1990. Holocene glacial rebound and sea-level change in NW Europe. *Geophysical Journal International*, **103**, 451-468.



Lambeck, K., C. Smither og P. Johnston, 1998. Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophysical Journal International*, **134**, 102-144.

Lohne, Ø. 2000. Sen-weichsel og tidlig holosen strandforskyvning i Os-området, Hordaland. Ikkje publisert Cand. scient. oppgåve, Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen, 130s.

Lohne, Ø.S., Bondevik, S., Mangerud, J. og Schrader, H., 2004. Calendar year age estimates of Allerød – Younger Dryas sea-level oscillations at Os, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, **Vol. 19** pp. 443-464.

Mangerud, J. 1972a: Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of recent shells from Norway. *Boreas*. **Vol. 1**, pp. 143-172.

Mangerud, J., 2000. Was Hardangerfjorden, western Norway, glaciated during the Younger Dryas? *Norsk geologisk tidsskrift*, **Vol. 80**, pp. 229-234.

Mangerud, J. (2004): Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. I Ehlers, J. & Gibbard, P. (red.): *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Vol. 1 Europe*. Pp. 271-294

Møller og Holmeslet, 1998. SeaLevel Change Ver. 3.51.  
<http://www.imv.uit.no/english/science/sealev/sealev.htm>

Nesje, A., 1992. A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and Alpine Research*, **Vol. 24**, No. 3, pp. 257-259.

Pedersen, G., Gjevik, B., Harbitz, C.B., Dybesland, E., Johnsgard, H., Langtangen, H.P., (1995). Tsunami case studies and model analysis; Final GITEC report. Preprint Series. Dept. of Mathematics, University of Oslo, No. 4.

Peltier, W.R., 1994. Ice age paleotopography, *Science*, **265**, 195-201.

Peltier, W.R., 1998. The inverse problem for mantle viscosity. *Inverse Problems*, **14**, 441-478.

Rekstad, J. 1911. Geologiske iakttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjord. *Noregs geologiske undersøking*, **59** (2), 62 sider.

Sigmond, E.M.O. 1998. Berggrunnsgeologisk kart ODDA, M 1: 250.000. Noregs geologiske undersøking.

Svendsen, J.I., 1985. Strandforskyvning på Sunnmøre. Bio- og litostratigrafiske bassengundersøkelser på Gurskøy, Leinøy og Bergsøy. Ikkje publisert hovudfagsoppgåve, Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen, 142 s.

Svendsen, J.I. og Mangerud, J. 1987. Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, **Vol. 2**, pp. 113-132.

Svendsen, J.I. og Warren, E.J., 2001. Isavsmelting- og strandforskyvningshistorie. I Kristoffersen, K.K. og Warren, E.J. (red.): *Kulturminner i Trekant-traséen*. Arkeologiske avhandlinger og rapporter fra Universitetet i Bergen **6**, pp. 297-309.

Tidevannstabeller, 2003. Tidevannstabeller for den norske kyst med Svalbard samt Dover, England. Statens Kartverk. 66. årgang.

Tushingham, A.M. og Peltier, W.R., 1991. Ice 36: A new global model of Late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea-level change, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 4497-4523.

Undås, I. 1964. When were the heads of the Hardangerfjord and the Sognefjord ice-free? *Norsk geografisk tidsskrift*, **19**, 291-295.