

# Brefluktasjoner og paleoklima ved Høgtuvbreen i Trolldalen gjennom holosen



Masteroppgave i naturgeografi

Kristoffer L. Seivåg



Institutt for geografi

Universitetet i Bergen

**15. mai 2013**



## Abstract

Høgtuvbreen is a 23 km<sup>2</sup> plateau glacier located in Rana municipality, Northern Norway. Glaciers can be sensitive indicators of change in temperature, precipitation and wind, and reconstruction of past glacial activity can therefore provide records of changes in the past climate. The aim of this thesis was to reconstruct glacial fluctuations during Holocene for the southern part of Høgtuvbreen. This part of Northern Norway has a maritime climate, and the glaciers located here is sensitive to changes in winter precipitation and summer temperatures. By comparing the reconstruction from Høgtuvbreen with other climate reconstructions from the same region, it was possible to assess how Høgtuvbreen responded to changes in regional and global climate conditions. Based on quaternary geological mapping of the surficial deposits, lichenometry and analyses of sediment cores, an equilibrium line altitude (ELA) was constructed for different stages in the late Holocene. Several marginal moraines were registered in the valley Trollaldalen in front of the Høgtuvbreen as well as in the side valley Tverrådalen. Two Piston cores were retrieved from Litlvatnet (44 m.a.s.l.) in April 2012. The cores underwent laboratory analyses including loss-on-ignition (LOI), X-ray fluorescent (XRF), dry bulk density (DBD) and magnetic susceptibility (MS). Using radiocarbon dating from the sediment cores, an age model spanning the last 350 years BP was constructed. This reconstruction showed that there has been a continuous deposit of glacial sediment in Litlvatnet. Meltwater from Svartisen have flown through Litlvatnet and deposited glacial sediment up until first half of AD 1900. By comparing the findings with other glacier reconstructions, the oldest moraines in Trollaldalen are most likely deposited in the early Holocene around 8500 cal. yr. BP. At the Little Ice Age maximum (ca. AD 1750) the ELA dropped 349 meters below present day ELA. From this stage to the present ELA has continuously risen but was still 231 meters below present day ELA around AD 1870. The winter precipitation for 100, 200 and 350 cal. yr BP has been calculated using the Liestøl equation and the reconstructed ELA, and the reconstruction shows that winter precipitation of the late Little Ice Age was much higher than in present time. The results revealed that the glacier fluctuations at Høgtuvbreen are mainly controlled by variations in winter precipitation.



## **Forord**

Jeg ønsker å rette en stor takk til alle involverte som bidro og hjalp til for at jeg nå er ferdig og har levert masteroppgaven min. Først av alt vil jeg takke mine veiledere professor Svein Olaf Dahl og stipendiat Henrik Løset Jansen som har hjulpet, inspirert og veiledet meg gjennom masteroppgaven.

Takk også til Reidar Løvlie for hjelp til måling av magnetisk susceptibilitet, og Pål Ringkjøb Nielsen og Bjørn Eikeland for hjelp til opptak av sedimentkjerner. IL Stålkameratene skal også ha takk for å bistå med rimelige og gode overnattingsløsninger i feltperiodene. I tillegg vil jeg også takke alle mine medstudenter og venner ved Institutt for Geografi som bidro til et godt faglig og sosialt miljø. I tillegg vil jeg takke Elin Albrightsen for lån av bil, noe som har vært høyst nødvendig for gjennomføring av feltarbeidet.

Til slutt vil jeg takke min fantastiske kone, Maria L. Seivåg, for støtte og grundig rådgivning og korrektur gjennom hele perioden med masterarbeidet.

Bergen, mai 2013

Kristoffer L. Seivåg



# Innhold

Forord .....	V
Innhold .....	VII
Figurliste.....	X
Liste over tabeller .....	XII
Liste over bilder .....	XIII
Forkortelser brukt i oppgaven .....	XVI
1. Innledning.....	1
1.1 Brevariasjoner i holosen.....	1
1.2 Geologi og geomorfologi ved Høgtuvbreen.....	5
1.3 Dagens klima ved Høgtuvbreen .....	6
1.3.1 Nedbør.....	6
1.3.2 Temperatur .....	7
1.3.3 Vind.....	8
1.4 Områdebeskrivelse .....	9
1.5 Tidligere relevant arbeid utført i regionen .....	10
1.6 Tema og problemstillinger .....	11
2. Kwartærgeologisk kartlegging i Trolldalen .....	13
2.1 Metode.....	13
2.1.1 Feltarbeid og hjelpemiddel i felt .....	13
2.1.2 Flyfoto .....	13
2.2 Presentasjon og tolkning av lokaliteter .....	14
2.2.1 Glasiale avsetningsformer .....	14
2.2.2 Glasifluviale avsetninger.....	34
2.2.3 Fluviale avsetningsformer .....	35
2.2.4 Fluviale erosjonsformer.....	37
2.2.5 Marine avsetninger .....	38

2.2.6	Skråningsprosesser .....	39
2.3	Lichenometri .....	42
2.3.1	Lichenometri – gjennomføring.....	44
2.4	Oppsummering .....	47
3.	Proglasiale innsjøsediment fra Litlvatnet .....	48
3.1	Sedimentasjon i proglasiale innsjøer.....	48
3.2	Borelokalitet i et vann .....	52
3.3	Sedimentanalyser .....	53
3.3.1	Magnetisk susceptibilitet.....	53
3.3.2	Glødetap (Loss-On-Ignition).....	55
3.3.3	Massetetthet (Dry-bulk-Density).....	56
3.3.4	XRF (X-ray fluorescence).....	58
3.3.5	Radiokarbondatering .....	58
3.4	Litlvatnet .....	60
3.4.1	Valg av borelokalitet i Litlvatnet .....	60
3.4.2	Opptak av kjerner .....	62
3.4.3	Påvirkningsfaktorer for sedimentasjonen i Litlvatnet .....	63
3.5	Innsjødata fra Litlvatnet .....	64
3.5.1	LiTP-112 .....	65
3.5.2	Sammenlikning av LiTP 112 og LiTP 212 .....	71
3.5.3	Datering .....	74
3.6	Tolkning av innsjødata .....	78
3.6.1	Flom og massestrømning .....	78
3.6.2	Økt glasial aktivitet .....	79
3.6.3	Minket glasial aktivitet.....	80
3.6.5	Aldersmodell .....	83
3.7	Oppsummering .....	85



4.	Beregning av likevektslinjer og vinternedbør .....	86
4.1	Rekonstruksjon av likevektslinjer .....	86
4.1.1	Metodisk tilnærming til rekonstruksjon av likevektslinjer .....	86
4.1.2	Likevektslinjer på Høgtuvbreens sørlige utløp .....	90
4.2	Rekonstruksjon av vinternedbør .....	93
4.2.1	Metodisk tilnærming til rekonstruksjon av vinternedbør .....	93
4.2.2	Rekonstruksjon av vinternedbør .....	94
5.	Diskusjon .....	97
5.1	Sedimentasjon i Litlvatnet .....	97
5.2	Isbre- og klimavariasjoner før lille istid .....	97
5.3	Bre- og klimavariasjoner i sen-holosen .....	99
5.3.1	Lille klimatiske optimum .....	100
5.3.2	Lille istid .....	100
5.4	Naturlig klimavariabilitet .....	105
5.5	Høgtuvbreen sammenliknet med data fra andre klimaarkiv .....	107
5.5.1	NAO-indeks og polar vortex .....	108
5.5.2	SST i Nord-Atlanteren .....	110
5.5.3	Temperaturdata fra Grønland (GISP2), Europa og Nord-Norge .....	112
6.	Konklusjoner .....	115
7.	Videre arbeid .....	117
	Referanser .....	118
	Vedlegg .....	124

## Figurliste

- Figur 1.1: *Et oversiktskart over Trolldalen og feltområdet (tynn rød innsirkling). (Statens Kartverk (www.norgeskart.no), 2012). .... 4*
- Figur 1.2: *Berggrunnskart over hovedbergartene i og rundt feltområdet. (NGU, 2011) ..... 6*
- Figur 2.1: *Et oversiktskart som viser funn av morenerygger (markert i grønt) med tilhørende lokalitetsnummer referert til i teksten. Rød morenerygg ved L5 ble brukt til lavmålinger. Svart linje viser feltområdets utbredelse. Tellekurve: 100m. Kart utformet i ArcGIS og Adobe Illustrator. .... 15*
- Figur 2.2: *Vekstkurve basert på måling av lav på overflater med kjent alder fra Svartisen-området. (Karlèn 1979). .... 46*
- Figur 3.1: *Hjulstrøm-diagrammet som viser forholdet mellom farten til vannstrømningen og transporten av løse korn. (Nichols, 1999). .... 49*
- Figur 3.2: *En skjematisk fremstilling som viser sammenhengen mellom massetetthet (DBD) og vanninnhold i forhold til type sediment. (Bakke et al., 2005c). .... 57*
- Figur 3.3: *Et dybdekart over Litlvatnet hvor det graderte området er batymetrisk data fra georadar hvor de mørkeste partiene utgjør innsjøens dypeste punkt. Pilene på kartet indikerer smeltevannets inn- og utløp. Røde prikker viser kjernelokalitetene. Kart utformet i ArcGIS basert på georadar-data. .... 61*
- Figur 3.4 (neste side): *Viser resultatene fra sedimentanalysene med enhetsinndelingen. XRF-data er i hele tusen per sekund, mens MS-data er i Si-units  $10^{-6}$ . Der hvor det forekommer hull i grafene er data utelukket pga. forstyrelser av data ved enden av kjernedelene. I tillegg er de nevnte målefeilene fra glødetapsanalysen fjernet fra figuren. Dateringsaldrene er basert på median alder BP (1950 AD) ved to standardavvik ( $2\sigma$ ). Aldre i lys blå er hentet fra LiTP-212 og plassert i forhold til sedimentasjonsavviket (kapittel 3.5.2). \*Alderen er tenkt å være noe forurenset og indikerer en for gammel datering, og er ikke tatt med i aldersmodellen. .... 69*
- Figur 3.5: *Sammenlikning av LOI (%) og DBD (%) mellom de øverste 75 cm av LiTP-112 og LiTP-212. De svarte linjene viser et mulig felles signal mellom sedimentkjernene. Hvis dette er tilfelle er kun de øverste 8-10 cm av LiTP-112 gått tapt. .... 73*
- Figur 3.6 (neste side): *Viser resultatene fra sedimentanalysene. Grå felt indikerer perioder med tenkt minnet breaktivitet, mens hvite felt er tolket til å favorisere økt brestørrelse. Brune felt viser til episodiske hendelser i sedimentasjonen. XRF-data er i hele tusen per sekund, mens MS-data er i Si-units  $10^{-6}$ . Der hvor det forekommer hull i grafene er data utelukket pga. forstyrelser av data ved enden av kjernedelene. Dateringsaldrene er basert på median alder BP (1950 AD) ved to standardavvik ( $2\sigma$ ). Aldre i lys blå er hentet fra LiTP-212 og plassert i forhold til sedimentasjonsavviket (kapittel 3.9). \*Er tenkt å være noe forurenset og indikerer en for gammel datering, og er ikke tatt med i aldersmodellen. .... 80*

Figur 3.7: Aldersmodell med dateringer i år BP (med aldersintervall) som fastpunkt. Den vertikale grafen til venstre viser DBD-verdier med en gjennomgående blå linje som angir gjennomsnittsverdien. Merk at det er tatt høyde for tap av de antatte øverst 9 cm av LiTP-112. .....	83
Figur 4.1: Figuren viser forskjellen på TP-ELA og TPW-ELA, og hvordan vinden kan påvirke likevektslinjen på ulike isbretyper (Dahl et al., 2003). .....	87
Figur 4.2: En framstilling av hvordan man ser for seg ismassenes strømlinjeformer beveger seg før og etter likevektslinjen i en typisk botnbre. Figuren viser også at man kan beregne likevektslinjen ut i fra lateralmorener (Dahl et al., 2003). .....	88
Figur 4.3 (neste side): Tre forskjellige tilstander som viser dagens breutbredelse (lys grå) (A) og tenkt breutbredelse ca. 1870 (B) og Lille Istids maksimum (C). Rekonstruksjonene er blant annet knyttet til randmorener (grønne felt). Det knyttes usikkerhet til partiet mellom de to breutløpet hvordan breutbredelse har vært her til ulike tider, og hvordan den nedenforliggende randavsetningen passer inn i nedsmeltingshistorien. Mørkere blå symboliserer vann og elver. Ekvidistansen: 100 m. Kart utformet i ArcGIS. .....	91
Figur 4.4: Landhevingskurve for Rana-området hvor isobase 30 er benyttet. (www.geologiskolen.uit.no, [12.11.2012]) .....	95
Figur 5.1: Feltområdets østlige område der smeltevannet fra Svartisen fra nord (svarte piler) drenerer mot Leiråneset. Under Lille Istid er det antatt at smeltevannsføringen svingte lengre vest over Leiråneset og gjennom Litlvatnet (røde piler). Kartet er produsert i ArcGIS basert på datamateriale fra Statens Kartverk. .....	102
Figur 5.2: En oversikt over beregninger av solinnstrålingen de siste 1200 år. W, S, M, D viser til kjente minimumsperioder i solinnstråling (Bard et al., 2000). .....	106
Figur 5.3: Rekonstruksjon av NAO-indeksen for vintermånedene over 600 år tilbake i tid fra Cook et al. (2002). (Årene langs x-aksen er i AD). .....	108
Figur 5.4: Rekonstruert NAO-indeks for de siste 1000 år. Figur hentet fra Olsen et al. (2012) basert på Trouet et al. (2009). .....	109
Figur 5.5: Rekonstruerte overflatetemperaturer (SST) basert på data fra Vøringplataet i Nord-Atlanteren. Figur hentet fra Miettinen et al. (2012) er basert på Andersen et al. (2004) og Berner et al. (2011). .....	110
Figur 5.6: Tolkede temperaturdata som viser årsmiddeltemperaturer basert på stabile isotopanalyser og isakkumulasjonsdata fra iskjernen GISP2 på Grønland. Data presentert i Alley (2000) basert på beregninger i Cuffey og Clow (1997) .....	112

## Liste over tabeller

Tabell 1.1: <i>Viser gjennomsnittsnedbøren (mm.) for normalperioden 1961-1990 per måned ved målestasjon 79480. (Meteorologisk Institutt (www.eklima.no), 2012) .....</i>	7
Tabell 1.2: <i>Viser gjennomsnittstemperaturen for normalperioden 1961-1990 per måned ved målestasjon 79480. (Meteorologisk Institutt (www.eklima.no), 2012). .....</i>	8
Tabell 3.1: <i>Korrelasjonsanalyse mellom sedimentparameterne for LiTP-112. Alle verdier er oppgitt i r-verdier (Pearsons r). Verdier merket med gult indikerer en middels god korrelasjon, mens grønne merkinger viser til en ganske god korrelasjon. ....</i>	71
Tabell 3.2: <i>Tabell over dateringer. *Alder i minus indikerer år etter AD 1950. ....</i>	74
Tabell 3.3: <i>Et eksempel på hvordan data fra de kalibrerte tallene for dateringen ved dybde 77-78 cm ser ut, og viser ulike tidsintervall i kal. år BP (AD 1950), og sannsynligheten for at dateringen passer for de ulike intervallene ved to standardavvik. ....</i>	77
Tabell 4.1: <i>Tabell over de beregnede likevektslinjene for dagens bre, for ca. AD 1870 og ved Lille Istids maksimum. Det er tatt utgangspunkt i isutbredelsene i figur 4.3. ....</i>	93

## Liste over bilder

- Bilde 1.1: *Utløpet til Litlvatnet i øst hvor smeltevannet fra Høgtuvbreen møter smeltevannet fra Svartisen i nord.* Foto: Kristoffer L. Seivåg ..... 10
- Bilde 2.1: *Ryggen skrår på tvers av dalbunnen mot Trolldalselva (mot høyre i bildet).* Foto: Kristoffer L. Seivåg..... 16
- Bilde 2.2: *Ryggformasjoner på sørsiden av Trolldalselva. De røde strekene viser hvor det er tenkt brekontakt ved ulike perioder. Trolldalselva renner fra høyre mot venstre i bildet.* Foto: Kristoffer L. Seivåg..... 18
- Bilde 2.3: *Ryggenes tette skogkrittvegetasjon øverst, og den mer vegetasjonsfattige skråningen mot elva. Den største kantete steinen øverst i bildet har en diameter på 60 cm.* Foto: Kristoffer L. Seivåg ..... 19
- Bilde 2.4: *Løsmaterialene som ryggene lengst oppe i lokaliteten består av. Bildet er tatt oppover ryggene langs den vestlige siden av breelva på rundt 450 moh. Man skimter en rygg midt i bildet som brer seg nedover, og en rygg helt til høyre i bildet på vei ut av bildet.* Foto: Kristoffer L. Seivåg..... 20
- Bilde 2.5: *Morenerygger ved omtrent 460 moh. som strekker seg mot breelva i midten. Bildet er tatt fra den vestlige siden hvor man blant annet kan se den den yngste ryggen helt inn mot elva og den lange sidemorenen på østsiden som strekker seg helt opp på 750 moh. (se figur 2.1 over morenekartet). De ulike ryggene er uthevet med rød strek.* Foto: Kristoffer L. Seivåg ..... 21
- Bilde 2.6: *Den østlige siden av moreneryggene lengst nede ved lokalitet 3. Her kan man se den større ryggen som vender inn mot breelva lengst til venstre i bildet, og de mer sørgående ryggene som ender mot høyre i bildet. Ryggene er framhevet med rød strek. I forgrunnen kommer elva fra breutløpet ned fra fjellsiden og går sørøstover til den møter Trolldalselva litt lenger ned mot høyre i bildet.* Foto: Kristoffer L. Seivåg ..... 22
- Bilde 2.7: *Breelva sørover og nedover mot ryggene som ligger lengst nede ved lokalitet 3 som bøyer seg inn mot elva på hver side. De tenkte moreneryggene er markert med røde streker. Lengre inn i bildet, på oversiden av Trolldalselva som går fra høyre til venstre i bildet, ligger lokalitet 2, og som er antatt til å være eldre morenerygger enn de ryggene som er nærmere breutløpet ved lokalitet 3.* Foto: Kristoffer L. Seivåg ..... 22
- Bilde 2.8: *Ryggformasjonen ved lokalitet 4 mot høyre i bildet og fra en vestlig posisjon. Ryggformasjonen bukker seg langs nedsenkningen, midt i bildet, mot Trolldalen i bakgrunnen. Snøen er med på å framheve formasjonen fra resten av landskapet.* Foto: Kristoffer L. Seivåg ..... 23
- Bilde 2.9: *Et snitt av en rygg i den østlige siden av lokalitet 5. Her ser man at det er en god del innfylling av finere sandkorn med større kantrundete steiner i mellom uten noen form for sortering.* Foto: Kristoffer L. Seivåg..... 25

Bilde 2.10: Den største opphopningen av morenerygger, mot den sørlige delen ved lokalitet 5, ser moreneryggene ut til å gli inn i hverandre. Bildet gir også et inntrykk av løsmassene på moreneryggene har samt type vegetasjon, lengst fra breutløpet. Foto: Kristoffer L. Seivåg. 26

Bilde 2.11: Lokalitet 5 sett fra den østlige siden hvor man finner flere sidemorener som den man ser i forgrunnen på dette bilde. Til høyre i bildet brer elvesletten seg med flere randmorener ned mot Trolldalsvatnet. Lengst ned mot vatnet kan man skimte større og lengre morenerygger enn nærmere breutløpet (mot høyre i bildet). Til høyre i bildet kan man også se den brede elven som bukker seg nedover og ender opp i Trolldalsvatnet. Foto: Kristoffer L. Seivåg. .... 27

Bilde 2.12: Lokalitet 5 nede på selve elvesletten mot sør og Trolldalsvatnet med breutløpet i ryggen. Man ser at sletten er nokså flatet ut, og hvordan morenerygger og rester av morener stikker opp av snøen. Foto: Kristoffer L. Seivåg. .... 28

Bilde 2.13: En elv fra sørøst møter elva fra Rundtuvatnet. Elva Tverråga renner med økt styrke fra dette punktet ned mot Trolldalen mot høyre i bildet. Midt i bildet ser det ut til at smeltevannet har brutt seg igjennom en tversgående morenerygg. Røde linjer viser tolkede randavsetninger. Foto: Kristoffer L. Seivåg. .... 29

Bilde 2.14: Den østlige dalsiden av Tverrådalen og viser sidemorenene (uthevet med røde streker) mot den sørlige siden av elva Tverråga. I forgrunnen vises vegetasjonen på disse ryggene, og et flatere lavereliggende felt med steiner hvor smeltevannet kan ha skylt over og vasket ut en randmorene. Smeltevannet, og dagens elv, renner i retning Trolldalen mot venstre i bildet. Foto: Kristoffer L. Seivåg. .... 30

Bilde 2.15: Antatte morenerygger (hvor de røde pilene peker) i den nordlige fjellsiden av Rundtuva mot Trolldalen. I denne botnen kan det ha ligget en isrest som en gang har hengt sammen med en større bre som kan ha formet moreneryggene i Tverrådalen sør for Rundtuva. Foto: Kristoffer L. Seivåg. .... 31

Bilde 2.16: Den sørlige fjellsiden hvor utløpet til Tverrådalen og Tverråga kommer ned mot Trolldalen. Her kan man se overgangen mellom tykt morenedekke og tynnere, og videre til bart fjell på hver sin side av Trolldalselva. Foto: Kristoffer L. Seivåg. .... 33

Bilde 2.17: Mellom lokalitet 4 og 5 er flere steiner avsatt etter isens smelting på en noe avrundet bergoverflate. Se kvartærgeologisk kart for områdets utbredelse. Foto: Kristoffer L. Seivåg. .... 34

Bilde 2.18: Et åpent område av dalen der Tverråga, som kommer fra Tverrådalen, møter Trolldalselva hvor det er et felt med fluvialt materialet. Bildet er tatt på nordsiden av Trolldalselva. På bildet sees overgangen mellom morenemateriale (til høyre) og fluviale løsmasser (til venstre) på hver side av en liten bekk. Grensen mellom de ulike løsmassene virker dermed å være ganske markant, og det er observert ulikheter i vegetasjonen der fluvialt materiale er preget av mer løvskog enn på andre siden av bekken. Det innfelte bildet viser fluvialt materiale fra dette området, hvor kornfordelingen er ganske sortert med stort sett avrundede steiner på opptil 0,5 cm i diameter. Foto: Kristoffer L. Seivåg. .... 37

Bilde 2.19: <i>Et tverrsnitt av marin avsetning som består av fin silt og leirsedimenter. Foto: Kristoffer L. Seivåg.</i> .....	39
Bilde 2.20: <i>På en delvis vegetasjonsdekt skredvifte hvor vegetasjonen også har kommet til med tett løvskog og store kantete blokker på opptil flere meter i diameter. Foto: Kristoffer L. Seivåg.</i> .....	41
Bilde 2.21: <i>En mulig skredgrop hvor snøskred kan ha kommet rasende ned fjellsiden fra høyre i bildet og kastet opp løsmasser og dannet vollen til venstre i gropen. Mot fjellsiden (til høyre i bildet) er det en avrundet erosjon som kan være spor av en tidligere jettegryte. Vannet i bunnen kan skyldes smeltede snømasser fra snøskred. På sommerstid renner ei elv nedover fjellsiden og ned i gropen. Foto: Kristoffer L. Seivåg.</i> .....	42
Bilde 2.22: <i>Lav (<i>Rhizocarpon geographicum</i>) på en morenerygg fra lokalitet 5. Foto: Kristoffer L. Seivåg.</i> .....	44
Bilde 3.1: <i>PVC-rør gjøres klart for første sedimentuttak, LITP-112. Lenger bort sees en markør for boring av LITP-212 ca. 40 meter unna. Foto: Kristoffer L. Seivåg.</i> .....	63

## Forkortelser brukt i oppgaven

±	Feilmargin, pluss-minus
β	Gr: beta; elektron
σ	Gr: sigma; standardavvik
<sup>14</sup> C	Eng: carbon 14; karbonisotop 14
°C	Grader celcius
AD	Anno Domini
AABR	Area Altitude Balance Ratio
AAR	Accumulation Area Ratio
bl. a.	Blant annet
BP	Eng: Before Present; før nåtid (AD 1950)
BR	Balance Ratio
DBD	Eng: Dry Bulk Density
ELA	Eng: Equilibrium Line Altitude; likevektslinje
et al.	Lat: og andre
GPS	Global Positioning System
kal.	Kalibrerte år
km <sup>2</sup>	Kvadratkilometer
LIA	Eng: Little Ice Age; den lille istiden
LOI	Eng: Loss on Ignition; glødetap
m	meter
mm	millimeter
moh.	Meter over havet
MS	Magnetisk susceptibilitet
N	Nitrogen
K	Kalium
Ca	Kalsium
Ti	Titanium
Fe	Jern
Si	Silisium
Rb	Rubidium
NAO	Eng: North Atlantic Oscillation
NGU	Norges geologiske undersøkelse
NVE	Norges vassdrag- og energidirektorat
P <sub>(w)</sub>	Eng: precipitation (winter); vinternedbør
Stk.	Stykk
f. eks.	For eksempel
T <sub>(jul)</sub>	Julitemperatur
THAR	Toe to Headwall Altitude Ratio
THC	Eng: Thermohaline Circulation; den termohaline sirkulasjon
TP-ELA	Eng: Temperature-Precipitation-ELA; likevektslinje avhengig av temperatur og medbør
TPW-ELA	Eng: Temperature-Precipitation-ELA; likevektslinje avhengig av temperatur, nedbør og vind
UTM	Universal Transversal Mercator
WBD	Eng: Wet Bulk Density
XRF	Eng: X-ray fluorescence



## **KOORDINATER**

I oppgaven er alle koordinater oppgitt i UTM-koordinater (Universal Transverse Mercator) og refererer til datumet WGS84 (EUREF89). Et fullstendig øst- og nordkoordinat som beskriver en posisjon kan eksempelvis skrives slik:

32V 4 8638, 64 7985

I dette eksempelet angir 32 sonebeltet (feltområdet ligger i sonebeltet 33V) og V betyr mellom 56 og 64 grader nordlig breddegrad. "4" og "64" viser til en 100 x 100 km rute. Videre viser "86" og "79" til øst- og nordkoordinat til nærmeste km-rute. De to siste tallene angir 100 og 10 meter innenfor km-ruten.

Hele feltområdet ligger innenfor samme 100 km-rute. I oppgaven er UTM-referansen derfor forkortet til bare å gjelde nærmeste km- og 100 meter-rute, og vil bli uttrykt på følgende måte:

UTM 863 798

# 1. Innledning

Med bakgrunn i de antatt menneskeskapte klimaendringene som vi nå står ovenfor, og de som er spådd for framtiden, med blant annet effekter som varmere temperaturer, økt havnivå, og mer nedbør, er forskning på brefluktasjoner interessant. Denne tematikken er bare blitt mer og mer aktuell, og resultater som kan gi oss mer informasjon om jorda og hvordan landskapet påvirkes av klima er blitt stor. Basert på de metodene som er benyttet vil resultatene mulig gi meg et bilde på ulike klimaendringer gjennom holosen de siste 11 500 år til i dag. Dette vil bidra til en økt forståelse for hvordan naturen, landskapet, og ikke minste isbreer har reagert på slike svingninger i temperatur og nedbør. Oppgaven, som tar utgangspunkt i Trolldalen ved Høgtuvbreen i Nordland, vil også være med på å gi svar på hvilken rolle det lokale klimaet og de lokale forholdene måtte spille i forhold til resten av landet og regionen. Siden det er gjort lite av denne type paleoklimatiske rekonstruksjoner ved Høgtuvbreen vil det være interessant å koble dataene i denne oppgaven med andre forskningsresultat som er publisert, og se om man kan trekke noen likhetslinjer. Dette kan eksempelvis være fra Okstindbreen eller Svartisen, som er de mest nærliggende bresystemene.

## 1.1 Brevariasjoner i holosen

Weichsel, som er den siste istiden, hadde sitt glasiale maksimum rundt 20 000 kal. år BP. (Sulebak, 2007), og hadde flere framrykk og tilbaketrekninger de siste 40 000 – 10 000 kal. BP (Olsen, 2002). Weichsel avsluttes med et raskt framstøt i yngre dryas-intervallet for ca. 11 500 kal. år BP., og dette framrykket kan man se tydelig spor av med store morenerygger ved store deler av norskekysten. Der hvor landet er smalest, fra Nord-Trøndelag og gjennom Nordland, er ikke disse morenene like synlig som resten av landet (Olsen, 2002).

Radiokarbondateringer fra randmorener i Nordland viser til mulige kalde perioder i overgangen til og i den første delen av holosen med framstøt ved  $12\,300 \pm 200$ ,  $10\,700 \pm 300$ ,  $10\,100 \pm 200$ ,  $9\,550 \pm 200$  og  $9\,300 \pm 200$  år før nåtid (AD 1950) (Andersen et al., 1981). Multiproksi-studier fra sedimentkjerner fra proglasiiale innsjøer ved Okstindbreen (ca. 50 km i luftlinje sørøst for Trolldalen) viser til breframstøt ved ca. år 7 400-7 000, 1 400-1200, 900-700 og 300-150 før år 2000, og framstøt ved blant annet rundt år 4 200, 2 700, og 1 300 før år 2000 som er synkrone med andre lokaliteters framrykk på den nordlige halvkule (Bakke et al.,

2010). Etter framstøtet Finse-event som skjedde mellom ca. 8 500 og 8 000 kal. år BP, starter en varmere periode kalt det klimatiske optimum som varte mot midten av holosen for rundt 6 000 kal. år BP. Dette var en periode hvor de gjennomsnittlige sommertemperaturene var rundt 1,5-2,0 °C varmere enn i dag, og med lite vinternedbør (Bjune et al., 2005, Nesje et al., 2008b). Basert på pollen og makrofossiler av planter i en sedimentkjerne tatt fra Svanåvatnet (ca. 9 km øst for Trolldalen), var det en rask vegetasjonsøkning i perioden 8 000 og 5 000 kal. år BP. I denne perioden var også sommertemperaturene på sitt varmeste gjennom holosen og den årlige nedbøren var 200-300 mm over dagens verdier (Bjune og Birks, 2008). Selv om indikasjoner i denne varme perioden viser at isbreene var på sitt minimale og mest sannsynlig smeltet helt bort fra landskapet (e.g. Nesje et al., 2008b, Vasskog et al., 2012), har studier ved Okstindbreen gitt indikasjoner på at en isbre har overlevd dette klimatiske optimumet i Skandinavia (Bakke et al., 2010).

En annen varmere periode, som strekker seg ca. mellom 700 og 1200 kal. år BP., er kjent som lille klimatiske optimum (Medieval Warm Period), hvor også klimaet var gunstig nok til at vikingene koloniserte Grønland. Da det ikke finnes bevis for denne perioden i data fra flere lokaliteter på kloden diskuteres det om dette kun var en regional hendelse (Broecker, 2001). Dette spesielt siden lille klimatiske optimum kobles opp mot endringer i styrken i den Nord-Atlantiske termohaline sirkulasjon (Cronin et al., 2003), hvor temperaturdata basert på blant annet radiokarbondateringer fra Sargassohavet viser til økning i temperaturen i havoverflaten på ca. 1 °C i forhold til dagens situasjon (Keigwin, 1996). For eksempel indikerer trering-data fra Nord-Sverige at det ikke var noen bemerkelsesverdige endringer i sommertemperaturen gjennom disse århundrene sammenliknet med tall fra 1900-tallet (Briffa et al., 1990).

I Nordland og lokalt ved nevnte Svanåvatnet viste det seg at det var en liten økning i vintertemperaturene mellom 1 800 og 900 kal. år BP., dette til tross for en generell trend som viser en nedgang i temperaturer og nedbør mot dagens nivå (Bjune og Birks, 2008). Radiokarbondateringer i Svartisen-området indikerer at flere breer trakk seg tilbake like etter et framrykk for ca. 1 100 <sup>14</sup>C år før nåtid (Karlèn, 1979). Nyere forskning har også vist tegn på en noe varmere perioden ca. mellom 1575 og 850 kal. år BP. Kr. Data fra stalagmitter i Rana indikerer at dette var en varmere periode med milde og lange somre, men som gradvis ble kortere og kaldere (Linge et al., 2009).

En annen relativt kort klimaperiode som ligger nærmere moderne tid er det man betegner som "lille istid" (LIA – Little Ice Age), hvor de lavere temperaturene skapte problemer for landbruk og plantevekst på de nordlige breddegrader. Lille istid kan ha startet så tidlig som 1200- og 1300-tallet (AD), med størst utbredelse mellom 1500- og 1850-tallet. Isbreene hadde i denne perioden et stort framrykk, som var såpass rask og kraftig at den knuste gårder og fjellandsbyer i nærheten. Større smeltevannsføring førte til hyppigere flommer som igjen førte til økte skredprosesser (Grove, 1988). På samme måte som data fra Sargassohavet viste varmere overflatevann under den varmere perioden, lille klimatiske optimum noen hundre år før, var det ca. 1 °C grader kaldere under lille istid (Keigwin, 1996). Selv om det i senere tid har vært trodd at dette breframstøtet skyldtes lave sommertemperaturer, viser nyere forskning at hovedgrunnen kan ha vært milde og fuktige vintre med økt nedbør og høyt snøfall på isbreene (Nesje og Dahl, 2003).

Under lille istid nådde isbreene sin maksimumsstørrelse rundt AD 1750 (Grove, 1988, Winkler, 2003). Ved Svartisen eksisterer det flere historier om bønder som har fått begravd hus og eiendommer under lille istid, og i AD 1800 var Engabreen så stor og nært havet at sjøvannet nådde isfronten ved springflo (Ryvarden og Wold, 1991). Årene etter begynte Engabreen å trekke seg tilbake, og det var observert en liten innsjø foran breen i AD 1865. Ved AD 1881 lå breen 1 km fra fjorden. På østsiden av Svartisen hadde breene Østerdalsisen og Fingerbreen en roligere tilbaketrekning og hadde fortsatt relativt stor utbredelse i år 1891. Svartisen hadde mindre breframstøt helt fram til AD 1920 (Østrem et al., 1973).

Ved Okstindbreen er det observert flere morener som tyder på at isbreen har hatt en mye større utbredelse mellom AD 1740 og AD 1750 e. Kr. Det finnes også flere morener mellom disse ytre morenene og brefronten som viser til en tydelig vekst mellom AD 1875 og AD 1883 (Bakke et al., 2010). Der mange tidligere studier fra store deler av landet konkluderer med at den største isutbredelsen i holosen var under lille istid, har mer presis forskning fra de siste årene ved Okstindbreen vist noe annet. Winkler (2003) gjorde nye målinger av lav ved Okstindan og områder rundt Svartisen, og justerte i forhold til vekstkurver fra Sør-Norge. I tillegg til å konstatere at lille istids-maksimum var rundt AD 1750, ble det foreslått minst ett framstøt av større isutbredelse før lille istid. I Bakke et al. (2010) ble det gjort et multiproksy-studie fra Okstindan for å rekonstruere brefluktasjoner gjennom holosen, hvor de ved datering fant ut at morenen som viser maksimumsutbredelse var eldre enn lille istid, og datert til rundt AD 700. I tillegg diskuteres det at tidligere

dateringer av morener fra andre lokaliteter i Norge kan ha vært unøyaktige, og at lille istid ikke nødvendigvis inneholdt det største framstøtet man kjenner til i holosen.



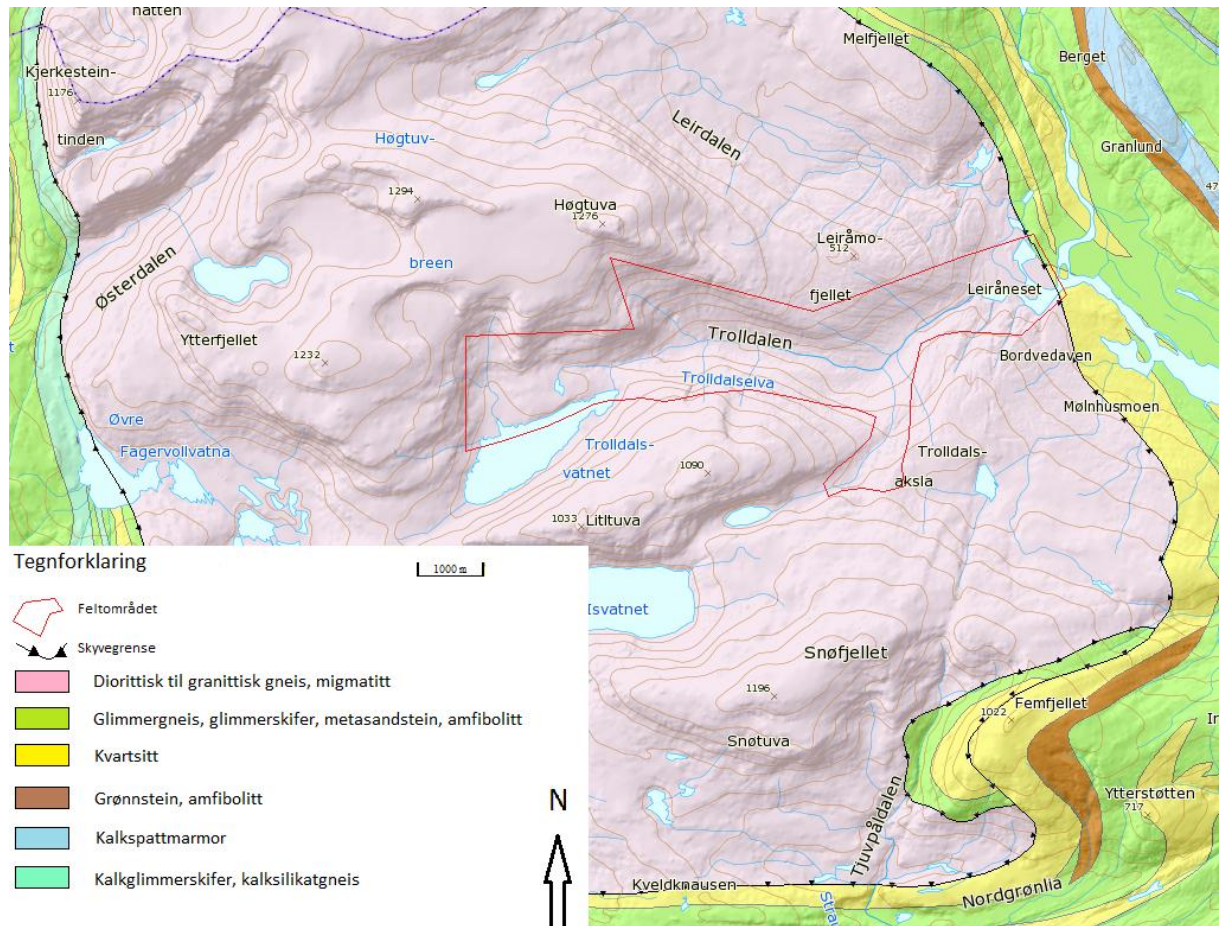
**Figur 1.1:** Et oversiktskart over Trolldalen og feltområdet (tynn rød innsirkling). (Statens Kartverk (www.norgeskart.no), 2012).

### **1.2 Geologi og geomorfologi ved Høgtuvbreen**

Som i store deler av landet er også geologien i Nordland fylke preget av den Kaledonske fjellkjedefoldingen for ca. 400 millioner år siden. På dette tidspunktet veltet smeltede bergarter opp fra jordens indre og størknet til gabbrobergarter og granitter. Foldingen fikk bergarter avsatt på havbunnen i form av skifer og kalkstein (kambrosilurbergarter), til å bli presset og omdannet til marmor, glimmerskifer og gneis. Resultatet av fjellkjedefoldingen har gitt grunnlag for spisse fjelltopper langs hele fylket (Gjessing, 1978). De fleste av dalene og fjordene på Helgeland følger denne foldingens hovedstrøkretning som går sørvestover (Østrem et al., 1973). I Lofoten finner vi opprinnelige vulkanske bergarter som er ca. 3,5 milliarder år gamle, mens på Andøya lengst nord i fylket finner vi de yngste i Norge fra jurakrittperioden. I områdene Salten og Rana er det man finner de fleste og største forekomstene av kalksteinsgrotter i Norge (Dalfest, 2012).

Nordlands spisse fjell stikker opp fra strandflaten hvor denne lavlandsformen er godt utviklet langs Helgelandskysten og i den sørlige delen av Salten, samt Andøya (Dalfest, 2012). Jordbunnen består for det meste av sand, leire og grus. I områder hvor isens erosjon ikke har vært like kraftig er det fortsatt spor etter en pretertiær overflate (Gjessing, 1978). På disse fjelloverflatene finner man de største ismassene i Nord-Skandinavia som blant annet Svartisen og Blåmannisen. Fylkets høyeste fjell er Oksskolten på 1916 moh. og ligger i Helgeland ikke langt fra Svenskegrensen. Landsdelen er dominert av fjorder og daler som går med kystens hovedretning eller på tvers. Etter landhevingen finner man marine avsetninger helt opp mot 160 moh. Nordland fylke er fylket med landets nest største areal dekket av is og snø (ca. 995 km<sup>2</sup>) (Østrem et al., 1973).

Selve Trolldalen og feltområdet mitt ligger innenfor et grunnfjellsvindu; Høgtuvvinduet, bestående av granittisk gneis som mange steder er rødlig. I disse bergartene finns det innslag av omdannede gangbergarter. I Høgtuvvinduet finnes det biotittskiferlag, og er innsirklet av glimmergneis og glimmerskifer med enkelte innslag av kvartsitt, kalkglimmerskifer, amfibolitt og noen steder med kalkspatmarmor (se figur 1.2) (NGU, 2011).



Figur 1.2: Berggrunnskart over hovedbergartene i og rundt feltområdet. (NGU, 2011)

## 1.3 Dagens klima ved Høgtuvbreen

### 1.3.1 Nedbør

På Norges breddegrader finner vi polarfronten som er en delvis sammenhengende global grense som separerer kald luft fra varm subtropisk luft. Grensen skyldes at disse luftmassene med ulike temperaturer ikke kan blandes. I samme området befinner også den subpolare lavtrykksonen ved Island seg, og som Nordlandskysten ligger utsatt for, hvor overflateluften konvergerer og stiger, og storm og skyer dannes (Ahrens, 2008). På grunn av vestavindsbeltet får man orografisk forsterket frontnedbør som gir mye nedbør gjennom hele året hvor vintermånedene mottar mest. Subtropisk høytrykk fra sør vil kunne redusere nedbøren noe (Strahler og Strahler, 2006). Den årlige nedbøren er ulik fra sted til sted i fylket, og bestemmes en del av lokale forhold. En modellering av nedbøren rundt Svartisen for normalperioden 1961-1990 viser at toppen av Svartisen mottar over 4000 mm i året, mens Saltdalen flere steder har under 500 mm i årsnedbør (Schuler et al., 2008). Samme

modellering av nedbøren for normalperioden 1961-1990 viser at Høgtuvbreen også mottar over 4 000 mm i året. Lengst øst i fylket, i regnskyggen, har dalområdene en årsnedbør på ca. 500-700 mm hvor nedbørsmaksimumet er om sommeren, ulikt ute ved kysten hvor det faller mest nedbør om høsten (Schuler et al., 2008).

Den mest nærliggende målestasjonen for nedbør og temperatur for normalperioden 1961-1990 ligger i Mo i Rana (Stasjonsnr. 79480) (UTM 467 780), og ligger omtrent 18 km sørøst for feltområdet på 41 moh. Tabell 1.1 viser gjennomsnittsnedbøren for hver måned for normalperioden 1961-1990, og gir et gjennomsnitt for ablasjonssesongen (1. mai – 30. september) på 93 mm, og 138 mm nedbør i akkumulasjonssesongen (1. oktober – 30. april).

**Tabell 1.1:** Viser gjennomsnittsnedbøren (mm.) for normalperioden 1961-1990 per måned ved målestasjon 79480. (Meteorologisk Institutt (www.eklima.no), 2012)

St.no	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	År
79480	154	121	117	79	63	65	90	106	141	184	141	170	1431

Ved å vurdere den delen av Høgtuvbreen som drenerer mot Trolldalen i forhold til høydemetre, og benytte metoden AAR (se kapittel 4), får vi dagens likevektslinje til å ligge på ca. 1044 moh. Tar vi utgangspunkt i at nedbøren øker med 8 % per 100 m. (Sutherland, 1984), så vil den gjennomsnittlige vinternedbøren per måned ved likevektslinjen ligge på 299 mm, og en årlig nedbør på 3099 mm ved likevektslinjen. Ved å benytte Liestølforholdet (se kapittel 5) vil gjennomsnittet for vinternedbøren ved likevektslinjen være på 3329 mm.

### 1.3.2 Temperatur

Det dominerende vestavindsbeltet, som gir flere stormer, innebærer at kalde og fuktige luftmasser beveger seg inn mot Norskekysten. Temperaturen varierer mindre gjennom året sammenliknet med kontinentale steder på samme breddegrader, og gir relativt milde vintre (Strahler og Strahler, 2006, Ahrens, 2008). Fylkets nærhet til havet påvirker i stor grad temperaturene på land. Den årlige gjennomsnittstemperaturen ligger på 0 °C ved kysten og øyene i havet. Golfstrømmen er med på å gi særlig milde vintertemperaturer i Lofoten som man ikke finner noen andre steder på kloden ved samme breddegrad. I januar ligger



gjennomsnittstemperaturen lengst øst i fylket mellom  $-5$  og  $-10$  °C, og februar måned er gjerne den kaldeste. Gjennomsnittstemperaturen for juli varierer mellom  $14-15$  °C ved indre strøk og  $11$  °C i Lofoten (Dannevig, 2009).

Tabell 1.2 viser gjennomsnittstemperaturen for hver måned gjennom normalperioden 1961-1990, og dette gir en gjennomsnittstemperatur for ablasjonssesongen på  $10,34$  °C, og  $-2,63$  °C for akkumulasjonssesongen.

**Tabell 1.2:** Viser gjennomsnittstemperaturen for normalperioden 1961-1990 per måned ved målestasjon 79480. (Meteorologisk Institutt (www.eklima.no), 2012).

St.no	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	År
79480	-6,6	-5,9	-3,5	1,3	7,0	11,1	13,2	12,4	8,0	4,0	-2,6	-5,1	2,8

Siden det kun skiller tre høydemetre mellom målestasjonen (41 moh.) og Litlvatnet (44 moh.) kan vi forvente at gjennomsnittlige sommertemperaturer (ablasjonssesongen) er tilnærmet de samme. Ved å bruke lapseraten hvor temperaturen vil synke  $0,65$  °C per økte 100 høydemetre (Dahl et al., 1997), vil dagens gjennomsnittstemperatur for ablasjonssesongen ved likevektslinjen (1044 moh.) ligge på  $3,81$  °C.

### 1.3.3 Vind

Vestavindsbeltet og lavtrykksonen over Island gir vestlig til sørvestlig dominerende vindretning. Vindretningen vil imidlertid være påvirket av den lokale topografien ved at luftmassene blir kanalisert gjennom daler i terrenget (Østrem et al., 1973). I tillegg antas det at fallvinder er en mikroklimatisk komponent i feltområdet. Dette er kalde vinder med stor tetthet som gjerne har opprinnelse fra et kaldt fjellplatå, og blir ledet nedover en relativt bratt dal omringet av bratte fjell. Er dalen trangere vil vindstyrken øke og kan komme opp i storm styrke, nærmest som vann som renner ned en skråning (Ahrens, 2008). I tilfellet med Trolldalen vil vinden ha en sørøstlig retning før den svinger mer nordøst lenger ned i dalen der et lite dalsystem kommer inn fra sør.

### **1.4 Områdebeskrivelse**

Høgtuvbreen er av typen platåbre som gjerne dekker store fjellområder, og etter hvert som det dannes mer is på dette platået vil ismassene kunne begynne å sige ned i strømmer og strekke brearmer ut i omkringliggende daler. Folgefonna, Hardangerjøkulen og Svartisen er også av denne typen, og representerer en isbretype som ikke er uvanlig i det norske landskapet (Nesje, 1995). Ifølge turkartserien til Ugland IT Group (trykt 2004) dekker Høgtuvbreen i dag et areal på ca. 23 km<sup>2</sup> med høyeste punkt på omtrent 1220 moh.

Selve Trolldalen har en lengde på oppimot 10 km. Den strekker seg først sørvestover fra Høgtuvbreen før den endrer retning ca. 6.5 km fra isbreen, og går nordøstover før den ender ut i et bredere dalsystem som går sørøstover fra Svartisen. Øverst i dalen ligger dalbunnen på rundt 520 moh. ved Trolldalsvatnet (lokal UTM 415 654 ved bruk av eksempelvis nevnte turkart over Rana Vest), mens dalen ender nederst på rundt 50 moh. ved Litlvatnet (UTM 498 679). Fra Trolldalsvatnet følger Trolldalselva dalbunnen hele veien ned til Litlvatnet. Trolldalen har en typisk U-form og har den største gradienten i dalen mellom Høgtuva i nord (1268 moh.) og Rundtuva i sør (1090 moh.) på ca. 970 meter. Av kommersielle papirkart kan feltområdet og Trolldalen best observeres i kartbladet Rana Vest i Turkartserien utgitt av Ugland IT Group utgitt i 2004 i en målestokk på 1: 50 000. Det eksisterer også fire flyfoto over feltområdet tatt av Norsk Luftfoto og Fjernmåling (NLF) i 1993.

Litlvatnet lengst øst i feltområdet dekker et område på 0,12 km<sup>2</sup>. Vannet har en maksimumslengde på 600 meter, og er relativt grunt (se figur 3.3). På sommerstid observeres vannet som nokså klart og vannmengdene driver sakte mot utløpet i nordøst hvor det møter det grå-grønne smeltevannet fra Svartisen (se bilde 1.1). Områdene rundt vannet er dekt av vegetasjon med frodige elvebanker i nord og en bergterskel i sørvest.



**Bilde 1.1:** Utløpet til Litlvatnet i øst hvor smeltevannet fra Høgtuvbreen møter smeltevannet fra Svartisen i nord.  
Foto: Kristoffer L. Seivåg

### ***1.5 Tidligere relevant arbeid utført i regionen***

Selve Høgtuvbreen og feltområdet, Trolldalen, virker å ha blitt lite prioritert som forskningslokalitet opp gjennom årene, og det er begrenset med relevant arbeid som er utført her. Til gjengjeld har det blitt gjort mange undersøkelser i regionen i og rundt Svartisen. Til tross for at noe data er presentert i Østrem et. al (1973) er de tidligste arbeidene som er tilgjengelig i dag for det meste utført av svensken Wibjörn Karlèn på 1970-tallet. Han dokumenterte brefluktasjoner basert på  $^{14}\text{C}$ -dateringer og lichenometri i Nord-Norge, rundt Svartisen og i Nord-Sverige (Karlèn, 1976, 1979), og var tidlig ute med bruken av lakustrine sedimenter for å oppdage holosene brevariasjoner (Karlèn, 1981). I samme periode utførte Andersen et. al (1979, 1981, 1982) radiokarbondateringer av randmorener og undersøkte deglasiasjonen i Nordland. Videre undersøkelser av deglasiasjonen rundt Svartisen fortsatte utover på 90-tallet hvor isbreens bevegelse ble dokumentert fra siste istids maksimumsutbredelse og gjennom holosen basert på blant annet marine sedimenter og skuringsstriper (Blake og Olsen, 1999). Blake og Olsen (1999) konkluderte blant annet med at maksimumsutbredelsen til Svartisen i sør var rundt 9500 kal. år BP, og at isen trakk seg tilbake halvveis av dagens posisjon ved ca. 9000 kal. år BP.

Nyere arbeid er blant annet knyttet til nedbørsrater og snøakkumulasjon over regionen (Schuler et al., 2008). I løpet av de siste årene har det også vært økt forskning på klimaendringer hvor man ved hjelp av sedimentkjerner har kunnet hente klimadata fra pollen for å si noe om sommertemperaturen og vegetasjonsendringer (Bjune og Birks, 2008). I tillegg ble det i 2010 presentert holosene brevariasjoner fra Okstindbreen som ikke befinner seg langt unna Høgtuv. I dette arbeidet ble det gjort en del funn som skiller seg noe ut fra tidligere forskning, og som gjør fremtidens arbeid i regionen interessant (Bakke et al., 2010).

### ***1.6 Tema og problemstillinger***

Denne masteroppgaven omhandler brevariasjoner og paleoklima knyttet til Høgtuvbreen, nordvest for Mo i Rana i Nordland. Oppgaven har som mål å undersøke og forsøke å rekonstruere breens bevegelser gjennom perioden holosen. Dette gjøres ved å rekonstruere tidligere vinternedbør og likevektslinjene til Høgtuvbreen (kapittel 4). I tillegg er det tatt ut to sedimentkjerner fra Litlvatnet nederst i Trolldalen for å gjøre analyser på de ulike sedimentlagene avsatt gjennom holosen (kapittel 3). Det er forsøkt å kartlegge breforlandet for å lokalisere morener i området som kan gi flere bevis på breens tilstedeværelse, og andre geomorfologiske prosesser (kapittel 2). Med dette i bakhånd er det i god geografisk ånd blitt produsert et kvartærgeologisk kart over diverse funn i breforlandet fra brefronten til enden lengst ned Trolldalen. Hensikten med oppgaven er å kunne koble resultat og trender fra Høgtuvbreens bevegelser opp mot lignende resultater både lokalt og globalt. Dette prosjektet kan også bidra til en bedre forståelse av breers respons på klima i framtiden. Siden det er gjort lite av denne typen paleoklimatiske rekonstruksjoner i forhold til Høgtuvbreen, kan dette prosjektet være med på å knytte data om brefluktasjoner i holosen tettere sammen. Jeg har dermed utformet følgende problemstillinger:

- Hvordan har Høgtuvbreen i Trolldalen fluktuert gjennom holosen?
- Hvor stor utbredelse hadde Høgtuvbreen i Trolldalen under lille istid?
- Hvordan kan høyoppløselige data om brevariasjoner benyttes til å si noe om klimavariabilitet?



## **2. Kvartærgeologisk kartlegging i Trolldalen**

### **2.1 Metode**

Metoden går ut på å undersøke løsmasser og landformer i et område og fastslå hvilken avsetning som er tilstede. De avsatte løsmassene og landformene i studieområdet har blitt dannet hovedsakelig som følge av en temperert isbres bevegelse og skuring av berggrunnen, og fra smeltevannets erosjon av landskapet. Dette gjelder primært perioden fra siste istid og gjennom holosen til i dag da man tar utgangspunkt i siste avsatte agens i landskapet etter isavsmeltingen. I tillegg til å prøve å fastslå en avsetnings utbredelse er det forsøkt å gi en vurdering på tykkelse på moreneavsetningen. Løsmassene kan i tillegg si noe om kildene til sedimentasjonen i en innsjø. Resultatet ble ført over til kart i form av symboler og fargekoder.

Kartmaterialet som er brukt til feltarbeidet, og til kartleggingen, er fra Statens Kartverk og er videre tilpasset ved hjelp av GIS for kvartærgeologisk kartlegging. Feltområdet ble dermed delt opp i kart med en målestokk på 1: 5 000, og inneholdt informasjon i form av høydekoter og vannkilder. Noen høydepunkt og veier ble lagt til som referansepunkt. GPS-modellen Garmin eTrex 30 ble benyttet i felt for orientering, markere punkt og trekke linjer til hjelp for kartleggingen. Andre gode hjelpemidler for å identifisere avsetninger var spade og murerskje til å grave snitt og groper for å undersøke kornstørrelser og kornfordeling.

#### **2.1.1 Feltarbeid og hjelpemiddel i felt**

Feltarbeidet ble gjennomført i perioden 1. – 11. juli 2012 i tillegg til en dag i felt med veileder den 13. august 2012. Tegnsettingen og fargekodene som er brukt i kartleggingen er etter Norges Geologiske Undersøkelses (NGU) standard for kvartærgeologisk kartlegging. Arbeidet ble gjennomført ved å gå over det angitte feltområdet så langt fremkommeligheten tillot det. Underveis ble landformer og avsetninger markert på GPS og kart, og senere satt sammen til en kvartærgeologisk kartskisse for digitalisering i GIS.

#### **2.1.2 Flyfoto**

Det er benyttet flybilder, sett gjennom et stereoskop, for et bedre overblikk og forståelse av feltområdet. Ved hjelp av stereoskopets overdrevne 3D-effekt har det vært mulig å observere

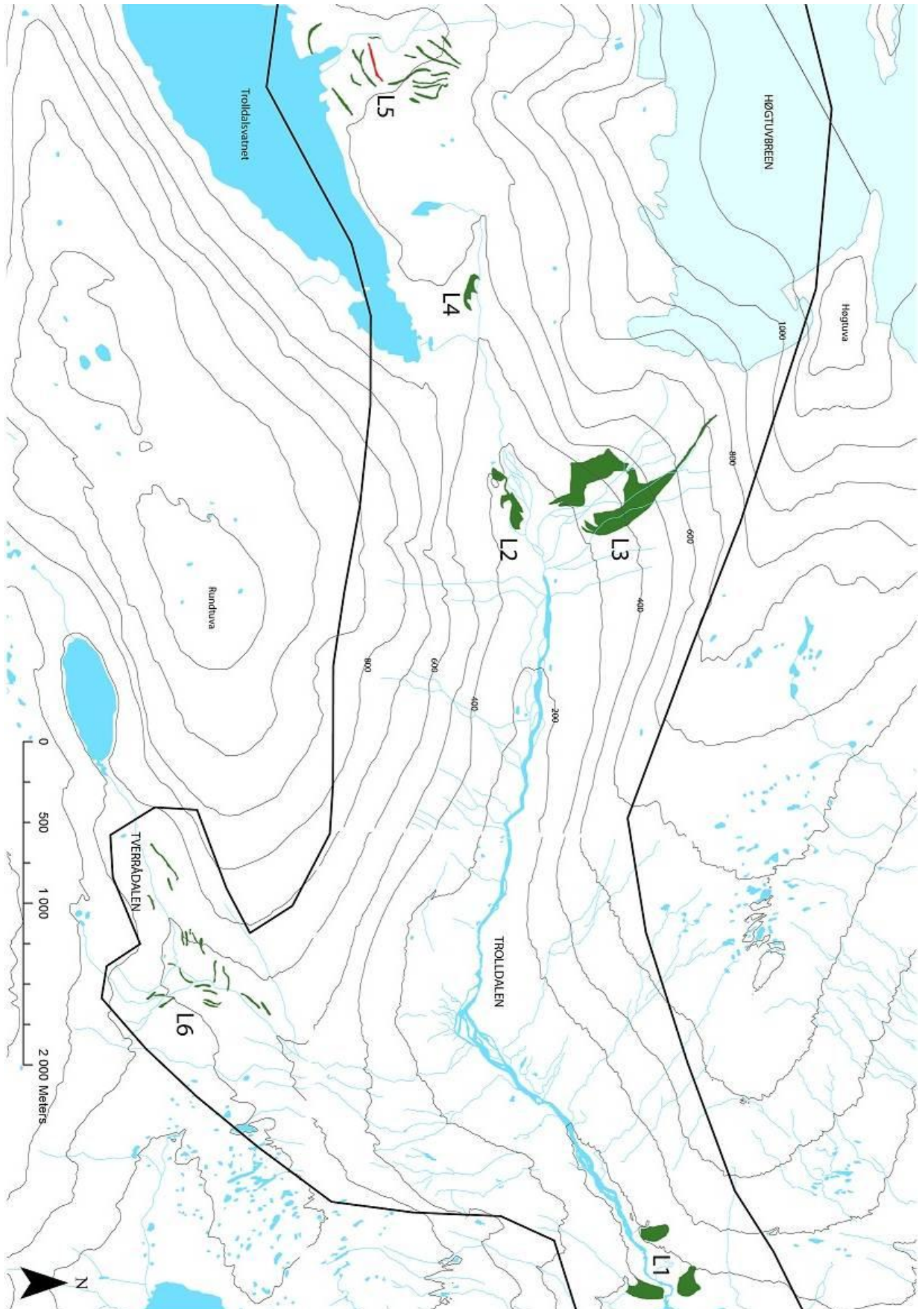
selv mindre forhøyninger i landskapet som ikke er synlig ved direkte observasjon i felt. Flybildene er tatt av Norsk Luftfoto og Fjernmåling (NLF) på oppdrag fra Statens Kartverk, Landkartdivisjon, og er tatt i perioden 22. - 23. juli og 10. - 11. september 1993 med en målestokk på 1: 40 000.

## ***2.2 Presentasjon og tolkning av lokaliteter***

### **2.2.1 Glasiale avsetningsformer**

#### **Randmorener**

Randmorener er de ryggene av morenemateriale som er skjøvet opp foran breen. Man finner disse i de aller ytterste delene av en isbre, og kan i beste fall følges rundt mesteparten av breens ablasjonsområde. Løsmaterialene er vanligvis sammensatt av materialer som er transportert både supraglasialt og englasialt sammen med glasifluviale og lakustrine sedimenter, og er formet som en kombinasjon av dumping, utsmelting og strømming av løsmaterialer (Benn og Evans, 2010). Der randmorener ikke fremstår som tydelige rygger, vil de bare kunne sees som usammenhengende rygger i en sone eller i et belte, og i noen tilfeller bare et belte av morenemateriale eller blokker. Man skiller mellom randmorener i endemorener, dannet fremst på isbrefronten, og sidemorener som er dannet langs siden av isbreen. Randmorener indikerer en kort eller lengre perioden der isen holdt sin posisjon uten videre framrykk på et bestemt tidspunkt (Nesje, 1995). Morenemateriale har generelt sett liten eller ingen sortering av materiale med stor variasjon i kornstørrelser fra små steiner til blokker, som gjerne er innpakket i finere materiale som for eksempel leire. I morener er det vanligvis heller ingen stratifisering av løsmaterialene så langt det ikke har vært i kontakt med smelte vann, og løsmaterialene vil da være mer kantrundet (Summerfield, 1991, Nesje, 1995, Benn og Evans, 2010).



**Figur 2.1:** Et oversiktskart som viser funn av morenerygger (markert i grønt) med tilhørende lokalitetsnummer referert til i teksten. Rød morenerygg ved L5 ble brukt til lavmålinger. Svart linje viser feltområdets utbredelse. Tellekurve: 100m. Kart utformet i ArcGIS og Adobe Illustrator.



### Lokalitet 1

UTM 484 678

110 moh.

Ved denne lokaliteten, som ligger nokså langt ned mot dalutløpet, observeres det en ryggform som ligger på tvers av dalen mot Trolldalselva. Fra elva går ryggen rundt 60 m mot dalsiden før den skrår raskt oppover dalsiden. Ryggen er tydeligst sett fra vest hvor den er brattest hvor også en liten elv har fulgt kanten ned mot dalbunnen (se bilde 2.1). På bildet ser man også overgangen mellom myrvegetasjon og ryggen. På toppen er den litt kupert med godt utviklet vegetasjon med flere større trær og større kantete blokker og steiner, og skrår slakt nedover mot øst.



**Bilde 2.1:** Ryggen skrår på tvers av dalbunnen mot Trolldalselva (mot høyre i bildet). Foto: Kristoffer L. Seivåg

Ryggen er tolket til å være en morenerygg som er brattest i sin proksimalside (bilde 2.1). Ryggen bryter med resten av landskapet da den strekker seg på tvers av dalen mot Trolldalselva. Det er ikke observert en liknende rygg på den andre siden av elva i den sørlige

dalsiden, men ville mulig strukket seg på tvers av hele dalen ved avsetningstidspunktet. Dette fordi man kan følge dagens morenerest et stykke opp i den nordlige dalsiden. Med tanke på sin posisjon langt ned i dalen og med såpass utviklet vegetasjon er det grunn til å tro at dette er en av de eldste breframstøtene i dalen. Sammen med veileder er det også observert en randavsetning 420 m nedstrøms for den aktuelle lokaliteten, hvor Trolldalselva gjør en dreier mot sør (UTM 487 681). Dette er en 95 m lang ås som er nokså bratt i vestlig og østlig retning. Terrenget er nokså flatt på toppen, og med et vegetasjonsdekke på lik linje med moreneyggen lengre opp i dalen ved lokalitet 1. Åsen har et toppunkt på 90,5 m, og den vestlige skrenten, proksimalsiden, går helt ned til Trolldalselva, mens distalsiden går skrått ned til et platå på omtrent 70 moh. Med bakgrunn i dette er det antatt en fortsettelse av denne randavsetningen på andre siden av Trolldalselva (se kvartærgeologisk kart, vedlegg 1A). Denne åsen vil i så fall kunne representere det eldste synlige framstøtet for Trolldalen.

### **Lokalitet 2**

UTM 438 670

280 moh.

Lokalitet 2 utgjør ryggformasjoner som ligger langs sørsiden av Trolldalselva et stykke opp i dalen i nærheten av det sørøstlige breutløpet fra Høgtuvbreen. Ryggen er ikke heltrukket og har ulike innsvingninger og krumninger. Den er for det meste dekket av tett skogkrattvegetasjon med unntak i innsvingningene hvor det er en del brun sand og jord, og på felttidspunktet lå det også snørester her. I tillegg ligger det en del større kantete og kantrundete steiner på opptil 1,5 m i diameter på oversiden og opp mot den sørvendte dalsiden. Hele formasjonen har en lengde på rundt 370 m, den er opp mot 85 bred og omtrentlig 5 m høy (Se bilde 2.2).



**Bilde 2.2:** Ryggformasjoner på sørsiden av Trolldalselva. De røde strekene viser hvor det er tenkt brekontakt ved ulike perioder. Trolldalselva renner fra høyre mot venstre i bildet. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

Med bakgrunn i ryggformasjonens sørlige plassering i dalen, og nærheten til Høgtuvbreens sørøstlige utløp, er det tenkt at denne formasjon representerer ulike brefremstøt (Se figur 2.1). Breen kommer fra høyre i bildet og ryggformasjonen er tenkt avsatt mot fjellskrenten (øverst i bildet). De røde linjene på bildet viser rette og bøyde randmorenerygger med økende alder oppover dalen, bortsett fra den rette tversgående ryggen midt i bildet som er tolket til å være den yngste av dem. Det ser ut til at nyere brefremstøt deformerer det meste av den forrige randmorenen. I tillegg bidrar både Trolldalselva og de høyereliggende skråningsprosessene oppfor randmorene til ytterligere deformasjoner, og kompliserer formasjonen. Der ryggformene gjør en avbøying er det foreslått at det viser til breutløpets vestlige maksutbredelse fordi Høgtuvbreens sørøstlige utløp kommer nedover fra nord. På grunn av at smeltevannet kan ha deformert randavsetningen, kan det tenkes at innsvingene (markert i rødt) i hovedsak skyldes smeltevannets erosjon. I så tilfelle kan det være snakk om at disse innsvingene representerer samme framstøt, og at hele randavsetningen, med den rette ryggen nærmest breutløpet, indikerer kun to breframstøt.

### Lokalitet 3

UTM 438 676

310-472 moh.

Lokalitet 3 ligger ca. 325 meter nord for lokalitet 2 opp mot det tidligere nevnte sørøstlige breutløpet til Høgtuvbreen. På rundt 310 moh. ligger det to tydelige rygger som kommer nedover fjellsiden før de svinger inn mot hver sin side av en elv som kommer fra breutløpet. Den vestlige ryggen ender rundt 100 m lenger nede. Begge ryggene kan følges opp til rundt 400 moh., og har en høyde på 15 m helt nederst som minker oppover dalsiden. Ryggene har en ganske bratt gradient ned mot elveløpet. I tillegg er det observert noen rygger som strekker seg på sørsiden av, og glir inn i, disse to tydelige større ryggene. Disse mindre ryggene ligger tilnærmet parallelt med elva som kommer ned breutløpet (se bilde 2.6). Vegetasjonen på disse ryggene består i hovedsak av tett krattskog, men på sin bratte side ned mot elva er det for det meste brunaktig sand og jord med innslag av noen mindre og større kantete steiner (se bilde 2.3).



**Bilde 2.3:** Ryggenes tette skogkrattvegetasjon øverst, og den mer vegetasjonsfattige skråningen mot elva. Den største kantete steinen øverst i bildet har en diameter på 60 cm. Foto: Kristoffer L. Seivåg

Dersom man følger disse ryggene opp til rundt 400 moh., kommer man til et punkt hvor flere mindre rygger kan observeres, og disse strekker seg videre oppover til omtrent 485 moh. på begge sider av breelven som kommer ned her. På den østlige siden av denne elva kan man følge en enslig rygg helt opp til 750 moh. Disse mindre og mer avrundete ryggene er nærmest blottet for vegetasjon, og består i hovedsak av relativt løse kantete og kantrundede steiner i alle størrelser (se bilde 2.4). Vegetasjonen lengre ned består kun av noen lyngplanter og enkelte små busker. Det å skille hver enkelt rygg og anslå høyden er vrient da de ved flere steder glir inn i hverandre, men varierer ikke mer enn 1,5-2 m i høyde.



**Bilde 2.4:** Løsmaterialene som ryggene lengst oppe i lokaliteten består av. Bildet er tatt oppover ryggene langs den vestlige siden av breelva på rundt 450 moh. Man skimter en rygg midt i bildet som brer seg nedover, og en rygg helt til høyre i bildet på vei ut av bildet. Foto: Kristoffer L. Seivåg

Både ryggene lengst nede ved lokaliteten med godt utviklet vegetasjon og størrelse, og de mindre som ligger høyere opp mot isbreen, er tolket til å være spor av tidligere breframstøt. Ryggene lengst nede er tenkt å representere et større og eldre breframstøt enn de som ligger høyere opp og nærmere breen. Dette forbi de eldste randmorenene ved denne lokaliteten kan observeres med en større mengde løsmasser og utviklet vegetasjon enn de lengre opp med mye mindre mengde løsmasser og lite vegetasjon. Helt inntil breelva ved

rundt 465 moh. kan man observere den yngste synlige randmoren bestående av mer kantete steiner med innfylling av finere materiale (se bilde 2.5).



**Bilde 2.5:** Morenerygger ved omtrent 460 moh. som strekker seg mot breelva i midten. Bildet er tatt fra den vestlige siden hvor man blant annet kan se den den yngste ryggen helt inn mot elva og den lange sidemorenen på østsiden som strekker seg helt opp på 750 moh. (se figur 2.1 over morenekartet). De ulike ryggene er uthevet med rød strek. Foto: Kristoffer L. Seivåg



**Bilde 2.6:** Den østlige siden av moreneryggene lengst nede ved lokalitet 3. Her kan man se den større ryggen som vender inn mot breelva lengst til venstre i bildet, og de mer sørgående ryggene som ender mot høyre i bildet. Ryggene er framhevet med rød strek. I forgrunnen kommer elva fra breutløpet ned fra fjellsiden og går sørøstover til den møter Trolldalselva litt lenger ned mot høyre i bildet. Foto: Kristoffer L. Seivåg



**Bilde 2.7:** Breelva sørover og nedover mot ryggene som ligger lengst nede ved lokalitet 3 som bøyer seg inn mot elva på hver side. De tenkte moreneryggene er markert med røde streker. Lengre inn i bildet, på oversiden av Trolldalselva som går fra høyre til venstre i bildet, ligger lokalitet 2, og som er antatt til å være eldre morenerygger enn de ryggene som er nærmere breutløpet ved lokalitet 3. Foto: Kristoffer L. Seivåg

### Lokalitet 4

UTM 426 667

462 moh.

Denne lokaliteten er en landform som skiller seg ut fra fjellgrunnen rundt, som i hovedsak er preget av større og mindre kantete steiner. Selv om lokaliteten delvis var dekket av snø på felttidspunktet ligger det noen tydelige ryggformede hauger bestående av finere materiale, jord og mindre steiner. Som bilde 2.8 viser, ligger ryggformasjonen på sørsiden av en liten fordypning med en elv som strekker seg i retning Trolldalen. Ryggformasjonen er noe avrundet, og er ikke mer enn 1,5 m høyere enn landskapet rundt. Hele ryggformasjonen er noe oppdelt av smeltevann, men har en samlet lengde på 190 m. Som bildet viser er den også vegetasjonsdekt med i hovedsak et tynt lag av lyng og gress.



**Bilde 2.8:** Ryggformasjonen ved lokalitet 4 mot høyre i bildet og fra en vestlig posisjon. Ryggformasjonen buker seg langs nedsenkningen, midt i bildet, mot Trolldalen i bakgrunnen. Snøen er med på å framheve formasjonen fra resten av landskapet. Foto: Kristoffer L. Seivåg



Ryggformasjonen er tolket til å være en morenerest, og en noe deformert randmorene. Ved å se på flybilder og andre oversiktsbilder kan man se en botnformasjon i fjellsiden mot Høgtuvbreen (til venstre i bilde 2.8) (se figur 2.1 og 4.3). Dermed er det ikke utenkelig at økt ismengde på Høgtuvbreen kan føre til isbevegelse nedover denne botnen og avsette denne ryggformasjonen på et tidspunkt med økt glasial aktivitet. Til tross for mindre utviklet vegetasjon er det tenkt at dette sporet av breframstøt kan sammenfalle med morenerestene enten ved lokalitet 2 eller 3. Mindre vegetasjon skyldes nok hovedsakelig høyden over havet og at tregrensen er passert. Med tanke på det ikke eksisterer flere morenerester lenger vest med opprinnelse fra dette potensielle utløpet, kan det også tenkes at denne moreneresten stammer fra et helt annet tidspunkt i nedsmeltingshistorien. Moreneresten kan også ha blitt avsatt ved et tidligere tidspunkt da Trolldalsvatnet i sørvest var fylt av breis.

### Lokalitet 5

UTM 412 663

497 moh.

Helt vest i feltområdet er det et relativt flatt område på i overkant av 0,7 km<sup>2</sup>, som strekker seg sørøstlig utover mot Trolldalsvatnet (UTM 414 654). Lengst nord på denne flaten strekker fjellsiden seg bratt opp mot Høgtuvbreen. På denne flaten renner det også en elv nedover, som meandrerer, og ender opp i Trolldalsvatnet. Ved observasjonstidspunktet var lokaliteten dekket av et tynt snølag, men dette framhevet også en del kortere og lengre rygger som både gikk på tvers av flaten i en øst-vest-gående retning, og noen langs elveretningen i den østlige siden av lokaliteten. Disse ryggene består i hovedsak av alt fra fin sand til større kantete og kantrundete steiner og blokker på over 1,0 m. Bilde 2.9 viser et snitt av en slik rygg hvor løsmassene er usorterte med en del kantrundede steiner på rundt 2-3 cm i diameter, med innfylling av en del finkornet sand og mindre kantrundede steiner. Høyden på ryggene har en høyde opp mot 2 m, og ryggene på selve flaten øker i høyde med avstanden fra breutløpet. Ved enkelte plasser ser det ut til at smeltevannet fra breen har delt opp og flatet ut ryggene, men den sammenhengende lengden på ryggene øker også med avstanden fra breen. Vegetasjonen endrer seg på ryggene med økt avstand mot Trolldalsvatnet, hvor de som er lengst unna breutløpet har en noe mer utviklet gress- og mosevegetasjon flekkvis over hele ryggen (se bilde 2.10), mens ryggene nærmest breutløpet består av større og mindre steiner.



**Bilde 2.9:** Et snitt av en rygg i den østlige siden av lokalitet 5. Her ser man at det er en god del innfylling av finere sandkorn med større kantrundete steiner i mellom uten noen form for sortering. Foto: Kristoffer L. Seivåg

Hele dette flate området er tolket til å bestå av en stor elveslette som dekker dalbunnen her, og helt ned mot Trolldalsvatnet. Basert på ryggenes usorterte materiale (se bilde 2.9) er det tenkt at dette er randmorener avsatt av breutløp fra nord mot Trolldalsvatnet, og fordeler seg utover elveslette og oppover sidene av sletten. De antatte moreneryggene på elvesletten har en passende avbøyning til å være randmorener fra dette utløpet, og har økende avsetningsalder mot Trolldalsvatnet. De mest utviklede moreneryggene ligger lengst fra breen, og har en nokså bratt proksimalside mot breen. Ryggene opp i den østlige siden av morenesletten er tenkt å være sidemorener, og sammenfattes med randmorene nede på sletten. Elva som krysser sletten ser ut til å ha flatet ut dette området ved høyere smeltevannsføring. Dette ser også ut til å ha flatet ut en del av moreneryggene som ligger nærmest breutløpet, og ved enkelte morenerygger ser smeltevannet ut til å ha krysset og delt opp disse. Siden store deler av lokalitet 5 er en elveslette vil mye av løsmassene både i og rundt moreneryggene kunne være elvemateriale som isbreen både har skjøvet på og avsatt. De mest kantede løsmaterialene befinner seg mot toppen av sidemorenene, samt i form av større steinblokker ute på morenesletten. I feltarbeidsperioden var denne elva for stor til å krysse slik at det i

hovedsak er de tydeligste moreneryggene på østsiden av lokaliteten som er kartlagt (se figur 2.1). Den tydeligste morenen på vestsiden mot Trolldalsvatnet er kartlagt ved hjelp av satellittbilder. Det er i tillegg observert smeltevannsløp som kommer fra øst og krysser sidemorenene i den østlige delen av lokaliteten, og ender opp på morenesletten. Dette styrker antagelsene om breutløpet nevnt ved lokalitet 4, og smeltevannet fra denne brefronten kan ha drenert inn i lokalitet 5 (se figur 2.1 og kvartærgeologisk kart, vedlegg 1D).

Et stykke lengre ned på elvesletten, ca. 344 m fra Trolldalsvatnet, finner man den tydeligste morenen (UTM 412 661) hvor måling av størrelsen på lavet viser til en omtrentlig avsetningsalder ved ca. år 1870 e. kr. Ved dette punktet ligger moreneryggene tett, og glir flere steder inn i hverandre som bilde 2.10 viser. Bilde 2.11 er tatt fra østsiden av lokalitet 5, og viser en oversikt over morenesletten tatt mot Trolldalsvatnet. Bilde 2.12 er også tatt mot Trolldalsvatnet, men nede fra sletten i en mer sørlig retning.



**Bilde 2.10:** Den største opphopningen av morenerygger, mot den sørlige delen ved lokalitet 5, ser moreneryggene ut til å gli inn i hverandre. Bildet gir også et inntrykk av løsmassene på moreneryggene har samt type vegetasjon, lengst fra breutløpet. Foto: Kristoffer L. Seivåg.



**Bilde 2.11:** Lokalitet 5 sett fra den østlige siden hvor man finner flere sidemorener som den man ser i forgrunnen på dette bilde. Til høyre i bildet brer elvesletten seg med flere randmorener ned mot Trolldalsvatnet. Lengst ned mot vatnet kan man skimte større og lengre morenerygger enn nærmere breutløpet (mot høyre i bildet). Til høyre i bildet kan man også se den brede elven som bukker seg nedover og ender opp i Trolldalsvatnet. Foto: Kristoffer L. Seivåg.



**Bilde 2.12:** Lokalitet 5 nede på selve elvesletten mot sør og Trolldalsvatnet med breutløpet i ryggen. Man ser at sletten er nokså flatet ut, og hvordan morenerygger og rester av morener stikker opp av snøen. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

### Lokalitet 6

UTM 469 651

460 moh.

Denne lokaliteten befinner seg i sidedalen, Tverrådalen, på sørsiden av Trolldalen hvor elver fra sørøst og elven fra Rundtuvatnet (UTM 451 644) går sammen til den større elva Tverråga. Lokaliteten innehar flere rygger som for det meste ligger delvis parallelt med elva, og brer seg innover elvesystemet i sørøst og mot Rundtuvatnet. Ryggene varierer noe i lengde fra bare små hauger og opptil ca. 160 m. Moreneryggene strekker seg ikke høyere enn maks tre meter, og er noe avrundet på toppen. De høyeste ryggene har bratte sider ned mot elva. Foruten et tynt vegetasjonsdekke av mose og gress, ser ryggene ut til å bestå av en

usortert blanding av sand og små steiner og større blokker på over 1 m i diameter (se bilde 2.13). Materialet virker å være ganske kantet, og noen steder mer kantrundet.



**Bilde 2.13:** En elv fra sørøst møter elva fra Rundtuvatnet. Elva Tverråga renner med økt styrke fra dette punktet ned mot Trolldalen mot høyre i bildet. Midt i bildet ser det ut til at smeltevannet har brutt seg igjennom en tversgående morenerygg. Røde linjer viser tolkede randavsetninger. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

Til tross for at det ikke er noen aktiv isbre i nærheten er disse ryggene tolket til å være spor av breframstøt i form av randmorener. Med bakgrunn i ryggens orientering både på tvers av og lateralt med dalen, og den kraftige u-formen på Tverrådalen, er det ikke utenkelig at ismasser kan ha formet disse ryggene ned mot Trolldalen. Det ser også ut til at moreneryggene har blitt deformert av smeltevannet ved enkelte steder hvor vannet har fulgt, og noen steder, rent over ryggene. Lengre opp i dalen er flere morenerygger flatet ut, og ved ett punkt har elva brutt seg igjennom en morenerygg (se bilde 2.13). Det er kun de tydeligste ryggformene som er kartlagt. Mistanken om at det har eksistert breis ved Rundtuva (UTM 444 651), fjelltoppen mellom Tverrådalen og Trolldalen, er også styrket da det er observert antatte morenerygger i fjellsiden ved den nordlige delen av Rundttuva (UTM 449 658) (bilde 2.15). Dette er rygger bestående av grove løsmasser i form av større steiner som stikker opp av snøen, og skiller seg ut fra den ellers nakne fjellsiden. Det kan ikke utelukkes at disse ryggformasjonene er

pronivale rygger. Denne landformen blir dannet i fjellsider i front av snøfonner ved at forvittringsmateriale og steinsprang som løsner fra fjellet, sklir over snøen og blir akkumulert i front (Shakesby, 1997).

Moreneryggene ved lokalitet 6 i Tverrådalen likner mye på de som ble funnet ved lokalitet 4, både i form og vegetasjonsdekke. Med tanke på at moreneryggene ved lokalitet 6 og 4 ligger på omtrent samme høyde over havet, er det ikke utenkelig at disse ryggene kan ha blitt avsatt i samme periode.



**Bilde 2.14:** Den østlige dalsiden av Tverrådalen og viser sidemorenene (uthevet med røde streker) mot den sørlige siden av elva Tverråga. I forgrunnen vises vegetasjonen på disse ryggene, og et flatere lavereliggende felt med steiner hvor smeltevannet kan ha skylt over og vasket ut en randmorene. Smeltevannet, og dagens elv, renner i retning Trollaldalen mot venstre i bildet. Foto: Kristoffer L. Seivåg.



**Bilde 2.15:** Antatte morenerygger (hvor de røde pilene peker) i den nordlige fjellsiden av Rundtuva mot Trolldalen. I denne botnen kan det ha ligget en isrest som en gang har hengt sammen med en større bre som kan ha formet moreneryggene i Tverrådalen sør for Rundtuva. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

### Bunnmorener

Mesteparten av løsmassene blir transportert under breen og skyldes breens abrasjon og plukking på fjellgrunnen. Når disse løsmassene blir avsatt formes en bunnmorene med opphav i bresålens knusing av materialer mot underlaget når isbreen er i bevegelse, og hvor også kornstørrelsen varierer gjennom materialet. Bunnmorener deles inn i tre ulike typer basert på detaljerte målinger av morenematerialets form og tekstur, hvor man eksempelvis ser på orienteringen til steinmaterialets lengdeakse, og utfører steintellinger og analyse av innholdet av finstoff. Disse tre typene er påklstringsmorene, basal utsmeltingsmorene, og deformasjonsmorene (Nesje, 1995). I oppgavens kartlegging av Trolldalen er det forsøkt å skille mellom tynt usammenhengende og tykt sammenhengende morenedekke. Tykt morenedekke er definert som et tilnærmet sammenhengende dekke av morenemateriale, mens



ved tynt dekke ligger morenemateriale mer sporadisk og usammenhengende ut over landskapet.

Et tykt dekke av morenemateriale kan observeres flere steder i Trolldalens dalbunn, hvor de største forekomstene befinner seg ved Høgtuvbreens sørøstlige utløp ned mot Trolldalselva (UTM 443 674), og ved den sørlige dalbunnen vest for Tverrådalens utløp (UTM 467 666). I disse områdene er materialet veldig usortert, og er en blanding av fin sand og jord til ansamlinger av større kantete blokker og kantrundete steiner. I bildene fra de nedre områdene fra lokalitet 2 og 3 er det et tykt dekke av morenemateriale, og der elver har skjært seg ned i løsmassene får man et bilde på tykkelsen. I tillegg har disse områdene en godt utviklet vegetasjon med tett krattskog ved lokalitet 2 og 3, og skogvekst lenger ned i dalen.

Områder med et tynt morenedekke finnes i overgangen mellom tykt dekke og blottet berggrunn oppover fjellsiden. I tillegg er det tynt morenedekke blant annet i området rundt Bjørnhaugen (UTM 465 669) fra elvebredden og opp mot den nordlige fjellsiden i Trolldalen. I disse områdene ligger løsmassene som et relativt tynt dekke over berggrunnen, som ved enkelte steder ligger blottet. Vegetasjonen er her også mer sporadisk og følger områder med mer morenemateriale. På bilde 2.16 kan man se overgangen fra berggrunn, via tynt morenedekke til tykt mot elva, og mot tynnere dekke igjen opp mot Tverrådalen.



**Bilde 2.16:** Den sørlige fjellsiden hvor utløpet til Tverrådalen og Tverråga kommer ned mot Trolldalen. Her kan man se overgangen mellom tykt morenedekke og tynnere, og videre til bart fjell på hver sin side av Trolldalselva. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

### Flyttblokker

Flyttblokker er blokker av ulik størrelse som breisen har ført med seg fra opprinnelsesstedet og avsatt når isen har smeltet. Dette kan være materiale som har rast ned på breen fra en fjellside eller blitt plukket løs fra berggrunnen. Man kan få en pekepinn på hvor blokken kommer fra, og hvor langt den har blitt fraktet ved å undersøke blokkens sammensetning av bergarter mot liknende berggrunn i regionen. I tillegg kan flyttblokker si noe om hvilken retning isen har beveget seg i (Gjessing, 1978).

Opp mot de høyere partiene øst for Rundtuva (UTM 461 655, 682 moh.) er det observert flere kantete blokker på de flate partiene med bart fjell, og disse kan tolkes til å ha blitt plassert der av breisen. Tilsvarende mellom lokalitet 4 og 5 ligger et 1,28 km langt område (på ca. 520 moh.) med avrundet bart fjell i en øst-vestlig retning (UTM 419 666) hvor det ligger mange større og mindre kantete blokker og steiner (Se bilde 2.17 og kvartærgeologisk kart). Disse blokkene er tenkt fraktet og avsatt da isen en gang smeltet vekk

fra dette området. Berggrunnen her bærer også preg av isens skuring i form av enkelte skuringsstriper og sigdbrudd i øst-vestlig retning.



**Bilde 2.17:** Mellom lokalitet 4 og 5 er flere steiner avsatt etter isens smelting på en noe avrundet bergoverflate. Se kvartærgeologisk kart for områdets utbredelse. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

### 2.2.2 Glasifluviale avsetninger

Sediment som er transportert av smeltevann kan bli avsatt enten i kontakt med isbreen eller forbi isfronten proglasialt. De generelle mekanismene for avsetning fra smeltevannet er omtrent de samme som for vanlige fluviale system, men glasifluviale avsetninger kan forekomme under høyt hydrostatisk trykk hvis smeltevannet fyller englasiale eller subglasiale tunneler (Summerfield, 1991). En viktig forskjell i avsetningsmiljøet er at tunneler i isen ikke kan migrere like fritt som fluviale kanaler. De raske daglige forandringene i smeltevannsføringen kan gi like raske vertikale endringer i sedimentene som er avsatt, og disse sedimentene kan variere fra store steinblokker til sand. Det som i hovedsak skiller glasifluviale sedimenter fra glasiiale avsetninger er fraværet av fine partikler som følge av sortering og stratifisering. Selv om det er noe vanskeligere å skille mellom

smeltevannsavsetning og vanlige fluviale avsetninger, er likevel førstnevnte transportert kortere, noe som gir mindre avrunding av materialene (Summerfield, 1991).

Med tanke på at Trolldalselva følger dalbunnen er det ikke utenkelig at den kan ha fraktet en betydelig mengde glasifluvialt materiale, og elva hadde såpass stor vannføring i feltperioden at den tidvis var vanskelig å krysse. Trolldalen har en del utflatede parti i terrasser nedover mot elva, og da spesielt lengst ned i dalen ved utløpet og langs elvebredden. Dette gjør det noe vanskelig å skille mellom glasifluviale avsetninger og flater som er en ren utvasking av morenematerialet. Vanskeligheten med å skille mellom utvasket bunnmorene og glasifluvial avsetning skyldes også at løsmassene for begge vil forekomme som kantede og bare svakt avrundet. Til gjengjeld har flate områder med utvasket morenemateriale kantete blokker på flere meter i diameter som mest sannsynlig ikke vil kunne bli avsatt av en breelv. Likevel er det foreslått noen flate partier med glasifluvial avsetning ved utløpet av Trolldalen (UTM 489 677, 491 682, og 493 679) (se kvartærgeologisk kart, vedlegg 1A). Dette er større flater hvor det ikke er observert store kantede steinblokker. I tillegg skiller de seg ut fra de flate fluviale avsetningene som ligger på lavere høydemetre ned mot Litlvatnets vannivå, og som består av mer avrundet og sortert materiale.

Ved lokalitet 5 er det også antatt et større felt med glasifluviale avsetninger. Bortsett fra moreneryggene, som i stor grad kan bestå mye av oppsamlet glasifluvialformede løsmasser, er det tenkt at store deler av det flateste partiet rundt breelva ved lokalitet 5 er fluvialt avsatt. Det er tenkt at større smeltevannsføring kan ha formet dette elvedeltaet ned mot Trolldalsvatnet, og materialet helt nede ved vatnet er nokså finkornet. Det ble observert at elva meandrerer noe, og hadde stor utbredelse ved enkelte områder.

### 2.2.3 Fluviale avsetningsformer

#### **Fluvialt materiale**

Materialet som blir transportert med elven er avhengig av elvens hastighet fordi større vannføring kan dra med seg større steiner. Sand kan bli ført langs bunnen ved lavere vannføring, mens finkornet materiale kan bli transportert lengre. På grunn av ulik sedimenttransport som følge av elvas kompetanse og kapasitet, vil ulike hastigheter føre til at

materialene blir sortert etter kornstørrelse, og som følge av transporten blir steinene avslipt og avrundet i formen (Gjessing, 1978).

Flere flater og elvebanker med fluvialt materiale kan man finne ved Trolldalens utløp, mot og rundt Litlvatnet, og ved Bukta (UTM 494 681) (Se kvartægeologisk kart, vedlegg 1A). Disse løsmassene, som ligger under 50 moh., skiller seg fra utvasket morenemateriale og glasifluviale avsetninger, og består av godt sorterte og avrundete steiner. Der det er vegetasjon er løsmassene finere, og består for det meste av sandkorn og runde steiner på opptil 0,7 cm i diameter. Ved høy smeltevannsføring vil noen av disse feltene kunne bli delvis oversvømt. I denne delen av feltområdet er noen av disse fluviale deltaområdene benyttet til dyrket mark.

Det ble funnet liknende fluvialt materialet nederst i dalbunnen der elva fra Tverrådalen møter Trolldalselva (UTM 472 668). Dette er et ganske flatt område hvor Trolldalselva blir bredere, og hvor det er dannet en del elvebanker med godt utviklet vegetasjon (se bilde 2.18). De fluviale løsmassene kan følges et stykke oppover elven Tverråga, så det er grunn til å tro at mye av materialet har blitt fraktet med denne elva. Dette kan bety at tidligere smeltevannsføring har vært mye større enn den er i dag, noe som støttes av Tverrågas store erosjonskraft i form av bratte gjel lenger opp mot Tverrådalen.



**Bilde 2.18:** Et åpent område av dalen der Tverråga, som kommer fra Tverrådalen, møter Trolldalselva hvor det er et felt med fluvialt materialet. Bildet er tatt på nordsiden av Trolldalselva. På bildet sees overgangen mellom morenemateriale (til høyre) og fluviale løsmasser (til venstre) på hver side av en liten bekk. Grensen mellom de ulike løsmassene virker dermed å være ganske markant, og det er observert ulikheter i vegetasjonen der fluvialt materiale er preget av mer løvskog enn på andre siden av bekken. Det innfelte bildet viser fluvialt materiale fra dette området, hvor kornfordelingen er ganske sortert med stort sett avrundede steiner på opptil 0,5 cm i diameter. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

### 2.2.4 Fluviale erosjonsformer

#### Tilpasningsgjel

Et tilpasningsgjel forekommer der ellevannet har erodert seg innover berggrunnen ved en såkalt tilbakeskridende erosjon, og fyller gjerne hele bredden til elvebunnen (Sulebak, 2007). Slike gjel har som regel bratte sider hvor løsrevet stein faller til bunns, og tilpasningsgjel er mest vanlig i områder hvor berget er tett oppsprukket (Gjessing, 1978).

Som nevnt over finner man blant annet et slikt elvegjel et stykke opp i Tverråga mot Tverrådalen (UTM 474 662). Ved dette punktet renner Tverråga i en nordøstlig retning og

danner et gjel med ca. 15 m bergvegger på hver side. Lengre ned opphører erosjonen, og elva renner så nordvest hvor den tilslutt møter Trolldalselva. Det er observert flere fall i Trolldalselva nedover mot dalutløpet hvor elva har erodert seg noe ned i berggrunnen. Det tydeligste elvegjelet i Trolldalselva finnes nær dalutløpet der elva gjør krappere svinger (UTM 487 678). Ved dette punktet gjør elva en nesten 90° vending fra sørøst til nordøst, og har erodert en omtrent 15 m høy bratt bergskrent i yttersvingen, hvor erosjonskraften har vært størst. I innersvingen er erosjonen mindre, og bergveggen er ikke like bratt; høydeforskjellen er aldri større enn fem meter.

### **2.2.5 Marine avsetninger**

Marine avsetninger i form av marin leire ble avsatt i perioden med isavsmelting i flere av Norges fjordarmer, og består av finkornete sedimenter av fin silt og leire (Thoresen, 1991). Siden avsetningstidspunktet har sedimentene blitt hevet opp i landskapet som følge av landhevingen etter innlandsisens avsmelting (Sulebak, 2007). Siden marin leire blir avsatt under havoverflaten kan marine avsetninger indikere at den marine grensen på et tidspunkt har stått enda høyere i området.

Marin avsetning ble observert øst for den nedre randavsetningen ved lokalitet 1 (UTM 488 685) opp til 85 moh., noe som indikerer en mulig grense for marin avsetning (se kvartærgeologisk kart, vedlegg 1A). I følge NVE (2002) ligger marin grense på 95 moh. for det lokale fjordområdet. Som bilde 2.19 viser, skiller disse avsetningene seg ut med gråfargede finkornete sedimenter av silt og leire.



**Bilde 2.19:** Et tverrsnitt av marin avsetning som består av fin silt og leirsedimenter. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

### 2.2.6 Skråningsprosesser

Ulike skråningsprosesser blir bestemt av egenskapene til berget eller det løsmaterialet som utgjør overflaten til skråningen, men også av orienteringen, helningsvinkelen og vegetasjonsdekket. En skråning blir ansett som et dynamisk og åpent system der jord og stein jevnlig beveger seg mot et eventuelt elveløp. Dette skyldes i stor grad gravitasjonskraften som driver materialene nedover, og bratte skråninger vil altså være mer påvirket enn slakere skråninger. Dermed kan masseforflytningen skje ganske spontant og med stor fart som ved skred, men kan også foregå nærmest umerkelig i andre sammenhenger, hvor menneskelige konstruksjoner sakte velter eller trær får en bue nederst på stammen som følge av jordsig (Sulebak, 2007). Man skiller mellom fjellskråninger og løsmaterialeskråninger. En fjellskråning har gjerne en synlig fjelloverflate med fritt fall, eller der løsmaterialet dekker fjelloverflaten, mens prosessene i en løsmasseskråning virker direkte på selve løsmasseoverflaten (Gjessing, 1978).

Daler med bratte dalsider er assosiert med fjellskråninger der helninger ligger mellom 35°-50°. Slike skråninger kan være dominert av steinskred som former bratte rasvifter, også



kalt kolluviale vifter. Vifteskråningen avhenger av størrelsen på skredet og prosessene som viften er dominert av, og vannstrømmer og snøskred vil kunne gi en slakere rasvifte. Materiale fra steinsprang består gjerne av blokker av stein som i utgangspunktet er kantede, og som kan knuses opp i mindre fraksjoner på vei nedover. Talusvifter dannet som følge av steinsprang har en sortering hvor de største blokkene med mest fart havner nederst. Ved midlertidige utvaskingsprosesser kan rasmaterialet inneholde en sekundær innfylling av sand, gjørme og jordmateriale rik på plantematerialer (Blikra og Nemec, 1998).

Fjellsidene i den vestlige delen av Trolldalen der Tverråga møter Trolldalselva og Høgtuvbreens sørlige utløp ved lokalitet 2, er i stor grad preget av skråningsprosesser. Spesielt i den sørlige fjellsiden er det flere store skredvifter som strekker seg helt ned til Trolldalselva. I tillegg er denne fjellsiden blottet for vegetasjon, med en glatt avskalling av berggrunnen i form av hypogen eksfoliasjon (forvitring av en fjellvegg i form av trykkavlastende avskalling i store flak (Sulebak, 2007)), og gir sammen med en del smeltevann grunnlag for ras (se fjellsiden i bakgrunnen til høyre i bilde 2.16). To større skredvifter (UTM 462 668 og 453 670) strekker seg helt ned til Trolldalselva, men virker i dag å være mindre aktiv da de har et godt utviklet dekke av skogsvegetasjon (se bilde 2.19). I likhet med den fluviale avsetningen har skredviften en tett vegetasjon av løvskog, og skiller seg noe ut fra landskapet rundt. Mye av skredmaterialet i denne delen av Trolldalen kan ha blitt deformert og skjult spor av brehendelser og morenerygger. I dalsiden sør for lokalitet 2 ser man mer aktive skredprosesser hvor skredmateriale ligger blottet uten utviklet vegetasjon (se bilde 2.2).



**Bilde 2.20:** På en delvis vegetasjonsdekt skredvifte hvor vegetasjonen også har kommet til med tett løvskog og store kantete blokker på opptil flere meter i diameter. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

I samme fjellside kunne det ved feltperioden i april 2012 observeres flere snøskredprosesser nedover det glatte berget. Samme sommer, under kartleggingsperioden, ble det observert noe som kunne se ut til å være skredgroper eller såkalte «plunge pools» beskrevet blant annet i Smith et al. (1994) (UTM 461 668 og 466 664) (se bilde 2.20), som viser at snøskred kan ha rast ned mot dalbunnen med en relativt stor kraft. Disse gropene observeres som runde og er fylt med vann der spesielt den på bilde 2.20 har en avrundet innskjæring i berget mot fjellsiden, samt løsmasser i en voll i kanten av gropen som vender bort fra dalsiden. Med tanke på innskjæringen i fjellgrunnen kan det tenkes at gropen først og fremst er rester av en jettegryte, men hvor det i dag er aktive snøskred som treffer gropen og kaster opp løse steiner som har formet denne vollen i front med en høyde på ca. 2,5 m. Jettegryter er sirkulære erosjonsformer dannet i elveløp der roterende vann med løsmasser har erodert på berggrunnen (Gjessing, 1978). Berggrunnen ligger bar i en stripe fra denne skredgropen og oppover fjellsiden. Rett øst for denne gropen befinner det seg ytterligere to striper med bart fjell (UTM 461 667) hvor det ellers er vegetasjon. Disse kan følges helt ned til Trolldalselva, noe som kan tyde på aktive skredprosesser.



**Bilde 2.21:** En mulig skredgrop hvor snøskred kan ha kommet rasende ned fjellsiden fra høyre i bildet og kastet opp løsmasser og dannet vollen til venstre i gropen. Mot fjellsiden (til høyre i bildet) er det en avrundet erosjon som kan være spor av en tidligere jettegryte. Vannet i bunnen kan skyldes smeltede snømasser fra snøskred. På sommerstid renner ei elv nedover fjellsiden og ned i gropen. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

### 2.3 Lichenometri

I lichenometri benytter man størrelsen til kartlav (*Rizocarpon geographicum*), for å estimere en omtrentlig alder på avsatt materiale. Med sin jevne vekst kan man måle diameteren på det største (eldste) lavet på en morene, som vil kunne gi en minimumsalder for når isbreen sist forlot morenen (Karlèn, 1976, Bradley, 1999). Dette er en metode som er mye benyttet i Norge hvor blant annet Matthews (1975) gjorde studier i Jotunheimen for å teste metoden og dens muligheter og begrensninger. Videre har man tatt i bruk metoden for å studere brevariasjoner i hen-holosen (f. eks. Erikstad og Sollid, 1986, Innes, 1986, Bickerton og Matthews, 1992, Bickerton og Matthews, 1993, McCarroll, 1994, Matthews et al., 2005, Bakke et al., 2005a), men også skredfrekvenser (f. eks. McCarroll et al., 2001). Bickerton og Matthews (1992) viste at metoden var nyttig for datering av morenerygger under lille istid med en presisjon på opptil fem år. I Nordland har blant annet Winkler (2003) forsøkt å

konstruere lichenometriske vekstkurver basert på målinger av lavstørrelse på ulike gravsteiner for å beregne maksimumsutbredelsen av isbreer ved Svartisen og Okstindan under lille istid. Dateringen kan enten være relativ eller absolutt. Relative dateringer viser til at en avsetning kan variere i alder fra en annen, mens det ved en absolutt datering er mulig å kvantifisere aldersforskjellen for å kunne gi en presis alder for eksponering av løsmasser (Innes, 1985). Lichenometri er en metode som kan brukes opptil flere tusen år tilbake i tid, men er mest effektiv og presis i de fleste situasjoner innenfor de siste 500 år (Innes, 1985, Erikstad og Sollid, 1986). Bickerton og Matthews (1992) kunne slå fast at feilprosenten lå mellom 10 % og 15 %.

Det finnes to typer måleteknikker for beregning av vekstkurven til lav; direkte og indirekte måling (Innes, 1985). Metodene har blitt vurdert opp gjennom tiden, og det diskuteres hvorvidt direkte målinger er de eneste som vil kunne gi rett estimat for vekstkurven. Dette fordi man ved denne teknikken måler lavstørrelse fra år til år for å se hvor mye den har vokst. Direkte vekstrate vil dermed kun gjelde for selve måleperioden, og man må anta at det samme miljøet for lavet er tilfelle for andre perioder både i fortid og fremtid. Dette vil ikke kunne være mulig da man gjerne undersøker vekstraten til lav for å undersøke klimatiske endringer og brefremstøt flere hundre år tilbake i tid. Siden man aldri kan garantere seg mot endringer i miljøvariabler som påvirker veksten samt at metoden er tidkrevende, kan indirekte målinger være en mer fornuftig metode (Innes, 1985).

Ved de fleste tilfeller er man nødt til å benytte indirekte målinger. Dette involverer måling av diameteren på lav på en overflate med kjent alder, som enten kan være en naturlig forekomst eller antropogent. Denne vekstkurven kan dermed bli brukt på for eksempel morener i nærheten hvor man ikke kjenner alderen. Det er viktig å huske på at vekstkurven ikke representerer den maksimalt potensielle veksten til lavet ved lokaliteten, men viser vekstraten opptil måletidspunktet (Innes, 1985).

Det største lavet på en overflate vil kunne gi én bestemt alder, mens målingen av flere av de største lavene kunne gi alder basert på den gjennomsnittlige størrelse på stedet. Det er viktig å være klar over at målingen av flere av de største diameterne til lav kan gi en yngre alder enn forventet (Matthews, 1975). Som Matthews (1975) viste, og som ble anbefalt av Innes (1985), er det målingen av gjennomsnittet av de fem største lavene som gir best resultat. Ifølge Karlèn (1979) vil en mindre spredning av størrelsene mellom de fem største lavene gi et mer troverdig aldersestimat enn der lavene har større variasjon seg i mellom.

### 2.3.1 Lichenometri – gjennomføring

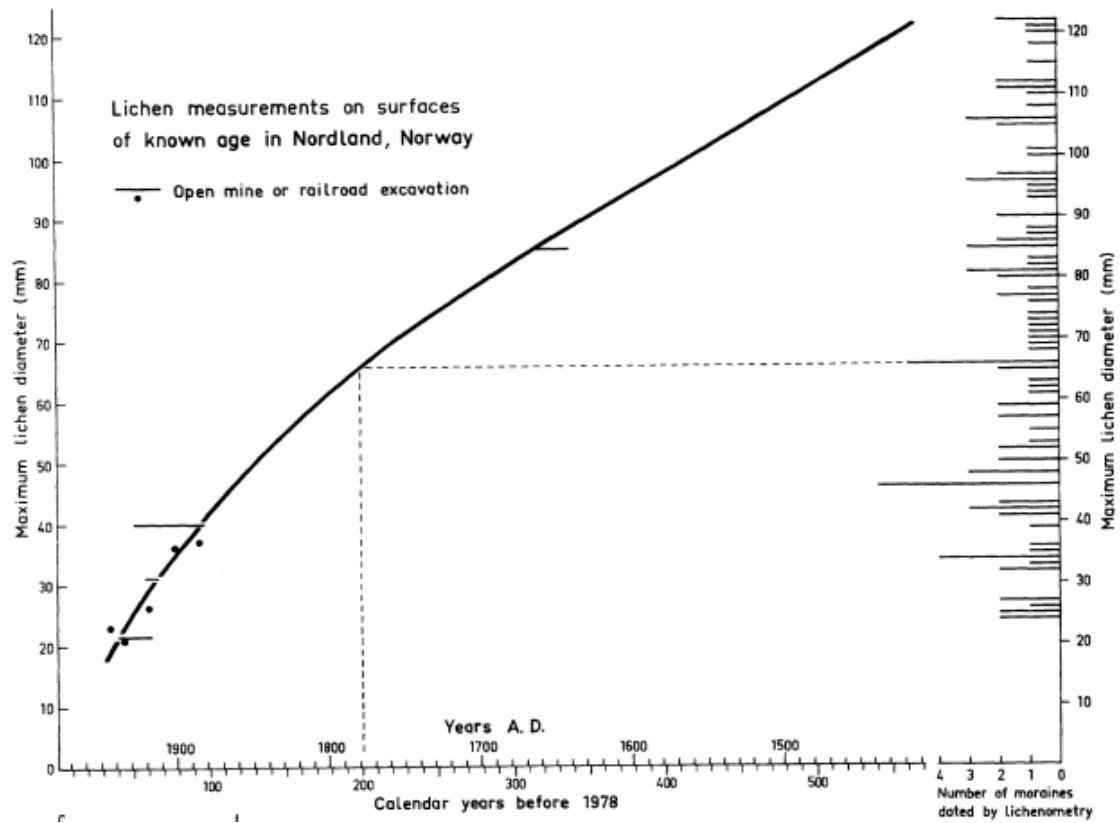
Lichenometrisk måling ble gjennomført i feltperioden i juli 2012 ved lokalitet 5 hvor det er flere endemorener. Det var problemer med å finne gode nok lokaliteter for måling av lav fordi de eldste moreneryggene gjerne hadde for store lav som hadde vokst inn i hverandre, mens yngre morenerygger hadde for få lav. Andre lokaliteter var uaktuelle da det var lite endemorener å oppspore, eller så var moreneryggene dekt av vegetasjon. Det endte med målinger av den endemorenen som var mest heltrukket midt i morenelandskapet ved lokalitet 5. Her var det tilstrekkelig med den gulgrønne lavtypen *Rhizocarpon geographicum*. De utvalgte lavene ble målt nær toppen av randmorenes proksimalside for å unngå «snow kill», da økt snødekke kan hemme veksten av lavet (Innes, 1985). I tillegg vil veksten av lavet kunne være påvirket av en rekke faktorer som litologi, væsketilførsel, temperatur, lysforhold, meter over havet, substratstabilitet, vind, snø, annen vegetasjon, populasjonsdynamikk og økologi (Innes, 1985). En annen faktor som Erikstad og Sollid (1986) peker på er det subjektive aspektet ved datainnsamlingen, siden den er basert på forskerens utvalgte lokalitet.



**Bilde 2.22:** Lav (*Rhizocarpon geographicum*) på en morenerygg fra lokalitet 5. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

Ved å ta utgangspunkt i de fem største lavene ved den utvalgte morenen i lokalitet 5, er gjennomsnittlig diameter 43,8 mm (figur 2.1 og vedlegg 2). Det finnes ingen lokal vekstkurve å sammenlikne med, men ved å ta utgangspunkt i Karløns (1979) vekstkurve basert på måling av lav på overflate med kjent alder fra Svartisen-området (se figur 2.2), vil 43,8 mm gi et estimat at morenen ble blottlagt rundt år AD 1870. Vekstkurven i figur 2.2 er basert på det største enkeltstående lavet fra hver enkelt lokalitet. I tilfellet mitt fra lokalitet 5 vil dette være på 52 mm, og gi et estimat på blottlegging av proksimalsiden rundt år AD 1840. I tiden etter Karløns undersøkelser, er det knyttet skepsis til hans dateringer basert på målinger av lav. Winkler (2003) gjorde nye estimat fra de samme stedene, og baserte sine beregninger på vekstkurver fra Sør-Norge. I tillegg til å indikere en liten forskjell i tidspunkt for lille istid mellom nord og sør i Norge, viste Winklers resultater også at Karløns dateringer kunne være overestimert. Winkler (2003) indikerer i sin studie at lille istid forekom på midten av 1700-tallet, og ikke 200 år tidligere som før antatt.

Om man tar utgangspunkt i Karløns (1979) studie vil begge disse estimatene foreslå at maksutbredelsen under lille istid forekom lengre sør, og minimum ved den sørligste randmoren synlig i dag ved lokalitet 5. Dette vil være en omtrentlig beregning da en viktig vekstfaktor for lokalitet 5 kan være at området ligger på andre høydemetre og ha andre vekstvilkår enn hvor Karløns (1979) gjorde sine undersøkelser. Blant annet kan lavere temperaturer ved høyereliggende lokaliteter kunne hemme veksten i forhold til lav som vokser lavere i terrenget (Innes, 1985).



**Figur 2.2:** Vekstkurve basert på måling av lav på overflater med kjent alder fra Svartisen-området. (Karlén 1979).

### 2.4 Oppsummering

- Det ble foretatt en kvartærgeologisk kartlegging av løsmasser og landformer i feltområdet (se kvartærgeologisk kart).
- Det ble funnet to eldre tegn på breframstøt i form av noe deformerte, store randavsetninger mot nedre del av Trolldalen ved lokalitet 1.
- En opphopning av yngre morenerygger ble funnet oppe i dalen mot dagens breutløp ved lokalitet 2, 3 og 5.
- Ved lokalitet 5 ble den mest markerte endemorenen (figur 2.1), som ligger langt ned mot Trolldalsvatnet, aldersbestemt ved hjelp av lichenometri til å være avsatt omtrent rundt år AD 1870.
- En morenerest ved lokalitet 4 indikerer at Høgtuvbreen har utbredd seg i en sørlig retning mellom lokalitet 2 og 5.
- Observasjon av morenerygger i Tverrådalen ved lokalitet 6 beviser at det har eksistert en bre ved Rundtuva rett sør for Høgtuv. Yngre morener, fra bilde 2.15, understreker dette.
- Elven Tverråga fra Tverrådalen går ned mot Trolldalen i dype gjel, og har avsatt fluvialt materiale i møtepunktet med Trolldalselven. Dette vitner om en sterk erosjon utført smeltevannet fra sør.
- Den nedre delen av Trolldalen har noen flate platåer langs Trolldalselva. Flere av disse landformene skyldes utvasket morenemateriale, men det er også foreslått enkelte glasifluviale avsetninger (kvartærgeologisk kart, vedlegg 1).
- I fjellsiden ned fra Rundtuva mot Trolldalen er fjellet blottet. Det antas dermed at skråningsprosesser i form av blant annet hypogen eksfoliasjon og snøskred forekommer.



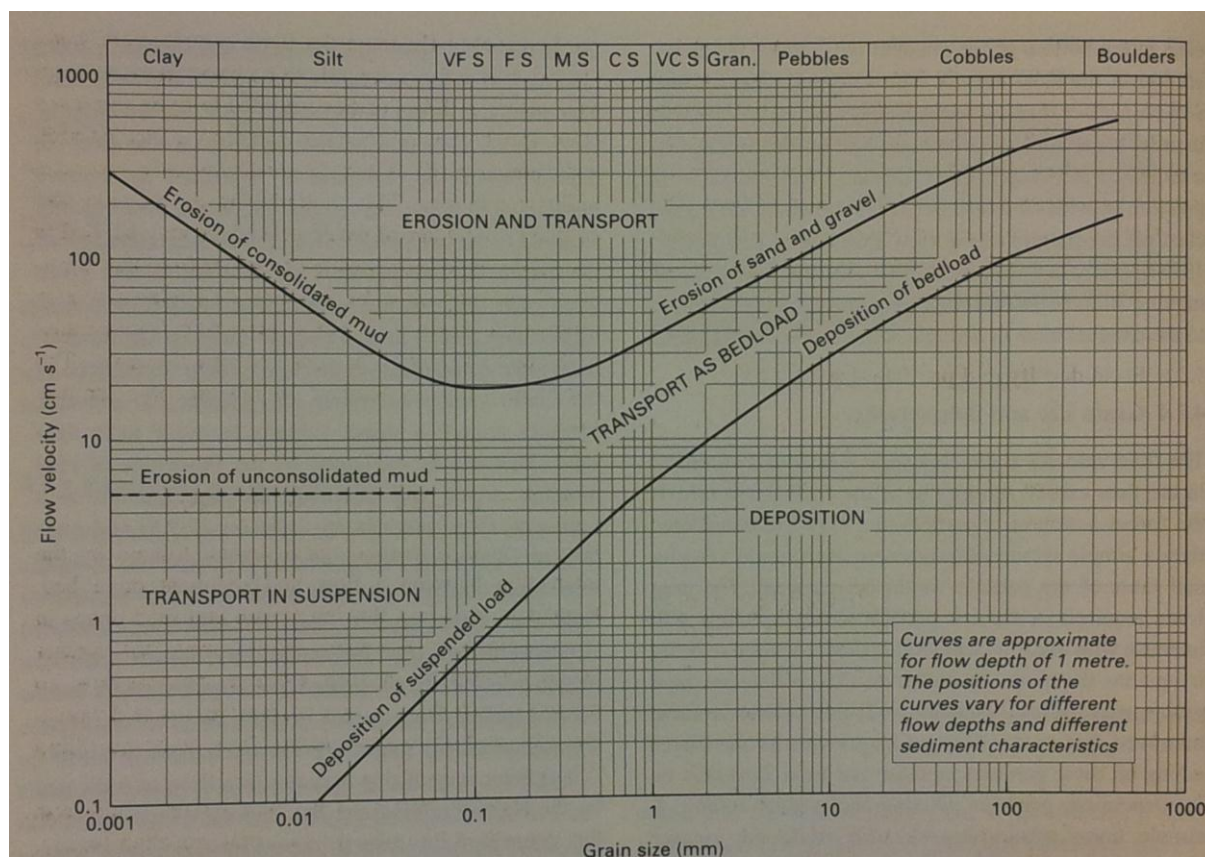
### 3. Proglasiale innsjøsediment fra Litlvatnet

#### 3.1 Sedimentasjon i proglasiale innsjøer

Proglasiale innsjøer deles gjerne inn i to typer der randsjøer er i kontakt med breen, mens den andre innsjøtypen ligger distalt og fysisk separert fra isen (Ashley, 1995). Litlvatnet er en distal proglasial innsjø.

Når man er interessert i å se isbreers fluktuasjoner gjennom holosen så er det ikke nødvendigvis tilstrekkelig å utføre dateringer basert på lichenometri, dendrokronologi, historiske kilder, og datering av morener. Dette skyldes at spor av eldre brefluktuasjoner kan være fjernet fra landskapet av brefremstøt med større utbredelse. Ved å ta ut en sedimentkjerne fra en proglasial innsjø som har mottatt smelte vann fra en isbre, kan man studere avsetningsmiljøet kontinuerlig, og i tillegg over en mye lengre periode. I tillegg gjør metoden det mulig å identifisere brefremstøt som man ikke kan observere basert på morenerygger der den største utbredelsen vil skjule tidligere hendelser (Karlèn og Matthews, 1992). I en sedimentkjerne kan man se betydelige endringer i innhold av uorganisk materiale nedover i sedimentene som gjerne kobles opp mot breens fluktuasjoner gjennom tiden, og oppløsningen på sedimentprøvene kan gjøre det mulig å se raske endringer i miljøet. I en sedimentprøve kan man studere tidligere glasielle perioder for både 10 000 og 6 000 år siden og samtidig finne signal fra nyere og kortere hendelser som fra for eksempel den lille istid. Selv undersøkelser av proglasiale innsjøsedimenter, hvor isbreer ligger over permafrostsonen med lav erosjonskapasitet, har potensiale til å gi informasjon om glasielle variasjoner (Karlèn, 1981, Souch, 1994, Dahl og Nesje, 1996, Nesje et al., 2001, Lie et al., 2004, Bakke et al., 2005b, Matthews et al., 2005). En av pionerene som beskrev og brukte denne metoden i Skandinavia var Wibjörn Karlèn (1976, 1981) som gjorde holosene brerekonstruksjoner i Lappland i Nord-Sverige, og senere flere steder i Norge (Karlèn og Matthews, 1992). Metoden fikk etter hvert økt interesse, og ble blant annet også anvendt i Rocky Mountains hvor man undersøkte sedimentasjonshistorien fra innsjøer, og koblet sedimentasjonsraten med glasielle perioder (Leonard, 1986). I den senere tid har man også forsøkt å bruke data fra proglasiale sediment til å rekonstruere likevektslinjen til isbreen (f.eks. Dahl et al., 2003, Bakke et al., 2005b).

Dersom det er bre i nedslagsfeltet vil vassdraget nedstrøms inneholde breslam som består av mye silt og leire. Dette avsettes i proglasiale innsjøer som et kompakt sedimentlag, der en høy andel av sedimentene er uorganisk, minerogent materiale (Karlèn, 1976, Leonard, 1986). Disse små partiklene vil bli ført med smeltevannet i suspensjon, og avsatt når vannstrømningen blir mindre turbulent og farten og transportenergien avtar. Større sandkorn og steiner kan bli ført nedover smeltevannsløpet langs bunnen ved å gli, rulle, eller sporadisk hoppe fremover ved økende vannhastighet (Benn og Evans, 2010). Hjulstrøm-diagrammet viser sammenhengen mellom vannføringshastigeten og kornstørrelse (figur 3.1). Når et korn har blitt avsatt trenger det mer energi for å komme i bevegelse igjen enn om det skulle fortsette sin ferd når det allerede er i bevegelse. Egenskapene til leirpartikler som får dem til å klistre seg sammen gjør at finkornede sedimenter trenger relative høye vannhastigheter for å erodere dem på nytt etter at de er avsatt, spesielt når de har klumpet seg sammen (Nichols, 1999).



**Figur 3.1:** Hjulstrøm-diagrammet som viser forholdet mellom farten til vannstrømningen og transporten av løse korn. (Nichols, 1999).

Tilførselen av sediment er også avhengig av mengden løsmasser som er tilgjengelige, og er styrt av materialer med opphav i bresålen og i breforlandet (Benn og Evans, 2010). Andre faktorer som påvirker sedimenttilførselen i breforlandet er nedbør (også avrenning), jordtype, vegetasjon, menneskelig arealbruk, topografi, og skråningsprosesser. Materialene som er erodert under bresålen er igjen avhengig av typen berggrunn, størrelsen på isbreen, og hvor bratt breen er (Hicks et al., 1990). Er isbreen stor vil den kunne avgi mer smeltevann og dermed transportere mer løsmasser enn mye mindre breer (Bakke et al., 2005c). Smeltevannsføringen endrer seg også etter sesongen med lite avsmeltning på sen vinteren, og mye avrenning når smeltingen trår til tidlig om sommeren. Om vinteren er gjerne proglasiale innsjøer islagt hvor det er minimum innførsel av sedimenter, og vannet innehar få strømminger slik at små siltpartikler kan avsettes på bunnen (Walker, 2005). Disse årlige endringene i tilførsel av løsmasser kan observeres som repeterende sedimentlag vertikalt i sedimentene, som kalles varv, og bredden på disse kan si noe om sedimentføringen fra år til år (Nesje et al., 2000b). I tillegg er også vannføringen styrt av en døgnrytme med størst tilførsel om dagen og mindre om natten (Summerfield, 1991).

Dersom det ikke er isbre i nedslagsfeltet, er breforlandet ofte dekket av mer vegetasjon (Karlèn, 1976). Dermed vil det i varmere sesonger og perioder være større oppblomstring av organisk materiale, og man kan koble brefluktasjoner mot variasjoner i innhold av pollen i lakustrine sedimenter som kan reflektere lokale vegetasjonsendringer (Nesje og Dahl, 2000). Studier viser at proglasiale innsjøer har variasjoner i innputt av uorganisk materiale i sedimentene, mens sedimentene fra en ikke-glasial innsjø er mye mer homogene. Når en bre rykker frem inn i en proglasial innsjø og dermed reduserer størrelsen til sedimentasjonsbassenget, vil graden av uorganisk materiale øke og akkumulere i andre innsjøer lengre ned i dreneringssystemet (Karlèn og Matthews, 1992). Organisk innhold styres også av kildeområdet, og i høyalpine strøk vil den organiske produksjonen være liten og gi mindre tilgang til organisk materiale enn minerogent materiale (Bakke et al., 2005c). Der sedimentasjonsraten øker som følge av økt sedimenttransport under en brehendelse, vil dette føre til brått lave verdier av organisk innhold selv om den organiske produksjonen er stabil gjennom hele breframstøtet.

I tillegg til at man ønsker å hente ut informasjon om glasial aktivitet fra innsjøsedimenter vil også geologi, nedbør, vegetasjon og topografi kunne påvirke sedimenteringen i en innsjø (Hicks et al., 1990). Ved undersøkelse av glasiale sediment vil det være nødvendig å isolere og skille ut hendelser som flom og massestrømminger som kan

avsettes bare på få dager. Dette for å kunne peke på hva som utgjør den "vanlige" sedimentasjon (Karlèn, 1981).

Ved flomsekvenser vil smeltevannsføringen få større kapasitet og øke sin kompetanse, og deretter kunne være i stand til å transportere løsmaterialer med stor kornstørrelse. På bakgrunn av større overflateavrenning og økt transport, vil også sedimentasjonsraten bli større (Summerfield, 1991). Ulike flomoverganger vil kunne observeres i sedimenteringen som brå endringer av kornstørrelse og sortering, og gjerne bestå av grovere materiale (Arnaud et al., 2002). Slike flomlag har en gradvis dårligere sortering, og lagets tykkelse kan si noe om flommens kapasitet og varighet (Bøe et al., 2006). Flomlag kan dermed være like tykke som flere år med sedimentering, og vil dermed kunne ha samme alder igjennom hele laget, mens det normalt sett vil være tynne årlige lag. Ved flom vil det også kunne være en økt erosjon av organisk materiale i dreneringsbassenget som blir ført videre av den økte materialtransport. Slik økt innhold av organisk materiale kan observeres med det blotte øye i sedimentkjernene, og/eller ved økte glødetapsverdier.

Det finnes flere typer massestrømninger som for eksempel grovkornet ("debris flow") massestrømning og undervannsturbidasjon, og disse kan observeres i sedimentkjerner. En massestrømning kan være både kohesiv og ikke-kohesiv (Benn og Evans, 2010). Ved en kohesiv massestrømning under vann vil sedimentene bli mikset med vannet og oppføre seg som et viskøst materiale og bevege seg i form av en plastisk rulling. Ikke-kohesiv massestrømning foregår som regel i sandig eller grus-dominert materiale hvor partiklene treffer hverandre. Dette kan føre til en sortering av materialet hvor de største partiklene er lokalisert øverst og mindre partikler nederst. Ved grovkornet massestrømning ("debris flow") er bevegelsen rask, og består av en blanding av fint og grovt materiale. Kornstørrelsen er som regel generelt større enn ved vanlig sedimentering (Summerfield, 1991).

Undervannsturbidasjon er sedimenter i suspensjon som følge av turbulens, og kan skyldes ulike tettheter i vannet som forårsaker bevegelser, og som igjen skyldes at sedimentrikt vann fra smeltevannselva har en høyere tetthet enn innsjøvannet (Shanmugam, 1997, Benn og Evans, 2010). Vannmassene fra elva vil dermed bli presset ned langs bunnen. Siden sedimenteringen er fra suspensjon og består av mye fint materiale vil det kunne gi en gradering av finere kornstørrelser oppover i sedimentene som er avsatt (Benn og Evans, 2010). Massestrømmer vil generelt være episodiske hendelser hvor materialene er dårlig

sortert, og kan observeres i sedimentkjerner der hvor man har en rask endring mot grovere kornstørrelse.

### **3.2 Borelokalitet i et vann**

Før man skal ta ut borekjerner av sedimenter fra en proglasial innsjø er det viktig å gjøre et godt forarbeid, og planlegge hvor man skal ta ut en kerne for beste resultat. Først og fremst kan det være lurt å ta borekjerner både fra proglasiale vann og ikke-glasiale, såkalte kontrollsjøer, for å være mer sikker på om de antatte glasiale avsetningene faktisk er det. Det anbefales også å ta kjerner på de flateste og dypeste delene i innsjøen, og helst med en radius på minst 150 meter. (Karlèn og Matthews, 1992, Dahl et al., 2003). I tillegg kan det være viktig at det kun har eksistert én bre i nedslagsfeltet som er relativt liten slik at den har vært sensitiv for klimaendringer. Selve innsjøen bør helst være demmet opp av en bergterskel og ikke morener, kolluviale vifter eller andre løsmasser. Tiden vannet passerer innsjøen bør helst være lang nok til at løsmasser i suspensjon kan avsettes, men likevel kort nok at noe av materialet kan bli ført videre til andre innsjøer lengre ned i terrenget. Optimalt sett burde lokaliteten være i et enkelt system hvor landskapets sammensetning isolerer det glasiale signalet (Dahl et al., 2003).

Når sedimentene er blitt avsatt er det også viktig at de ikke blir forstyrret hvor slake skråninger rundt en flat bunn med lite miksing av vannmassene hindrer endringer av sedimentlagene. Dermed er det lite fordelaktig å ta ut sedimentkjerner i nærheten av ustabile sedimentære områder som for eksempel ved deltaer og skred (Dahl et al., 2003). Ved tilfeller der innsjøen er islagt om vinteren kan skredmateriale spres utover isen for deretter å blande seg med og rote til bunnsedimentene når isdekket begynner å sprekke opp på våren (Luckman, 1975). Da sedimentasjonsraten øker med nærhet til breen, vil man lettere kunne oppnå en full sedimentasjonshistorie gjennom hele holosen fra innsjøer lengre ned i dreneringsområdet enn tett opp mot breen (Souch, 1994). For selve utførelsen foreslår Snowball og Sandgren (1996) at det ikke finnes ett bestemt optimalt punkt å ta en borekerne, men at man heller baserer seg på å ta flere sedimentkjerner spredt over hele bunnen av innsjøen for å oppnå best mulig bresignal.

Andre faktorer som påvirker sedimenteringen er innsjøens størrelse, dybde og geometri, høyt over havet, innløpets beliggenhet, biologisk og fysisks miksing av sedimenter, menneskelig aktivitet, samt hvor mye av det grove materialet som blir avsatt i innsjøene

lengst opp mot isbreen (Ashley, 1995, Nesje og Dahl, 2000, Nesje et al., 2000b). Et vanlig fenomen i proglasiale innsjøer er termisk stratifisering. Smeltevannet kan endre sin temperatur fra rundt 0°C ved breen, til 10-12°C på sin ferd ned mot innsjøen, og dermed vil ikke disse varmere vannmassene la seg blande med bunnvannet i sjøen, men bli værende i overflatestrømningen. Mindre løsmasser i suspensjon kan i så tilfelle bli ført videre nedover i smeltevannsystemet, eller bli avsatt først når temperaturene i vannmassene er mer homogene senere på året (Ashley, 1995).

### **3.3 Sedimentanalyser**

Det ble utført følgende analyser: magnetisk susceptibilitet (MS), glødetap (LOI), massetetthet (DBD), elementanalyse (XRF) og radiokarbondatering ( $^{14}\text{C}$ ). Magnetisk susceptibilitet ble gjennomført på begge kjernene LiTP-112 og LiTP-212. Med bakgrunn i prioritering og tidsbegrensning ble glødetap og massetetthet målt på de øverste 75 cm av LiTP-212. Dette for å kunne korreleres med masterkjernen, LiTP-112, som har den eldste antatte avsetningshistorien. XRF ble kun utført på LiTP-112, og det er sendt inn fem prøver til radiokarbondatering fra LiTP-112 og to fra LiTP-212. Til behandling og presentasjon av analysedataene fra sedimentene er det benyttet Microsoft Excel 2010 til bearbeiding og utarbeiding av data og grafer. Adobe Illustrator CS5 er benyttet for å presentere resultatene på en best og mest oversiktlig måte.

#### **3.3.1 Magnetisk susceptibilitet**

Målinger av minerogene prøver med magnetisk susceptibilitet har de fordelene framfor andre konvensjonelle metoder at de er raske og fleksible, relativt billige, og kan foregå uten direkte kontakt med prøven slik at den ikke står i fare for å bli forstyrret under utførelsen. I tillegg kan metoden utføres kontinuerlig på hele kjerner med innsjøsedimenter eller på pressede enkeltprøver (Thompson et al., 1980, Björck et al., 1982).

Metoden går ut på å måle forholdet mellom magnetiseringen produsert i et materiale i forhold til intensiteten av et magnetfelt som det har blitt utsatt for. Med andre ord er susceptibilitet graden av mottakelighet et materiale innehar ovenfor magnetisering. Magnetisk susceptibilitet er også mye brukt sammen med andre magnetiske egenskaper for å korrelere mellom ulike sedimentkjerner fra sekvenser gjennom holosen (Lowe og Walker, 2008).

Sedimentkjerner tatt fra samme innsjø har vist seg å ha tilnærmet like variasjoner i susceptibilitet, og metoden gjør det mulig å undersøke endringer i akkumulasjonsraten av sedimenter og innvasket uorganisk materiale med opprinnelse utenfor innsjøen (Thompson et al., 1975). Dette gjelder gjerne områder med kaldere klima hvor dekket av vegetasjon er mindre stabilt kan dette føre til en økt erosjon og avsetning av minerogene sedimenter som igjen forårsaker høyere susceptibilitet (Nesje et al., 2001). Da magnetisk susceptibilitet kan si noe om endringer av erosjon, sedimentasjon i innsjøsedimenter, samt er korrelert med uorganiske materiale, kan det gi indikasjoner på glasiiale variasjoner. Metoden har dermed blitt mye brukt i forbindelse med forskning på brefluktuasjoner i Skandinavia (f. eks. Dahl og Nesje, 1994, Nesje et al., 2000b, Nesje et al., 2001, Dahl et al., 2003, Bakke et al., 2005c).

Metodens feilkilder kobles gjerne til materialet som man undersøker hvor blant annet størrelsen og orientering på sedimentkornene kan påvirke verdiene til den magnetiske susceptibiliteten, og gjøre tolkningen vanskelig. Et annet potensielt problem er at et grovt ikke-glasialt sediment kan gi avvikende store utslag (Matthews et al., 2005). Studier viser at innsjøsedimenter som er blitt oksidert kan gi lavere verdier i magnetisk susceptibilitet enn de hadde i sitt anoksiske miljø (Hilton og Lishman, 1985). Oldfield et al. (1983) konkluderte i sin studie av innsjøsedimenter med at i mange tilfeller med enkle variasjoner i konsentrasjonen av de dominerende magnetiske mineralene som befinner seg i avsatt uorganisk materiale, ikke kan gi en tilstrekkelig modell for endringer i de magnetiske mineralene i innsjøsedimenter. Måleutstyret for magnetisk susceptibilitet kan også ha sine feilkilder da spesielt følsomme måleinstrumenter kan gi utslag for diamagnetisk tilførsel fra plastbeholdere eller rør, og spesielt hvis sedimentene innehar et svakt magnetisk signal. Sammen med bakgrunnsagnetismen er det dette noe man må ta høyde for og korrigere for (Last et al., 2001).

Analysen ble foretatt på Geofysisk institutt ved hjelp av en kjerneskaner, Core Susc-v17. Overflaten på en halvdel av sedimentkjernen ble rensset, og deretter fører maskinen kjernedelen igjennom måleinstrumentene som avgir en MS-verdi for hver 0,2 cm. Maskinen korrigerer automatisk for bakgrunnsagnetismen under måleprosessen.

#### 3.3.2 Glødetap (Loss-On-Ignition)

Dette er forholdsvis en enkel og rask, billig, og mye brukt metode, som går ut på å undersøke og bestemme sedimentprøvens organiske materialinnhold i prosent av vekten av hele prøven (Heiri et al., 2001). Glødetap (LOI) er ofte brukt til rekonstruksjon av brefluktasjoner gjennom holosen ved å utføre metoden på glasilakustrine sedimenter hvor minerogent materiale er omvendt proporsjonalt relatert til organisk materiale (Nesje et al., 2001, Dahl et al., 2003, Bakke et al., 2005a). Før metoden blir utført blir prøvene tørket over natten ved 105 °C (Santisteban et al., 2004). Den første reaksjonen skjer ved oppvarming på 500-550 °C hvor organisk stoff blir oksidert til karbondioksid. Andre oppvarming foregår på 900-1000 °C, og drar ut karbondioksidene fra karbonatet med oksidene liggende igjen. Vekttapet som skjer under reaksjonene blir enkelt målt ved veiing av prøvene før og etter oppvarming, og er nærliggende korrelert med organisk stoff og karbonatinnhold av sedimentet (Heiri et al., 2001).

Til tross for at metoden tar flere timer for å gjennomføres er det kun en liten del av tiden som kreves av utføreren siden mye av tiden går til oppvarming og nedkjøling. Glødetapsmetoden blir mest effektiv hvis flere prøver blir oppvarmet samtidig, og på grunn av dette gjør det metoden spesielt nyttfullt i analyser hvor man har relativt stort antall prøver, som er tilfelle med metervis lange sedimentkjerner (Dean, 1974). Selv om metoden er en av de mest presise til sitt bruk, vil analyseresultatene kunne bli påvirket av ulik eksponeringstid, posisjonen til smeltedigler i ovnen, og prøvestørrelse, og selv med de samme faste prosedyrer, gi ulike verdier på opptil 2 % mellom ulike laboratorier (Heiri et al., 2001). I følge Santisteban et al. (2004) er det å bestemme innholdet av organisk karbon sterkt avhengig av innholdet av organisk materiale i sedimentet der høyere organisk innhold gir bedre samsvar mellom organisk karbon og glødetap. Ved lavt innhold av organisk karbon (<5 %) vil verdiene kunne gi store og uberegnelige feil (Bakke et al., 2005c). Metoden er sett på som noe usikker da ulik sammensetning av sedimenter har en tendens til å gi ulike verdier, og kan forårsake uventede toppverdier. Glødetapsverdiene kan i tillegg være påvirket av høyt innhold av leire på grunn av et bredt spekter av dehydreringstemperaturer av leirmineraler (Santisteban et al., 2004).

Som nevnt tørkes prøven først på 105 °C i et tidsrom på 12-24 timer og utgjør grunnlaget for massetettheten (DBD – Dry-bulk-Density). Kalkuleringen (i prosent) av



glødetap på 105 °C ( $LOI_{105}$ ) gjøres ved følgende formel som tilsvarer beregningen for vanninnholdet i prøven:

$$(1) \quad LOI_{105} = 100 * (WS - DW_{105}) / WS$$

Hvor  $WS$  er vekten av den lufttørkede prøven og  $DW_{105}$  er tørrvekten av prøven som ble varmet opp til 105 °C (Santisteban et al., 2004). Er vanninnholdet stort vil prøven være mer porøs (stort porevolum) og gi en mindre DBD.

Neste steg tar for seg organisk materiale hvor prøven brennes mellom 500-550 °C til aske og karbondioksid. Glødetapet blir dermed utregnet ved hjelp av følgende formel:

$$(2) \quad LOI_{550} = ((DW_{105} - DW_{550}) / DW_{105}) * 100$$

Hvor  $LOI_{550}$  representerer glødetapet ved 550 °C (i prosent),  $DW_{105}$  er tørrvekten, og  $DW_{550}$  er tørrvekten etter oppvarmingen til 550 °C (begge i gram). Vekttapet burde dermed være proporsjonalt med mengden organisk karbon i prøven (Heiri et al., 2001).

I siste prosesseringssteg blir uorganisk karbonat brent på 950 °C og karbondioksid utviklet. Dette glødetapet blir regnet ut ved denne formelen:

$$(3) \quad LOI_{950} = ((DW_{550} - DW_{950}) / DW_{105}) * 100$$

Hvor  $LOI_{950}$  er glødetapet på 950 °C (i prosent),  $DW_{550}$  er tørrvekten etter oppvarmingen til 550 °C,  $DW_{950}$  representerer tørrvekten etter prøvens oppvarming på 950 °C, og  $DW_{105}$  er igjen tørrvekten av prøven som ble varmet opp til 105 °C (alle verdier i gram) (Heiri et al., 2001). Glødetap har vist seg å gi en god korrelasjon med andre metoder til å bestemme karbonatinnholdet i innsjøsedimenter (Dean, 1974).

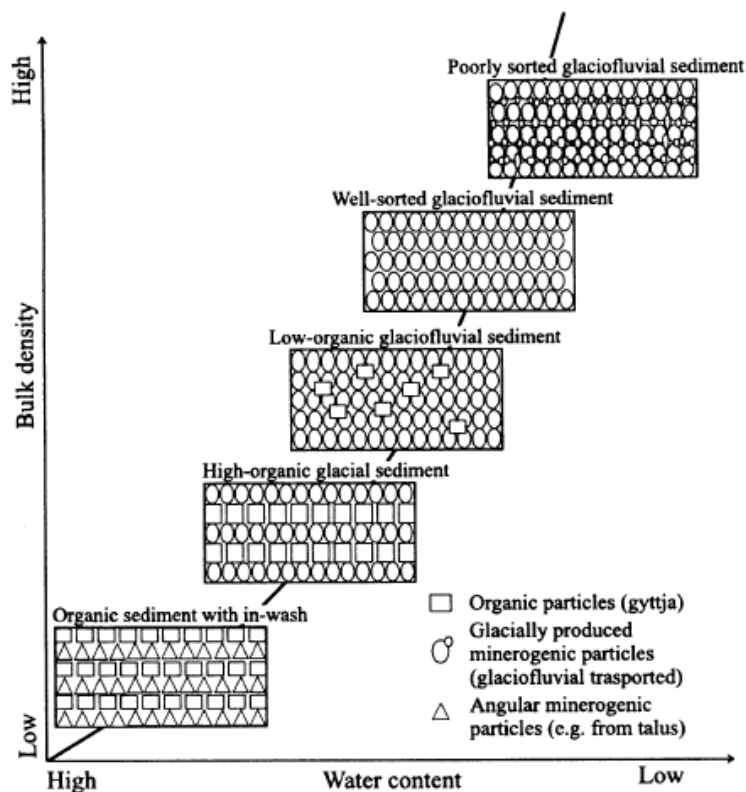
### 3.3.3 Massetetthet (Dry-bulk-Density)

Massetettheten (DBD) har bakgrunn i, som nevnt i avsnittet over, tørrvekten ( $DW_{105}$ ) av prøven, og måles gjerne i  $g/cm^3$ . Denne beregningen kan si noe om prøvens porøsitet, og er inverst korrelert med glødetap, hvor lavt glødetap vil bety høy tetthet. På grunn av ulik tetthet for mengden organisk materiale kan DBD brukes til å gi indikasjoner på brendringer, og har vist seg å være en god metode for å beregne isbreers netto massebalanse. Metoden har også

kunne vært til god hjelp når den organiske produksjonen fra sedimentprøver har vært liten, som er typisk for alpine og arktiske områder (Bakke et al., 2005c).

Metoden er rask, relativt billig, og man trenger ikke store prøver for å gjennomføre den. Vanninnholdet kan si noe om porøsiteten til sedimentene siden det fyller porene, og det er en korrelasjon mellom vanninnholdet, organisk materiale og DBD (figur 3.2) (Menounos, 1997). Kantete minerogene partikler gir en høyere porøsitet enn rundede glasiiale og glasiifluviale partikler. De laveste verdiene av DBD vil altså oppnås i sedimenter dominert av organisk materiale og kantete minerogene partikler (Bakke et al., 2005c). Noe av problemet med å undersøke vanninnholdet er at dette vil minke med dybden i sedimentene, og er i tillegg avhengig av partikkelstørrelsen (Menounos, 1997).

Under beregningen av DBD ble det tatt ut en prøve på  $1 \text{ cm}^3$  for hver halve centimeter nedover i kjernen. Prøvene ble veid både i våt og tørr tilstand hvor våtvekten utgjør "wet bulk density" (WBD), og tørrvekten er verdien for DBD. Utrekningen av DBD ble gjort som beskrevet i kapittelet om glødetap 3.3.2. På grunn av mulige unøyaktig målinger i henhold til prøvetakingen er det valgt i denne oppgaven å bruke prosenten av tørrvekten for å eliminere målefeil.



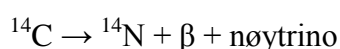
**Figur 3.2:** En skjematisk fremstilling som viser sammenhengen mellom massetetthet (DBD) og vanninnhold i forhold til type sediment. (Bakke et al., 2005c).

### 3.3.4 XRF (X-ray fluorescence)

Metoden ved å benytte XRF går ut på å kunne identifisere ulike grunnstoff (geokjemiske elementer) i sedimenter (Jenkins, 1984). Denne metoden avgir datamengden av et grunnstoff som tellinger per sekund i en kjernedels overflate. På Institutt for geovitenskap ble XRF-analysen gjennomført med maskinen ITRAX XRF Core Scanner fra Cox Analytical Systems, og metoden gir en relativ verdi for de fleste geokjemiske elementer i periodesystemet (Croudace et al., 2006, Rothwell, 2006). Det er viktig å tenke på at målingene som blir foretatt av innholdet av ulike grunnstoff ikke er absolutte, men endrer seg ut i fra hvor lett de geokjemiske elementene lar seg registrere av XRF-maskinen. I denne oppgaven er målet å bruke XRF til å indikere økt tilførsel av grunnstoff, som igjen kan si noe om endrede klimasituasjoner og økt breaktivitet, og dermed sammenlikne XRF-dataene med de andre analysedataene av sedimentkjernen (f. eks. Jansen et al., 1998, Haug et al., 2001, Guyard et al., 2007, Weltje og Tjallingii, 2008, Bakke et al., 2009). Forekomstene av ulike geokjemiske element kan i tillegg gi indikasjoner på opprinnelsesstedet og kilden i nedslagsfeltet. Noen geokjemiske elementer og forholdet mellom enkelte, kan benyttes for å knytte dem opp mot diverse kjemiske prosesser som kan ha forekommet, og for å kunne skille ut enkelthendelser som flom etc. i nedslagsfeltet (Vasskog et al., 2011). XRF-målingene ble utført på masterkjernen LiTP-112, og er gjort med kromrør med energiinnstilling på 30 kV og 55 mA, og med en oppløsning på 2 mm.

### 3.3.5 Radiokarbondatering

Ved funn av makrofossiler i slike sedimentkjerner kan man utføre karbondatering på disse for å anslå en omtrentlig alder ved sedimentering.  $^{14}\text{C}$ , eller radiokarbon, er en mye brukt metode til datering, og tar utgangspunkt i halveringstiden til den ustabile isotopen  $^{14}\text{C}$ .  $^{14}\text{C}$  blir produsert i den øvre atmosfæren av bombarderingen fra atmosfæriske nitrogenatomer. Når et organisk materiale dør vil  $^{14}\text{C}$  starte en radioaktiv nedbrytning ved tapet av partikler, og så endre seg til et annet grunnstoff;  $^{14}\text{N}$ :



Tiden det tar før der organiske materialet har halvert sin mengde  $^{14}\text{C}$  er på  $5730 \pm 30$  år. Med dette kan man altså finne ut hvor gammelt et materiale er ved måle direkte mengden  $^{14}\text{C}$  som

er igjen. Man kan for eksempel datere prøver fra torv, tremateriale, bein, skjell, "gammelt" sjøvann, marine og lakustrine sedimenter, og til og med atmosfærisk CO<sub>2</sub> fanget i breis. På grunn av tidsrammen for <sup>14</sup>C er den ypperlig for mer detaljerte dateringer i holosen. <sup>14</sup>C-år tilsvarer ikke nøyaktig kalenderår, og dette avviket øker med alderen. Dermed er man nødt til å kalibrere <sup>14</sup>C-år for å kunne gi et mer nøyaktig estimat for faktisk alder. På grunn av den store atombombeaktiviteten rundt 1950, som forstyrrer nedbrytingen av <sup>14</sup>C, vil man bare kunne foreta radiokarbondateringer på materiale eldre enn dette (Bradley, 1999). Studier av reservoaraldere for marine sedimenter fra vestkysten av Norge viser en forskjell på 200-525 år mellom <sup>14</sup>C-år og resevoaralder for sedimenter for rundt 12 500 år siden (Bondevik et al., 1999).

Mot slutten av 1900-tallet opplevde radiokarbondatering en teknologisk revolusjon hvor man ikke lenger var avhengig av relativt store prøver gjennom AMS-datering (Accelerator Mass Spectrometer). Denne metoden måler konsentrasjonen av de individuelle ionene (<sup>12</sup>C, <sup>13</sup>C, <sup>14</sup>C), i stedet for å måle andelen <sup>14</sup>C i en prøve indirekte (Bradley, 1999).

Noe man bør være klar over når man utfører denne metoden er faren for hardvannseffekt. Dette gjelder spesielt i undersøkelse av innsjøsedimenter i områder der berggrunnen inneholder mye karbonater, og kan gi mye eldre alder på opptil 1 000 - 2 000 år mer enn den faktiske alderen. Dette skyldes når plankton og vannplanter tar opp det eldre oppløste karbonet i tillegg til sitt vanlige opptak av karbon (Nesje, 1995). Dette kan i midlertidig unngås ved å utføre kun datering på terrestriske makrofossiler som bare har tatt opp CO<sub>2</sub> fra atmosfæren. Høgtuv befinner seg i et grunnfjellsvindu, og skal i utgangspunktet ikke være påvirket av denne effekten, men skulle smeltevann fra andre områder som for eksempel Svartisen-området komme inn i Litlvatnet kan dette ikke utelukkes da store deler av Rana-området består av kalksteinsgrotter. Oswald et al. (2005) konkluderte med et problem ved <sup>14</sup>C-datering av makrofossiler fra tre som viste at tre og kull har en generelt eldre alder enn andre plantefossiler. Dette er et problem som er en følge av lengre nedbryting av makrofossiler av tre i arktiske og boreale miljø, og som kunne variere på flere hundre år. Dette gjør metoden usikker når man daterer slike materialer på en tiårs- eller hundreårsskala.

### 3.4 Litlvatnet

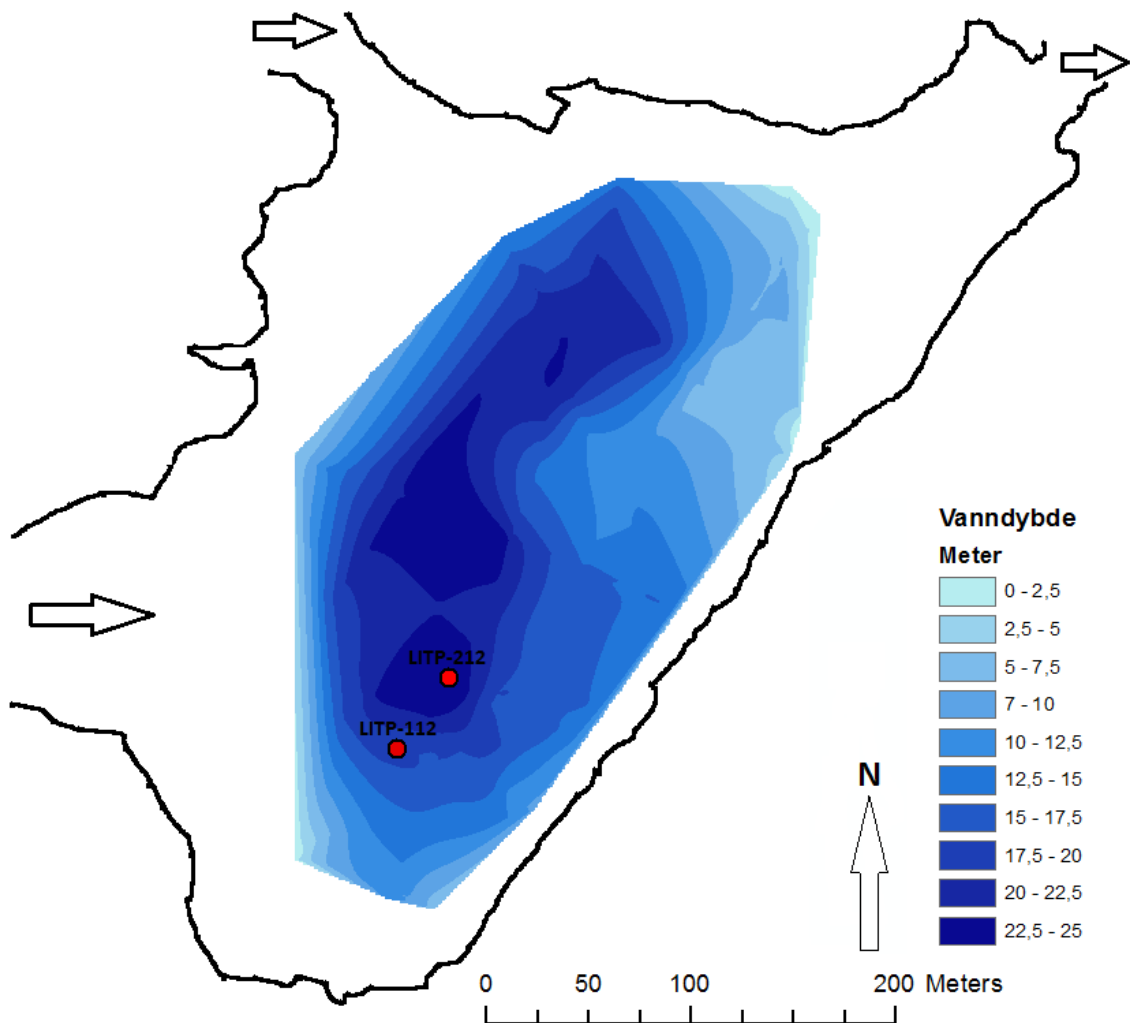
#### 3.4.1 Valg av borelokalitet i Litlvatnet

Litlvatnet har en posisjon som gjør det fordelaktig å analysere sedimentene avsatt på bunnen av vannet. Først og fremst er vannet demmet opp av en fjellterskel distalt sør og sørøst som er foretrukket framfor en oppdemming av løsmasser. I tillegg ligger Litlvatnet som vann nummer to eller tre i fra smeltevannet fra den nordlige delen av Høgtuvbreen, som er en fordel så lenge dette smeltevannsløpet har eksistert (Dahl et al., 2003). Foruten det regulerede vannet, Trolldalsvatnet, øverst i Trolldalen ligger Litlvatnet forholdsvis som eneste innsjø fra smeltevannet som renner nedover Trolldalen. Dette kan gi en høy sedimentasjonsrate i innsjøen, og kan gjøre det vanskeligere å få opp tilstrekkelig med innsjøsedimenter til å dekke den største delen av sedimentasjonshistorien for Høgtuvbreen.

Før operasjonen med å ta ut sedimentkjerner ble satt i gang ble det benyttet georadar for å finne best egnet borelokalitet. En georadar baserer seg på forplantningshastigheten til radarsignaler i ulike medium. Mottatte radarsignaler fra georadaren gjør det mulig å skille mellom vann, sedimenter og fast grunn vertikalt fra sin posisjon, og er i tillegg koblet opp mot GPS (Daniels, 2005). Ved å føre georadaren over isen i ulike profil på tvers av vannet i ulike retninger, gir data fra radaren indikasjoner på hvor bunnen er dypest og flatest. På bakgrunn av dette er det i tillegg i disse områdene man kan finne lavest sedimentasjonsrate som gjør det mulig å få med seg store deler av nedsmeltingshistorien. Den valgte lokaliteten ligger i tillegg som en bakevje i innsjøen som gir mindre bevegelse av vannmassene og forstyrrelser av sedimentene ved borelokaliteten. Det renner en liten elv nordover til denne delen av Litlvatnet, men denne er ikke antatt å forstyrre lokaliteten nevneverdig. Borelokaliteten er et lite stykke fra fjellskråningen slik at sedimentene på bunnen ikke er til offer for skråningsprosesser som kan forstyrre bresignalet (f. eks. Luckman, 1975, Dahl et al., 2003).

Energien i vannet vil kunne avgjøre hvordan og hvor mye sediment som blir avsatt langs bunnen. Under feltperioden ble det observert en nokså saktegående vannføring i Litlvatnet, dette til tross for at smelteperioden var på sitt kraftigste med stor vannføring generelt i hele nedslagsfeltet. En vanlig karakteristikk for en kontinuerlig sedimentasjon over flere tusen år i en innsjø involverer gjerne en relativt flat bunn og bratte kanter (Østrem og Olsen, 1987). Litlvatnet er i seg selv nokså grunt hvor det dypeste partiet er nokså flatt, mens brattheten rundt vannet varierer noe (figur 3.3). Tempererte breer vil kunne produsere mer sediment som følge av abrasjon langs bresålen, samt høy smeltevannsføring. Under breen vil

det bli ført en del finkornede sedimenter som silt og leire, og dette gir en spesiell karakteristikk av sedimentene etter transporten (Nichols, 1999). Selv om begge kjernene ser ut til å inneholde nokså finkornede sedimenter kan de fineste sedimentene likevel ha blitt ført videre da innsjøen er generelt liten.



**Figur 3.3:** Et dybdekart over Litlvatnet hvor det graderte området er batymetrisk data fra georadar hvor de mørkeste partiene utgjør innsjøens dypeste punkt. Pilene på kartet indikerer smeltevannets inn- og utløp. Røde prikker viser kjernelokalitetene. Kart utformet i ArcGIS basert på georadar-data.

#### 3.4.2 Opptak av kjerner

Den 26. mars 2012 ble det tatt opp to kjerner (figur 3.3); LITP-112 (UTM: 498 677) og LITP-212 (UTM: 498 678). I opptakingen av sedimentkjernene ble det benyttet en "Piston corer", beskrevet av Nesje (1992). Metoden gjør det mulig å ta ut sedimentkjerne fra både lakustrine og marine lokaliteter, og kan ta opp mot 6 meter med sedimenter. Opptakingen kan bli gjennomført av tre personer, og kan utføres både gjennom is og fra flåte på opptil minst 60 meters vanddybder. Utstyret består i hovedsak av et kjernehode, et oppsamlingsrør av PVC, en "piston" som utgjør tre deler (en sentral bolt og to forseglingsringer), en stålwire festet til kjernehodet, et ståltau for selve «piston'en», et lodd (10-20 kg) med to statiske tau for senkning og løfting, vaierklemmer, en kjernesamler og en jekk. Lengden av tau og vaiere bestemmes av vanddybden. Ved hjelp av loddet blir PVC-rør gradvis slått ned i sedimentene. Når røret er fylt med sedimenter benyttes jekken for å heise røret litt etter litt opp fra bunnen av innsjøen. LITP-112 var på 5,10 meter, men de øvre 50 cm hadde en langsgående sprekk, så denne delen ble utelatt som følge av forstyrrelser av sedimentene. LITP-212 var på 4,38 meter hvor hele var intakt. Kjernene ble så delt opp i mindre deler for å lette transporten, og satt i kjølerom (ca. 4 °C) når kjernene ankom Bergen for å minke sjansen for omrøring av sedimentene. I tillegg må man være klar over muligheten for forstyrrelser ved endedelene, og bør fjernes i så tilfelle.



**Bilde 3.1:** PVC-rør gjøres klart for første sedimentuttak, LITP-112. Lenger bort sees en markør for boring av LITP-212 ca. 40 meter unna. Foto: Kristoffer L. Seivåg.

#### 3.4.3 Påvirkningsfaktorer for sedimentasjonen i Litlvatnet

Vegetasjonen rundt og i nærheten av innsjøen påvirker i stor grad den organiske akkumuleringen i sedimentene, som igjen kan si noe om klimaforholdene rundt vannet, samt gi grunnlag for radiokarbondatering. Litlvatnet ligger på 44 meter over havet, så grunnlaget for organisk tilførsel er relativt god. Dette vil også gjøre at innsjøen er mindre isdekket gjennom sesongen i forhold til høyere opp i fjellet hvor temperaturen er lavere, og den organiske akkumulasjonen skjer for det meste når vannet er isfritt. Temperaturen i akkumulasjonssesongen ligger på  $-2,63\text{ }^{\circ}\text{C}$ , og den årlige på  $2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Som nevnt mottar Litlvatnet i dag hovedsakelig smeltevann fra Trolldalselva fra øst (UTM: 496 679), og fra nordsiden av Høgtuvbreen via den litt mindre innsjøen Bukta (UTM: 496 687) (figur 1.1). Det er dermed lurt å unngå å ta ut sedimentkjerner i nærheten av disse innløpene da det kan bygge seg opp undervannsdelta her med mye sediment som stadig kan være utsatt for forstyrrelser. Når havnivået var høyere enn det er i dag og/eller ved større



smeltevannsføring er det en mulighet for at smeltevann fra Svartisen i nord kan ha ført sedimenter herfra og inn i Litlvatnet. Svartisen er såpass nærliggende at dette bresignalet uansett vil, med tanke på lokalt klima, være tilnærmet signal for økt smelting av Høgtuvbreen.

Andre fordeler som favoriserer opptak av sedimentkjerne på de dypeste stedene i en innsjø er blant annet påvirkningen av vind som forårsaker bølger som igjen kan forstyrre sedimentene i grunne områder av innsjøer. I tillegg vil grunne partier være utsatt for sesongendringer av temperatur i vannoverflaten som vil kunne dempe stratifiseringen av sedimenter (Pye, 1994). Som nevnt er det også viktig at bunnen av innsjøen er relativt flat hvor man ønsker å undersøke sedimenter da bratte skråninger under vann kan være påvirket av undervannsras og andre skråningsprosesser under vann. Dette kan virvle opp sedimentene og blande dem, og dermed miste sin opprinnelige stratigrafi. Skråningsprosesser med opprinnelse i fjellvegger over vann, og som ender nede i innsjøen, er også med på å forstyrre sedimenteringen i innsjøbunnen (Benn og Evans, 2010). Fjellveggen som ligger distalt på sørsiden av Litlvatnet ser ikke ut til å ha noen større skråningsprosesser eller rasvifter ned i innsjøen.

### ***3.5 Innsjødata fra Litlvatnet***

Etter åpning og splitting av begge sedimentkjernene, LiTP-112 og LiTP-212, så det ut til at oppbygningen av sedimentene var forholdsvis like. Begge var preget av mørkere sedimenter med en grovere kornfordeling og innslag av organiske lag øverst i kjernen. Lengre nedover i kjernen virker kornfordelingen å være finere, og lagdelingen opphører. Fargen på sedimentene blir mer preget av lysere grå med mindre innslag av mørkere med organiske fragmenter. Nedover i kjernene blir de lyse og finkornede sedimentene avbrutt av et par tydelige svært mørke organiske lag. I den nedre delen av begge kjernene kommer lagdelingen mellom grove og finere sedimenter, samt innslag av mørke og lysere sedimentlag, til syne. I presentasjonen av sedimentdata er hovedfokuset på LiTP-112 som er sett på som masterkjerne da den er lengst, og innehar en lengre sedimentasjonshistorie enn LiTP-212. LiTP-112 er delt inn i enheter basert på endringer i analysedata da den visuelle inndelingen ikke er like tydelig oppdelt.

Som blant annet nevnt i Karlèn (1976), Karlèn (1981) og Nesje et. al (2000b) kan mengde organiske innhold i innsjøsediment indikere ulike brestørrelser, hvor mer organisk materiale er sett i sammenheng med en liten bre og vice versa. Begge kjernene virker å ha

relativt lite organisk materiale hvor det meste av kjernene hadde glødetapsverdier på rundt 1 % eller lavere, med bare noen verdier over 2 %, og kun enkelte opp mot 8 %. Liten organisk mengde vil kunne gjøre det vanskelige å skille ut ulike glasiale hendelser i kjernene, og det kan dermed være bedre å se på analyser som går direkte på minerogene sediment som f. eks. DBD, MS, elementanalyse og kornstørrelse (Bakke et al., 2005c).

Strukturene i sedimentkjernene vitner om at det har foregått en del forstyrrelser. Der hvor det forekommer lagdeling har disse en bøyd U-form på rundt 3 cm ned mot bunnen av kjernen, og dette skyldes at sedimentene er noe forstyrret langs kantene. I de lysere og finere sedimentene i midten av kjernen er det mindre lagdelte strukturer, og har ved enkelte steder langsgående strømminger som øker mistanken om disse delene av kjernen har blitt omrørt før åpning. Glødetapsanalysen og magnetisk susceptibilitet ble utført langs senteret av kjernedelene for å unngå kontakt med de forstyrrede sedimentene ut mot kantene. Presentasjonen av enhetene i kjernen starter fra bunnen av kjernen.

Magnetisk susceptibilitet og XRF-analysen ble utført for hver 0,2 cm, mens DBD og glødetap ble foretatt for hver 0,5 cm. Det er i tillegg tatt ut sju prøver til radiokarbondatering, fem fra LiTP-112 og to fra LiTP-212. Alle MS-verdier er oppgitt i  $10^{-6}$  volumsusceptibilitet, og XRF-verdier i tellinger per sekund.

#### 3.5.1 LiTP-112

##### **Enhet A: 326 – 453 cm.**

Denne nederste enheten av kjernen fremstår i sin øvre del, mellom 326 – 358,5 cm, som noe kaotisk med innslag av lys grå områder til mørkere grå med organiske fragmenter uten spesifikke sedimentlag. Fra 358,5 cm til 406,5 cm kan det observeres en svak lagdeling av tynne mørkere og lysere grå lag med en U-avbøyning på opptil 4 cm, og som heller mot den ene kanten av kjernen. Sedimentene er her nokså finkornede med enkelte små mørke prikker av organiske fragmenter. Fra 406,5 mot bunnen av kjernen, avtar avbøyningen og helning av de ulike sedimentlagene, og avbøyningen mot sidene er ikke på mer enn 1,5 cm. I denne nederste delen er det også innslag av grovere sedimentlag, og to tydelige mørkere og grove lag ved 422 cm og 446 cm. Glødetapsverdien for hele enheten holder seg forholdsvis lave med et gjennomsnitt på 0,53 % med noen utslag som ved 336,5-337,5 cm på opp til 2,5 %, og 434 cm på 2,83 %. MS-verdiene holder seg relativt høye mellom 326 – 407 cm med et

gjennomsnitt på 461 (snittet for hele kjernen ligger på 403). Ved 407 cm synker verdiene brått under 400, og holder seg lave helt til bunnen av kjernen. Data fra XRF viser en brå økning av innhold av jern (Fe) ved 407 cm som holder seg på et høyt nivå til bunnen av kjernen.

#### **Enhet B: 229 – 326 cm.**

Denne enheten består for det meste kun av homogent materiale av mellomgrått finkornede sedimenter med innslag av langsgående mørkere strømlinjeformer. Mellom 298 – 313 cm er det ett veldig avbøyd mørkt lag ned mot bunnen med organiske fragmenter, hvor toppen tangerer ved 298 cm. Ved 315 cm er det en kantrundet stein med en diameter på 2 cm. Også i denne enheten ligger glødetapsverdiene stort sett godt under 1 % med et gjennomsnitt på 0,62 %. På 238,5 cm er det en verdi som strekker seg til 7,79 %, men siden dette spranget ikke synes på de andre analysene er det mistanke om en målefeil. I siste delen av enheten, 320,5-326 cm, er det en økning i glødetap med en maksimumsverdi ved 323,5 cm på 4,96 %, og med et snitt på 1,33 %. Dette spranget ser også ut til å være reflektert i de andre analysene som alle øker brått ved samme posisjon, foruten MS-verdiene som har en markant nedgang og er nede i 110. Ellers holder MS-verdiene i enhet B seg ganske stabile og noe lavere enn i enhet A, med et gjennomsnitt på 394, og som ikke er langt unna snittet for hele kjernen (403). Data fra XRF viser til større variasjoner for innhold av grunnstoff der samtlige har en gradvis nedgang med noe mindre variasjoner fra 260 cm med et bunnpunkt ved 308 cm, før verdiene igjen stiger for deretter å synke brått ved 321 cm. Verdiene får dermed en brå vekst igjen ved nevnte topp på 323,5 cm. Ved dette punktet oppnås den høyeste verdien for innhold av jern i hele sedimentkjernen. Jerninnholdet holder seg også høyt mellom 229 cm og 245 cm, og er i denne enheten nesten konstant høyere enn kalium (K) som ellers ligger likt med innhold av jern gjennom hele kjernen.

#### **Enhet C: 219- 229 cm**

Enhet C består av et kraftig og tydelig mørk lag rik på makrofossiler og andre organiske fragmenter. Laget er 2,5 cm tykt, og er delvis avbøyd mot den ene siden av sedimentkjernen. Under følger et lag på 2,5 cm med grove sedimenter med enkelte organiske fragmenter. Innad i dette laget kan man se en liten gradert svak lagdeling fra lys beige til brunt. Som ventet er glødetapsverdiene markant høyere i denne enheten med flere topper over 4 %, og med et

maksimum på 8,1 %. Gjennomsnittet for LOI ligger i enhet C på 2,43 %. MS-verdiene får også her en nedgang helt ned i 224 ved 220 cm. Gjennomsnittet for MS i denne enheten på 416 vitner om et generelt høyt nivå foruten droppet ved det organiske laget. XRF-data følger samme trend og viser generelt høye verdier i enhet C, men faller også kraftig ved 222 cm.

#### **Enhet D: 177,5 - 219 cm**

Denne delen av kjernen består i hovedsak av nokså fint materiale, og har noen svake striper med vekslende lysere og mørkere grå farge på ca. 0,5 cm mellom 177,5 og 183 cm. Fra 183-191,5 cm er et område med lyse og finkornede sedimenter med en mørkere flekk på ca. 5 cm mot den ene siden av kjernen. Fra 191,5 cm mot enhet C blir sedimentene gradvis litt mørkere med økt innslag av organiske fragmenter. Glødetapsverdiene holder seg forholdsvis lave og stabile foruten et felt mellom 187-197 cm hvor med enkelte verdier over 1 %. På 193,5 cm er det en tydelig økning til 2,39 % som speiles i resten av sedimentanalysene. Ved 196 cm er det et voldsomt hopp på 10,41 % som ikke gjør utslag i de andre analysene, og anses som en målefeil. Rundt 194 cm er det også en økning i innhold av grunnstoff med en særdeles høy økning av jern. Dette utslaget synker like brått som det stiger, og det tas til beretning at området mellom 191,5 og 195 cm av kjernen er noe forstyrret som følge av at sedimentene ligger her i overgangen mellom to kjernedeler.

#### **Enhet E: 78 - 177,5 cm**

De første fire centimeterne av enhet E består av to lag av finkornede sediment hvor det første er av en lysere gråfarge og det andre er av mørkere grå, før man ved 82 cm finner et centimetertykt mørkt og grovt lag som har en avbøyning på ca. 4 cm mot hver sin kant av kjernen. Dette laget har et tydelig innslag av organiske fragmenter. Under dette laget og mot 88 cm av kjernen, blir sedimentene markant lysere og framstår som nokså finkornede. Mellom 88 og 177,5 cm er det vanskelig å tyde noen form for laminering. Hele dette området av kjernen består av en blanding av lysere og mørkere grå sediment med enkelte små spredte organiske partikler. Det kan også observeres langsgående bølger i sedimentene langs kantene av kjernen. Glødetapsverdien bærer tegn på at man nærmer seg dagens isbreforhold med en gradvis økning av glødetapsverdier fra bunn til topp. Fra 78 - 87 cm er glødetapet ved flere anledninger på verdier over 2 % med høyeste verdi ved 86,5 cm på 3,23 %. MS-verdiene i

denne enheten ser ut til å ha store svingninger mellom laveste og høyeste verdi, og har noen høye verdier ved blant annet rundt 87 cm, 133 cm og 139 cm, som ellers kun finnes i nederste kjernedel i enhet A. Gjennomsnittsverdien for MS ligger på 429 for hele enhet E, og ligger dermed over gjennomsnittet for hele kjernen (403). Data fra XRF viser generelle små intervall i grunnstoffinnholdet mellom utslagene i enheten. Det som likevel er mest merkbart er en nedgang i jerninnholdet fra 143,5 cm som synker relativt jevnt mot øvre del av enhet E. Innholdet av kalium synker ikke like mye, og er i denne perioden høyere enn jern som eneste sammenhengende periode.

#### **Enhet F: 60 - 78 cm**

I den øverste delen av enhet F og til 68,5 cm er sedimentene lys grå og nokså finkornede. Mellom 68,5-73,5 cm blir sedimentene brått mørkere, og det er et større innhold av organiske fragmenter. Fra 73,5-78 cm er det skjevt og særdeles mørkt til svart lag med stort innhold av makrofossiler. Også her er avbøyningen på 3-4 cm mot sidene. Glødetapsverdiene fortsetter der de slapp i enhet E med særdeles høye verdier mellom 73,5-78 cm med et toppunkt på 9,12 % ved 74,5 cm. Verdiene holder seg etter dette generelt høye med et nytt hopp til 2,38 % ved 65,5 cm. Mellom 74,5-78 cm er også MS-verdiene særdeles lave, og holder seg for det meste under gjennomsnittsverdiene for hele kjernen. XRF-data viser også til større utslag begge veier i verdiene i enhet F, og kaliumnivået er også her stort sett høyere enn jern.

#### **Enhet G: 34 - 60 cm**

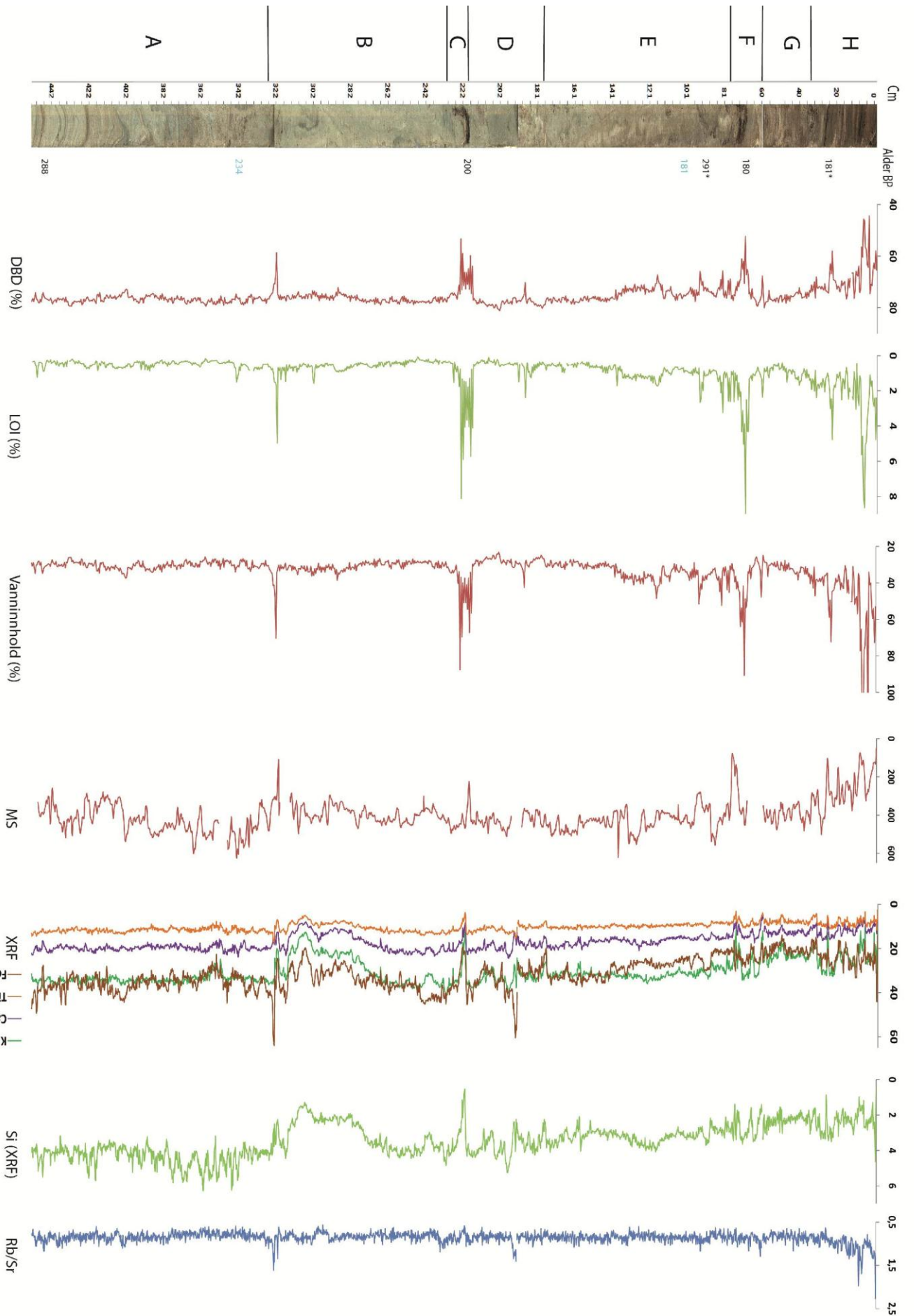
Øverst i enhet G og ned til 52 cm er det ingen tydelige sedimentlag, og består mest av en flekkvis blanding av mørkere og lysere grå flekker. Mot 60 cm kan det til gjengjeld observeres noen ufullstendige tynne og mørkere striper med økt innhold av organiske fragmenter. Også her er det noen langsgående bølgeformer i sedimentene langs kantene. Mellom 52-60 cm er et område med mer sammenhengende og mellommørke grå sedimenter. Gjennom hele enheten ser sedimentene grovere ut og mer sandig. Glødetapsverdiene holder seg forholdsvis lave i enhet G, men øker svakt fra 43,5-34 cm. Gjennomsnittet for hele enheten er på 0,97 % og høyeste verdi på 1,92 % ved 35 cm. MS-verdiene svinger rundt gjennomsnittet for hele sedimentkjernen (403) med en gjennomsnittsverdi for enheten på 390. Verdiene har laveste punkt mellom 34-35 cm. Fra XRF-analysen ser man at der verdiene i

enhet F svingte veldig, har verdiene i denne enheten mindre variasjoner. Et lite unntak er to små dropp i grunnstoffinnholdet ved 52 cm og 35,5 cm. Igjen viser analysen at det generelt er høyere innhold av kalium enn jern.

#### **Enhet H: 0 - 34 cm**

Denne enheten, som utgjør de øverste delene av sedimentene i Litlvatnet, har merkbart mørkere sedimenter enn resten av kjernen, og innholdet av organisk materiale er høyere. De øverste 9,5 centimeterne består i hovedsak av mørk grå sandige sedimenter med en del kvister og andre større organiske fragmenter. Resten av enheten består av mørke grå sedimentlag som er relativt tykke bestående av mellomfint materiale. Disse lagene blir avbrutt av noen lysere lag ved 10 cm, 16 cm og 20 cm med en tykkelse på rundt 1 cm. De lysere lagene har gjerne en grovere kornfordeling og en opptil 0,5 cm tynn ufullstendig stripe av mørkt organisk dominert materiale. Det mest tydelig organiske laget i enheten er ved 24,5-25 cm med en svart farge og en grovkornet sammensetning. Som ventet er glødetapsverdiene i denne enheten høyere enn i noen annen, og har et gjennomsnitt på 2,27 %. De største utslagene er ved 7 cm og 24,5 cm med forholdsvis 8,64 % og 4,76 %. MS-verdiene er i denne enheten på sitt laveste med et snitt på 264 med lavesteverdi ved 9 cm og 26,5 cm. I denne enheten er det igjen større svingninger i XRF-dataene, men ingen utpregede utslag som de andre analysene vitner om. Fra ca. 23 cm og mot toppen slutter kaliumverdiene å være høyere enn jern, og innholdet av grunnstoffene er igjen på et jevnt nivå i forhold til hverandre.

**Figur 3.4 (neste side):** Viser resultatene fra sedimentanalysene med enhetsinndelingen. XRF-data er i hele tusen per sekund, mens MS-data er i Si-units  $10^6$ . Der hvor det forekommer hull i grafene er data utelukket pga. forstyrelser av data ved enden av kjernedelene. I tillegg er de nevnte målefeilene fra glødetapsanalysen fjernet fra figuren. Dateringsaldrene er basert på median alder BP (1950 AD) ved to standardavvik ( $2\sigma$ ). Aldre i lys blå er hentet fra LiTP-212 og plassert i forhold til sedimentasjonsavviket (kapittel 3.5.2). \*Alderen er tenkt å være noe forurenset og indikerer en for gammel datering, og er ikke tatt med i aldersmodellen.



Som korrelasjonsanalysen viser (Tabell 3.1), varierer glødetapet inverst med DBD ( $r = -0,746$ ). En samvariasjon mellom DBD og MS vil kunne vise til en sammenheng i tettheten av materialet (Bakke et al., 2005c). Selv om DBD-verdiene ikke har store utslag, og korrelasjonsanalysen mellom DBD og MS ( $r = 0,491$ ) ikke gir noen indikasjon på samvariasjon, ser man ut i fra grafen (figur 3.4) at både MS-verdiene og DBD-verdien holder seg på et generelt høyt nivå, og verdiene synker ved samme punkt i kjernen for begge analysene. Der hvor verdiene er høye for begge analysene er også tettheten for materialene høye.

Selv om de fleste utvalgte grunnstoffene fra XRF-analysen samvarierer med de andre foretatte analysene, har kalsium (Ca) best korrelasjon med DBD, og utgjør sammen med MS-data best indikasjon på endring av brestørrelse. For økt brestørrelse vil man kunne forvente større sedimenttilførsel og økte verdier av Ca.

**Tabell 3.1:** Korrelasjonsanalyse mellom sedimentparameterne for LiTP-112. Alle verdier er oppgitt i r-verdier (Pearsons  $r$ ). Verdier merket med gult indikerer en middels god korrelasjon, mens grønne merkinger viser til en ganske god korrelasjon.

	MS	DBD %	Vanninnhold %	Glødetap	K	Ca	Ti	Fe	Si	Rb
<b>MS</b>	1									
<b>DBD %</b>	0,491	1								
<b>Vanninnhold %</b>	-0,5	-0,984	1							
<b>Glødetap</b>	-0,499	-0,746	0,766	1						
<b>K</b>	0,422	0,353	-0,344	-0,29	1					
<b>Ca</b>	0,47	0,494	-0,467	-0,397	0,895	1				
<b>Ti</b>	0,314	0,369	0,346	-0,31	0,845	0,885	1			
<b>Fe</b>	0,204	0,352	-0,32	-0,3	0,633	0,726	0,874	1		
<b>Si</b>	0,43	0,38	-0,358	-0,302	0,819	0,855	0,717	0,557	1	
<b>Rb</b>	0,238	0,223	-0,233	-0,221	0,282	0,235	0,338	0,395	0,135	1

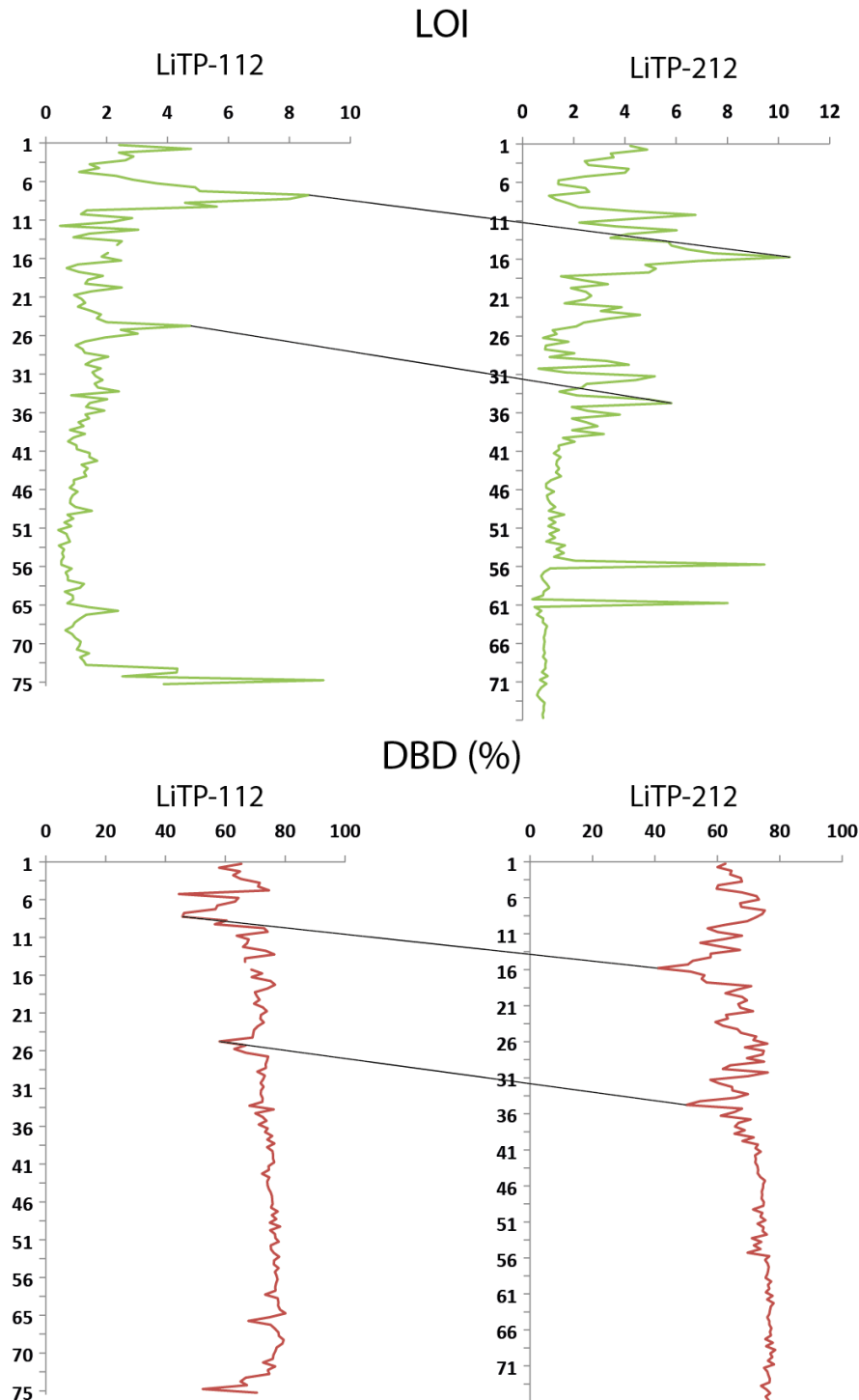
### 3.5.2 Sammenlikning av LiTP 112 og LiTP 212

Før selve tolkningen av sedimentkjernene ble de sammenliknet for å se etter liknende trender som kan koble de sammen, og dette for blant annet å kunne si noe om sedimentasjonen i vatnet. Hvis det oppdages en hendelse kun i den ene kjernen kan det tyde kun på en enkelt



episodisk hendelse. En aldersammenlikning kan si noe om sedimentasjonsraten mellom lokalitetene der kjernene er tatt opp.

Førsteintrykkene av sedimentkjernene er at oppbygningen og utseende er tilnærmet lik hverandre. Til tross for at man tapte øverste del av LiTP-112, så har begge kjernene et mørkere felt rik på organisk materiale øverst med noen lagdelinger. Deretter følger et stort midtparti på begge kjernene der sedimentene ser nokså homogene ut, er mer vannholdige, og viser tegn på omrøring. LiTP-112 har et tydelig 3 cm tykt organisk lag i sitt midtparti. Mot bunnen på begge kjernene opphører de homogene sedimentene, og har her tydeligere sedimentlag med varierende innhold av organisk materiale og kornstørrelse. Siden det kun er gjennomført MS-analyse på begge sedimentkjernene, samt DBD og LOI kun på de øverste 75 cm av LiTP-212, er det ikke like lett å spore felles utslag. Til gjengjeld er det enkelte likehetstrekk i MS-grafene, og ved å sammenlikne DBD og LOI for begge kjernene (figur 3.5) ser det ut til at man ikke har mistet så mye av toppen av LiTP-112 som først antatt. På bakgrunn av blant annet MS-dataene ser det ut til at begge kjernene består for det meste av minerogent materiale, og dette kan tyde på at det har eksistert en bre i nedslagsfeltet gjennom hele perioden sedimentkjernene dekker.



**Figur 3.5:** Sammenlikning av LOI (%) og DBD (%) mellom de øverste 75 cm av LiTP-112 og LiTP-212. De svarte linjene viser et mulig felles signal mellom sedimentkjernene. Hvis dette er tilfelle er kun de øverste 8-10 cm av LiTP-112 gått tapt.

Som figur 3.5 viser, er de øverste 75 cm på begge kjernene hvor man har datagrunnlag, sammenliknet. Dette er gjort for å korrelere de to, og som figuren foreslår så har man ikke nødvendigvis mistet så mye av kjernen som først antatt. I figuren ser man også at ikke alle datautslagene er tilstede i begge kjernene. MS-dataene er enda mer ulike selv om

man kan tyde en generell og omtrentlig trend. Dateringene fra tabell 3.2 gir en tilnærmet lik alder ved 77-78 cm i LiTP-112 og 112-113 i LiTP-212 på rundt 179 kal. år før nåtid. Dette vitner om en relativ stor sedimentasjonsrate i begge kjerner hvor LiTP-212 kan ha hatt en enda større sedimentasjon. Dette trenger ikke nødvendigvis være tilfelle der LiTP-112 er en lengre kerne, og med tanke på at dateringene i begge kjerner viser til en stor sedimentasjonsrate med lite aldersforskjell.

### 3.5.3 Datering

**Tabell 3.2:** Tabell over dateringer. \*Alder i minus indikerer år etter AD 1950.

#### LiTP-112

Lab-ID	Dybde (cm)	Materiale	Vekt (mg C)	Alder <sup>14</sup> C år BP	Alder kal. år BP (1950 AD) 2σ	Alder BP (1950 AD) Median 2σ	Alder før nåtid (2012)
LiTP-112.1	24-25	Bladrester	N/A	165±30	229-132	<b>181</b>	243
LiTP-112.2	77-78	Bladrester	0,6	225±35	218-142	<b>180</b>	242
LiTP-112.3	93-94	Bladrester	0,9	230±30	314-267	<b>291</b>	353
LiTP-112.4	219-220	Bladrester	0,9	150±30	232-167	<b>200</b>	268
LiTP-112.5	445,5-446,5	Bladrester	0,6	225±30	309-267	<b>288</b>	350

## LiTP-212

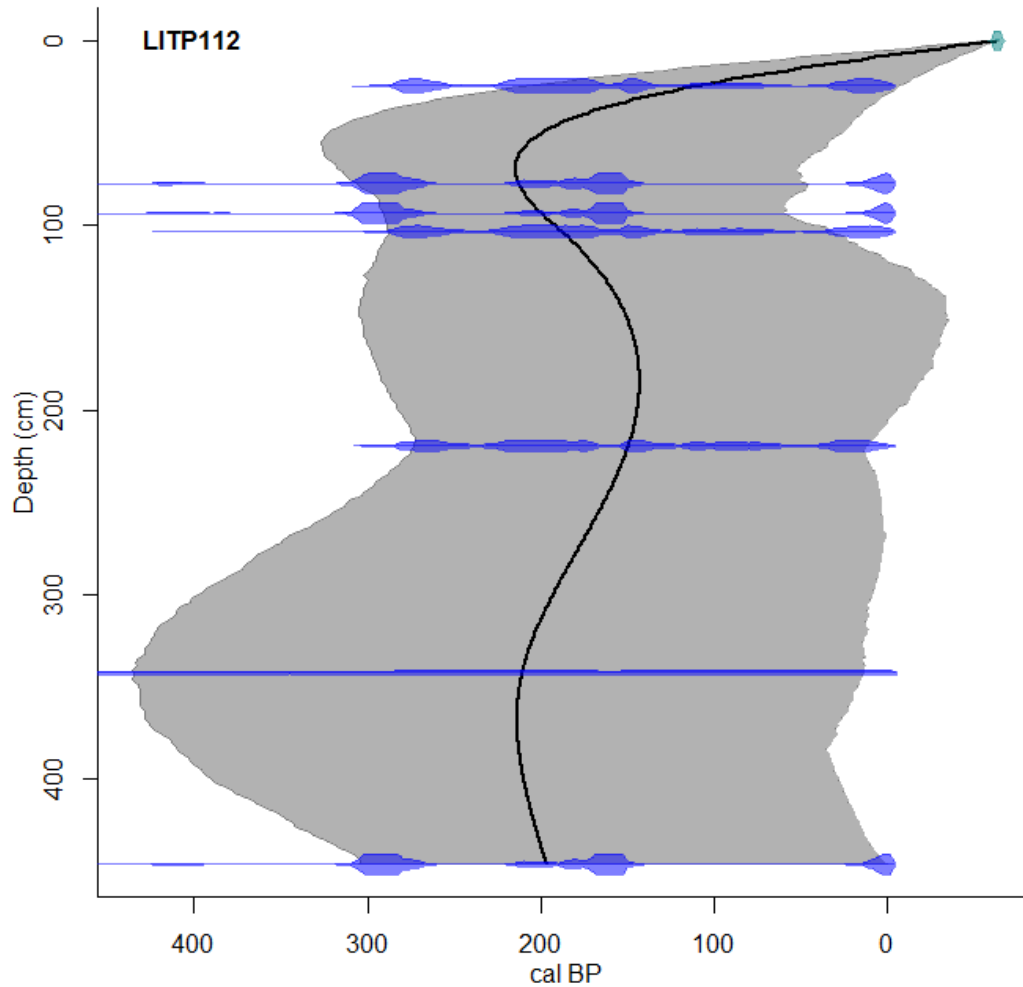
LiTP-212.1	112-113	Bladrester	0,4	165±35	230-131	<b>181</b>	243
LiTP-212.2	353-354	Bladrester	0,16	110±190	473-(-5)*	<b>234</b>	296

Det ble sendt sju prøver til karbondateringer til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen, fem fra LiTP-112 og to fra LiTP-212. Prøvetakingen gikk ut på å ta ut sediment fra egnet sted i kjernen i kuber på ca. 1 cm<sup>3</sup>, og som deretter ble siktet. Gjenliggende organisk materiale ble så undersøkt i lupe. Valget av makrofossiler for datering falt på bladrester som videre ble tørket og veid. Når resultatene fra Poznan kom i retur ble dataene kjørt gjennom alder-dybde-kalkuleringen clam 2.1 (Blaauw, 2010) basert på kalibreringskurven til Reimer et al. (2009) i statistikkprogrammet R. Dateringsalderen (uthevet i tabell 3.2) som er brukt, er basert på median til aldersintervallet hentet fra utregningene i R i år BP (AD 1950) ved 95 % konfidensintervall (2σ). Da utregningene i R foreslår sannsynligheten for flere mulige aldersintervall, kan den valgte alderen være noe misvisende der to ulike aldre kan ha veldig like sannsynlighet som tabell 3.3 viser.

For å regne ut mengde uorganisk karbonat i kjernen er glødetapet på 950 °C brukt (se LOI<sub>950</sub> fra kapittel 3.3.2) (Heiri et al., 2001). Denne analysen ble foretatt for hver femte centimeter av kjernen. Resultatet viste lave verdier der alle holdt seg under 1,4 %, og dette gjør at man kan se bort i fra hardvannseffekten som kan spille inn hvis man har en karbonatrik grunn i området man undersøker (Moore et al., 1998). I tillegg er det foretatt kun dateringer på terrestriske fossiler som gjør at hardvannseffekten omgås.

Dateringstallene viser at alderen for sedimentasjonsperioden ikke er så gammel som man først hadde ventet, og strekker seg rundt 350 år tilbake i tid. Dette vitner om en stor sedimentasjonsrate mellom første og siste datering. Dateringene gir også en knekk i sedimentasjonsraten fra øverste datering og opp til overflaten, og hvor sedimenteringen må ha foregått mye langsommere. C<sup>14</sup>-aldre yngre under 500 år skal man også være forsiktig med, og kan gi store usikkerheter. Tar man for seg de fire øverste dateringene (medberegnet dateringer fra begge kjernene) ser man at det er noen som ikke virker helt korrekte. Dateringene 24 cm, 77 cm og 103 cm virker alle til å ha samme alder og være avsatt rundt

181 år BP. I tillegg er datering fra 93 cm ned i kjernen er noe eldre (ca. 291 kal. år BP) enn de omkringliggende dateringene. Både datering ved 24 cm og 93 cm er tolket til å være forurenset av "gammelt" organisk materiale, og gir en eldre alder enn tilfellet ved sedimenteringstidspunktet. Disse dateringene er dermed luket vekk fra aldersmodellen for at sedimenteringen ikke skal gi en ulogisk reversert rekkefølge. Dateringene fra 77 cm og 112 cm er tolket til å være avsatt under samme periode hvor sedimenteringen var høy, og det er også rundt 77 cm tenkt en brå nedgang i sedimenteringsraten (ca. AD 1770), og fram til i dag. Selv om dateringene fra 24 cm viser samme alder, skiller dette området seg i sedimentkjernen fra de andre to med mer organisk materiale som også gir utslag i de andre sedimentanalysene. I datering fra 342 cm ser vi at feilmarginen for alderen er meget bred og gir stor usikkerhet, men likevel havner medianalderen innenfor en alder som kan passe i forhold til resten av dateringene. Sammen med datering fra 112 cm er denne fra 342 cm også utelatt fra aldersmodellen.



**Figur 3.5:** Figuren viser resultatet fra R etter at man kjørt dateringene gjennom programmet R ved hjelp av alder-dybde-kalkuleringen clam (Blaauw, 2010). De blå strekene viser dateringene hvor de tykkeste områdene på streken indikerer størst sannsynlighet for rett alder. Tabell 3.3 viser eksempel på tallene bak resultatene.

**Tabell 3.3:** Et eksempel på hvordan data fra de kalibrerte tallene for dateringene ved dybde 77-78 cm ser ut, og viser ulike tidsintervall i kal. år BP (AD 1950), og sannsynligheten for at dateringene passer for de ulike intervallene ved to standardavvik.

Depth: 77.5

<i>yrmin</i>	<i>yrmax</i>	<i>probability</i>
-4	23	13.6
142	218	42.1
265	316	37.6
407	421	1.6

### ***3.6 Tolkning av innsjødata***

Formålet med oppgaven er å kunne rekonstruere brefluktasjoner så langt tilbake som mulig gjennom holosen, og analysene som er gjennomgått i kapittel 3.3 er utført for i hovedsak å kunne si noe om brestørrelse. Tolkningen tar utgangspunkt i disse analysene, og er forsøkt delt inn i enheter (kapittel 3.5.1). Her er det også forsøkt å kunne skille ut episodiske hendelser (som flom og massestrømninger), og vurdere om breen øker eller minker i størrelse. Den glasiiale aktiviteten kan sees i forhold til gjennomsnittet i DBD-dataene (75,25 %) hvor verdier over gjennomsnittet er tenkt å være i en periode med økt glasiial aktivitet, og minking av brestørrelse for verdier under gjennomsnittet.

Høgtuvbreen står som hovedfaktor for tilførsel av smeltevatn og sedimentproduksjonen, men det kommer også smeltevatn fra Tverrådalen, og mulig fra Svartisen. Uansett hvor sedimentene kommer fra lokalt, vil de likevel kunne si noe om endret tilførsel som følge av klimatiske endringer. Dagens størrelse av Høgtuvbreen utgjør lite av dreneringsbassenget. Som nevnt består begge sedimentkjernene av lite gytja, og har stort sett glasiifluvialt materiale gjennom hele. Dette kan altså tyde på at isbreen har vært tilstede i hele perioden sedimentkjernen viser.

Under følger tolkningen av begge sedimentkjernene, men LiTP-212 er mest brukt som referanse, og det er kun MS-analysen som er foretatt på hele kjernelengden av LiTP-212. Glødetap (LOI) og tørrvekt (DBD) er benyttet for å kunne koble de to kjernene sammen (figur 3.5).

#### **3.6.1 Flom og massestrømning**

Som nevnt tidligere utgjør flom og massestrømninger episodiske hendelser, og blir ikke i utgangspunktet styrt av brestørrelse. Ut i fra data fra analysene, og visuelt sett, er det i hovedsak seks hendelser som skiller seg ut. Dette er relativt korte sekvenser som gir brå og større utslag i analysedataene. I tillegg kan disse hendelsene observeres i kjernen som grovkornede sedimentlag med økt innhold av organisk materiale. De øverste 80 cm av kjernen inneholder mye organisk materiale med en del lagdelinger med varierende fargeintensitet. I øverste enhet (H) er det to organiske mørkere lag ved 7 cm og 24,5 cm som gir utslag i analysene. Et tilsvarende tykkere lag finnes mellom 73,5 cm og 78 cm i enhet F. I enhet D er det et mindre utslag i analysene ved 193,5 cm, men som ikke er like synlig, og kan observeres

kun som et svakt mørkere lag på rundt 0,5 cm i tykkelse. I enhet C rundt 222 cm er det et nokså tydelig mørk og organisk lag med en tykkelse på rundt 2,5 cm som gir et kraftig utslag i analysene. Lenger ned i kjernen i enhet B ved 323,5 cm er det lite utslag i analysene, men som kan kun observeres som et tynt lag på rundt 0,5 cm som har litt høyere innhold av organiske fragmenter enn sedimentene rundt. Hele enhet A i bunnen av kjernen har ingen utpregede utslag i analysedataene, men man kan observere to tydelige mørke og grovere lag ved 422 cm og 446 cm som er ca. 1 cm tykke, og som kan tenkes å være en brå episodisk endring.

Det er ikke utført noen kornfordelingsanalyse på sedimentkjernene for å si noe om episodiske hendelser. Likevel viser analysedata fra de to mørke sedimentlagene i enhet A liten nedgang i MS-data, mens dataene fra DBD-analysene virker uendret. Dette er kun i tilfelle med disse to lagene, og kan være tegn på en episodisk hendelse. I Vasskog et al. (2011) er det forsøkt å skille ut episodiske hendelser som massestrømning og flom fra glasifluvial bakgrunns sedimentasjon ved å undersøke en nedgang i forholdet mellom rubidium (Rb) og strontium (Sr). I figur 3.4 ser vi ingen tydelige nedgang i dette forholdet, men tvert i mot noen tydelige topper i enhet B, D, F og H, hvor innholdet av rubidium overstiger strontium.

#### 3.6.2 Økt glasial aktivitet

Som nevnt innledningsvis kan man benytte gjennomsnittet for DBD-verdiene for å avgjøre om breen øker eller minker. Verdier over middelverdien på 75,25 % vil dermed kunne favorisere økt brestørrelse. Mellom 40 cm og 70 cm holder verdiene seg for det meste over gjennomsnittet. Fra 140 cm og til bunnen av sedimentkjernen holder verdiene seg tett mot middelverdien, men ligger for det meste over, foruten noen større og mindre enkeltepiser hvor verdiene synker under gjennomsnittet. Dette gjelder i hovedsak ved 193,5 cm, 323,5 cm og ved den hendelsen som dominerer enhet C rundt 222 cm. De andre analysene ser ut til å speile den samme trenden i perioder med økt bre hvor glødetapsverdiene er lave og MS-verdiene høye. XRF-verdiene ligger også for det meste på et høyt nivå fra 140 cm og nedover i kjernen, foruten den jevne nedgangen i enhet B mellom 260 cm og 308 cm. I en antatt periode med økt bre mellom 40 cm og 70 cm synker XRF-verdiene i stedet for å øke. Ut i fra korrelasjonsberegningen ser DBD-verdiene ut til å samvariere mest med de andre analysene, og være den styrende faktoren for brevariasjoner.

Der grunnstoffanalysen (XRF-metoden) viser til innputt av materialstoffer vil endringer som ikke samsvarer med de andre analysene ikke nødvendigvis bortforklare større



bre med økt smeltevannsføring, men kan tyde på en endret tilførsel i løpet av perioden. Smeltevannet kan eksempelvis endre kurs eller komme fra et annet opprinnelsessted før det renner ned i Litlvatnet etter hvert som isbreen vokser og brer seg utover landskapet.

Økt tilførsel av titanium (Ti) er sett i sammenheng med glasial erosjon (Bakke et al., 2009), og gjennom hele sedimentkjernen viser data fra XRF at titanium-mengden er relativt høy, og er den fjerde største forekomsten blant grunnstoffene. Silisium er et av de vanligste grunnstoffelementene man finner i jordskorpa, og er en av bestanddelene i kvarts. Dermed kan varierende silisium-innhold i sedimentene være en indikator for erosjonsproduktiviteten i nedslagsfeltet (Rothwell, 2006).

Selv om korrelasjonsanalysen viser kun svak korrelasjon mellom grunnstoffene og de andre sedimentparameterne, har de likevel en positiv korrelasjon med DBD og MS, og negativt korrelasjon med LOI. Det vil si at alle grunnstoffene kan sees på som svake breindikatorer der innhold av kalsium (Ca) har best korrelasjon med de andre sedimentparameterne. Varierende innhold av grunnstoffelementer kan dermed mest benyttes til å stadfeste brå endringer ved enkelt hendelser i samsvar med de andre sedimentparameterne. I tillegg kan endringer i grunnstoff, som ikke er i samsvar med DBD, LOI og MS, indikere variasjoner i sedimenttilførsel innad i perioder med økt eller minket brestørrelse.

#### **3.6.3 Minket glasial aktivitet**

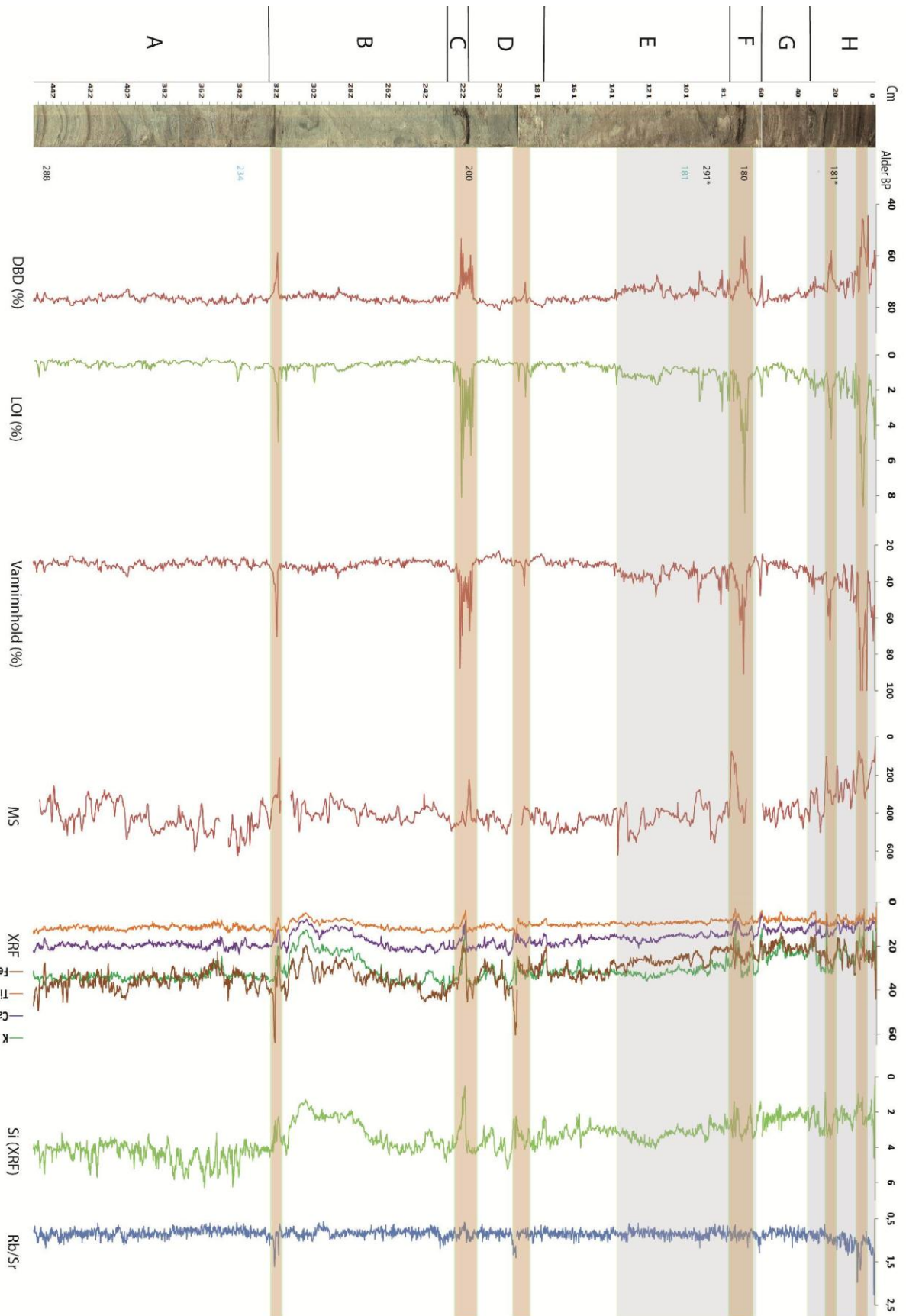
I perioder med minket glasial aktivitet er tolket til å være der DBD-verdiene ligger under gjennomsnittet på 75,25 %. Dette ser i første omgang til å stemme nokså godt da de øverste 36 cm av kjerne har verdier under dette snittet med kun et par få unntak, og dermed foreslå en minking av isbreen de siste årene med sedimentasjon. Lenger ned i kjernen mellom 64 cm og 139 cm er et nytt parti hvor DBD-verdien for det meste ligger under gjennomsnittet, og dermed viser til en periode med minkende brestørrelse. Mot bunnen av kjernen er det ingen lengre perioder som tyder på mildere perioder, men man finner likevel tre enkelthendelser med lave DBD-verdier som skiller seg ut fra hovedtrenden (merket med brunt i figur 3.6).

De andre sedimentparameterne ser ut til å vise omtrentlig til samme trend, spesielt for de øverste 40 cm med tydelig nedgang i MS-verdier og økning i glødetap (LOI). Glødetapet ser også ut til å speile perioden mellom 70 cm og 140 cm best der man i de andre analysene kun ser svakere endringer. Når det gjelder de nevnte tre nederste enkelthendelsene reagerer

XRF-verdiene ulikt på disse, og viser til en kraftig nedgang i tilførselen ved 222 cm, og en kraftig økning ved 193,5 cm og 323,5 cm.

**Figur 3.6 (nest side):** Viser resultatene fra sedimentanalysene. Grå felt indikerer perioder med tenkt minket brennaktivitet, mens hvite felt er tolket til å favorisere økt brennstørrelse. Brune felt viser til episodiske hendelser i sedimentasjonen. XRF-data er i hele tusen per sekund, mens MS-data er i Si-units  $10^{-6}$ . Der hvor det forekommer hull i grafene er data utelukket pga. forstyrrelser av data ved enden av kjernedelene. Dateringsaldrene er basert på median alder BP (1950 AD) ved to standardavvik ( $2\sigma$ ). Aldre i lys blå er hentet fra LiTP-212 og plassert i forhold til sedimentasjonsavviket (kapittel 3.9). \*Er tenkt å være noe forurenset og indikerer en for gammel datering, og er ikke tatt med i aldersmodellen

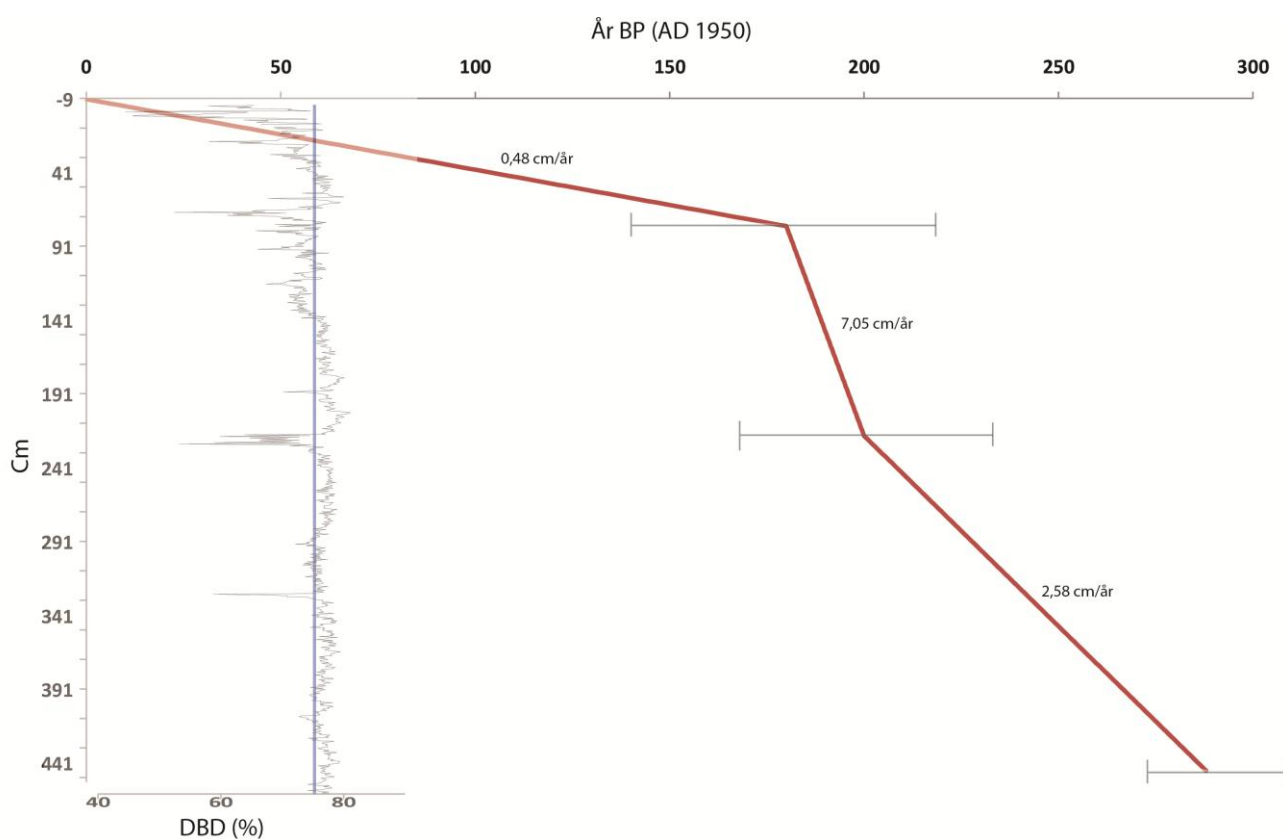
### 3 PROGLASIALE INNSJØSEDIMENT



### 3.6.5 Aldersmodell

En aldersmodell er til god hjelp for å kunne sammenlikne alder og sedimentasjonsrate med andre kjerner, og i tillegg gi en pekepinn på alderen nedover i kjernen, og ikke bare enkeltpunkt. I modellen er det foretatt en lineær interpolasjon mellom punkt som kan gi raske endringer ved hvert enkelt punkt. Hvor den faktiske endringen i sedimentasjonsraten nøyaktig skjer, er noe usikkert i en slik modell, og kan bli overdimensjonert. I tillegg vil episodiske hendelser kunne forstyrre sedimentasjonssignalet da én bestemt hendelse kan utgjøre like mye sedimentering som mange år med "vanlig" sedimentasjon (Karlèn, 1981).

I aldersmodellen er hvert punkt en  $^{14}\text{C}$ -datering i kal. år BP (AD 1950), og det er brukt dateringer fra begge kjernene for å få et bilde på sedimentasjonshistorien. En aldersmodell vil være mer troverdig med økt antall fastpunkt (Telford et al., 2004).



**Figur 3.7:** Aldersmodell med dateringer i år BP (med aldersintervall) som fastpunkt. Den vertikale grafen til venstre viser DBD-verdier med en gjennomgående blå linje som angir gjennomsnittsverdien. Merk at det er tatt høyde for tap av de antatte øverst 9 cm av LiTP-112.

Fra aldersmodellen i figur 3.7 ser man en nokså stor sedimentasjonsrate opp til 77 cm i

kjernen. At sedimenteringen er såpass kraftig for store deler av kjernen var noe uventet, men det gir til gjengjeld en god tidsopløsning fra rundt AD 1660 og fram til i dag. Sedimentasjonsraten indikerer dermed at tilgangen på sediment og smeltevannets kapasitet var stor fram til knekken i grafen ved 77 cm (rundt AD 1770) (Summerfield, 1991).

Mellom punktene kan man se en markant endring i sedimentasjonsraten, og aller mest ved det nevnte punktet på 77 cm hvor sedimentasjonsraten øker til dette punktet for så å avta ganske brått fram mot toppen av kjernen. Store sedimentasjonsrater er sett i sammenheng med at det er en isbre i dreneringsbassenget (Maizels, 1995). Endringer i sedimentasjonsraten vil kunne vise til endringer av isbreen (Leonard, 1986). I figur 3.7 er også grafen for DBD-verdien inkludert, og høye DBD-verdier kan indikere økt brestørrelse. Sammenliknes DBD-verdiene med aldersmodellen ser man at DBD-verdiene holder seg over gjennomsnittet nesten hele perioden sedimentasjonsraten øker. Fra ca. 120 cm og mot toppen av kjernen er DBD-verdiene mer ustabile, men holder seg for det meste under gjennomsnittet. Samtidig er det en knekk i aldersmodellen fra 77 cm med en mye lavere sedimentasjonsrate. Mellom 77 cm og 112 cm av kjernen skiller det kun ett år basert på dateringene, men aldersforskjellen kan være større sett i sammenheng med aldersintervallet for hver dateringsalder (tabell 3.2), eller det kan skyldes en episodisk hendelse som har avsatt mye sedimenter. Dateringen ved 112 cm er ikke tatt med i aldersmodellen.

## 3.7 Oppsummering

- I dette kapittelet er det kort diskutert forskjellige metoder for analyse av innsjøsedimenter. Sammenhengen mellom metodene indikerer stor bre i dreneringsbassenget når man har økte verdier i DBD, MS og innhold av grunnstoff (XRF), og særlig kalsium (Ca). Det at kalsiummengden øker kan ha sammenheng med økt smeltevannsføring fra Svartisen som kommer fra en mer kalkrik berggrunn. En økning i glødetapsverdiene vil kunne representere en minking av brestørrelse, men verdiene holder seg veldig lave gjennom hele kjernen, og kan ha flere feilkilder. Der hvor man har store anomalier i dataene kan dette tolkes til å være episodiske hendelser.
- Litlvatnet har i denne analysen vist seg godt egnet for undersøkelser av brefluktasjoner i sen-holosen. Vannet har en høy sedimentasjonsrate og mye smeltevann må drive gjennom Litlvatnet. Høy sedimentasjonsrate gir en god oppløsning av sedimentene.
- LiTP-112 er datert til om lag 288 kal. år BP 452 cm ned i sedimentkjernen, mens LiTP-212 er datert til 234 kal. år BP ned til 352 cm. Dette gir sedimentasjonsrater på over 6 cm/år (hvis man ser bort i fra perioden mellom 77cm og 112 cm). Sedimentasjonsraten endrer seg noe gjennom kjernen, men den største knekken ligger ved 77 cm. Der sedimentasjonsraten er høyest passer godt med analysene for økt breaktivitet.
- LiTP-112 er tolket til å mangle omtrent 9 cm i toppen av kjernen.

## 4. Beregning av likevektslinjer og vinternedbør

### 4.1 Rekonstruksjon av likevektslinjer

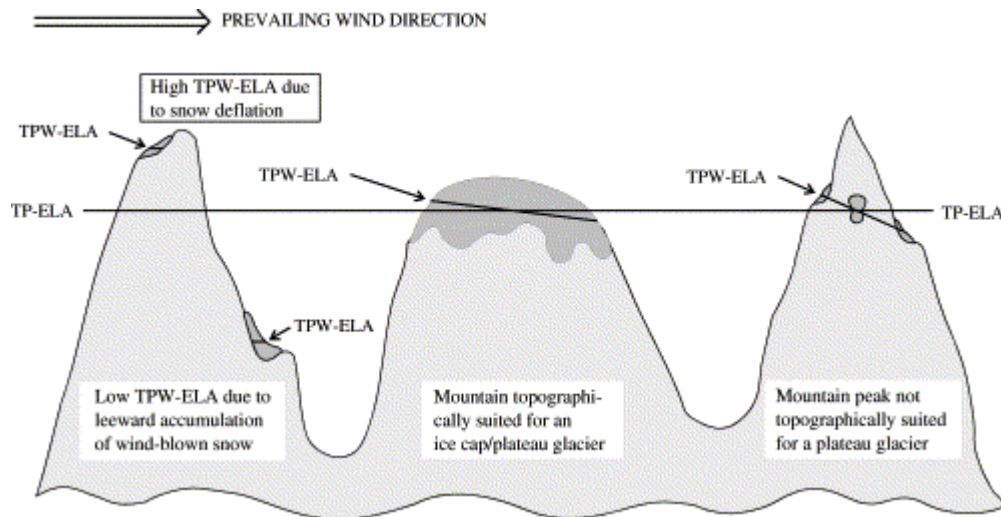
#### 4.1.1 Metodisk tilnærming til rekonstruksjon av likevektslinjer

Likevektslinjen (ELA – Equilibrium Line Altitude) er en del av isbreen der akkumulasjonen av snø er like stor som ablasjonen gjennom et balanseår (Nesje og Dahl, 2000). Selve balanseåret er delt inn i en akkumulasjonssesong (1. Oktober – 30. April) og en ablasjonssesong (1. Mai – 30. September). Høyden på denne likevekten er avhengig av det lokale klimaet i form av sommertemperatur og vinternedbør, men også vind, løsmassedekke og snøskred (Benn og Lehmkuhl, 2000). For maritime isbreer som Høgtuvbreen, er vinternedbør sett på som den viktigste faktoren for massebalanse (Nesje et al., 2000a).

Endringer i likevektslinjen vil dermed kunne være styrt av klimaet, og ulike beregnede likeveksthøyder kan si noe om klimavariasjonene bakover i tid (Porter, 1975). Ved en typisk temperert bre vil likevektslinjen være omtrent lik grensen mellom firn og is (firngrensen) (Nesje, 1995). Denne grensen vil bevege seg oppover i høyden ved en negativ massebalanse, og nedover når massebalansen er positiv.

Likevektslinjen er ikke nødvendigvis bare styrt av sommertemperaturen og vinternedbøren, men også vinden kan være en faktor i redistribusjonen av tørr snø. Påvirkningen fra vinden er også avhengig av typen isbre, og i Nesje og Dahl (2000) skiller man mellom to typer likevektslinjer (ELA). Den ene er kalt TP-ELA (temperature/precipitation ELA) og er styrt av sommertemperaturen og vinternedbøren. TP-ELA er blant annet gjeldene for platåbreer der snømassene blir fraktet fra vindsiden og over til lesiden. Siden snø dermed ikke forsvinner fra breen kan man, ved å regne ut likevektslinjen fra platåbreens fire kvadranter, se bort fra vindfaktoren. Ved botnbreer og brearmer vil vind kunne ha en mye større betydning, og man kan bruke en TPW-ELA (temperature/precipitation/wind ELA). På bakgrunn av vindens evne til å redistribuere snø vil en bre som ligger i le kunne ha en lavere TPW-ELA enn TP-ELA. Ved vinddeflasjon vil det være motsatt, og TP-ELA vil ligge på lavere høydemetre enn TPW-ELA (Nesje og Dahl, 2000). Høgtuvbreen framstår i dag som en platåbre, men den delen av isbreen som har erodert ut Trolldalen er en brearm som går i en østlig retning, og vinden fra vest og sørvest vil kunne

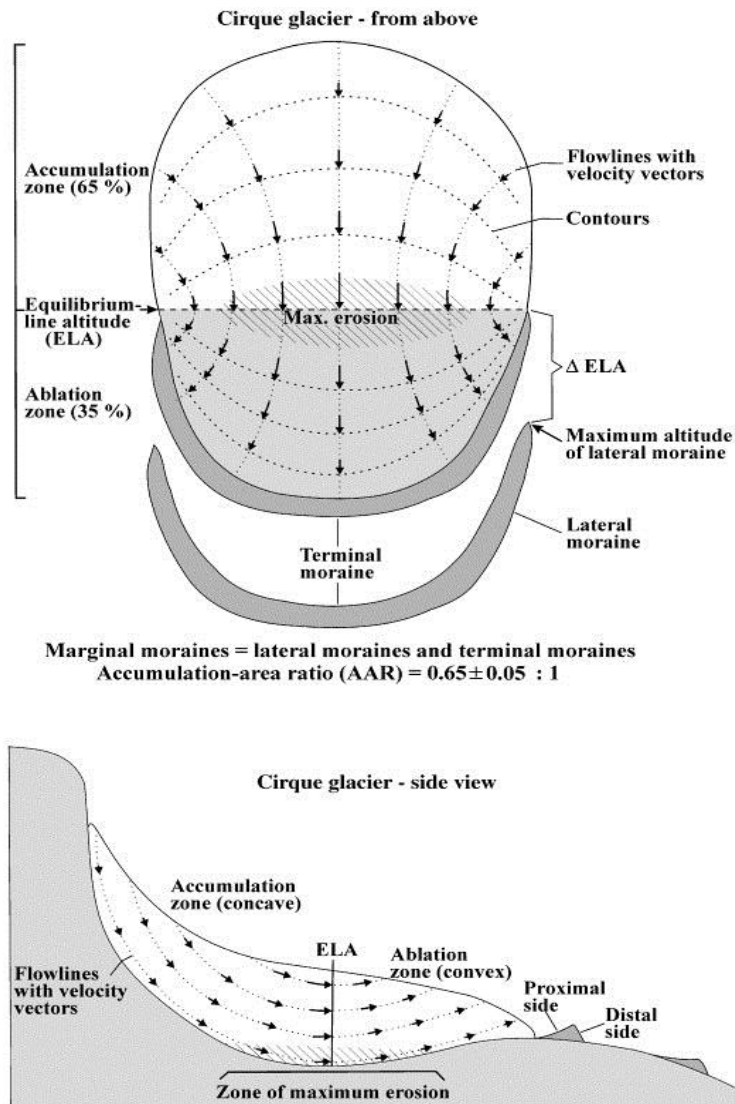
påvirke likevektslinjen. Basert på dette vil det bli brukt en TPW-ELA for å rekonstruere likevektslinjer.



**Figur 4.1:** Figuren viser forskjellen på TP-ELA og TPW-ELA, og hvordan vinden kan påvirke likevektslinjen på ulike isbretyper (Dahl et al., 2003).

I en teoretisk situasjon vil ismassene i en isbre bevege seg inn og ned mot likevektslinjen, og deretter ut og opp nedenfor likevektslinjen (figur 4.2) (Dahl et al., 2003). Dette er en viktig faktor i rekonstruksjonen av tidligere likevektslinjer da lateralmorener kun dannes nedenfor likevektslinjen. Dermed er det mulig å benytte lateralmorener til å gi informasjon om likevektslinjer på ulike tidspunkt tilbake i tid. En morenerygg kan også dateres og bli brukt til å estimere størrelsen på breen ved et bestemt tidspunkt, som igjen kan si noe om tidligere likevektslinjer.





**Figur 4.2:** En framstilling av hvordan man ser for seg ismassenes strømlinjeformer beveger seg før og etter likevektslinjen i en typisk botnbre. Figuren viser også at man kan beregne likevektslinjen ut i fra lateralmorener (Dahl et al., 2003).

I perioder hvor man ikke har morener til å rekonstruere likevektslinjer kan data fra sedimentkjerner fra proglasiale vann være til hjelp. Dermed kan man ved å ta i bruk sedimentdata og dateringer, og i tillegg morener som er tilstede i området, rekonstruere kontinuerlige likevektslinjer tilbake i tid (Bakke et al., 2005c).

Rekonstruksjoner av tidligere likevektslinjer er også til hjelp for å kunne forstå tidligere klimavariasjoner (Benn og Lehmkuhl, 2000). Det er utviklet flere metoder for beregning av likevektslinjer, og disse har vist ulik presisjon på grunn av at de fokuserer på ulike faktorer. Derimot vil alle metodene for estimering av likevektslinjer ta utgangspunkt i at breen er i en dynamisk likevekt (Osmaston, 2005). I Nesje og Dahl (2000) forklares metodene (1) maksimumshøyden på sidemorene, (2) middelhøyde på bre, (3) THAR (toe-to-headwall

altitude ratio), (4) AAR (accumulation area ratio) og (5) AABR (area altitude balance ratio). Siden det ikke eksisterer fullstendige sidemorener eller tidligere massebalansemålinger ved Høgtuvbreen, setter dette begrensninger for rekonstruksjon av likevektslinjer. De mest relevante metodene vil dermed være AAR og AABR.

#### **AAR (Accumulation Area Ratio)**

Ved denne metoden benytter man arealforholdet mellom området over likevektslinjen i forhold til hele breens areal (Porter, 1975). Metoden tar altså utgangspunkt i at isbreen er i likevekt, og at akkumulasjonsområdet er i et bestemt størrelsesforhold til hele breen. Ved bruk av AAR-metoden kan man se bort ifra data om massebalanse, og dette er en stor fordel for situasjonen ved Høgtuvbreen hvor man er uten tidligere massebalansemålinger (f. eks. Kuhle, 1988, Benn og Lehmkuhl, 2000).

AAR-verdien for en isbre vil også kunne endre seg fra år til år på samme måte som likevektslinjen er avhengig av massebalansen (Benn og Lehmkuhl, 2000). Ved midlere og høyere breddegrader vil AAR-verdien kunne variere mellom 0,5 og 0,8 (Porter, 1975). I Nesje (1995) er det antatt at en temperert bre i klimatisk og dynamisk likevekt vil ha en AAR på  $0,65 \pm 0,05$ . Der breen har positive massebalanseår vil akkumulasjonsområdet være større i forhold til hele breen enn ved år med negativ massebalanseår. Har isbreen et løsmassedekke på overflaten vil AAR-verdien være lavere enn rene snødekte breer. Aller helst bør man utføre en empirisk måling av ulike breer i regionen i flere år for å finne korrekt AAR (Benn og Lehmkuhl, 2000).

Metodens største problem er at den ikke tar hensyn til overflatens fordeling ved ulike høydemetre (hypsometri). Dette skyldes at metoden baserer seg på en teoretisk bre med en lik helningsvinkel over topografien med relativt jevne dalsider (Kuhle, 1988). Usikkerheten for AAR-målinger vil dermed øke der breer har ulike størrelser og former (Benn og Lehmkuhl, 2000).

#### **AABR (Area Altitude Balance Ratio)**

Denne metoden tar AAR-metoden litt videre og tar hensyn til hypsometrien (Osmaston, 2005). AABR-metoden tar utgangspunkt i at forholdet mellom akkumulasjonsgradientene og

ablasjonsgradientene er kjent, mens de er omtrent lineære og forskjellige fra hverandre (Benn og Lehmkuhl, 2000). Forutsetningen for denne metoden er at man har topografiske kart over området som kan gi en indikasjon på høydefordelingen, og massebalansedata fra selve breen man undersøker eller nærliggende som kan gi en signifikant AABR-verdi. Deretter kan man regne ut likevektslinjen (Benn og Lehmkuhl, 2000). Metoden BR (Balance Ratio) er en tilnærmet lik utregning som AABR testet av Furbish og Andrews (1984), og som fant ut at det beste resultatet for maritime breer er en BR på 2,0. Denne verdien gjør at man nødvendigvis ikke trenger å regne ut AABR-verdien. For å få den beste AABR-verdien er det en fordel at mesteparten av akkumulasjon skyldes direkte snøfall, og metoden blir fort unøyaktig der snøtilførselen skyldes snøras på breen eller det ligger mye løsmasser i overflaten (Benn og Lehmkuhl, 2000).

#### 4.1.2 Likevektslinjer på Høgtuvbreens sørlige utløp

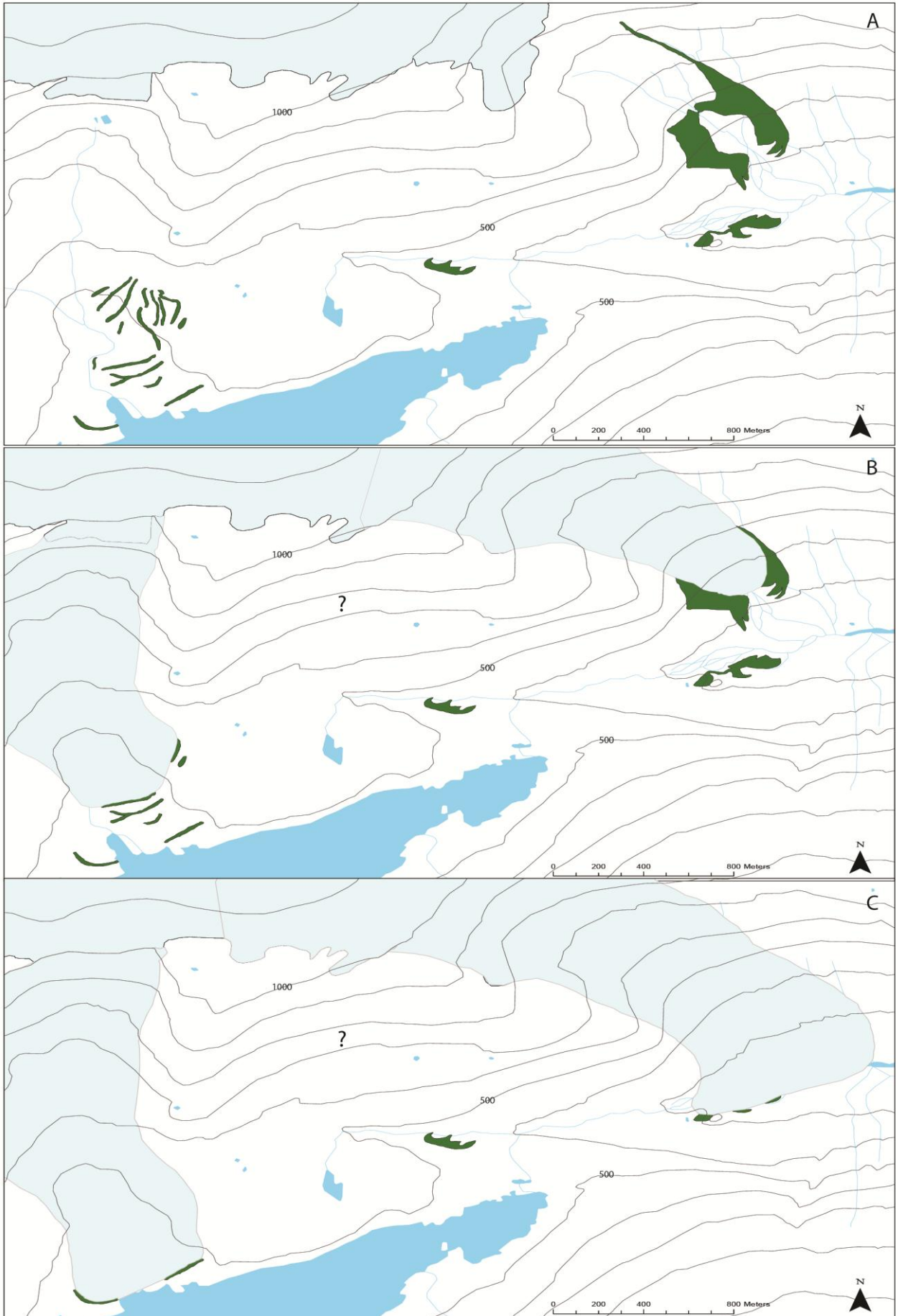
For å fastslå TPW-ELA ved Høgtuvbreens sørøstlige utløp er det benyttet metodene AAR og AABR. For å finne dagens likevektslinje er det benyttet et digitalisert kart over området i ArcGIS. Kartet viser breens utbredelse og tar utgangspunkt i de nevnte flybildene fra 1993. Ved å benytte AAR-metoden i forhold til denne utbredelsen ble dagens likevektslinje estimert til å ligge på rundt 1044 moh.

Som tidligere nevnt strømmer ismassene inn og ned mot likevektslinjen og ut og opp nedenfor (Nesje, 1995) (figur 4.2). Dette gjør at breens høyde ikke nødvendigvis trenger å bli større selv om breens utbredelse øker. Når breen øker sin akkumulasjon vil brefronten rykke fram i større grad enn at den blir tykkere. Dette strømlinjemønsteret vil også teoretisk føre til at området over likevektslinjen vil være tilnærmet konkav, mens det under vil være konveks (Nesje, 1995). På grunn av at breen mest sannsynlige ikke blir så mye tykkere er det benyttet samme høydekoter fra det digitaliserte kartet i ArcGIS som utgangspunkt til rekonstruksjon av likevektslinjer.

Disse breutløpene kommer ned fra Høgtuvbreen, og det er dermed nødvendig å avgrense hvilke områder av platåbreen som tilhører hvert enkelt breutløp for å regne ut likevektslinjer. Dette er forsøkt ved hjelp av å se hvilke områder som topografisk sett drenerer ned mot Trolldalen, og samme avgrensning er brukt for alle tidligere tidspunkt. Siden høydefordelingen på breen ikke er tenkt å kunne endre seg mye ved større breutstrekning, vil

dette kunne tolkes som tilnærmet signifikante utregninger. For å kunne bestemme tidligere brestørrelser er det benyttet de tydeligste moreneryggene i området.

**Figur 4.3 (neste side):** Tre forskjellige tilstander som viser dagens breutbredelse (lys grå) (A) og tenkt breutbredelse ca. 1870 (B) og lille istids maksimum (C). Rekonstruksjonene er blant annet knyttet til randmorener (grønne felt). Det knyttes usikkerhet til partiet mellom de to breutløpet hvordan breutbredelse har vært her til ulike tider, og hvordan den nedenforliggende randavsetningen passer inn i nedsmeltingshistorien. Mørkere blå symboliserer vann og elver. Ekvidistansen: 100 m. Kart utformet i ArcGIS.



De ulike breutbredelsene er formet i programmet ArcGIS ved hjelp av moreneryggene og digitale kart. Utrekningen av likevektslinjene er gjort ved å måle brestørrrelsene i ArcMAP. I tillegg til å regne ut hele breens areal, ble det også målt arealet innenfor hver 20-meterskote. Disse utregningene ble videre benyttet for å konstruere en kumulativ arealfordelingskurve. Selve utregningen ble utført i Microsoft Excel med et spesielt konstruert regneark for beregning av likevektslinje forklart i Osmaston (2005).

**Tabell 4.1:** Tabell over de beregnede likevektslinjene for dagens bre, for ca. AD 1870 og ved lille istids maksimum. Det er tatt utgangspunkt i isutbredelsene i figur 4.3.

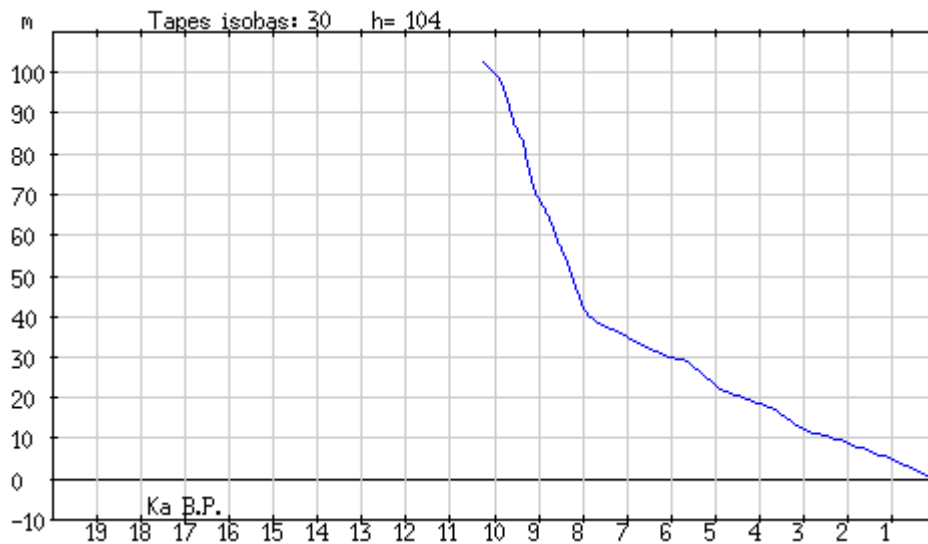
<b>Bre (år AD)</b>	<b>AAR 0,65</b>	<b>AABR 1,8</b>	<b>AABR 1,0</b>	<b>AABR 2,0</b>	<b>Senkning av ELA i forhold til dagens (basert på AABR 2,0)</b>
<b>I dag</b>	1044 moh.	1020 moh.	1041 moh.	1016 moh.	0 m
<b>Ca. 1870</b>	741 moh.	796 moh.	857 moh.	785 moh.	231 m
<b>Lille istids maksimum (Ca. 1750)</b>	644 moh.	682 moh.	762 moh.	667 moh.	349 m

Ved hjelp av morener, flybilder og kart er det forsøkt rekonstruert likevektslinjer for Høgtuvbreens sørlige utløp ved to ulike tidspunkt. Som for eksempel ved utrekning av maks utbredelse under lille istids maksimum er det tydelig at senkningen av likevektslinjen avhenger mye av metoden en benytter. Baserer man sine beregninger på AAR-metoden vil senkningen være på 400 m, mens benytter man AABR 1,0 er senkningen kun på 270 m. Dette gir et lite bilde på metodenes svakheter, og valget av en bestemt metode vil også kunne gi utslag i rekonstruksjonen av vinternedbør. En annen feilkilde er valg av dreneringsområdet man benytter under rekonstruksjonen, og den samme er brukt for alle tidspunkt. I teorien kan dette området endre seg ettersom breens størrelse blir større, og dermed føre til gale verdier for likevektslinjen. Andre feilkilder kan ligge i usikkerheten som gjelder breens topografi på ulike tidspunkt.

Som nevnt er AABR 2,0 benyttet for å gi best estimat for rekonstruksjon av likevektsverdier, grunnet sitt hensyn til hypsometrien, og i tillegg til å være brukbar på maritime og semi-maritime breer (Furbish og Andrews, 1984, Osmaston, 2005). I Reas (2009)

rekonstruksjoner av likevektslinjer på isbreer over hele verden opereres det blant annet med en AAR-verdi på 0,6 for Høgtuvbreen. Dette vil så tilfelle kunne gi et estimat for likevektslinjen som ville ligget høyere opp i terrenget enn beregningene foretatt i denne oppgaven. I samme undersøkelse ble AABR-metoden beregnet til å gi best resultat på 2,14 for Høgtuvbreen. Da ville breens likevektslinje for ca. AD 1870 ligge på 778 m, og 658 m ved lille istids maksimum, noe som vil gi en ytterligere senkning av likevektslinjen. I tillegg ble det i samme artikkel beregnet en  $z_{nb}$ -ELA (zero net balance ELA) for dagens likevektslinje for alle isbreene som ble undersøkt, og baserer seg på regresjonen av en spesifikk nettobalanse mot likevektslinjer i et bestemt tidsforløp med massebalansemålinger (Rea, 2009). Dette gir dagens likevektslinje til å ligge på 852 moh., noe som gir en senkning på bare 185 m under lille istids maksutbredelse.

Randmorenene ved Høgtuv vil kunne indikere breens posisjon og hvordan likevektslinjen lå ved enkelte tidspunkt i holosen. Uavhengige dateringer av morener og sedimentanalyser kan kobles opp mot likevektslinjer. Eksempelvis kan morener kobles opp mot tørrvektdata (DBD) fra sedimentkjerner som kan vise til breaktivitet (Bakke et al., 2005c). Dermed kan randmorener være fastpunkt i en DBD-kurve med kjent brestørrelse, og deretter regne ut resten ved hjelp av regresjonslikning og få ut en kontinuerlig likevektskurve (Bakke et al., 2005c). Selv om man ikke nødvendigvis trenger mange fastpunkt, er det ikke i denne oppgaven tilstrekkelig med dateringer av morener til å lage en troverdig kontinuerlig likevektskurve.



**Figur 4.4:** Landhevingskurve for Rana-området hvor isobase 30 er benyttet. (www.geologiskolen.uit.no, [12.11.2012])

Landheving er en viktig faktor når det gjelder beregning av likevektslinjen, og har foregått kontinuerlig helt siden deglasiasjonen. Landhevingen har først vært rask, deretter foregått saktere. Det vil si at denne korreksjonen er viktigst for de eldste likevektslinjene, og vil ikke ha så mye å si for rekonstruksjonene for de siste hundre årene. Basert på landhevingskurven (figur 4.4) fører dette kun til en endring i likevektslinjen på én meter under lille istids maksimum, og vil dermed ligge på 668 moh. og med en senkning på 348 m i forhold til dagens nivå.



## **4.2 Rekonstruksjon av vinternedbør**

### **4.2.1 Metodisk tilnærming til rekonstruksjon av vinternedbør**

Likevektslinjen vil kunne bli påvirket av klimaet, og hvis likevektslinjen endrer sin høyde over tid vil det tyde på at det har vært en klimaendring (Nesje, 1995). Blir klimaet varmere vil likevektslinjen krype oppover høydemetrene, mens ved kaldere klima vil likevektslinjen ligge lavere i terrenget ved lavere høydemetre over havet. Små platåbreer vil kunne være sensitive på klimaendringer, og er i hovedsak påvirket av sommertemperaturer og vinternedbør.

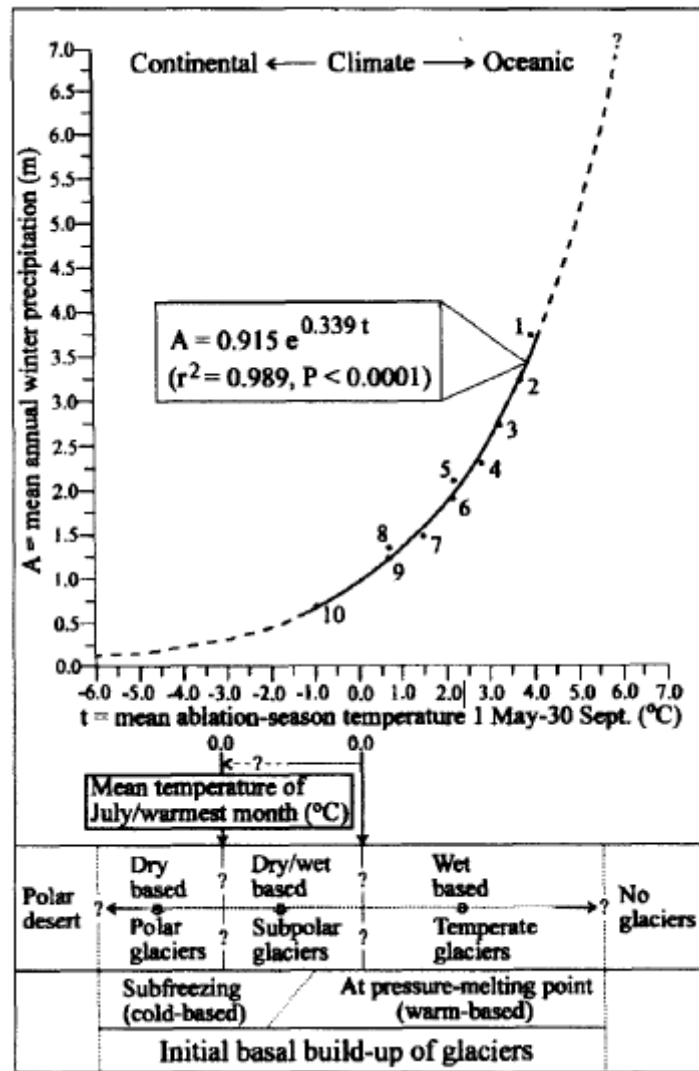
#### **Liestølforholdet**

Liestølforholdet baserer seg på en eksponentiell korrelasjon mellom gjennomsnittlige sommertemperaturer og den gjennomsnittlige vinternedbøren ved likevektslinjen på ti norske isbreer (Ballantyne, 1990, Dahl og Nesje, 1996). Det vil dermed si at hvis man kjenner til sammenhengen mellom likevektslinjen (ELA), sommertemperaturene og vinternedbøren er man i stand til å regne ut den tredje faktoren om de andre to er kjent. Så for å regne ut vinternedbøren må man kjenne til sommertemperaturene representert som en naturlig prokxy for perioden man ønsker å undersøke (Dahl og Nesje, 1996). For eksempel beregnet Bjune et al. (2005) de gjennomsnittlige temperaturene for juli basert på innsjøsedimenter. Dermed kan man bruke slike data til å se på endringer i sommertemperaturene bakover i tid, og dermed regne ut vinternedbøren ved de samme tidspunktene. Vet man likevektslinjen og sommertemperaturen kan man finne vinternedbøren ( $P_w$ ).

Ved gitt likevektslinje (ELA) er det en eksponentiell sammenheng mellom sommertemperatur ( $t$ ) og vinternedbør ( $A$ ) (Ballantyne, 2002):

$$A = 0,915e^{0,339t} \quad (r^2 = 0,989, P < 0,0001),$$

Hvor  $A$  er målt i vannekvivalenter (m),  $t$  grader celsius.

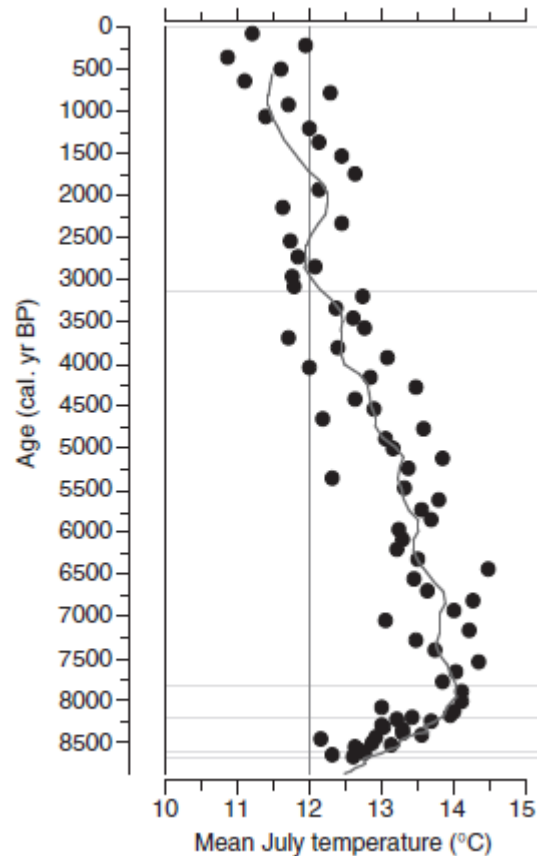


Figur 4.5: Figur hentet fra Dahl et al. (1997) som viser den nære sammenhengen mellom gjennomsnittlige temperaturer i ablasjonssesongen (1. Mai – 30. September) og den årlige vinternedbøren ved likevektslinjen basert på ti norske isbreer.

#### 4.2.2 Rekonstruksjon av vinternedbør

For å beregne temperatur lengre tilbake i tid hvor det ikke eksisterer direkte målinger av temperaturer er løsningen å benytte en uavhengig prokxy for sommertemperatur. I Bjune og Birks (2008) ble det foretatt en rekonstruksjon av juli-temperaturene ( $T_{jul}$ ) basert på pollen- og makroanalyser fra innsjøsediment i Svanåvatnet for de siste 8700 kal. år BP. Disse dataene er blitt brukt til å estimere endringer i klima og vegetasjon (Bjune og Birks, 2008). Som nevnt over befinner Svanåvatnet seg ca. 9 km øst fra feltområdet, og de beregnede sommertemperaturene vil kunne være relevant til beregning av vinternedbøren ved likevektslinjen til Høgtuvbreen. I denne oppgaven vil det bli forsøkt å beregne vinternedbøren ved Høgtuv for de punktene i figur 4.6 som er innenfor de siste 350 kal år BP.

Basert på lokale data fra Bjune og Birks (2008) vil man kunne bruke disse sommertemperaturene til å konstruere en kontinuerlig temperaturkurve tilbake i tid. Siden det ikke har vært mulig å konstruere en kontinuerlig likevektskurve ved Høgtuv vil beregningene av vinternedbør kun gjelde for de tre øverste punktene i figur 4.6. Dette vil likevel kunne gi en indikasjon på nedbørforholdene for de siste 350 kal. år BP med beregninger for 100, 200 og 350 kal. år BP. Siden likevektslinjene for disse årene ikke er direkte kjent vil vinternedbøren bli oppgitt i et intervall mellom dagens likevektslinje og under lille istid maksimum.



**Figur 4.6:** Figuren viser de gjennomsnittlige juli-temperaturene bakover i tid ved Svanåvatnet (243 moh.) omtrent 9 km øst for Trolltdalen. (Bjune og Birks, 2008).

Ved rundt 100 kal. år BP (AD 1850) vil vinternedbøren, basert på Liestøl-likningen og sommertemperaturdata fra Svanåvatnet, ligge mellom 7424 – 16 018 mm vannekvivalenter ved likevektslinjen. Siden breen ved dette tidspunktet kan ha ligget høyere i terrenget i forhold til likevektslinjen ved ca. AD 1870 på 785 moh., er den mest sannsynlige vinternedbøren en plass midt i dette intervallet. Sammenliknet med dagens normalperiode (AD 1961-1990) med en vinternedbør på 3329 mm, er vinternedbøren mer enn doblet rundt AD 1850. Ved å se på sommertemperaturene speiles også denne trenden med varmere temperaturer på 6,2 – 8,4 °C mot normalperioden på 3,8 °C. En ytterligere økning i sommertemperaturer skjedde rundt 200 kal. år BP hvor de ved samme likevektslinjeintervall ville ligget mellom 6,9 – 9,2 °C. Dette gir et vinternedbørsintervall mellom 9573 – 20 655 mm vannekvivalenter. I denne perioden, som er tilnærmet for lille istids maks (AD 1750), viser dermed til en mangedobling av dagens vinternedbør. For perioden ca. 350 kal. år BP (AD 1600) viser rekonstruksjonen at sommertemperaturene var lavere enn de to senere periodene med et sommertemperaturintervall mellom 5,8 – 8,1 °C. Likevel viser Liestøl-likningen at vinternedbøren lå på et høyere nivå enn dagens med vannekvivalenter på 6593 – 14 225 mm. De beregnede sommertemperaturene antyder varmere temperaturer ved likevektslinjen under lille istid enn dagens temperaturer når man

skulle forvente at de lå under. Dette gir dermed videre store utslag i beregningen av vinternedbøren som er mer enn det dobbelte av dagens vinternedbør. Det er derfor grunn til å være kritisk til det endelige resultatet, og den virkelige vinternedbøren var sannsynligvis moderat høyere enn dagens tilstand.

Selv om disse rekonstruksjonene er nokså grove, og gir bare en indikasjon på klimatilstanden ved de angitte årene, så antyder de likevel at temperaturene og vinternedbøren holdt seg lavere før lille istids maksimum for deretter å øke fram til rundt AD 1750, og så synke igjen mot dagens nivå.

## 5. Diskusjon

### *5.1 Sedimentasjon i Litlvatnet*

Det ble tatt opp to sedimentkjerner fra Litlvatnet som ligger nedstrøms fra Høgtuvbreen, som begge er analysert og tolket. Basert på dateringer hadde begge kjernene en høy sedimentasjonsrate som følge av at mye smeltevann må ha rent igjennom Litlvatnet i store deler av perioden sedimentkjernene dekker. Denne undersøkelsen benytter detaljerte og høyoppløselige sedimentasjonsdata som dekker de siste drøye 300 kal. år BP i Trolldalen, og det er ikke utført liknende undersøkelser per dags dato i dette området.

DBD kan være en indikator på brestørrelse der man ved en tilstand med stor bre vil kunne bli avsatt mange ulike kornstørrelser, og tettheten på sedimentene vil kunne bli styrt av sedimentasjonsraten. Der man har større anomalier og utslag i analysene er disse tolket til å være episodiske hendelser som flom, massestrømninger eller store tapninger av smeltevann. En tapning kan man blant annet få ved at randmorener demmer opp smeltevann fra isbreen etterhvert som den trekker seg tilbake i terrenget, der vannet til slutt bryter igjennom morenen. En slik hendelse kan være årsaken til at Tverråga renner tvers gjennom randavsetningen ved lokalitet 6 (se bilde 2.13).

### *5.2 Isbre- og klimavariasjoner før lille istid*

Proglasiale innsjøsediment som er tatt opp fra Litlvatnet er datert til å strekke seg ca. 350 år tilbake i tid. Morener som er avsatt før lille istid gir likevel et bilde på en tidligere brestørrelse.

I flere områder av Nordland (og resten av Norge) er det observert eldre morenerygger som ikke lar seg aldersbestemme ved lichenometri (f. eks. Olsen, 2002, Winkler, 2003, Bakke et al., 2005a, Bakke et al., 2005c). Dette er morenerygger som er avsatt tidlig i holosen gjennom yngre dryas (11 500 – 8 000 kal. år BP) (f. eks. Olsen, 2002) eller i sen-holosen (3 000 – 1 000 kal. år BP) (f. eks. Bakke et al., 2010).

Ved lokalitet 1 ble det observert to randmorenerester utenfor hverandre som begge er tenkt avsatt før lille istid. Basert på de rekonstruerte likevektslinjene er avsetningen av disse

randavsetningene knyttet til en periode lengre tilbake enn det sedimentkjernene dekker, altså lenge før 300 kal. år BP. Disse randavsetningene ligger såpass langt vekk fra maksimumsutbredelsen for lille istid (4,9 km) at disse bør sees i sammenheng med et bresystem ned fra Tverrådalen, og er dermed avsatt på et tidspunkt med andre breforhold enn under lille istid. Det vil dermed si at randmorenene ved lokalitet 1 ble avsatt ved et tidspunkt der isbreer dominerte hele Trollaldalen. I teorien kan dette framrykket være koblet til alle periodene nevnt tidligere, men kan mest sannsynlig bli sett i sammenheng med et framrykk i tidlig holosen (11 500 – 8 000 kal. år BP). Grunnen til dette er at breframstøtet under yngre dryas skal ha strukket seg vestover mot kysten og forbi Høgtuvbreen ifølge Andersen et al. (1982).

Björck et al. (1997) beskriver en periode omtrent 11 300 – 11 150  $^{14}\text{C}$  år BP som Den Preboreale Oscillasjonen (tilsvarer Jondal Event 1 (Bakke et al., 2005a)), hvor klimaet var kaldt i hele Nordvest-Europa. Andre brehendelser fra Sør-Norge er Jondal Event 2 (10 550 – 10 450 kal. år BP) og Erdalen Event 1 (10 000 – 9 900 kal. år BP), som alle er koblet opp mot en smeltevannspuls i Nord-Atlanteren som forstyrret den termohaline sirkulasjonen (Bakke et al., 2005a). Liknende brehendelser fra Nordland i samme periode er Glomfjord Event (11 600 – 10 500  $^{14}\text{C}$  år BP) og Tjøtta Glacial Event (11 200 – 10 400  $^{14}\text{C}$  år BP) som strekker seg langt vest for Høgtuv mot fjordmunningene som går ut i Norskehavet (Rasmussen, 1981, Andersen et al., 1982). Videre er det beskrevet flere framrykk øst for Tjøtta Event kalt Nordli Event (10 200 – 10 100  $^{14}\text{C}$  år BP) og Narvik II (9 600  $\pm$  200  $^{14}\text{C}$  år BP). I nærheten av Mo i Rana er det foreslått et breframstøt kalt Rombak (9 300  $\pm$  200  $^{14}\text{C}$  år BP) (Andersen et al., 1981).

Selv om disse nevnte isosisjonene i Nordland foreslår en relativ rask tilbaketrekning av innlandsisen, har alle disse framstøtene sin utbredelse vest for Høgtuv og langt fra Trolldalens utløp. Undersøkelser av nyere dato foreslår en ytre isosisjon med Svartisen som hovedkilde ved Altermarka (UTM 547 568) ned mot Ranafjorden og halvveis opp i Trollaldalen (Blake og Olsen, 1999). Denne beskrivelsen av isosisjonen strider noe mot funnene av marin avsetning opp mot 85 moh., og NVEs (2002) beregninger av marin grense på 95 moh. for Glomdalen. Dette skyldes at landhevingskurven i figur 4.4 gir en alder på 9 500 kal. år BP da havvannet sto 85 meter høyere enn i dag. Det vil i så fall ha gitt en tilbaketrekning av ismassene som var mye raskere enn indikert av Blake og Olsen (1999). I tillegg vil dette kunne knytte randavsetningene ved lokalitet 1 mot Narvik II (9 600  $\pm$  200 kal. år BP). Skulle

breisen fra Svartisen ha gjort et framrykk innover Trollaldalen måtte dette ha skjedd ved et tidligere tidspunkt.

I Sør-Norge er det dokumentert et brefremrykk rundt år  $7590 \pm 200$   $^{14}\text{C}$  år BP kalt Finse Event (Dahl og Nesje, 1994). Nyere undersøkelser av innsjøsedimenter i Nordland gir indikasjoner på gunstige forhold for økt brestørrelse i samme periode. Innsjødata fra Okstindan antyder flere breframrykk mellom 7 400 - 7 000 år før nåtid (AD 2000). I løpet av 250 år skal likevekstlinjen ha senket seg 240 m (Bakke et al., 2010). Undersøkelser fra Svanåvatnet (243 moh.), som ligger noen kilometer øst for Trollaldalen, viser til en periode med over tre grader varmere sommertemperaturer og en årlig nedbør på opptil 2200 mm rundt 7 500 kal. år BP (Bjune og Birks, 2008). Om breveksten i hovedsak styres av vinternedbøren kan en slik situasjon favorisere økt brestørrelse så lenge vinternedbøren faller som snø og ikke regn over breen (Bakke et al., 2005c).

Rundt i Nordland er det observert flere randmorener som er antatt avsatt før lille istid (f. eks. Winkler, 2003, Bakke et al., 2010), og ved Okstindan ble en ytre randavsetning datert til å være avsatt 1 300 år før nåtid (AD 2000) (Bakke et al., 2010). Dette betyr at det må ha vært gunstige forhold for brevekst i denne perioden. Både Okstindan og Svartisen ligger relativt nærme Trollaldalen, sistnevnte under 10 km unna. Klimaforholdene ved disse isbreene vil kunne være sammenlignbare med Høgtuv. Siden innsjøsedimentene fra Litlvatnet kun er datert tilbake til ca. 300 kal år BP, er det vanskelig å si noe om breframstøt tidligere enn dette. Basert på data i denne oppgaven forblir tidspunktet for avsetningen av randmorenene ved lokalitet 1 uavklart. Randavsetningen kan være avsatt rundt 1 300 år før nåtid (AD 2000), men kan også være av eldre dato.

### ***5.3 Bre- og klimavariasjoner i sen-holosen***

I denne oppgaven strekker undersøkelsene seg tilbake ca. 300 kal år BP, og dermed er hovedfokus for breframstøt for det meste knyttet til lille istid under siste del av holosen. Sedimentene fra Litlvatnet indikerer at det var isbre til stede i dreneringsbassenget gjennom hele perioden kjernene dekker.

### 5.3.1 Lille klimatiske optimum

Lille klimatiske optimum (the Medieval Warm Epoch) er en periode AD 800 – 1300 (1 200 – 700 kal. år BP) (Cronin et al., 2003), og er sett på som relativt varm. Lille klimatiske optimum viser til en periode med både brevekst og tilbaketrekning av breer, og dette har man flere bevis for i Sør-Norge (f. eks. Nesje og Kvamme, 1991, Nesje et al., 1991, Dahl og Nesje, 1994, Dahl og Nesje, 1996, Nesje et al., 2001, Bakke et al., 2005c). Undersøkelser i Nordland antyder liknende trender i denne perioden (f. eks. Karlèn, 1979, Bakke et al., 2010, Vorren et al., 2011). Når man har brevekst i en generelt varm periode skyldes dette sannsynligvis en økning i vinternedbøren. Man kan også få en tilbaketrekning ved økt vinternedbør hvis temperaturene er høye nok til at nedbøren faller som regn i stedet for snø på isbreen (Bakke et al., 2005c). Fra de rekonstruerte sommertemperaturene ved Svanåvatnet mellom AD 800 - 1300 er temperaturene på et lavt nivå sammenliknet med resten av holosen (Bjune og Birks, 2008), noe som indikerer lavere temperaturer enn tidligere antatt.

Ved Okstindbreen har undersøkelser indikert et stort breframstøt og en senkning av likevektslinjen ved inngangen til lille klimatiske optimum (1 300 kal. år BP) (Karlèn, 1979, Bakke et al., 2010). Videre skal likevektslinjen ved Okstindbreen ha hevet seg ca. 100 m før en ny tilsvarende senkning ved rundt 950 kal. år BP. I løpet av nye hundre år skal likevektslinjen igjen ha krøpet seg omtrent 100 meter opp i terrenget før en ny senkning mot slutten av lille klimatiske optimum (Bakke et al., 2010). Likevektslinjen ved Okstindbreen holder seg konstant lavere enn dagens nivå for likevektslinjen gjennom hele lille klimatiske optimum. Dette har også blitt foreslått ved større breer i Sør-Norge (f. eks. Nesje og Kvamme, 1991, Dahl og Nesje, 1994, Dahl og Nesje, 1996).

### 5.3.2 Lille istid

lille istid var en periode med raske brefluktasjoner, og er dokumentert flere steder i verden (Grove, 1988). Med bakgrunn i globale forskjeller for når disse brefremstøtene skjedde, er aldersperioden noe vanskelig å definere. Nesje et al. (2008a) definerte lille istid mellom ca. AD 1350 og 1920, og denne tidsavgrensningen er også benyttet i denne oppgaven.

Ved tenkt maksimumsutbredelse under lille istid (figur 4.3C) ble likevektslinjen senket til ca. 665 moh. Maksimumsutbredelsen for isbreer i regionen skal ha forekommet rundt 1750 AD (f. eks. Winkler, 2003). Med en likevektslinje på 665 moh. vil



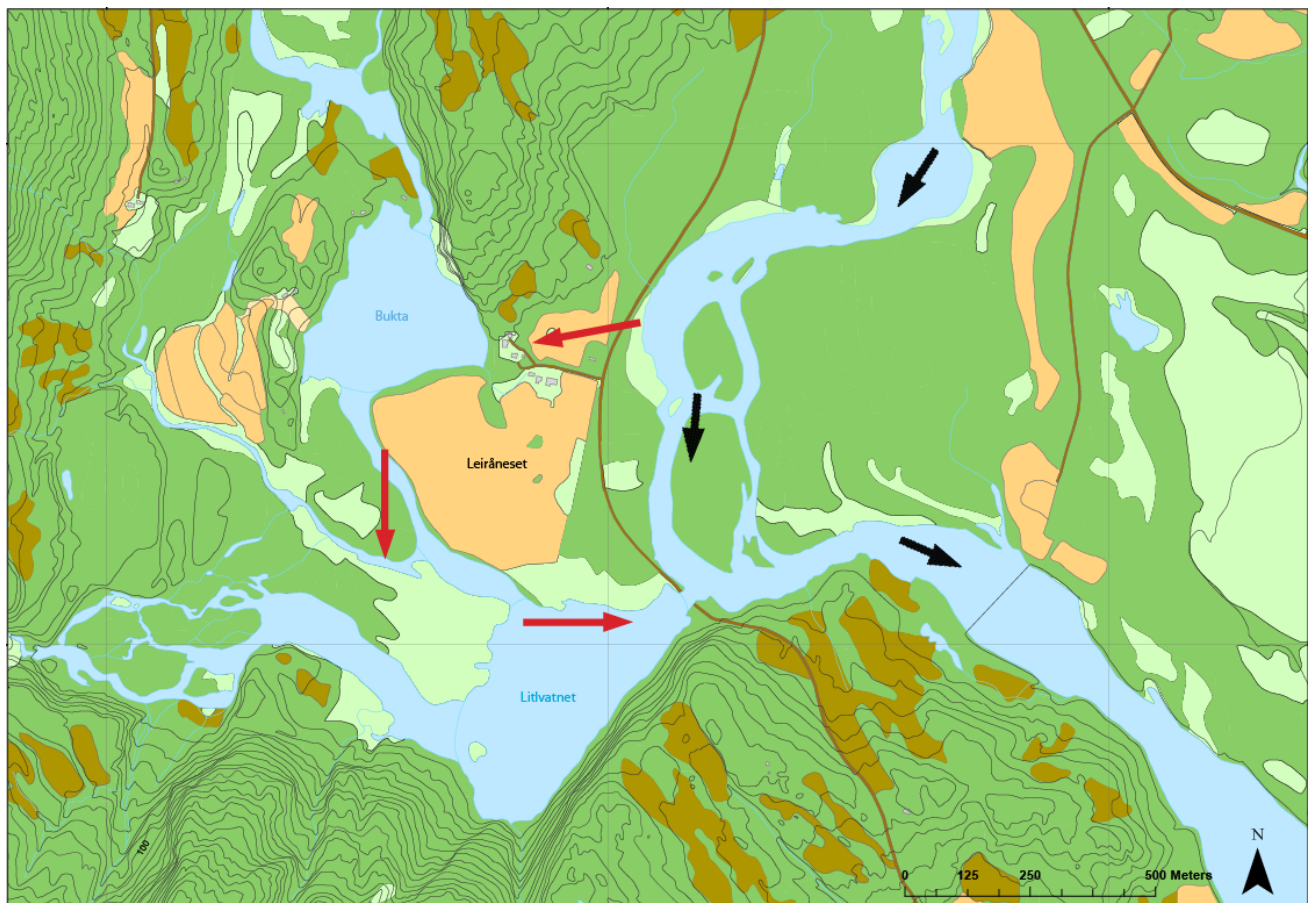
maksimumsutbredelsen for Høgtuvbreen under lille istid gi en senkning av likevektslinjen på ca. 350 m i forhold til dagens likevektslinje. Dette er en større senkning enn det som er antydnet ved Okstindbreen, som i AD 1757 ± 26 var senket 156 m. (Bakke et al., 2010). Basert på grove punktbergingene av vinternedbør med Liestøl-likningen ligger den på 9573 mm vannekvivalenter ved ca. AD 1750, noe som nesten er en tredobling av dagens nivå på 3329 mm. I tillegg ligger temperaturene for samme tidspunkt på 6,9 °C mot dagens 3,9 °C. På bakgrunn av dette er det grunn til å være kritisk til de anvendte sommertemperaturene fra Bjune og Birks (2008) da man skulle kunne forvente at sommertemperaturene vil vært lavere under lille istid, og ikke varmere enn dagens sommertemperaturer ved likevektslinjen (f. eks. Nesje og Dahl, 2003). Basert på Liestøl-likningen slår høye sommertemperaturer ut i beregningene av vinternedbør, og vil dermed kunne gi overdimensjonerte vinternedbørstall. Med slike høye vinternedbørsverdier så må mye av nedbøren ha falt som regn og ikke snø. Når man har en tilstand hvor temperaturene og vinternedbøren er relativt høye samtidig med et brefframrykk, er det grunn til å tro at økt brestørrelse er styrt av nedbøren.

Den ene målingen av lav på moreneryggen ved lokalitet 5 viste en alder på ca. AD 1870 basert på Karlens (1979) vekstkurve for hele regionen (figur 2.2). Selv om dette er et større fremstøt observeres det likevel flere randmorener lenger ned i breforlandet, og den ytterste randavsetningen er tenkt å tilhøre maksimumsutbredelsen under lille istid rundt år AD 1750 . Som figur 2.1 viser, ligger denne morenen delvis i Trolldalsvatnet. Dermed kan det ikke utelukkes at maksimumsutbredelsen for Høgtuvbreen under lille istid kan ha strukket seg lengre ut i Trolldalsvatnet enn det randavsetninger i dag viser. Maksimumsutbredelse under lille istid kan variere fra sted til sted, og kan skyldes regionale ulikheter i responstid og lokalt klima. Målinger av lav i regionen indikerer brefframstøt ved blant annet AD 1746 og AD 1783 ved Øvre Beiarbre, AD 1761 på Mørkbekkbreen ved Okstindan, og AD 1757 ved Austre Okstindbre (Winkler, 2003).

Tar vi inn aldersmodellen (figur 3.7) i denne diskusjonen ser vi at det kan ha forekommet en betydelig endring av sedimentasjonen i Litlvatnet rundt AD 1770. Fra bunnen av kjernen ved 450 cm til 77 cm fra toppen (ca. AD 1660-1770) ser sedimentasjonsraten ut til å være nokså kraftig og økende. Fra 77 cm og opp til toppen av kjernen har sedimentasjonsraten begynt å synke. Sammenlikner man aldersmodellen med DBD-analysen, viser tall basert på gjennomsnittsverdien i DBD at fra bunnen av kjernen til omtrent 142 cm fra toppen kan det ha vært forhold som favoriserer brevekst. Dermed kan punktet ved ca. 142 cm i kjernen indikere perioden med maksimumsutbredelse under lille istid. Basert på

aldersmodellen vil dette ha skjedd rundt AD 1760. Fra dette tidspunktet kan brestørrelsen ha avtatt og smeltevannsføringen fortsatt å øke kraftig. Økt tilførsel av smeltevann og sedimenter ser ut til å avta brått etter det nevnte punktet ved omtrent 77 cm.

Ved å studere topografien og smeltevannsdreneringen fra Svartisen lengst øst i feltområdet, kan det se ut til at smeltevannselven som kommer fra Svartisen har gått gjennom Litlvatnet (figur 5.1). Med tanke på at landpartiet mellom smeltevannet fra Svartisen og Høgtuv, kalt Leiråneset (UTM 498 683), har en maks høyde på omtrent 1,5 m, er det ikke utenkelig at dette området kan ha blitt oversvømt ved økt smeltevannsføring som eksempelvis under lille istid. Under feltoppholdet sommeren 2012 var det tydelig at til og med dagens smeltevannssituasjon førte til at Leiråneset ble delvis oversvømt. Dette kan støttes av den kvartærgeologiske kartlegging over regionen av Olsen et al. (2003) som foreslår tidligere elveløp over Leiråneset i en vestlig retning.



**Figur 5.1:** Feltområdets østlige område der smeltevannet fra Svartisen fra nord (svarte piler) drenerer mot Leiråneset. Under lille istid er det antatt at smeltevannsføringen svingte lengre vest over Leiråneset og gjennom Litlvatnet (røde piler). Kartet er produsert i ArcGIS basert på datamateriale fra Statens Kartverk.

Basert på en tenkt smeltevannsføring som renner igjennom Bukta og Litlvatnet vil man kunne forvente en mye høyere sedimentasjonsrate enn det man har under dagens forhold. Et påfølgende skifte i smeltevannsdreneringen mot dagens tilstand vil dermed kunne være synlig i sedimentkjerner fra Bukta og Litlvatnet. Derfor kan delen av sedimentkjernen hvor sedimentasjonsraten er høy, representere en tilstand der smeltevannsføringen fra Svartisen var større og fløt innover Leiråneset, der større mengder sedimenter ble avsatt under lille istid. Når brestørrelsen avtok etter lille istids maksimum ble også smeltevannsføringen mindre, og elveløpet ble svakere og rant mer direkte mot Langvatnet i øst. Dette skiftet i elveleie kan være antydnet i den brå nedgangen i sedimentasjonsraten man kan observere ved rundt 77 cm i LiTP-112. Fra 77 cm blir sedimentene mørkere, og med økt innhold av organisk materiale.

I DBD-dataene er det verdier som kan antyde forhold med brevekst (verdier over gjennomsnittet, 75,25 %) mellom 74 og 45 cm i sedimentkjernen hvor også sedimentene er noe lysere og ikke ulik sedimentene nedenfor 77 cm. Dette kan høre sammen med breframstøtet rundt AD 1870, men tar vi utgangspunkt i den grove aldersmodellen med en jevn sedimentering fra 77 cm i kjernen til toppen, vil denne perioden foregå fra ca. AD 1776 og til rundt AD 1839. I den kvartærgeologiske kartleggingen i dette studiet ble det observert to randmorener mellom 1870-morenen og lille istids maksimum ved lokalitet 5, som kan indikere brevekst mellom disse framstøtene. Ved Austre Okstindbre daterte Winkler (2003) blant annet en morenerygg til å være avsatt  $AD\ 1842 \pm 16$ , som kan kobles opp mot disse randmorenene.

Tradisjonelt sett har man koblet breframstøt under lille istid med et kaldt klima. I den senere tid har det kommet indikasjoner på at vinternedbøren også har styrt veksten av isbreer som en følge av positiv NAO-indeks (Nesje og Dahl, 2003, Nesje et al., 2008a). I starten av lille istid (ca. 650 kal. år BP) gikk NAO-indeksen fra å være positiv til medium negativ, og deretter til varierende verdier mot moderne tid (Olsen et al., 2012). Med tanke på at breframstøt gjennom lille istid ved Høgtuv er tenkt å være nedbørstyrt vil breveksten i denne perioden være favorisert av positive NAO-forhold.

Selv om maksutbredelse for isbreene i regionen har foregått rundt samme tid i lille istid vil det likevel være regionale forskjeller slik lavmålingene til Winkler (2003) også viser. Dette kan skyldes mange faktorer, men mye avhenger av breens plassering. Isbreer som ligger nærmere kysten, som Høgtuvbreen og Svartisen, vil i større grad være påvirket av frontnedbøren som driver inn fra vest langs Norskekysten enn breer som ligger mer i le

innover på kontinentet, som for eksempel Okstindbreen. Høgtuvbreen vil dermed være sterkt påvirket av nedbør og bli godt matet av vinternedbøren. Schuler et al. (2008) viste at akkumulasjonen på vestsiden av Høgtuv og Svartisen var betydelig høyere enn på østsiden som ligger i regnskyggen. I tillegg ble det i samme studie vist at toppen av Høgtuv mottar over 4000 mm nedbør i året, og modellen viser et sterkt samsvar ( $r^2 = 0,92$ ) mellom vinternedbør og massebalansen på Høgtuvbreen (Schuler et al., 2008). Nordli et al. (2005) viste gjennom sine analyser at vind er en viktig faktor for snøakkumulasjon, og at akkumulasjonen på vestlige isbreer i Norge er sterkt knyttet til vindsystemene fra vest som fører med seg frontnedbøren mot fjellsidene. En annen faktor som kan resultere i ulik responstid for brefremrykk er topografien og brattheten på fjellsiden under breen. Der hvor breer drenerer i en bratt fjellside vil gravitasjonen gjøre at breen responderer raskere, og responstiden vil også bli redusert etter hvert som breen blir mindre (Theakstone, 1990). Dette kan være grunnen til at det er mange randmorener oppover fjellsiden nær dagens brefront ved lokalitet 3.

Etter at breen nådde sin maksimumsposisjon under lille istid og fram til i dag er det observert flere mindre breframrykk. Basert på historiske data og undersøkelser fra Svartisen og andre omkringliggende isbreer, var breenes utbredelse ved slutten av 1800-tallet fortsatt tett opp mot sin posisjon ved lille istids maksimum (Theakstone, 2010). Den mest markerte randavsetningen ved lokalitet 5 foreslår et breframstøt ved rundt AD 1870 basert på målinger av lav. Denne randavsetningen ligger 251 m nærmere breen fra den randmorenen som er antatt å stamme fra lille istids maksimum. Et framstøt rundt dette tidspunktet er observert flere steder i regionen. Winkler (2003) daterte en av morenene ved Austre Okstindbre til å være avsatt ved AD  $1874 \pm 14$ . Holmsen (1948) nevner at Svartisen hadde et stort framstøt ca. AD 1870 og fotografier fra AD 1873 viser at Svartisen hadde en relativ stor utbredelse på denne tiden. Østrem et al. (1973) viser til en roligere tilbaketrekning av isbreene ved Svartisens østlige utløp, Østerdalsisen og Fingerbreen etter lille istid, og i AD 1891 hadde disse fortsatt en stor utbredelse. Ved en hypotetisk framstilling av sedimentasjonshistorien i aldersmodellen (figur 3.7) vil AD 1870 ligge rundt 29 cm ned i kjernen. Ved å se på resultatene fra sedimentanalysen (figur 3.4) er det ingen merkbare utslag i DBD og glødetap ved 29 cm, mens MS-dataene og XRF-verdiene gjør et tydelig positivt utslag, noe som indikerer brå endringer i sedimentasjonen ved dette tidspunktet.

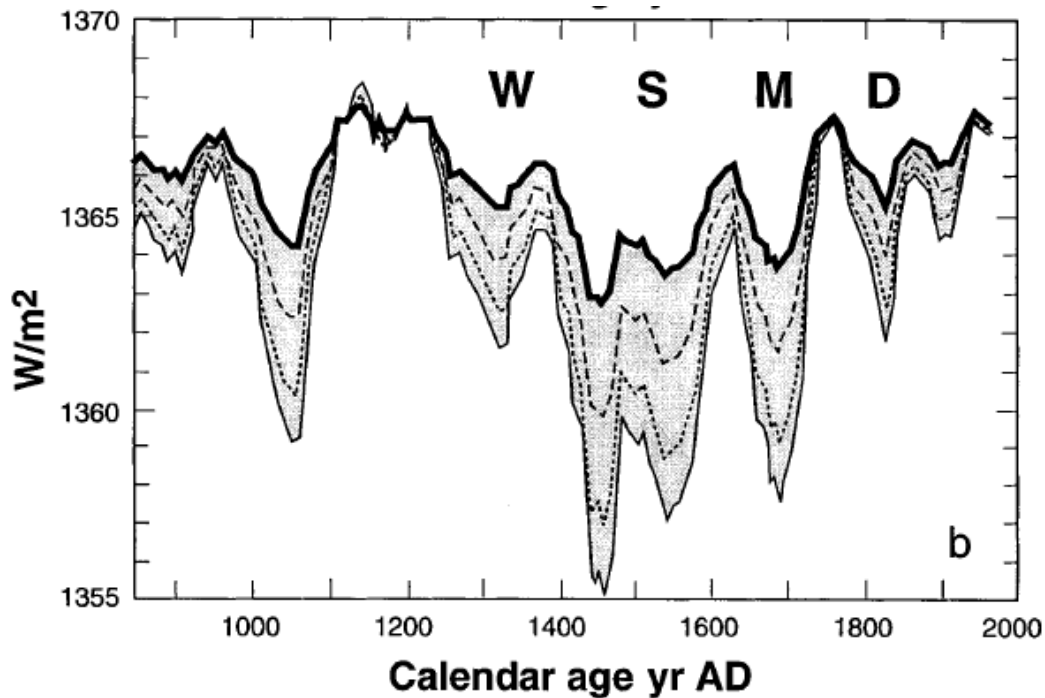
Beregning av likevektslinjen ved ca. AD 1870 ligger på 785 moh., noe som er en senkning på 231 m fra dagens likevektslinje. Fra beregningen av vinternedbør for ca. AD

1850 (kapittel 4.2) vil vinternedbøren være mer enn doblet og ligge mellom 7424 – 16 018 mm. Sommertemperaturene er også høyere ved likevektslinjen, og vil ligge en plass mellom 6,2 – 8,4 °C. Dette vil dermed kunne indikere at også dette breframstøtet er nedbørstyrt. Av disse beregningene ser man igjen at det er grunn til å være kritisk til de anvendte sommertemperaturene, og sommertemperaturene og vinternedbøren framstår som unormalt høye i forhold til de som er forventet. Sommertemperaturene var antakelig lavere enn dagens, og dermed lavere vinternedbør enn det beregningene viser.

Sommeren 1941 ble det observert en betydelig endring i smeltevannsføringen for den sørlige delen av Austerdalsisen (UTM 603 783) tilhørende Svartisen (Holmsen, 1948). Tidligere gikk smeltevannet vestover gjennom Austerdalen og videre forbi munningen til Trolldalen og ned til Langvatnet. Etter hvert som breisen smeltet og trakk seg oppover terrenget, endret plutselig smeltevannsretningen seg og vannet ble i stedet drenert mot Svartisvatnet, øst for Austerdalsisen. Dette skiftet i smeltevannsføringen kan kobles opp mot den like brå endringen observert i aldersmodellen hvor sedimenteringen brått avtar i den øvre delen av sedimentene.

### ***5.4 Naturlig klimavariabilitet***

Klimavariasjoner skyldes blant annet periodiske endringer i solinnstråling, endringer i solaktivitet, vulkansk aktivitet og endringer i havstrømmene (Bradley, 1999). Klimaendringer blir hovedsakelig styrt av solinnstrålingen. Innstrålingen er et resultat av sykliske variasjoner i jordaksens helning, formen på jordbanen og presesjon, som alle påvirker fordeling og mengde av solenergi på jordkloden. Energiendringen som tilføres jorden er i seg selv ikke store, men blir forsterket av indre mekanismer som forårsaker perioder med glasiale og interglasiale perioder (Nesje, 1995, Bradley, 1999). Under dagens situasjon er jorda nærmeste sola om vinteren, også kjent som perihelion. Dette gjør at vi er inne i en periode med gunstige forhold for brevekst med milde vintre og kalde somre (Nesje, 1995). De nevnte sykliske periodene er nokså lange og varer 19 000 år eller lengre. Med bakgrunn i at denne oppgaven kun strekker seg ca. 300 år bak i tid, så kan disse sykliske periodene bare gi en delvis forklaring, og andre faktorer vil bedre kunne forklare svingningene som denne oppgaven dekker.



**Figur 5.2:** En oversikt over beregninger av solinnstrålingen de siste 1200 år. W, S, M, D viser til kjente minimumsperioder i solinnstråling (Bard et al., 2000).

De siste 1200 årene har solinnstrålingen vært lavere enn i dag (figur 5.2) (Bard et al., 2000). Mellom 950 og 970 kal. år BP var solinnstrålingen relativt høy, noe som kan kobles mot lille klimatiske optimum. I tillegg ser solinnstrålingen ut til å minke fra omtrent 600 kal. år BP, noe som kan sees i sammenheng med starten på lille istid. Da Høgtuvbreen skal ha hatt sin største utbredelse rundt AD 1750 var derimot solinnstrålingen høy, og dette breframstøtet kan dermed ikke forklares utfra solinnstråling. Det samme gjelder for perioden rundt AD 1870 som også hadde en topp i solinnstråling.

Briffa et al. (1998) rekonstruerte en temperaturkurve som ble sammenliknet med ulike vulkanutbrudd siden AD 1400. Det viser seg at det er en sammenheng der vulkanutbrudd forårsaker lavere sommertemperaturer de påfølgende årene. I korte perioder med flere utbrudd kan man få flere tiår med lavere temperaturer (Briffa et al., 1998). Dette kan ikke kobles direkte opp mot lille istid ved Høgtuv, men temperaturforskjellene fra utbrudd vil kunne påvirke den naturlige klimavariabiliteten.

Endringer i den termohaline sirkulasjonen (thermohaline circulation – THC) er et annet fenomen som kan gi variasjoner i klima. Området nord i Atlanterhavet har en sterk påvirkning på THC, som igjen påvirker danningen av det nordatlantiske dypvannet. Den termohaline sirkulasjonen sørger for at det blir ført relativt varmt overflatevann nordover i

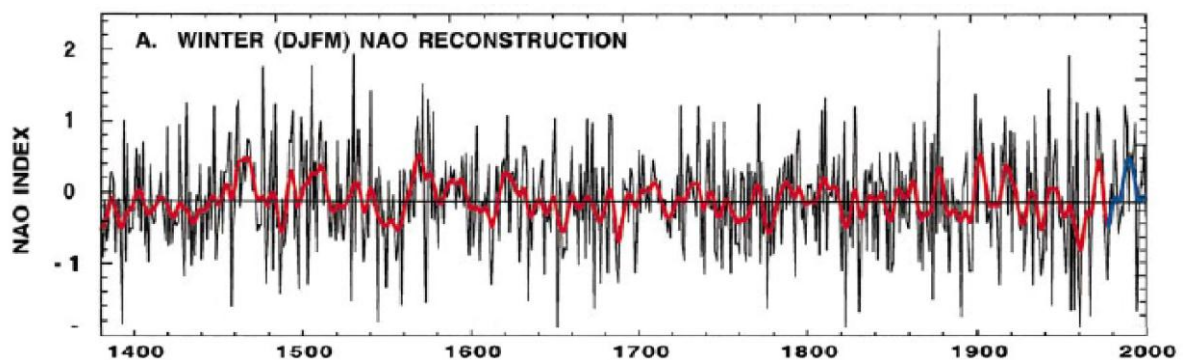
Atlanteren mot norskekysten. Det tempererte klimaet nordvest i Europa skyldes i stor grad dette vannet. Når kaldt vann fra Arktis kjøler ned dette varme vannet fra sør, blir det tyngre og synker mot bunnen, og strømmer deretter sørover igjen (Strahler og Strahler, 2006). Dette termohaline systemet er følsomt for endringer i saltinnhold og temperatur (Nesje et al., 2000a). Skulle det for eksempel forekomme en katastrofetapning, som gir en stor innputt av ferskvann til systemet, vil havvannet bli mindre salt og få en lavere tetthet, og dermed flyte lettere. Dette vil føre til at systemets dynamikk bremser, og tilførselen av varmt havvann blir redusert. Slike endringer i temperaturer vil kunne forårsake klimaendringer, og være en faktor for kalde og varme perioder etter siste istid (Strahler og Strahler, 2006).

I tillegg til naturlige svingninger har klimaet også blitt påvirket av antropogen aktivitet de siste tre hundre år. Undersøkelser viser at det framtidige klimaet vil være styrt både av menneskeskapt drivhusgasser og naturlige klimafaktorer (Nordli et al., 2005). Etter flere år med studier og målinger har man sett en endring i fordelingen av temperatur og nedbør på kloden, økte temperaturer på land og i havet, økt havnivå og rask smelting av verdens store ismasser. De største endringene i temperatur vil i hovedsak skje på den nordlige halvkule (IPCC, 2007). Den menneskelige påvirkningen siden AD 1750 består i stor grad av økte utslipp av drivhusgassene CO<sub>2</sub> og CH<sub>4</sub>. Data fra året AD 2005 viste en konsentrasjon av drivhusgasser som lå over normalen for de siste 650 000 år (IPCC, 2007). I rapporten fra IPCC (2007) konkluderes det med at all temperaturøkning siden AD 1950 skyldes menneskelige utslipp. Dette fordi data fra solinnstråling og vulkansk aktivitet teoretisk sett tilsier en nedgang i temperatur. På et lokalt nivå er det vanskelig å antyde om det er menneskelig påvirkning eller naturlige variasjoner som styrer klimaet. Dette skyldes at lokale klimaendringer har en relativt høy naturlig variabilitet (IPCC, 2007). Tar man utgangspunkt i Høgtuvbreens endringer i likevektslinje, sommertemperatur og vinternedbør de siste 250 årene, svinger ikke disse verdiene mer enn de gjorde for flere tusen år siden. Siden man har høy variabilitet i klimaendringer for det lokale miljøet, vil det være vanskelig å se hvilke endringer som ikke skyldes naturlige årsaker.

### ***5.5 Høgtuvbreen sammenliknet med data fra andre klimaarkiv***

Svingninger i klima i sen-holosen er dokumentert i flere klimaarkiv (f. eks. Lauritzen og Lundberg, 1999, Alley, 2000, Cook et al., 2002, Andersson et al., 2003, Bjune og Birks, 2008, Vorren et al., 2011), og det er usikkert hvilke faktorer som er årsaken. Denne typen

klimapådrivere kan være vulkansk aktivitet, konsentrasjon av atmosfæriske gasser, smeltevannspulser ut i havet, havsirkulasjon og solaktivitet i form av solflekker (Bradley, 1999). I denne oppgaven er ulike klimaarkiv studert med tanke på å finne støtte for rekonstruerte likevektslinjer for Høgtuvbreen. Dermed vil analysene være nokså subjektive, men vil likevel kunne si noe om klimasystemet. Isbreene langs norskekysten er maritime, og størrelsene styres av vinternedbøren i større grad enn for kontinentale isbreer (Nordli et al., 2005). Proksydata for vinternedbør vil dermed teoretisk sett kunne bli observert i fluktuasjonene til likevektslinjen ved Høgtuvbreen. En eventuell samvariasjon mellom endringer i likevektslinjen og vinternedbør vil gjøre aldersmodellen mer signifikant.



**Figur 5.3:** Rekonstruksjon av NAO-indeksen for vintermånedene over 600 år tilbake i tid fra Cook et al. (2002). (Årene langs x-aksen er i AD).

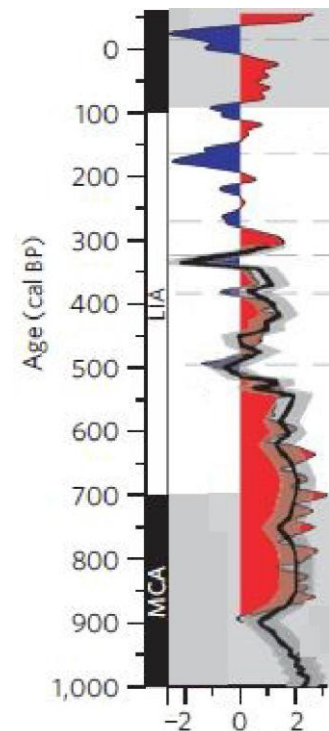
### 5.5.1 NAO-indeks og polar vortex

Kalde luftmasser fra nord som møter varmere luftmasser fra sør preger klimaet langs store deler av norskekysten. Dette gir lavtrykk som går vestover mot kysten, og fører med seg nedbør. Det klimatiske fenomenet NAO (Den nordatlantiske oscillasjonen) viser til endringer i gradienten og plassering av lavtrykket over Island og høytrykket over Asorene samt forholdet mellom disse (Hurrell, 1995). I vinterhalvåret vil NAO-indeksen samsvare med fordelingen av fuktige luftmasser over Norge. Ved en positiv NAO-indeks vil trykkforskjellene mellom Island og Asorene være høy, mens ved negativ NAO-indeks er forskjellene mindre enn ved normaltstanden. Når NAO-indeksen er positiv blir vinteren ofte preget av mildt og vått vær, mens vinteren blir tørr og kald når NAO-indeksen er negativ (Nordli et al., 2005). Grunnen til at en negativ NAO-indeks gir en tørr og kald værtilstand her



til lands skyldes at mildværet blir ført over Sør-Europa i stedet. Dermed vil en positiv NAO-indeks gi økt akkumulasjon på vinterstid for maritime isbreer, og dermed økt massebalanse (Nesje et al., 2000a).

Siden Høgtuvbreen er en maritim bre er det interessant å se om endringene i likevektslinjen vil samvariere med NAO-indeksen. Som rekonstruksjonen av NAO-indeksen i figur 5.4 viser, hadde perioden lille istid for det meste positive NAO-verdier som burde falle sammen med økt nedbør og temperatur, og økt brevekst. Et lite unntak fantes ved lille istids maksimum (ca. AD 1750) som viser en periode med tydelige negative NAO-verdier. Det samme vises i rekonstruksjonen av vinterverdiene for NAO ifølge Cook et al. (2002) (figur 5.3), som indikerer en periode med stort sett negative NAO-verdier rundt AD 1750 og for perioden ved AD 1870. I rekonstruksjonen i figur 5.4 går NAO-forholdene en periode med fra negativ verdier til en lengre

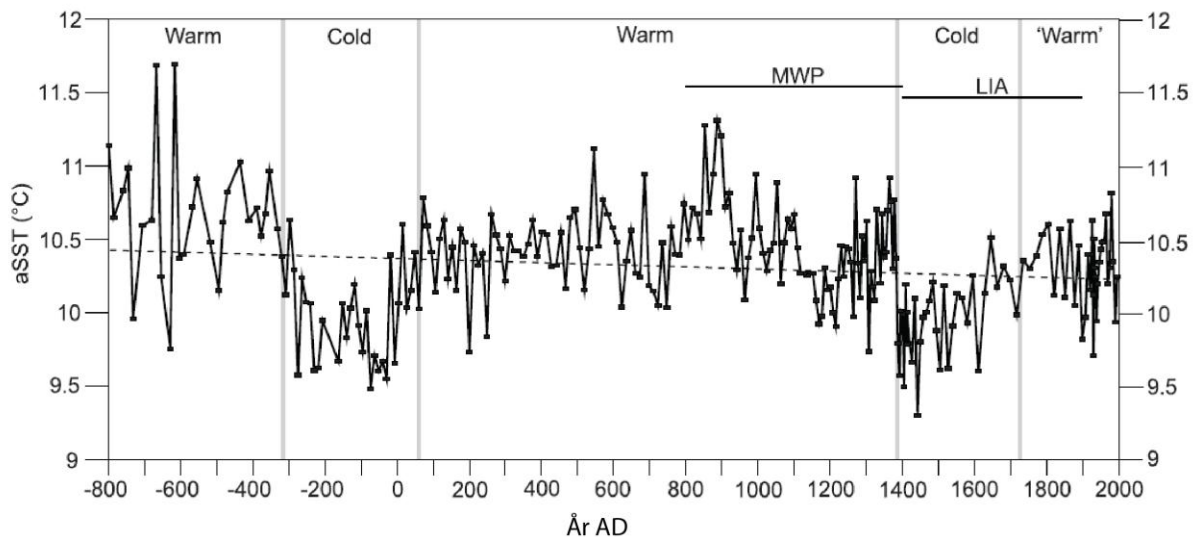


**Figur 5.4:** Rekonstruert NAO-indeks for de siste 1000 år. Figur hentet fra Olsen et al. (2012) basert på Trouet et al.

periode med positive NAO-verdier fra rundt AD 1850 og utover 1900-tallet. Selv om NAO-indeksen ser ut til å variere en del mot slutten av lille istid, gir dette indikasjoner på at lavere likevektslinje sammenfaller med negativ NAO for de to nevnte periodene, og spesielt rundt AD 1750. Dette kan antyde at disse framstøtene styres mer av sommertemperaturene enn vinternedbør. De rekonstruerte verdiene for vinternedbør og sommertemperatur ved Høgtuvbreen viser derimot tegn på tydelig økt vinternedbør og sommertemperaturer ved lille istids maksimum. Som nevnt knyttes det likevel skepsis til kvaliteten på de anvendte sommertemperaturene hvor beregningene ved likevektslinjen til Høgtuvbreen viser både høyere sommertemperaturer og vinternedbør enn det man skulle forvente basert på andre rekonstruksjoner for samme periode.

NAO er sett i sammenheng med stormsekvenser, men ikke alle variasjoner i stormruter er synlige i NAO-indeksen. Ved slike tilfeller er det en hindring nordøst i Atlanteren som får stormene til å flytte seg nordøstover, noe som gir lite nedbør over Vest-Europa (Bakke et al., 2008). Fordi maritime isbreers likevektslinje er styrt av vinternedbør, vil dermed likevektslinjen kunne reflektere alle ulike atmosfæriske sirkulasjonsmønstre som gir nedbør lokalt (Bakke et al., 2008). Dermed bør man studere styrken til polar vortex i tillegg til NAO-indeksen ved de nordlige breddegrader når man undersøker klimaendringer i Nord-

Atlanteren, siden polar vortex viser til klimavariabiliteter som NAO-indeksen ikke reflekterer (Walter og Graf, 2005). Dette kan være med på å forklare ulikheten i vinternedbøren mellom Sør-Norge og Nord-Norge, men denne ulikheten er mye mindre de siste 2000 årene enn tidligere i holosen (Bakke et al., 2008). Med dette i bakhånd kan sammenhengen mellom NAO og likevektslinjen på Høgtuvbreen bety at polar vortex har hatt lite å si for variasjonene i vinternedbøren så langt tilbake som dataene i denne oppgaven dekker.



**Figur 5.5:** Rekonstruerte overflatetemperaturer (SST) basert på data fra Vøringplatået i Nord-Atlanteren. Figur hentet fra Miettinen et al. (2012) er basert på Andersen et al. (2004) og Berner et al. (2011).

### 5.5.2 SST i Nord-Atlanteren

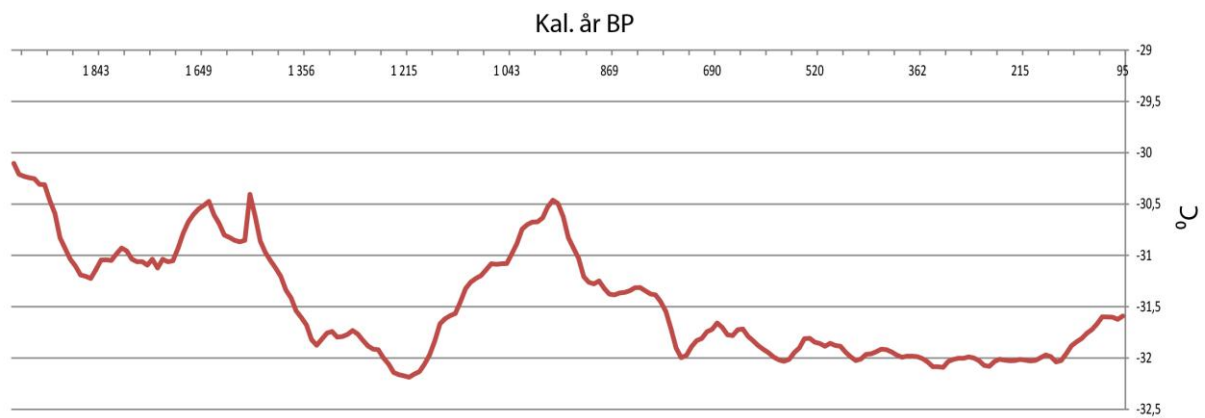
En positiv NAO, som er mest vanlig gjennom vinterhalvåret, er koblet til en sterkere vanntransport i Golfstrømmen mot Norskehavet, og dermed varmere overflatetemperaturer (SST – Sea Surface Temperature) utenfor kysten av Norge (Nichols et al., 2009). Endringene i Golfstrømmen skjer i løpet av våren etter en periode med positiv NAO. Denne koblingen mellom NAO og Golfstrømmen beskriver en mekanisme som vil kunne gi høy SST i Norskehavet (Nichols et al., 2009). Undersøkelser fra Bøstadmyra i Lofoten viste at mengden nedbør som faller gjennom vinteren er sterkt koblet opp mot SST i Norskehavet. Koblingen mellom varmere SST og langvarig positive NAO-forhold gir våtere vær over kontinentet på vinterstid (Nichols et al., 2009).

Overflatetemperaturer i Nord-Atlanteren ved Vøringplatået utenfor Norskekysten er rekonstruert for de siste 2800 år (figur 5.5). Økt SST kan gi økt nedbør og forårsake brevekst

for maritime breer. Med bakgrunn i dette kan det være mulig å knytte en sammenheng mellom SST og NAO (Bakke et al., 2005c). Figur 5.5 viser at den lineære trenden (stiplet linje) for de siste 2800 årene er en nedgang i SST, og i perioden lille klimatiske optimum (MWP) viser grafen at SST-temperaturene for det meste holder seg over dagens verdier. I den varme perioden 1900 - 1300 kal. år BP er fluktuasjonene mindre enn fra 1300 kal. år BP og til i dag. I overgangen mellom lille klimatiske optimum og lille istid synker SST-temperaturene raskt og vi ser en kald fase hvor SST-temperaturene gradvis øker igjen mot dagens nivå. Bakgrunnen for raskere fluktuasjoner etter 1300 kal. år BP kan være en større energitilførsel til klimasystemet som gir et mer ustabil klima enn i perioden før.

For de siste 1300 årene har SST-temperaturene vært relativt høye med en maksimumsperiode mellom 1150 - 1000 kal. år BP, kun avbrutt av en kald periode i første del av lille istid mellom 550-250 kal. år BP. Tar man utgangspunkt i lille istids maksimum (AD 1750) og perioden rundt AD 1870, viser de rekonstruerte temperaturdata i figur 5.5 at overflatetemperaturene var mye høyere ved disse tidspunktene enn tidlig i lille istid, og nært opp til dagens verdier. Det kan dermed se ut til at det er en sammenheng mellom økt SST og større bre. Det er i så tilfelle mulig å tolke denne breveksten til å skyldes økt vinternedbør siden det er en sammenheng mellom økt fordamping og SST.

I de rekonstruerte sommertemperaturene fra Svanåvatnet ser man en synkende trend mot kaldere temperaturer for de siste 3000 årene (Bjune og Birks, 2008). Det er likevel noen svingninger hvor det fram til 2500 kal. år BP var lavere sommertemperaturer i forhold til i dag, mens den i perioden 2500-1700 kal. år BP var høyere. Data fra Svanåvatnet viser at sommertemperaturene dalte fra 1700 kal. år BP med et minimum for ca. 300 kal. år BP og deretter var økende fram til dagens situasjon. Perioden rundt 300 kal. år BP hadde de laveste rekonstruerte sommertemperaturene for hele undersøkelsesperioden, som strakk seg tilbake 8500 kal. år BP.



**Figur 5.6:** Tolkede temperaturdata som viser årsmiddeltemperaturer basert på stabile isotopanalyser og isakkumulasjonsdata fra iskjernen GISP2 på Grønland. Data presentert i Alley (2000) basert på beregninger i Cuffey og Clow (1997)

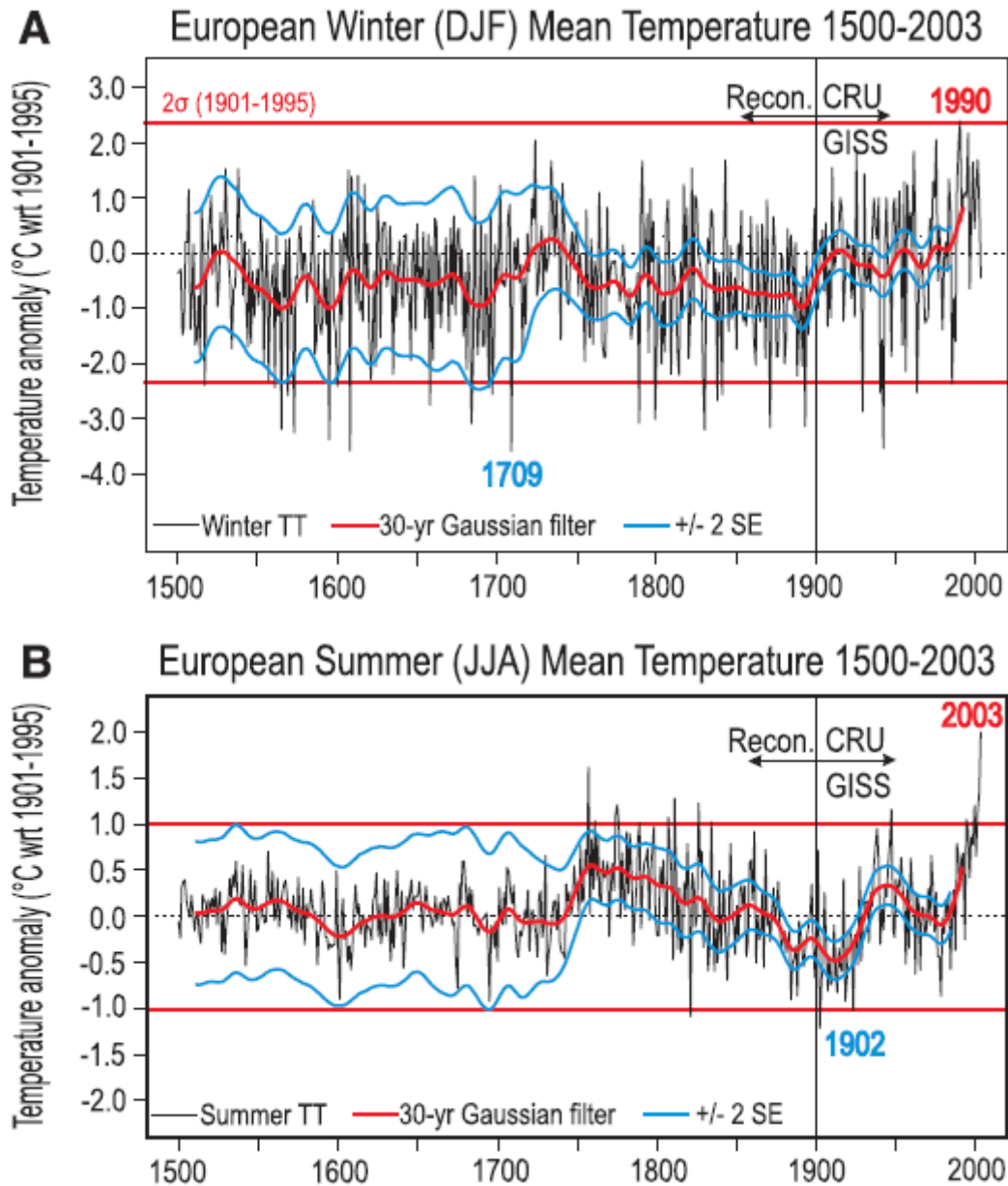
### 5.5.3 Temperaturdata fra Grønland (GISP2), Europa og Nord-Norge

Iskjerner har vist seg velegnet til å gi god informasjon om tidligere klimaendringer på grunn av sin høye tidsoppløsning, og flere iskjerner fra Grønland er blitt benyttet til å bedre forstå paleoklimaet på jorda. Ved å undersøke deler av iskjernen kan man se hvilke klimaforhold som var gjeldende da den enkelte isdelen ble dannet (figur 5.6). I figur 5.6 er temperaturdata hentet fra iskjernen GISP2 fra Grønland, og figuren viser at temperaturen sank med over én grad fra 1400-1200 kal. år BP.

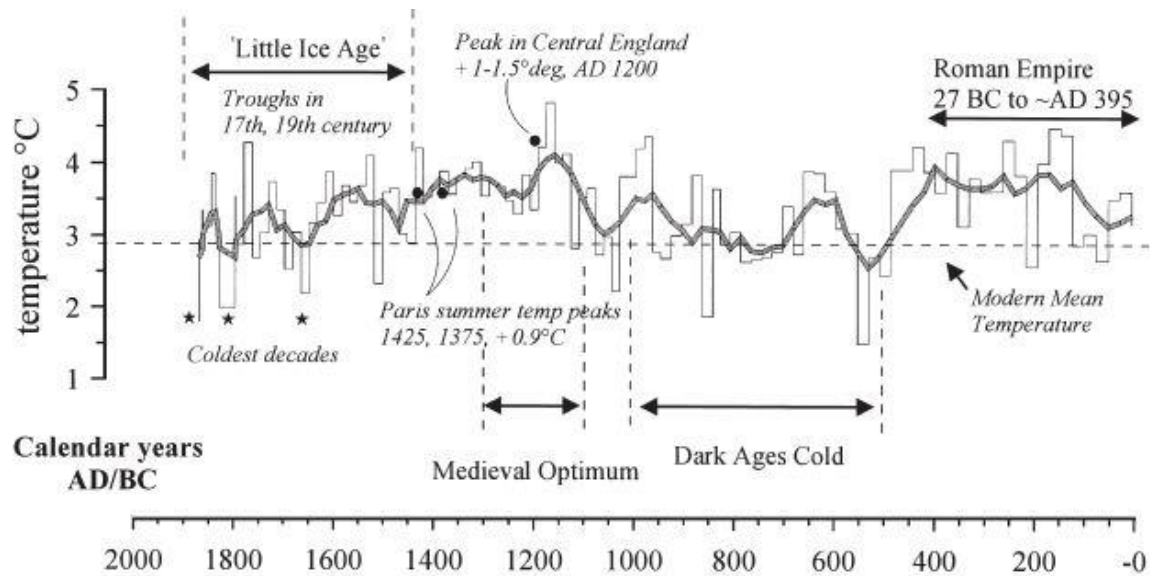
Lille klimatiske optimum er også merkbart i temperaturdata fra Grønland, som viser at temperaturene ble varmere fra 1200 til 700 kal. år BP med et maksimum rundt 965 kal. år BP. Dette må ikke nødvendigvis gjelde for norskekysten, og ulikheter kan forekomme da områdene ligger i hvert sitt klimasystem. Får man eksempelvis endringer i vestavindsbeltet vil dette kun påvirke klimasystemet langs vestkysten av Norge, og ikke ved Grønland. Dette gjør at Lille klimatiske optimum kan tolkes til å være en varm periode basert på data fra Grønland, mens det kunne være kalde temperaturer ved Høgtuv i den samme perioden. Etter lille klimatiske optimum holdt temperaturene seg relativt stabile før de steg omtrent en halv grad fra rundt 160 kal. år BP (AD 1790) (figur 5.6).

En liknende trend kan observeres i rekonstruerte gjennomsnittlige vintertemperaturer for Europa for de siste 500 år (figur 5.7 A) (Luterbacher et al., 2004). Vintertemperaturene fra AD 1500 holdt seg for det meste under dagens verdier med tydelige kalde punkt ved AD 1709 og i slutten av 1800-tallet, før vintertemperaturene steg betraktelig etter AD 1900. Samme

rekonstruksjon for sommertemperaturer i Europa viser en liknende trend som egne beregninger for sommertemperaturer ved likevektslinjen på Høgtuvbreen. Figur 5.7 B viser sommertemperaturer over normalen mellom ca. AD 1750 og AD 1850 med en topp rundt AD 1760 (Luterbacher et al., 2004). Sammen med økt vinternedbør indikerer høye sommertemperaturer, som nevnt over, nedbørstyrte breframstøt (Bakke et al., 2005c).



**Figure 5.7:** Rekonstruerte gjennomsnittlige vintertemperaturer (A) og sommertemperaturer (B) fra AD 1500 til i dag. (Årene langs x-aksen er i AD). (Luterbacher et al., 2004).



**Figur 5.8:** Temperaturhistorien til speleotemer fra nærliggende grotter i Rana kommune koblet mot kjente historiske hendelser. (Lauritzen og Lundberg, 1999).

Temperaturrekonstruksjoner fra speleotemer i grotter i Rana kommune viser samvariasjon med dataene fra GISP2 for de siste 2000 år (Lauritzen og Lundberg, 1999) (figur 5.7). Denne temperaturserien er varmest gjennom lille klimatiske optimum for deretter å ha en gradvis netto synking mot lavere temperaturer fra sitt maksimumsnivå rundt 850 kal. år BP og fram til 50 kal. år BP (AD 1900). Siden det er antatt at likevektslinjene for isbreer i regionen synker mot lille istids maksimum ved rundt 200 kal. år BP (AD 1750), er det ikke utenkelig at denne breveksten også styres av sommertemperaturene. Temperaturdata fra Alley (2000) viser til økende temperaturer fra rundt 160 kal. år BP (ca. AD 1790) mot moderne tid, mens Bjune og Birks (2008) antyder netto økende sommertemperaturer mot dagens nivå fra rundt 300 kal. år BP (ca. 1650 AD) (Bjune og Birks, 2008).

## 6. Konklusjoner

I denne oppgaven ble dreneringsbassenget til Litlvatnet kvartærgeologisk kartlagt. I dette dreneringsbassenget befinner Høgtuvbreens sørlige og sørøstlige utløp seg. En morenerygg ved Høgtuvbreens sørlige utløp er forsøkt gitt en alder basert på lavmålinger. Det er i tillegg hentet opp sedimentkjerner fra Litlvatnet. Innsjøsedimentene og kartleggingen av morenerygger er benyttet for å forsøke å rekonstruere likevektslinjer, og disse er videre sett i sammenheng med data vedrørende sommertemperatur og vinternedbør.

Basert på resultatene og diskusjonen i denne oppgaven har jeg kommet fram til følgende konklusjoner:

- Litlvatnet har vist seg kun å være egnet til studier for de siste omtrent 350 år. Basert på periodevis brå innslag av organisk innvasking i sedimentene er signalet noe preget av støy. Da sedimentraten er høy gir dette en høy tidsopløsning for Litlvatnet, og siden Litlvatnet er tenkt å ha mottatt smeltevann fra både Høgtuvbreen og Svartisen gir dette en av de mest høyopløselige tidsseriene fra breer i regionen.
- Breaktiviteten har vært stor, og Høgtuvbreen har vært til stede gjennom hele undersøkelsesperioden (350 år).
- Punktregninger for vinternedbør og sommertemperatur for de siste 400 år viser betydelige variasjoner. I denne perioden har det vært både varmere sommertemperaturer og mer nedbør. Det knyttes likevel stor skepsis til anvendte sommertemperaturer i beregning av vinternedbør som viser varmere sommertemperaturer og betydelig høyere vinternedbørsverdier enn dagens verdier. Med såpass høye sommertemperaturer ville man kunne forvente at vinternedbøren faller som regn og ikke snø.
- Hvis man kobler brefluktasjonene med data for sommertemperaturer og vinternedbør ser det ut til at endringer i brestørrelse er mest avhengig av endringer i vinternedbør. Dette passer godt med at Høgtuvbreen er kategorisert som en maritim bre.

- Ved hjelp av en grov aldersmodell og DBD-data er maksimumsutbredelse under lille istid anslått til å foregå rundt AD 1760 ved Høgtuvbreen, og er ikke ulikt andre isbreer i regionen som antyder et lille istids-maksimum rundt AD 1750.
- Det er kartlagt flere morenerygger. Én tydelig rygg er aldersbestemt til å ha blitt avsatt rundt AD 1870 basert på målinger av lav, et framrykk som også er dokumentert ved andre breer i regionen.
- Moreneavsetninger ned mot munningen av Trolldalen er antatt avsatt lenge før lille istid, og stammer trolig fra andre lokale framrykk som Nordli Event (10 200 – 10 100 år før nåtid (AD 1950)), Narvik II (9 600 ± 200 år før nåtid) eller Rombak (9 300 ± 200 år før nåtid). I tillegg kan dette framstøtet kobles mot Finse Event (ca. 8 500 og 8 000 kal. år BP), som er dokumentert flere steder i Sør-Norge. Denne tolkningen skyldes den lange avstanden mellom disse eldre moreneavsetningene og de antatt nyere avsetningene tett opp mot Høgtuvbreen. I tillegg vil de eldste morenerestene være avsatt i en tid hvor bresystemet var ulikt dagens, med større mengder is og med et bresystem som kommer fra Tverrådalen i sør. Det kan imidlertid ikke utelukkes at disse ryggene kan være avsatt i perioden 7500 – 7000 kal. år BP og ved 1300 kal. år BP da det i regionen var klimaforhold som var fordelaktige for brevekst. Uten dateringer er det vanskelig å si noe om disse moreneryggene.
- Endringene av vinternedbør og likevektslinjer ved Høgtuv gjenspeiles i klimaarkiv som temperaturdata, NAO-indeksen og SST i Nord-Atlanteren. Ved å se sammenhengen mellom ulike klimaarkiv ser det ut til at størrelsen til Høgtuvbreen stort sett er styrt av vinternedbør.
- Aldersmodellen vitner om at sedimentasjonen har vært stor og økende fra bunnen av kjernen og oppover, men ved 77 cm fra toppen avtar sedimentasjonsraten. Dette skyldes trolig at smeltevannet fra Svartisen har gått gjennom Litlvatnet under lille istid, for senere å ha endret sitt løp etter hvert som smeltevannsføringen avtok fram til i dag. Den høye smeltevannsføringen kan ha foregått så lenge som til andre verdenskrig da Austerdalsisen (tilhørende Svartisen) brått endret sitt smeltevannsløp fra vest forbi Trolldalen, til en østlig retning gjennom Svartisdalen.



## 7. Videre arbeid

Trolldalen og Høgtuvbreen har vist seg å fungere godt til studier av siste del av holosen, og området har fortsatt potensiale til å kunne gi mer informasjon om bre- og klimavariasjoner.

Lengst ned i Trolldalen er det to randavsetninger som er avsatt før lille istid basert på plasseringen, og i forhold til andre brefremstøt i regionen. Ved blant annet å ta opp sedimentkjerner som dekker en lengre sedimenthistorie fra en annen lokalitet vil man kunne få datert disse randmorene, og dermed når de har blitt avsatt.

Ved å utføre grundigere målinger av lav på alle mulige morenerygger vil dette kunne gi en bedre kronologi for brefremstøtene fra lille istid til i dag. I tillegg vil man få en bedre forståelse for hvor maksimumsutbredelsen under lille istid har strukket seg, og om den ligger ut i Trolldalsvatnet. Flere målinger av lav vil også kunne gjøre det lettere å sammenlikne med andre breframstøt i regionen, samt beregne en kontinuerlig likevekts- og vintervedbørskurve.

Basert på at beregningene for sommertemperaturer og vintervedbør virker noe upresise og overdimensjonerte, vil det være nødvendig å foreta nye målinger og utregninger for å oppnå en mer signifikant utregning, spesielt siden metoden baserer seg på flere beregnede parametere.

## Referanser

- Ahrens, C. Donald (2008) *Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere*, Belmont, CA, Thomson Brooks/Cole.
- Alley, Richard B. (2000) The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary science reviews*, 19, 213-226.
- Andersen, B. G., et al. (1981) Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geografiska annaler, Series A, Physical geography*, 63A, 155-160.
- Andersen, B. G., et al. (1982) The Tjøtta glacial event in southern Nordland, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 62, 39-49.
- Andersen, B. G., et al. (1979) The deglaciation between Skjerstadfjord and Svartisen, North Norway. *Boreas*, 8, 199-201.
- Andersen, C., et al. (2004) Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: Implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography*, 19, PA2003.
- Andersson, Carin, et al. (2003) Late Holocene surface ocean conditions of the Norwegian Sea (Vøring Plateau). *Paleoceanography*, 18, 1-22.
- Arnaud, F., et al. (2002) Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). *Terra Nova*, 14, 225-232.
- Ashley, G. M. (1995) Glaciolacustrine environments. I Menzies, John (red.) *Modern glacial environments: processes, dynamics, and sediments*. Oxford, Butterworth-Heinemann.
- Bakke, Jostein, Dahl, Svein Olaf og Nesje, Atle (2005a) Lateglacial and early Holocene paleoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at Northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of quaternary science*, 20, 179-198.
- Bakke, Jostein, et al. (2010) A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach *Quaternary science reviews*, 29, 1246-1262.
- Bakke, Jostein, et al. (2005b) Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. *The Holocene*, 15, 518-540.
- Bakke, Jostein, et al. (2009) Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geosci*, 2, 202-205.
- Bakke, Jostein, et al. (2008) Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and planetary change*, 60, 28-41.
- Bakke, Jostein, et al. (2005c) Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15, 161-176.
- Ballantyne, C. K. (1990) The Holocene glacial history of Lyngshalvøya, northern Norway: chronology and climatic implications. *Boreas*, 19, 93-117.
- Ballantyne, Colin K. (2002) The Loch Lomond Readvance on the Isle of Mull, Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Journal of quaternary science*, 17, 759-771.
- Bard, E., et al. (2000) Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus, Series B, Chemical and physical meteorology*, 52, 985-989.
- Benn, Doug I. og Lehmkuhl, F. (2000) Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary international*, 65/66, 15-29.
- Benn, Douglas I. og Evans, David J. A. (2010) *Glaciers & glaciation*, London, Hodder Education.
- Berner, K. S., et al. (2011) Holocene climate variability of the Norwegian Atlantic Current during high and low solar insolation forcing. *Paleoceanography*, 26, PA2220.

- Bickerton, Richard W. og Matthews, John A. (1992) On the accuracy of lichenometric dates: an assessment based on the 'Little Ice Age' moraine sequence of Nigardsbreen, southern Norway. *The Holocene*, 2, 227-237.
- Bickerton, Richard W. og Matthews, John A. (1993) 'Little ice age' variations of outlet glaciers from the jostedalsbreen ice-cap, Southern Norway: A regional lichenometric-dating study of ice-marginal moraine sequences and their climatic significance. *Journal of quaternary science*, 8, 45-66.
- Bjune, Anne E., et al. (2005) Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15, 177-189.
- Bjune, Anne E. og Birks, H. J. B. (2008) Holocene vegetation dynamics and inferred climate changes at Svanåvatnet, Mo i Rana, northern Norway. *Boreas*, 37, 146-156.
- Björck, S., et al. (1997) The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. *Journal of quaternary science*, 12, 455-465.
- Björck, Svante, Dearing, J. A. og Jonsson, Anders (1982) Magnetic susceptibility of Late Weichselian deposits in southeastern Sweden. *Boreas*, 11, 99-111.
- Blaauw, Maarten (2010) Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.
- Blake, K. P. og Olsen, L. (1999) Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk geografisk tidsskrift*, 53, 1-16.
- Blikra og Nemeč (1998) Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Bondevik, Stein, et al. (1999) Late Weichselian Marine 14C Reservoir Ages at the Western Coast of Norway. *Quaternary research*, 52, 104-114.
- Bradley, Raymond S. (1999) *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, San Diego, Calif., Academic Press.
- Briffa, K. R., et al. (1990) A 1,400-year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature*, 346, 434-439.
- Briffa, K. R., et al. (1998) Influence of volcanic eruptions On Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 393, 450-455.
- Broecker, W. (2001) Was the medieval warm period global? *Science*, 291, 1497-1499.
- Bøe, A. G., et al. (2006) Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene*, 16, 445-455.
- Cook, E. R., Arrigo, R. D. og Mann, M. E. (2002) A Well-Verified, Multiproxy Reconstruction of the Winter North Atlantic Oscillation Index since ad 1400. *Journal of climate*, 15, 1754-1764.
- Cronin, T. M., et al. (2003) Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. *Global and planetary change*, 36, 17-29.
- Croudace, Ian W., Rindby, Anders og Rothwell, R. Guy (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 51-63.
- Cuffey, Kurt M. og Clow, Gary D. (1997) Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102, 26383-26396.
- Dahl, Svein Olaf, et al. (2003) Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary science reviews*, 22, 275-287.
- Dahl, Svein Olaf og Nesje, Atle (1994) Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4, 269-277.
- Dahl, Svein Olaf og Nesje, Atle (1996) A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case stud from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6, 381-398.

- Dahl, Svein Olaf, Nesje, Atle og Øvstedal, J. (1997) Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26, 161-180.
- Dalfest, Terje (2012) Nordland – geologi og landformer. *Store Norske Leksikon (snl.no)*.
- Daniels, David J. (2005) Ground Penetrating Radar. I Chang, Kai (red.) *Encyclopedia of RF and microwave engineering*. Hoboken, N.J., Wiley-Interscience.
- Dannevig, Petter (2009) Nordland – klima. *Store Norske Leksikon (snl.no)*.
- Dean, Walter E. (1974) Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44, 242-248.
- Erikstad, Lars og Sollid, Johan Ludvig (1986) Neoglaciation in South Norway using lichenometric methods. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 40, 85-105.
- Furbish, D. J. og Andrews, J. T. (1984) The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, 30, 199-211.
- Gjessing, Just (1978) *Norges landformer*, Oslo, Universitetsforl.
- Grove, Jean M. (1988) *The Little Ice Age*, London, Methuen.
- Guyard, Hervé, et al. (2007) High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary science reviews*, 26, 2644-2660.
- Haug, Gerald H., et al. (2001) Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1308.
- Heiri, O., Lotter, A. F. og Lemcke, G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology*, 25, 26-42.
- Hicks, D. Murray, McSaveney, M. J. og Chinn, T. J. H. (1990) Sedimentation in Proglacial Ivory Lake, Southern Alps, New Zealand. *Arctic and alpine research*, 22, 26-42.
- Hilton, J. og Lishman, J. P. (1985) The Effect of Redox Changes on the Magnetic Susceptibility of Sediments from a Seasonally Anoxic Lake. *Limnology and Oceanography*, 30, 907-909.
- Holmsen, Gunnar (1948) En ny bredemt sjø i Svartisen. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 12, 153-167.
- Hurrell, J. W. (1995) Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Innes, John L. (1985) Lichenometry. *Progress in physical geography*, 9, 187-254.
- Innes, John L. (1986) The Use of Percentage Cover Measurements in Lichenometric Dating. *Arctic and alpine research*, 18, 209-216.
- IPCC (2007) Climate Change 2007: Synthesis Report. I Allali, Abdelkader, et al. (red.) *IPCC-Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Jansen, J. H. F., et al. (1998) CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151, 143-153.
- Jenkins, Ron (1984) X-ray Fluorescence Analysis. *Analytical Chemistry*, 56, 1099A-1106A.
- Karlèn, Wibjörn (1976) Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lappland, Northern Sweden. *Geografiska annaler, Series A, Physical geography*, 58, 1-34.
- Karlèn, Wibjörn (1979) Glacier Variations in the Svartisen Area, Northern Norway. *Geografiska annaler, Series A, Physical geography*, 61, 11-28.
- Karlèn, Wibjörn (1981) Lacustrine Sediment Studies. A Technique to Obtain a Continuous Record of Holocene Glacier Variations. *Geografiska annaler, Series A, Physical geography*, 63, 273-281.
- Karlèn, Wibjörn og Matthews, John A. (1992) Reconstructing Holocene Glacier Variations from Glacial Lake Sediments: Studies from Nordvestlandet and Jostedalbreen-Jotunheimen, Southern Norway. *Geografiska annaler, Series A, Physical geography*, 74, 327-348.
- Keigwin, Lloyd D. (1996) The Little Ice Age and Medieval Warm Period in the Sargasso Sea. *Science*, 274, 1503-1508.

- Kuhle, Matthias (1988) Topography as a fundamental element of glacial systems. *GeoJournal*, 17, 545-568.
- Last, William M., Smol, John P. og Birks, H. J. B. (2001) *Tracking environmental change using lake sediments*, Dordrecht, Kluwer Academic.
- Lauritzen, Stein-Erik og Lundberg, Joyce (1999) Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway. *The Holocene*, 9, 659-669.
- Leonard, Eric M. (1986) Use of lacustrine sedimentary sequences as indicators of Holocene glacial history, Banff National Park, Alberta, Canada. *Quaternary research*, 26, 218-231.
- Lie, Øyvind, et al. (2004) Use of lacustrine sedimentary sequences as indicators of Holocene glacial history, Banff National Park, Alberta, Canada. *Quaternary science reviews*, 23, 1925-1945.
- Linge, Henriette, et al. (2009) Variability in luminescent lamination and initial  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  activity ratios in a late Holocene stalagmite from northern Norway. *Quaternary Geochronology*, 4, 181-192.
- Lowe, John J. og Walker, Mike J. C. (2008) *Reconstructing quaternary environments*, Prentice Hall.
- Luckman, B. H. (1975) Drop stones resulting from snow-avalanche deposition on lake ice. *Journal of Glaciology*, 14, 186-188.
- Luterbacher, Jürg, et al. (2004) European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science*, 303, 1499-1503.
- Maizels, J (1995) Sediments and Landforms of Modern Proglacial Terrestrial Environments. I Menzies, John (red.) *Modern glacial environments : processes, dynamics, and sediments*. Oxford, Butterworth-Heinemann Ltd.
- Matthews, J. A. (1975) Experiments on the reproducibility and reliability of lichenometric dates, Storbreen gletschervorfeld, Jotunheimen, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 29, 97-109.
- Matthews, John A., et al. (2005) Holocene glacier history of Bjørnbreen and climatic reconstruction in central Jotunheimen, Norway, based on proximal glaciofluvial stream-bank mires. *Quaternary science reviews*, 24, 67-90.
- McCarroll, Danny (1994) A new approach to lichenometry: dating single-age and diachronous surfaces. *The Holocene*, 4, 383-396.
- McCarroll, Danny, Shakesby, Richard A. og Matthews, John A. (2001) Enhanced rockfall activity during the Little Ice Age: further lichenometric evidence from a Norwegian talus. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 157-164.
- Menounos, Brian (1997) The water content of lake sediments and its relationship to other physical parameters: an alpine case study. *The Holocene*, 7, 207-212.
- Meteorologisk Institutt ([www.eklima.no](http://www.eklima.no)) (2012).
- Miettinen, Arto, et al. (2012) Multicentennial Variability of the Sea Surface Temperature Gradient across the Subpolar North Atlantic over the Last 2.8 kyr\*,+. *Journal of climate*, 25, 4205-4219.
- Moore, T. C., Jr., Rea, David K og Godsey, Holly (1998) Regional variation in modern radiocarbon ages and the hard-water effects in Lakes Michigan and Huron. *Journal of paleolimnology*, 20, 347-351.
- Nesje, A., et al. (2008a) The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation? *Climate Dynamics*, 30, 789-801.
- Nesje, Atle (1992) A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and alpine research*, 24, 257-259.
- Nesje, Atle (1995) *Brelære*, Kristiansand, Høyskoleforl.
- Nesje, Atle, et al. (2008b) Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and planetary change*, 60, 10-27.
- Nesje, Atle og Dahl, Svein Olaf (2000) *Glaciers and environmental change*, London, Arnold.
- Nesje, Atle og Dahl, Svein Olaf (2003) The 'Little Ice Age' – only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.

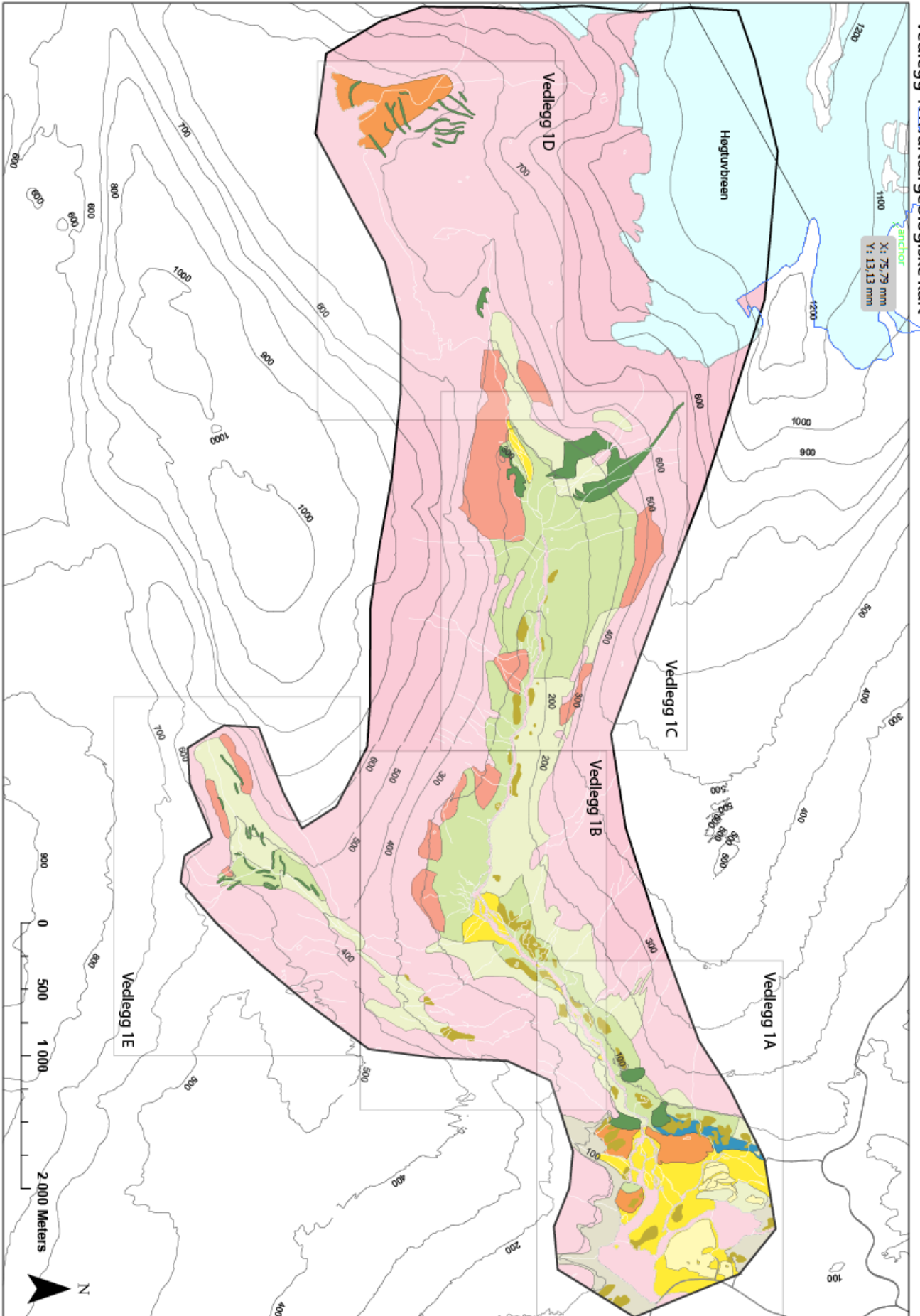
- Nesje, Atle og Kvamme, Mons (1991) Holocene glacier and climate variations in western Norway: Evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events. *Geology*, 19, 610-612.
- Nesje, Atle, et al. (1991) Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, Western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary science reviews*, 10, 87-114.
- Nesje, Atle, Lie, Øyvind og Dahl, Svein Olaf (2000a) Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of quaternary science*, 15, 587-601.
- Nesje, Atle, et al. (2001) Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records *The Holocene*, 11, 267-280.
- Nesje, Atle, et al. (2000b) The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary science reviews*, 19, 1047-1065.
- NGU, Norges geologiske undersøkelse (2011) Arealis.
- Nichols, Gary (1999) *Sedimentology and stratigraphy*, London, Blackwell Science.
- Nichols, Jonathan E., et al. (2009) Quantitative assessment of precipitation seasonality and summer surface wetness using ombrotrophic sediments from an Arctic Norwegian peatland. *Quaternary research*, 72, 443-451.
- Nordli, Øyvind, et al. (2005) Glacier Mass Balance in Southern Norway Modelled by Circulation Indices and Spring-Summer Temperatures ad 1781–2000. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87, 431-445.
- Norges vassdrag- og energidirektorat, NVE (2002) 145/2 GLOMDALSELVA (Vassdragsnr. 156.CD0).
- Oldfield, F., et al. (1983) Mineral magnetic studies of lake sediments. *Hydrobiologia*, 103, 37-44.
- Olsen, Jesper, Anderson, N. John og Knudsen, Mads F. (2012) Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geosci*, 5, 808-812.
- Olsen, L., Bergstrøm, K. og Blake, K. P. (2003) MO I RANA 1927 I Kvartærgeologisk kart 1:50 000. I (NGU), Norges geologiske undersøkelse (red.).
- Olsen, Lars (2002) Mid and Late Weichselian, ice-sheet fluctuations northwest of the Svartisen glacier, Nordland, northern Norway. *NGU Bulletin*, 440, 39-52.
- Osmaston, Henry (2005) Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area×Altitude, the Area×Altitude Balance Ratio and the Area×Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary international*, 138–139, 22-31.
- Oswald, W. Wyatt, et al. (2005) Effects of sample mass and macrofossil type on radiocarbon dating of arctic and boreal lake sediments. *The Holocene*, 15, 758-767.
- Porter, Stephen C. (1975) Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary research*, 5, 27-47.
- Pye, Kenneth (1994) *Sediment transport and depositional processes*, Oxford, Blackwell.
- Rasmussen, Arne (1981) *The deglaciation of the coastal area NW of Svartisen, Northern Norway*, Oslo, Universitetsforlaget.
- Rea, Brice R. (2009) Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary science reviews*, 28, 237-248.
- Reimer, Paula J.; Baillie, Mike G. L.; Bard, Edouard; Bayliss, Alex; Beck, J. Warren; Blackwell, Paul G.; Ramsey, C. Bronk; Buck, Caitlin E.; Burr, George S.; Edwards, R. Lawrence; Friedrich, Michael; Grootes, P. M.; Guilderson, Thomas P.; Hajdas, Irka; Heaton, T. J.; Hogg, Alan G.; Hughen, Konrad A.; Kaiser, K. F.; Kromer, Bernd; McCormac, F. G.; Manning, S. W.; Reimer, Ron W.; Richards, D. A.; Southon, John R.; Talamo, Sahra; Turney, C. S. M.; van der Plicht, Johannes; Weyhenmeyer, Constanze E. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.
- Rothwell, R. G. (2006) *New techniques in sediment core analysis*, Bath, Geological Society Publishing House.
- Ryvarden, Leif og Wold, Bjørn (1991) *Norges isbreer*, [Oslo], Universitetsforlaget.

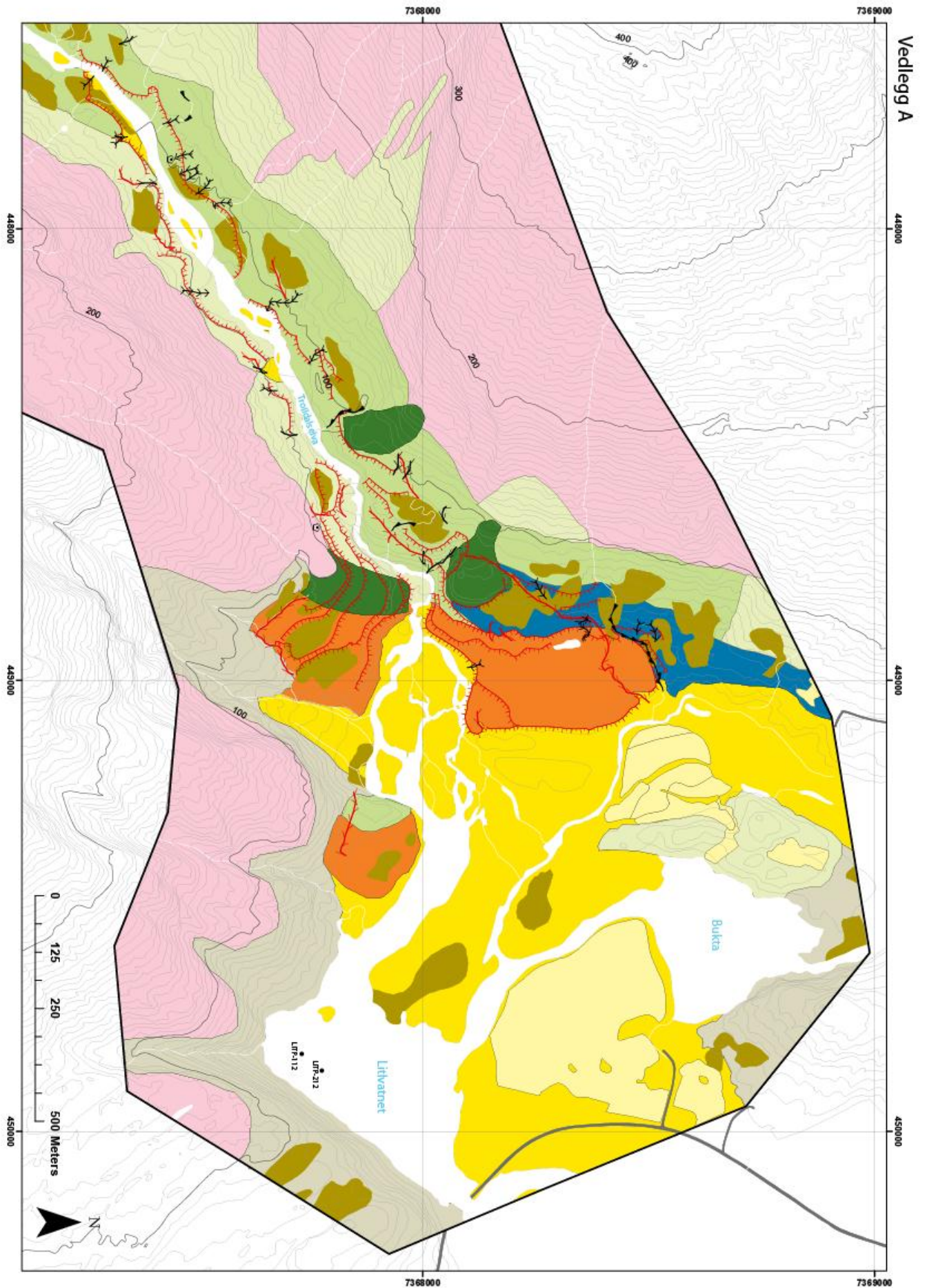
- Santisteban, Juan I., et al. (2004) Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of paleolimnology*, 32, 287-299.
- Schuler, T. V., et al. (2008) Distribution of snow accumulation on the Svartisen ice cap, Norway, assessed by a model of orographic precipitation. *Hydrological processes*, 22, 3998-4008.
- Shakesby, R.A. (1997) Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. *Progress in physical geography*, 21, 394-418.
- Shanmugam, G. (1997) The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, 42, 201-229.
- Smith, Daniel J., McCarthy, Daniel P. og Luckman, Brian H. (1994) Snow-Avalanche Impact Pools in the Canadian Rocky Mountains. *Arctic and alpine research*, 26, 116-127.
- Snowball, I. og Sandgren, P. (1996) Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. *The Holocene*, 6, 367-372.
- Souch, Catherine (1994) A Methodology to Interpret Downvalley Lake Sediments as Records of Neoglacial Activity: Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 76, 169-185.
- Statens Kartverk ([www.norgeskart.no](http://www.norgeskart.no)) (2012).
- Strahler, Alan H. og Strahler, Arthur N. (2006) *Introducing physical geography*, Hoboken, N.J., John Wiley.
- Sulebak, Jan R. (2007) *Landformer og prosesser: en innføring i naturgeografiske tema*, Bergen, Fagbokforl.
- Summerfield, Michael A. (1991) *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*, Harlow, Longman Scientific & Technical.
- Sutherland, Donald G. (1984) Modern glacier characteristics as a basis for inferring former climates with particular reference to the Loch Lomond Stadial. *Quaternary science reviews*, 3, 291-309.
- Telford, R. J., Heegaard, E. og Birks, H. J. B. (2004) All age–depth models are wrong: but how badly? *Quaternary science reviews*, 23, 1-5.
- Theakstone, Wilfred (1990) Twentieth-Century Glacier Change at Svartisen, Norway: The Influence of Climate, Glacier Geometry and Glacier Dynamics. *Annals of Glaciology*, 14, 283-287.
- Theakstone, Wilfred (2010) Glacier changes at Svartisen, northern Norway, during the last 125 years: Influence of climate and other factors. *Journal of Earth Science*, 21, 123-136.
- Thompson, R., et al. (1975) Magnetic Susceptibility of Lake Sediments. *Limnology and Oceanography*, 20, 687-698.
- Thompson, R., et al. (1980) Environmental Applications of Magnetic Measurements. *Science*, 207, 481-486.
- Thoresen, Morten K. (1991) *Kvartærgeologisk kart over Norge : tema: jordarter*, Trondheim, Norges geologiske undersøkelse.
- Trouet, Valérie, et al. (2009) Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, 324, 78-80.
- Vasskog, Kristian, et al. (2011) A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*, 21, 597-614.
- Vasskog, Kristian, et al. (2012) A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. *Quaternary research*, 77, 192-204.
- Vorren, Karl-Dag, Jensen, Christin Eldegard og Nilssen, Eilif (2011) Climate changes during the last c. 7500 years as recorded by the degree of peat humification in the Lofoten region, Norway. *Boreas*.
- Walker, M. J. C. (2005) *Quaternary dating methods*, Chichester, John Wiley.
- Walter, K. og Graf, H.-F. (2005) The North Atlantic variability structure, storm tracks, and precipitation depending on the polar vortex strength. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 239-248.

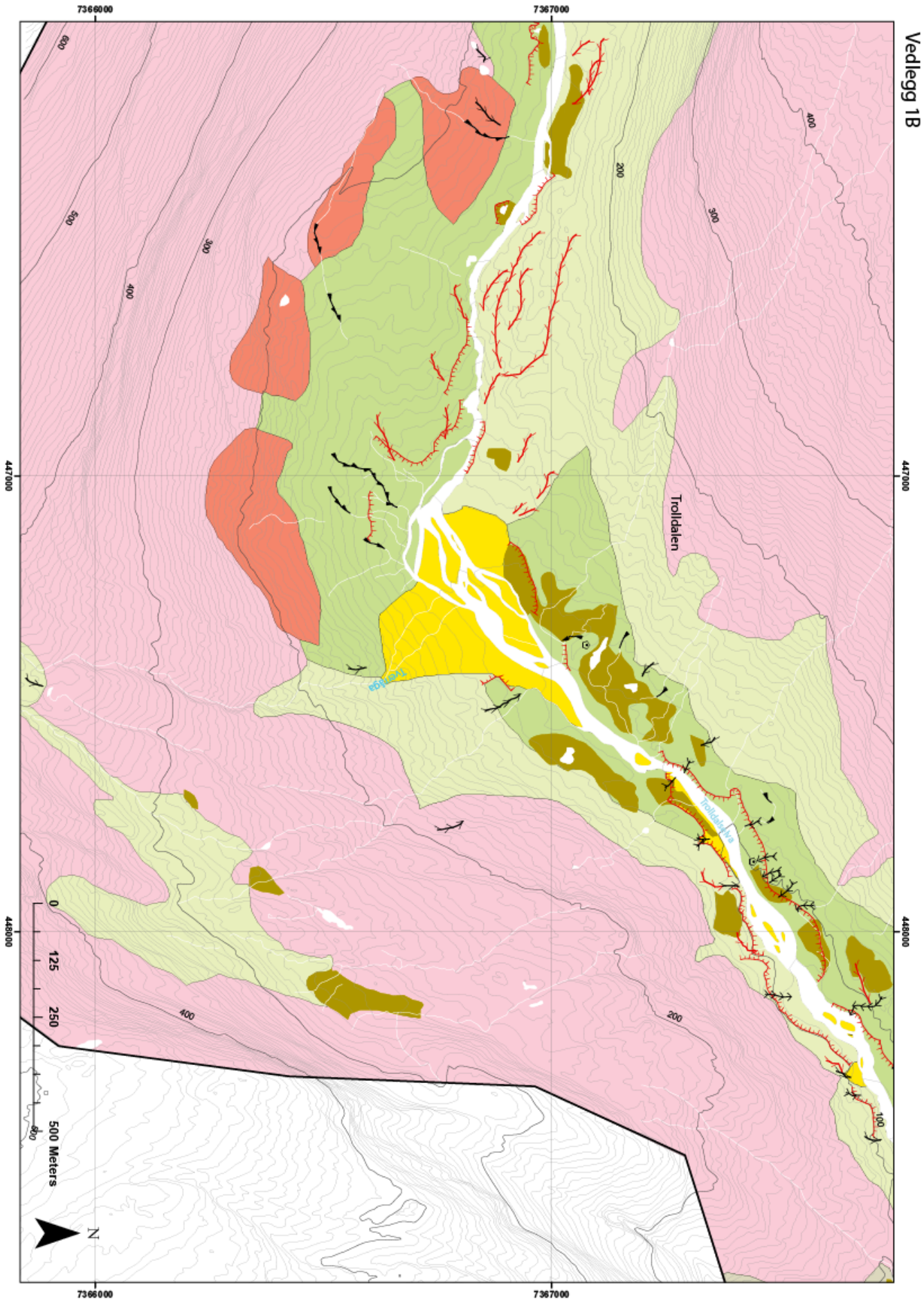
- Weltje, Gert Jan og Tjallingii, Rik (2008) Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 423-438.
- Winkler, Stefan (2003) A new interpretation of the date of the 'Little Ice Age' glacier maximum at Svartisen and Okstindan, northern Norway. *The Holocene*, 13, 83-95.  
[www.geologiskolen.uit.no](http://www.geologiskolen.uit.no) ([12.11.2012]).
- Østrem, Gunnar, Haakensen, Nils og Melander, Olle (1973) *Atlas over breer i Nord-Skandinavia*, Oslo, Avdelingen.
- Østrem, Gunnar og Olsen, Hans Chr (1987) Sedimentation in a Glacier Lake. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 69, 123-138.

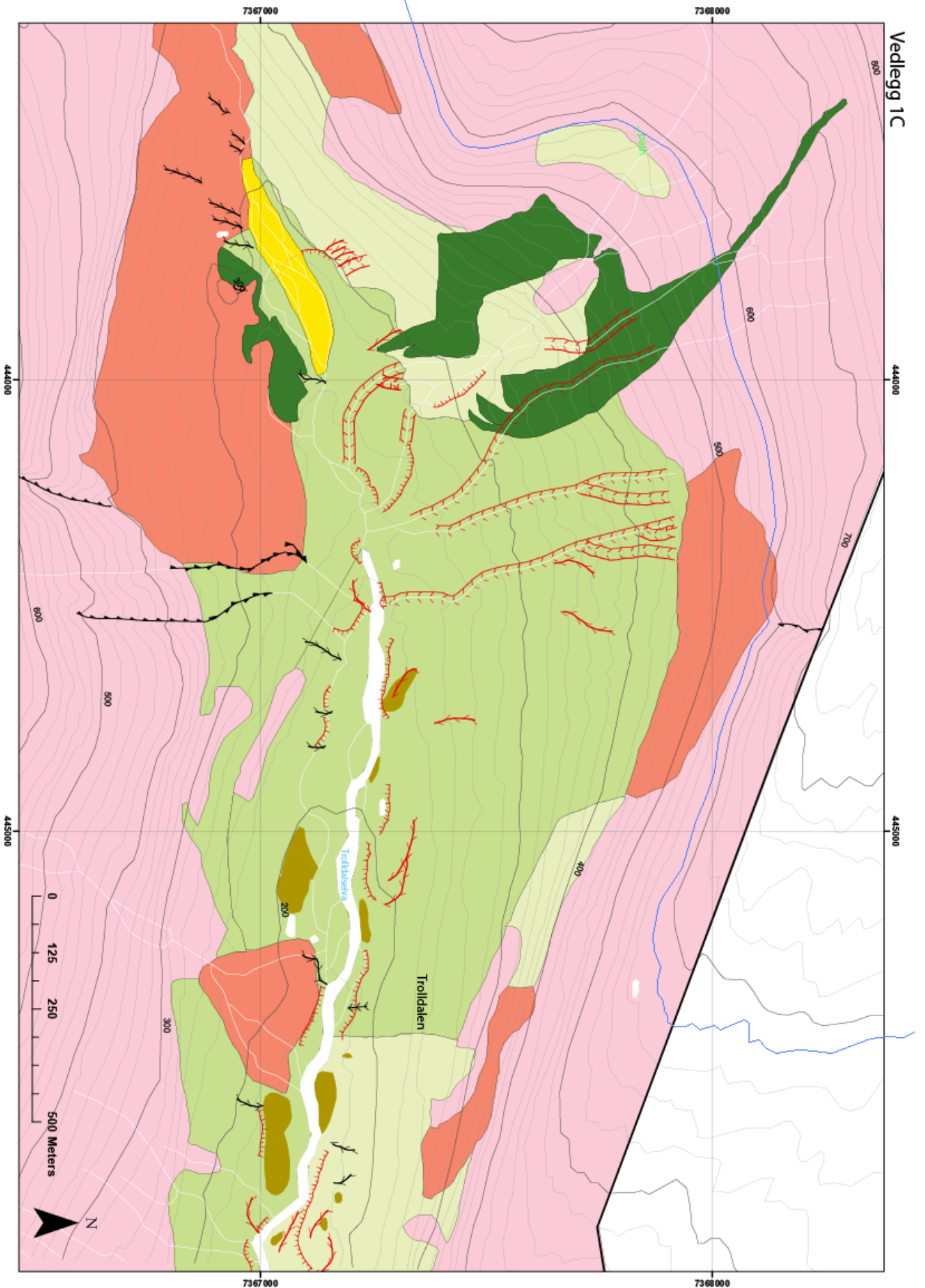


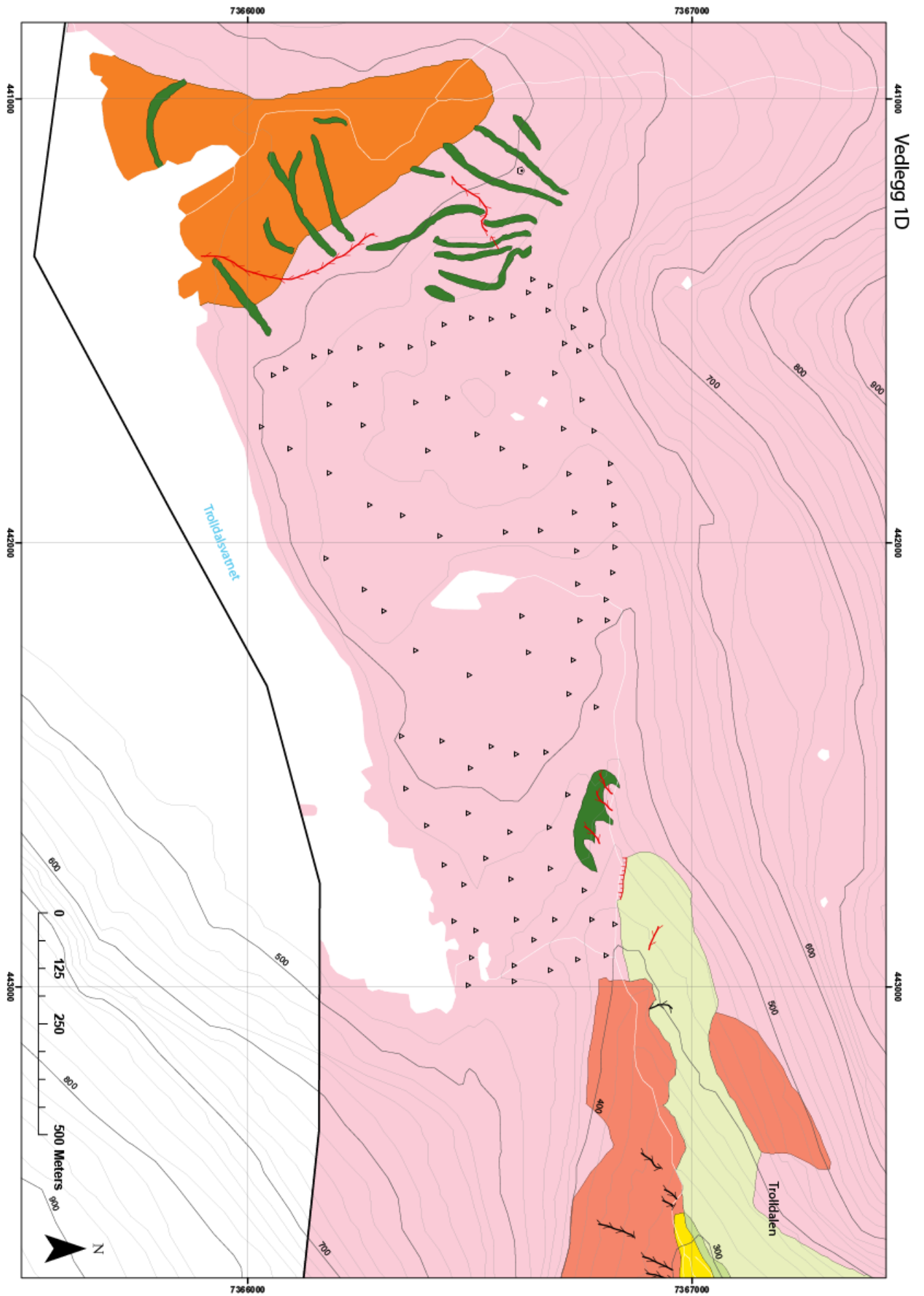
Vedlegg 1: Kartærgogeologiske kart

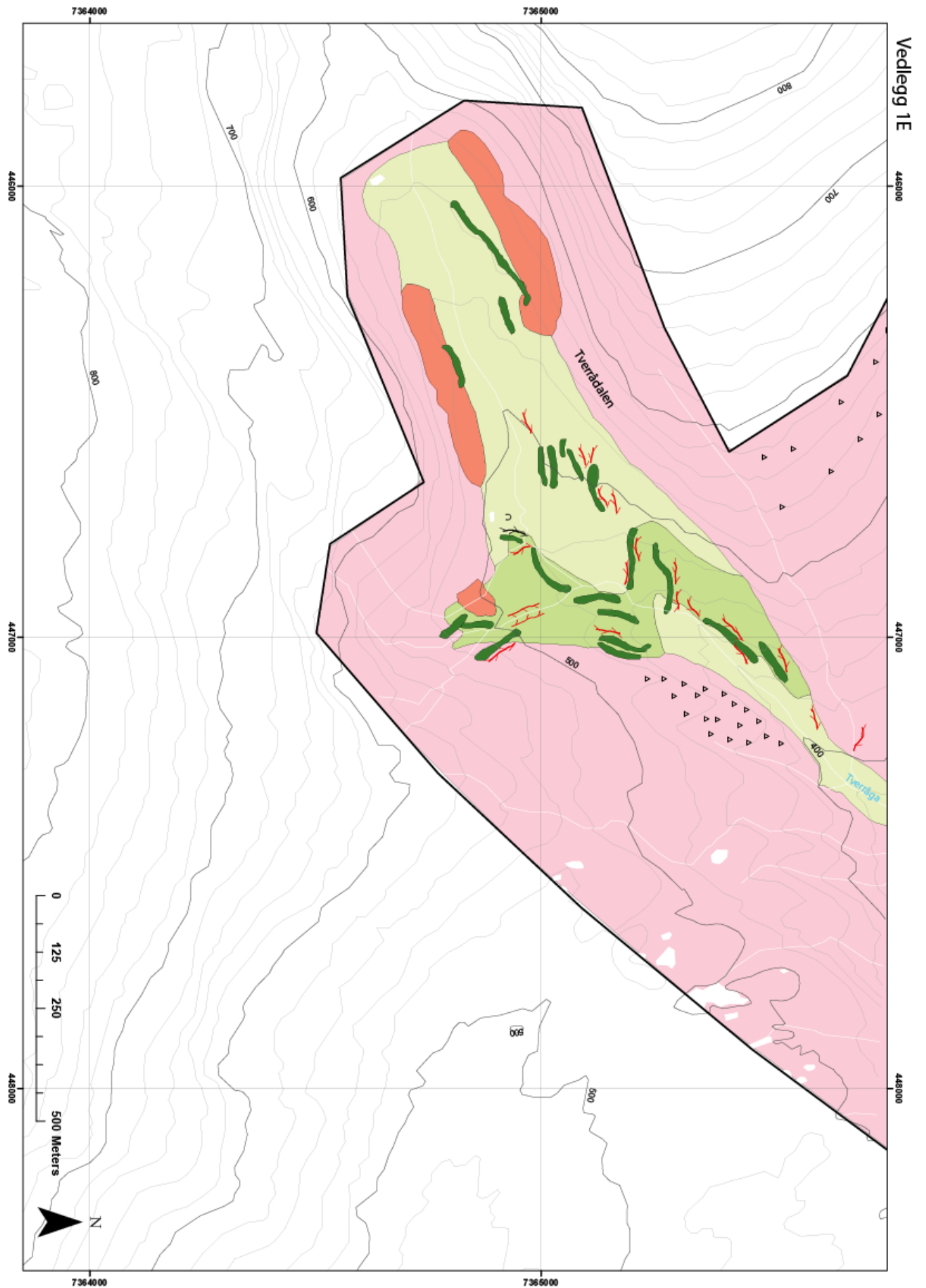




































## Vedlegg 1F: Tegnforklaring

	Dyrket mark		Blokkrik overflate
	Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunn		Haug
	Torv og myr (organisk materiale) >0,3 m tykt		Stor blokk (>10 m <sup>3</sup> )
	Veg		Lite passpunkt
	Randmorenerygg, randmorenebelte		Skredravine
	Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen		Lite fluvialt gjel
	Morenemateriale, sammenhengende og stedvis med stor mektighet		Elveravine
	Hav- og fjordavsetning, sammenhengende og ofte med stor mektighet		Tidligere elve- eller bekkeløp
	Glasifluvial avsetning (breekvavsetning)		Stort to-sidig smeltevannsløp
	Elve- og bekkeavsetning		Breekvnedskjæring
	Skredmateriale (rasmateriale), sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet		To-sidig smeltevannsløp
	Bart fjell		Feltområdets utbredelse

**Ekvidistanse:** 20 m for Vedlegg 1C, 1D, 1F, og 5 m for Vedlegg 1A og 1B. Hver 100 m-kvote er uthøvet (oppgitt i moh.).

**Koordinatsystem:** WGS84 (EURREF89) UTM-sone 33 N

**Projeksjon:** Transverse Mercator

Alle kartene er utarbeidet i ArcGIS og Adobe Illustrator av Kristoffer L. Seivåg, januar 2013. Høyde- og vanndata kommer fra Statens Kartverk.

## Vedlegg 2: Kartlavdiametere (mm) fra randmorene ved lokalitet 5

21	23	32	33	36
30	32	26	28	25
30	26	52	30	28
24	32	27	37	22
29	33	30	31	32
25	26	29	25	35
26	34	32	42	33
34	20	32	28	43
33	40	35	35	21
42	25	27	35	22

Gjennomsnittsstørrelse: 40,8 mm

Gjennomsnittsstørrelse for de fem største kartlavene: 43,8 mm

Største diameter: 52 mm