

Høyoppløselig rekonstruksjon av brefluktuasjoner på Fastdalstindbreen gjennom holosen

*En studie basert på kvartærgeologisk kartlegging og
analyse av innsjøsedimenter fra Elvejordsvatnet,
Lyngen, Nord-Norge*



Arild Sunde Rinnan

Masteroppgave i geovitenskap



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

2012

Abstract

Fastdalstindbreen is a ~0, 16 km² lager cirque glacier below the mountain Fastdalstind in Lyngen, Northern Norway. Cirque glaciers can be sensitive indicators of change in temperature, precipitation or wind direction. Reconstructing past activity can therefore give records of past climatic change. The aim of this thesis is to make a high-resolution glacier reconstruction of the Holocene fluctuation of Fastdalstindbreen, and the winter precipitation on the Lyngen Peninsula, northern Norway. The Lyngen peninsula has a maritime climate, and the glaciers located there is sensitive to changes in the winter precipitation and summer temperatures. By comparing the reconstruction from Lyngen with other climate reconstructions in both the Northern and Southern hemispheres, it was possible to assess how the small cirque glacier on Fastdalstind responds to changes in regional and global climate conditions. Based on mapping of the surficial deposits and analyses of sediment cores, an equilibrium line altitude curve (ELA) has been constructed. Pollen samples from the same cores were used to reconstruct a record of July temperatures.

Avalanche and glacial deposits in the field area where mapped, and sediment samples were retrieved from the catchment area. One marginal moraine was registered in front of the Fastdalstind glacier. Two piston-cores and one HTH-core were retrieved from Elvejordsvatnet (62 m.a.s.l) in March 2011. The cores underwent laboratory analyses including X-ray fluorescents (XRF), loss-on-ignition (LOI), dry bulk density (DBD), grain size distribution and magnetic susceptibility (MS). The sediment samples from the catchment were analysed with XRF and MS. They were later used as a provenance for glacial sediments.

With 22 lead- and radiocarbon dates from the sediment cores, an age model spanning the last 7000 years BP was constructed. Based on known ELA positions of the glacier and sediment parameters reflecting glacial activity, a regression model was made showing the ELA fluctuations of Fastdalstindbreen over the last ~7000 year BP.

The reconstruction shows that there has been a continuous deposit of glacial sediment in Elvejordsvatnet. Between 7000 years BP and ~1650 years BP the ELA fluctuated between 0 and 80 meters below the present day ELA (1118 m.a.s.l). From 1650 years BP to 30 years BP (1920 years AD) the ELA dropped to its minimum at 135 meters below present day ELA. From 30 years BP to present the ELA has continuously risen. By comparing the ELA reconstruction with other climate data, it was possible to correlate six glacial events during the past 7000 years BP.

The winter precipitation over the last 7000 years BP has been calculated with the Liestøl-equation and the reconstructed ELA. It shows that the reconstructed winter precipitation of today is much higher than the measured precipitation from meteorological stations in the area. This indicates that much of the accumulation on the glacier comes from leeward accumulation of windblown snow which has contributed to keeping the ELA on the glacier low through the Holocene.

Forord

Veileder for dette masterprosjektet er professor Jostein Bakke. Han har gitt faglig innspill og gode tilbakemeldinger i forberedelsen og skriveprosessen. I tillegg har han koordinert og bidratt på feltarbeidet i mars 2011. Bi-veileder Bjørn Kvisvik har stått for grundig opplæring på sedimentlaboratoriet, tilbakemeldinger på oppgaven og oppklarende diskusjoner. Setter utrolig pris på det dere har lært meg.

I forbindelse med feltarbeidet må jeg rette en stor takk til Mathias Trachsel, Kristina Harila Skjold, Thea Thingelstad Eeg og Solveig Otterå. Til hjelp på sediment- og paleolaboratoriet takker jeg Hella Wittmeier, Reidar Løvlie og Øyvind Paasche. Takk til Ben Robson for satellittbilder av studieområdet.

Takk til dr.scient. Anne Elisabeth Bjune og Ingeborg Helvik for identifisering av makrofossiler og utarbeiding av juli temperatur rekonstruksjon basert på pollen fra sedimentkjernen fra Elvejordsvatnet.

Et godt studiemiljø og flinke medstudenter på institutt for geovitenskap og institutt for geografi har bidratt til at disse to årene har vært minnerike. Takk til min gode venn Torgeir Dalene og min mor Asbjørg Sunde Rinnan for korrekturlesing av oppgaven.

De to årene denne masteroppgaven har vært i støpeformen har vært to av de mest lærerike årene i mitt liv. Den har gitt meg kunnskap og faglig selvtillit jeg kommer til å nyte godt av i tiden fremover.

Arild Sunde Rinnan

Bergen, 31.mai 2012

Innhold

Abstract	iii
Forord	v
Figurliste.....	viii
Tabelliste	x
1 Introduksjon	1
1.1 Formål	1
1.2 Problemstillinger	2
1.3 Tidligere arbeid i Lyngen	2
2 Områdebeskrivelse	4
2.1 Elvejord/Fastdalstind.....	4
2.2 Berggrunnsgeologi	6
2.3 Dagens klima i Lyngen	7
2.3.1 Temperatur	7
2.3.2 Nedbør	8
2.3.3 Permafrost	8
3 Kwartærgeologisk kartlegging	10
3.1 Lichenometri	10
3.2 Kartlegging område 2.....	11
3.3 Kartlegging område 3.....	14
3.4 Kwartærgeologisk kartskisse	17
4 Sedimentanalyser	18
4.1 Georadar	19
4.2 Metode, sedimentparameter	21
4.2.1 X-ray fluorescence (XRF).....	21
4.2.2 Glødetap (LOI).....	21
4.2.3 Dry bulk density (DBD).....	22
4.2.4 Magnetisk suseptibilitet (MS)	23
4.2.5 Kornfordeling	23
4.3 Sedimentprøver fra nedslagsfeltet	24
4.3.1 Para-/ferromagnetiske egenskaper, SFN-prøver	25
4.3.2 XRF, SFN-prøver	26
4.4 Presentasjon av innsjødata	27
4.4.1 Sammenstilling av kjernene	27
4.4.2 Beskrivelse av ELP211 (UTM: 34 W 472760 7725271).....	29
4.4.3 Beskrivelse av ELS211 (UTM: 34 W 472760 7725271).....	34
4.4.4 Beskrivelse av ELP111 (UTM: 34 W 472769 7725389).....	34

4.4.5 Korrelasjonsanalyse	36
4.5 Tolking av kjernene.....	38
4.5.1 Tolkning av sedimentasjonen i Elvejordsvatnet.....	38
5 Kronologi	43
5.1 Radiokarbondatering (¹⁴ C)	43
5.2 Blydatering (²¹⁰ Pb).....	45
5.3 Aldersmodell for ELP211	47
6 Rekonstruksjon av ELA og vintervedbør.....	49
6.1 Korreksjon for landheving	49
6.2 Teori, ELA rekonstruksjon.....	50
6.3 Rekonstruksjon av ELA til Fastdalstindbreen basert på kjente breutbredelser.....	51
6.4 Rekonstruksjon av holosen-ELA til Fastadalstindbreen basert på innsjøsedimenter	52
6.5 Rekonstruksjon av vintervedbør.....	55
7 Diskusjon.....	60
7.1 Datagrunnlaget-kvalitet og gyldighet.....	60
7.1.1 Studieområdet.....	60
7.1.2 Kwartærgeologisk kartlegging	61
7.1.3 Sedimentkjernene	61
7.1.4 Laboratoriearbeid	62
7.1.5 Dateringer og aldersmodeller	62
7.1.6 ELA rekonstruksjon	63
7.1.7 Rekonstruksjon av vintervedbør.....	64
7.2 Naturlig klimavariabilitet- solinnstråling	66
7.2.1 Sammenligning av holosen solinnstråling og ELA til Fastdalstindbreen	67
7.3 Holosen variasjon i ELA ved Fastdaltindbreen.....	68
7.3.1 ELA variasjoner fra 7000 år BP til 3000 år BP.....	68
7.3.2 ELA variasjoner fra 3000 år BP til 1650 år BP.....	69
7.3.3 ELA variasjoner fra 1650 år BP til nåtid.....	69
7.4 Resultater fra Elvejordsvatnet diskutert opp mot andre brerekonstruksjoner i Lyngen. 71	
7.5 Resultater fra Elvejordsvatnet diskutert opp mot andre lokaliteter og klimaindikatorer 71	
8 Konklusjon	76
9 Appendiks.....	78
10 Litteraturliste	79

Figurliste

FIGUR 2.1 KART OVER ELVEJORD OG ÅRØYBUKT. RØD LINJE MARKERER STUDIEOMRÅDET (KARTGRUNNLAG: KARTVERKET).....	4
FIGUR 2.2 FLYFOTO OVER FELTOMRÅDET MED INNDELING AV SONER BASERT PÅ BERGGRUNN, VEGETASJON OG HØYDE OVER HAVET (KARTGRUNNLAG: WWW.ATLAS.NO).....	5
FIGUR 2.3 BERGGRUNNSGEOLOGI I FELTOMRÅDET. LEGG MERKE TIL TREDELINGEN MELLOM GRØNNSTEIN, GLIMMERSKIFER OG Fyllitt som er visuelt synlig i nivåer gjennom feltområdet.	6
FIGUR 2.4 GJENNOMSNIITTLIGE TEMPERATURDATA I LYNGEN DEN SISTE NORMALPERIODEN (1961-1990) OG PERIODEN 1991-2011, VED HAVNIVÅ OG VED DAGENS ELA (1118 MOH.).....	7
FIGUR 2.5 GJENNOMSNIITTLIG MÅNEDSTEMPERATUR I LYNGEN GJENNOM SISTE NORMALPERIODE (1961-1990) OG 1991-2011, VED HAVNIVÅ OG DAGENS ELA (1118MOH.).....	8
FIGUR 2.6 MULIG NEDRE PERMAFROSTGRENSE (910 MOH.) PÅ FASTDALSTIND I SISTE NORMALPERIODE (1961-1990).....	9
FIGUR 3.1 FLYBILDE AV OMRÅDE 2 (SVART), LOKALITET 1 (RØD) OG 2 (GUL) INNRAMMET.....	11
FIGUR 3.2 A: HVIT STIPILET LINJE VISER M8 SETT FRA SØRVEST, MED FALLENDE GRADIENT MOT NORD. B: OVERSIKTKART OVER M1-M9. C: HVIT STIPILET LINJE VISER M5 FRA SØRVEST, SPADE SOM MÅLESTOKK. D: LOGG AV SNITT TATT I RYGG M1.	12
FIGUR 3.3 A–D: EKSEMPEL PÅ OVERFLATEFORVITREDE BLOKKER FRA OMRÅDE MED BART FJELL. C VISER EN BLOKK SOM ER DELT I TRE DELER. KANTENE DER DELINGEN ER, HAR SKARPERE KANT ENN PÅ RESTEN AV BLOKKEN. DETTE TYDER PÅ AT BLOKKEN HAR VÆRT HEL DA DEN BLE AVSATT OG HAR SENERE BLITT DELT, MULIGENS VED FROSTSPRENGNING E) EKSEMPEL PÅ BLOKKER NEDENFOR SKRÅNING MOT OMRÅDE 3, BLOKKENE LIGGER MELLOM 0 METER OG 400 METER FRA BUNNEN AV SKRÅNINGEN. I BAKGRUNNEN SER MAN RASMATERIALE DEKKET AV VEGETASJON, SOM ER DELVIS ERODERT AV ELVEN FRA OMRÅDE 3. ...	13
FIGUR 3.4 FLYBILDE OVER OMRÅDE 3(SVART), LOKALITET 3 OG 4 INNRAMMET(RØD).....	14
FIGUR 3.5 A: LOKALISERING AV LAVMÅLING 1, 2 OG 3 PÅ ØSTSIDEN AV RYGGFORM I LOKALITET 4. B: LAVMÅLING 1 UTFØRT PÅ FLAT STEIN, 1,5 METER I DIAMETER.	15
FIGUR 3.6 ALDER PÅ LAVMÅLINGER UTFØRT I OMRÅDE 3. ALDEREN ER MELLOM 1924 E.KR OG 1905 E.KR. DETTE INDIKERER AT OMRÅDET LAVEN VOKSER I HAR LAGT UTENOM DRENERINGEN AV VANN FRA BREEN DE SISTE ~100 ÅRENE.....	15
FIGUR 3.7 A: RYGGFORMER MARKERT MED HVIT/SVART STIPILET LINJE, LEGG MERKE TIL LØSMASSER I FRONT AV RYGGENE. B: SØRLIG DEL AV RYGGFORM SETT FRA VEST. C: SNITT, MED USORTERT MATERIALE, I ØSTSIDEN AV RYGGFORMEN. D: RYGGFORM SETT OVENFRA (KARTGRUNNLAG: WWW.ATLAS.NO).....	16
FIGUR 3.8 KVARTÆRGEOLOGISK KARTSKISSE OVER STUDIEOMRÅDET	17
FIGUR 4.1 KJERNELOKALITETER I ELVEJORDSVATNET	18
FIGUR 4.2 A: GEORADARPROFIL FRA ELVEJORDSVANNET OG FLATEN I N-V, B: PROFIL DAT_0081, SETT FRA NORD. DEN TOLKEDE SEDIMENTTYKKELSEN I BEIGE FARGE. KJERNE ELP211 ER MARKERT I FIGUREN. DET ØVERST BILDET ER Y-AKSEN I TID (NS), DET NEDERSTE ER TID KONVERTERT TIL DYBDE I METER. C: INTERPOLERTE DYBDER FRA VANNOVERFLATE TIL FJELL- OG SEDIMENT OVERFLATE, MED 3D KART UNDER. TIL HØYRE ER DEN INTERPOLERTE SEDIMENT TYKKELSEN BASERT PÅ DYBDE TIL FJELL- OG SEDIMENT OVERFLATE.	20
FIGUR 4.3 FORHOLDET MELLOM TETTHET OG VANNINNHOOLD I ULIKE TYPER SEDIMENTER (BAKKE, 2004).....	22
FIGUR 4.4 HER VISES SNF-PRØVENE SIN BELIGGENHET I STUDIEOMRÅDET. PRØVE 1 LIGGER MARGINALT PÅ NEDSIDEN AV MORENERYGGEN (LOKALITET 4). PRØVE 10, 3, 2 OG 8 LIGGER I HOVEDDRENERINGEN TIL ELVEJORDSVATNET FRA FASTDALSTINDBREEN. DE RESTERENDE PRØVENE REPRERENTER ET IKKE-GLASIALT KILDEOMRÅDE KARTKILDE: (WWW.NORGEI3D.NO).....	25
FIGUR 4.5 77K/293K RATIOEN I SFN-PRØVENE SETT I FORHOLD TIL RATIOEN GJENNOM KJERNE ELP211. LEGG MERKE TIL SFN-PRØVE 1, 2, 3, 8 OG 10, SOM HAR RATIO SOM TILSVARER LAV RATIO I ELP211. DETTE INDIKERER AT NÅR RATIOEN ER LAV ER TILFØRSELEN AV SEDIMENTER FRA BREEN HØY.....	26
FIGUR 4.6 KALSIMUM (CA) OG KALIUM (K) VERDIER I SNF-PRØVER. LEGG MERKE TIL DE HØYE CA VERDIENE TIL PRØVE 1 OG 10, VERSUS DE LAVE I K. EN HØY TELLERATE AV CA INDIKERER AT TILFØRSELEN AV SEDIMENT TIL ELVEJORDSVATNET HAR SIN OPPRINNELSE FRA FASTDALSTIND.	27
FIGUR 4.7 SAMSTILLING MELLOM ELP211, ELP11 OG ELVP200 BASERT PÅ DBD VERDIER. INNRAMMET KART VISER TRANSEKTET I ELVEJORDSVATNET FIGUREN ER BASERT PÅ.....	28
FIGUR 4.8 A: SAMSTILLING AV ELP211 OG ELS211 BASERT PÅ MS (SI-10 ⁻⁵). LINJER ER TRUKKET MELLOM SAMSVARENDE PUNKT. B: ETTER SAMSTILLING VISER FIGUREN AT ELP211 MANGLER 2 CM AV	

TOPPSEDIMENTENE, ELLER AT TOPPSEDIMENTENE TIL ELP211 ER KOMPRIMERT UNDER PRØVETAKING (R=0,94).	29
FIGUR 4.9 ELP211: FYSISKE- OG MAGNETISKE PARAMETERE INNDELT I 5 SEKSJONER. KJERNEBILDE, RØNTGENBILDE OG LOGG TIL VENSTRE. ALLE PARAMETER, MED UNNTAK AV XBULK HAR GJENNOMSNIITT AV 4 MÅLINGER FOR JEVNERE KURVE.....	30
FIGUR 4.10 UTVALGTE XRF ELEMENT FRA ELP211. ELEMENTENE ER VIST MED ET GJENNOMSNIITT AV 10 MÅLINGER FOR JEVNERE KURVE.	30
FIGUR 4.11 PROSENTVIS KORNFORDDELING AV KORNSTØRRELSER <125µM I ELP211. MÅLING HVER CM DE FØRSTE 52 CM, SÅ HVER 5. CM RESTEN AV KJERNEN. GJENNOMSNIITTLIG KORNSTØRRELSE OG SORTERING TIL HØYRE. HØYERE TALL= DÅRLIGERE SORTERING.....	31
FIGUR 4.12 FYSISKE-, MAGNETISKE OG GEOKJEMISKE PARAMETER I ELS211. KJERNEBILDE OG LOGG TIL VENSTRE. CA HAR GJENNOMSNIITT AV 2 MÅLINGER FOR EN JEVNERE KURVE.....	34
FIGUR 4.13 FYSISKE- OG MAGNETISKE PARAMETERE I ELP111. KJERNEN ER DELT INN I 4 SEKSJONER. KJERNEBILDE, RØNTGEN OG LOGG TIL VENSTRE. PARAMETERNE HAR GJENNOMSNIITT AV 4 MÅLINGER FOR JEVNERE KURVE.....	35
FIGUR 4.14 KORRELASJONSANALYSE AV SEDIMENTPARAMETERE OG KORNSTØRRELSER. ØVERSTE TABELL HAR OPPLØSNING PÅ 0,5 CM OG NEDERSTE 5 CM. KORRELASJONENE ER DELT INN I FIRE KATEGORIER, DÅRLIG-, MIDDELS GOD-, GOD- OG MEGET GOD KORRELASJON	37
FIGUR 4.15 UTVALGTE PARAMETERE, MED GLASIAL AKTIVITET OG BREFREMRYKK MARKERT FRAKJERNE ELP211.	42
FIGUR 5.1 A: VISER EN LINÆR INTERPOLASJON AV DATERINGSPUNKTENE I ALDERSMODELLEN. LEGG MERKE TIL DE AVVIKENDE PUNKTENE I RØDE SIRKLER. B: ALDERSMODELLEN MED SMOOTHING SPLINE FUNKSJON, DER AVVIKERNE ER TATT UT AV ALDERSMODELLEN. MODELLEN BESTÅR AV 22 PUNKTER, OG ER DATERT TILBAKE 6940 ÅR BP.	47
FIGUR 5.2 ALDER-DYBDE MODELL BASERT PÅ ALDERSMODELL LAGET I CLAM.R FRA ELP211 OG ELS211. GRAFEN VISER OGSÅ KONFIDENSINTERVALLET (95%).	48
FIGUR 6.1 LANDHEVINGEN I LYNGEN DE SISTE 7000 ÅR. LANDET LÅ 27 METER LAVERE FOR 7000 ÅR SIDEN ENN I DAG OG HAR HATT EN STABIL HEVING (WWW.GEOLOGISKOLEN.UIT.NO).....	49
FIGUR 6.2 BRESTØRRELSER BASERT PÅ FEM KJENTE ÅRSTALL. TPW- ELA VISES MED RØD STREK. FRA 1918 TIL 2011 HAR ELA HEVET SEG MED 135 METER. MORENEN (GRØNN) SEES I VEST.....	52
FIGUR 6.3 REKONSTRUERT ELA BASERT PÅ CA (RØD) SAMMENLIGNET MED ELA BASERT PÅ MS (GRØNN) OG DBD (BLÅ). REKONSTRUKSJONENE ER KORRIGERT FOR LANDHEVING. DEN TYDELIGE LINJEN VISER ET GLIDENDE GJENNOMSNIITT AV FIRE ELA HØYDER. ØVERST VISES REGRESJONSLIGNINGENE REKONSTRUKSJONENE ER BASERT PÅ. REKONSTRUKSJONENE ER KORRIGERT FOR LANDHEVING.	53
FIGUR 6.4 REKONSTRUERT ELA SAMMENLIGNET MED SEDIMENTASJONS RATE I MM PR. ÅR GJENNOM KJERNE ELP211. LEGG MERKE TIL HØY SEDIMENTASJONS RATE VED LAV ELA MELLOM 1000 ÅR BP OG 200 ÅR BP, OG DEN STABILE LAVE RATEN MELLM 7000 ÅR BP OG 5000 ÅR BP. DETTE KAN INDIKERE AT BREEN VAR BORTE I DETTE TIDSRUMMET.....	54
FIGUR 6.5 LIESTØL-FORHOLDET BASERT PÅ 10 SØR-NORSKE BREER. LIGNINGEN VISER ET IKKE-LINÆRT FORHOLD MELLOM VINTERNEDBØR OG SOMMERTEMPERATUR. LIGNINGEN SEES OVER (A=VINTERNEDBØR, T= SOMMERTEMPERATUR)	55
FIGUR 6.6 REKONSTRUERT GJENNOMSNIITTLIG JULITEMPERATURER OG BEREGNET SOMMERTEMPERATUR FRA ELVEJORDSVATNET DE SISTE 7000 ÅR BP(PAASCHE ET AL., 2007, BJUNE, UPUBLISERT DATA).....	56
FIGUR 6.7 A OG B: REKONSTRUERT SOMMERTEMPERATUR (BLÅ) OG VINTERNEDBØR (RØD) DE SISTE 7000 ÅR BP MED UTGANGSPUNKT I GJENNOMSNIITTLIG SOMMERTEMPERATUR MELLOM 1961-1990 (A) OG 1991-2011 (B). C: FIGUREN VISER DEN REKONSTRUERTE VINTERNEDBØREN I METER DE SISTE 7000 ÅR BP, MED UTGANGSPUNKT I SOMMERTEMPERATUR MELLOM 1961-1990 (RØD) OG 1991-2011 (GRØNN). DEN VÆRSTASJON-MÅLTE VINTERNEDBØREN MELLOM 1961 OG 2011 SEES MED SVART STIPLLET LINJE.	56
FIGUR 6.8 PRINSIPPET BAK D/A RATIOEN FOR Å FINNE DEN POTENSIELLE AKKUMULASJONSMENGDEN AV VINDTRANSPORTERT SNØ TIL EN BOTNBRE. AREALET AV NEDSLAGSFELTET TIL AKKUMULASJONSOMRÅDET, DELT PÅ AREALET AV AKKUMULASJONSOMRÅDET. RADIOEN DELES PÅ REKONSTRUERT VINTERNEDBØR FOR Å FINNE FAKTISK VINTERNEDBØR (DAHL ET AL., 1997).....	58
FIGUR 6.9 A: REKONSTRUERT FAKTISK VINTERNEDBØR MED BRUK AV DEN TEORETISKE ELA VED FASTDALSTINDBREEN (UTEN VINDAKKUMULERT SNØ) FOR PERIODEN 1961-1990 OG 1991-2011 (LIE ET AL., 2003). B: REKONSTRUERT FAKTISK VINTERNEDBØR MED BRUK AV D/A RATIO (DAHL ET AL., 1997). STIPLTE LINJER ER DEN MÅLTE GJENNOMSNIITTLIGE VINTERNEDBØREN I LYNGEN I PERIODEN 1961-2011 (~1140 MM).....	59

FIGUR 7.1 ELA REKONSTRUKSJON BASERT REGRESJONSLIGNING MELLOM XRF-ELEMENTET CA OG KJENTE BRESTØRRELSER. MAKSIMAL SENKNING AV ELA VED 30 ÅR BP (1920 ÅR E.KR) MED 135 METER.	64
FIGUR 7.2 SAMMENLIGNING AV REKONSTRUKSJON AV FAKTISK VINTERNEDBØR VED BRUK AV TEORETISK ELA (GRØNN) OG D/A RATIO (RØD). REKONSTRUERT VINTERNEDBØR MED VINDAKKUMULERT SNØ SEES MED BLÅ STREK. SAMMENLIGNINGEN VISER AT BEGGE METODENE KOMMER FREM TIL OMTRENT DET SAMME RESULTATET.	65
FIGUR 7.3 ENDRINGER I SOMMER- OG VINTER-SOLINNSTRÅLING PÅ 65° NORD DE SISTE 6000 ÅR BP. SOMMERINNSTRÅLINGEN HAR AVTATT OG VINTERINNSTRÅLINGEN HAR STEGET GRUNNET JORDENS ØKTE AVSTAND FRA SOLEN SOMMERSTID PÅ DEN NORDLIGE HALVKULE	66
FIGUR 7.4 REKONSTRUERTE ELA PÅ FASTDALSTIND SAMMENLIGNET MED TOTAL SOLAR IRRADIANCE (TSI). BREFREMRYKK PÅ FASTDALSTINDBREEN KAN KORRELERES MED SENKNING I TSI (W/M ²) VED 4900 ÅR BP, 3000 ÅR BP, 2300 ÅR BP, 1600 ÅR BP OG 900 ÅR BP. NEDERST SEES MAUNDER-, DALTON- OG 1900 MINIMUM SAMMENLIGNET MED SENKNINGER I ELA PÅ FASTDALSTINDBREEN.	68
FIGUR 7.5 REKONSTRUERT GJENNOMSNIITTLIG VINTERNEDBØR (BLÅ) OG SOMMERTEMPERATUR(RØD) SAMMENLIGNET MED REKONSTRUERT ELA DE SISTE 2000 ÅR BP. DEN LILLE ISTID (LIA) OG VARMEPERIODEN I MIDDELALEREN (MWP) ER MARKERT. LEGG MERKE TIL LIA MAKSIMUM VED 30 ÅR BP (1920 ÅR E.KR).	70
FIGUR 7.6 ELA TIL FASTDALSTINDBREEN SAMMENLIGNET MED ELA FRA NORD-FOLGEFONNA, AUSTRE-OKSTINDBREEN OG SØR-GEORGIA. ELA ER OGSÅ SAMMENLIGNET MED $\Delta^{18}\text{O}$ FRA ISKJERNE FRA GRØNLAND OG MARIN KJERNE FRA STOREGGA, OG TEMPERATURREKONSTRUKSJON FRA TORNETRÄSK. MERK AT ELA FRA SØR-GEORGIA HAR EN KORTERE TIDSSKALA. BREFREMRYKK PÅ FASTDALSTINDBREEN SOM SAMSVARER MED TO ELLER FLERE AV LOKALITETENE ER MARKERT. MERK AT P1003 HAR EN SNUDD SKALA.	72

Tabelliste

TABELL 2.1 BERGARTER OG MINERALER I FELTOMRÅDET, SAMT DENS KJEMISKE SAMMENSETNING (JENSEN, 2006, SELBEKK, 2010).	6
TABELL 3.1 LAVMÅLINGER I OMRÅDE 3.	14
TABELL 4.1 KORNSTØRRELSER I ELP211. ETTER (BLOTT OG PYE, 2001).	24
TABELL 5.1 MAKROFOSSILPRØVER FRA ELP211 OG ELVP200, SENDT TIL DATERING HOS POZNAN RADIOCARBON LABORATORY.	44
TABELL 5.2 ALDER PÅ MAKROFOSSILPRØVER FRA ELP211. ALDERNE ER VIST I ¹⁴ C ÅR, ÅR BP OG ÅR B2K (ÅR FØR 2000 E. KR). I ALDERSMODELLEN BLE ÅR BP MEDIAN MED 2 STANDARDAVVIK BENYTTET.	45
TABELL 5.3 ALDER PÅ MAKROFOSSILPRØVER FRA ELVP200. ALDERNE ER VIST I ¹⁴ C ÅR, ÅR BP OG ÅR B2K (ÅR FØR 2000 E.KR). I ALDERSMODELLEN BLE ÅR BP MEDIAN MED 2 STANDARDAVVIK BENYTTET.	45
TABELL 5.4 BLYDATERINGER FRA HTH KJERNE ELS211	46
TABELL 6.1 BRESTØRRELSE OG ELA BEREGNET MED METODENE AAR OG AABR. SENKNINGEN I FORHOLD TIL DAGENS ELA ER BEREGNET UT IFRA AABR 1,8 RATIO.	51

1 Introduksjon

Breer er gode indikatorer for hvordan klimaet varierer i en region. Breens massebalanse er sensitiv for variasjon i vinternedbør, sommertemperatur og vindtransport av snø. Perioder med endringer i en eller flere av faktorene vil påvirke breens likevektslinje (Equilibrium-line-altitude ELA) (Nesje og Dahl, 2000).

Når en bre er til stede i et nedslagsfelt, eroderer den på underlaget og produserer breslam som transporteres bort av vann hovedsakelig i sommersesongen (Nesje, 1995). Fysiske egenskaper i slammet gir informasjon som kan brukes for å rekonstruere tidligere brestørrelse. Dersom breslammet avsettes i en innsjø lokalisert nedenfor breen, blir dette et arkiv som kan analyseres og vi får svar på organisk innhold, hvilke kornstørrelser som er avsatt, geokjemisk sammensetning og magnetiske egenskaper til sedimentene. For å få tilgang til dette «klimaarkivet», tar man kjerneprøver av bunnsedimentene som bevarer strukturen i sedimentene. Analyser og datering av kjernene kan da gi en høyoppløselig rekonstruksjon av klimaet, hvis parameterne kan knyttes opp mot klimatiske hendelser.

Dette masterprosjektet er tilknyttet prosjektet Shifting Climate States of the Polare Regions (SHIFTS), der målet er å fremskaffe lange tidsserier fra nordlige- og sørlige lokaliteter, basert på klimaindikatoranalyser av sedimenter, for å forstå grunnleggende mekanismer i klimasystemet.

1.1 Formål

Formålet med denne oppgaven er å rekonstruere variasjoner i breen på Fastdalstind i Lyngsalpene, Nord-Norge, gjennom holosen. Breerekonstruksjonen vil så bli knyttet opp til en lokal temperatur rekonstruksjon basert på pollen, og vil så bli diskutert og satt i sammenheng med klimarekonstruksjoner fra andre lokaliteter på den nordlige- og sørlige halvkule.

For å rekonstruere breen brukes kvartærgeologisk kartlegging og analyse av innsjøsedimenter fra Elvejordsvatnet som mottar smeltevann fra breen på Fastdalstind. Laboratorieundersøkelsene som legger grunnlaget for breerekonstruksjonen er glødetap (LOI) som er et mål på organisk innhold, dry bulk density (DBD), kornstørrelsesanalyser, X-ray fluorescence (XRF) og magnetisk suseptibilitet. Dr.scient. Anne Bjune og Ingeborg Helvik har rekonstruert juli temperaturen de siste 7000 år BP basert på pollen fra en sedimentkjerne fra Elvejordsvatnet (Bjune, Upublisert data). Denne juli temperatur rekonstruksjonen i kombinasjon med variasjon i ELA er grunnlaget for utarbeiding av vinternedbørsestimater.

Rekonstruksjonen av juli temperaturen er en del av prosjektet Shifting Climate States and Resulting Biotic Responses of the Polar Regions.

Endringer i likevekten til Fastdalstind vil bli rekonstruert basert på kjente breutbredelser fra kjente årstall og en kartlagt morene. En kvantitativ rekonstruksjon av kontinuerlig ELA gjennom holosen vil bli utarbeidet basert på sedimentparametere.

Årstallene i oppgaven er oppgitt i år før 1950 (år BP), hvis ikke annet er spesifisert i teksten.

1.2 Problemstillinger

Hovedproblemstilling

Hvordan har breen på Fastdalstind fluktuert gjennom holosen?

Underproblemstillinger

- 1. Hvordan kan sedimenter fra Elvejordsvatnet brukes til å lage en kvantitativ rekonstruksjon av vinternedbør og ELA til Fastdalstindbreen?*
- 2. Hvordan fluktuerer Fastdalstindbreen i forhold til andre utvalgte klimaarkiv fra nordlige og sørlige breddegrader?*
- 3. Hvordan responderte Fastdalstindbreen på Den varme middelalder perioden og Den lille istid?*

1.3 Tidligere arbeid i Lyngen

Andersen (1968), (1979) kartla morenerygger og isutbredelse i Troms og Nordland, og daterte Tromsø-Lyngen morenene til å være av yngre dryas alder, mellom 11 680 og 10 150 (¹⁴C) år BP. Skarpnesmorenen, som ligger utenfor Tromsø-Lyngen morenen, er datert til 12 300 (¹⁴C) år BP.

Corner (1980) rekonstruerte tilbaketrekningen av Weichselisen og brukte marin grense til å korrelere og datere posisjonen til isfronten i Lyngen-Kåfjord området. I følge hans undersøkelser er den marine grensen til Elvejordsområdet på rundt 75 moh. og det er spor av morenerygger som er eldre enn preboreal (~9000 BP) mellom Fastdalstind og Elvejordsvatnet. Det holosene havnivåene i Nord-Norge er også rekonstruert i et strandlinjediagram av Møller (1987).

Ballantyne (1990) tok for seg den holosene bre historien på Lyngenthalvøya, ved å måle kartlav på morener foran 21 isbreer. Han fant opp til fire neoglasiale morener foran de store breene ($>1,9 \text{ km}^2$) på halvøya, men bare en stor morene foran de mindre breene. Kartlavanalysene viste en samtidig vekst av fem neoglasiale breer. Den seneste fremveksten av breene endte mellom 1910 år e.kr og 1920 år e.kr. For de små breene ($<1,9 \text{ km}^2$) representerer dette neoglasial maksimum. Analyser av klimadata indikerte at denne fremveksten representerer en kombinasjon av økt vinternedbør og moderate sommertemperaturer. Ballantyne (1990) laget en vekstkurve for kartlav basert på lavmålinger fra daterte gravsteiner på lavtliggende gravplasser på Lyngenthalvøya.

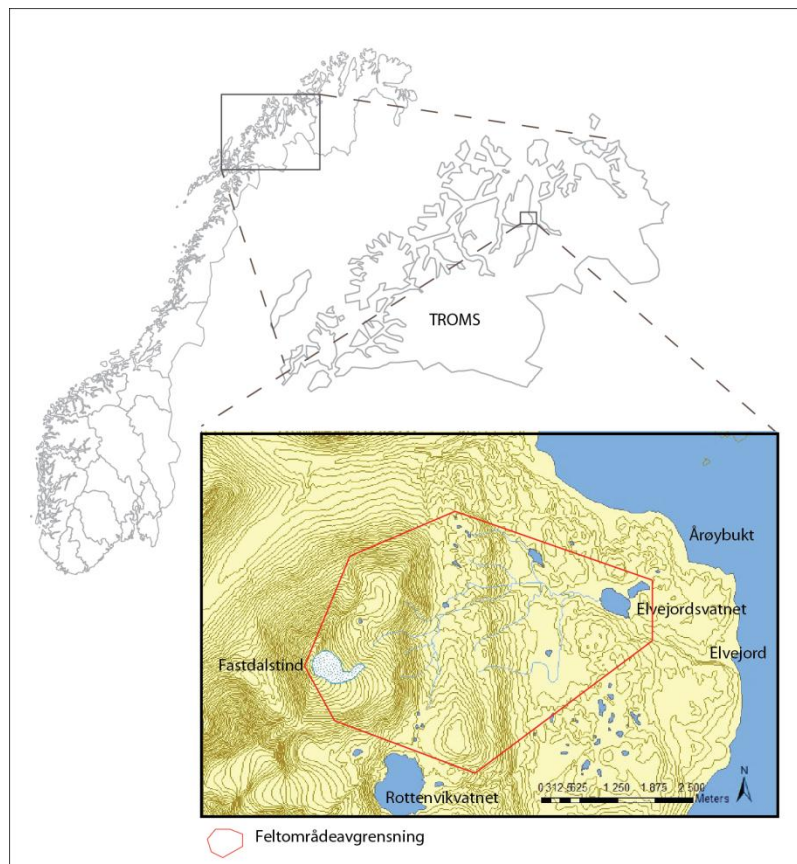
Kverndal og Sollid (1993) rekonstruerte sein Weichsel maksimum isutbredelse og deglasiasjonen i Lyngen basert på høydefordelingen av blokkhav, forvitrede overflater, skuringsstriper, flyttblokker og strandlinjediagram. De konkluderte med at ved tilbaketrekningen av Weichselisen hadde den ett opphold ytterst i Lyngenfjorden og avsatte endemorener. Strandlinjediagramet og morenene viser at isen lå der gjennom store deler av perioden mellom 12 000 og 10 000 (^{14}C) år BP. Skarpnes- og Tromsø-Lyngen morenene ble avsatt i denne perioden. Etter at fjordene ble isfrie, hadde Lyngenthalvøya lokalglasiasjon og steinbreer i et permafrostmiljø.

Paasche et al. (2004) så på magnetotaktiske bakterier i Fiskvatnet på vestsiden av Lyngsalpene. De fant ut at sedimentene fra Fiskvatnet de siste 10 000 år BP er dominert av bakteriell magnetitt. De beskriver det de kaller «The Holocene Turnover» ved 3700 år BP, da breer etablerte seg på nytt i Lyngen, på grunn av kaldere sommertemperaturer og økt vinternedbør.

Bakke et al. (2005b) kartla 13 morener foran Lenangsbreen i Strupskaret som representerer glasiiale stagnasjons- og fremrykksfaser gjennom de siste 20 000 år BP. I kartleggingen av morenekronologien tok de i bruk tidligere havnivåer, glasiiale smeltevannskanaler, lichenometri og radiokarbondatering. Det ble laget ELA kurve for Lenangsbreen for de siste 20 000 år BP, og vinternedbørskurve basert på sommertemperatur. De kom frem til at lille istids maksimum i Lyngen var mellom 1890 år e.kr og 1928 år e.kr, og at ELA hadde variert mellom 240 meter til 840 meter under dagens ELA for de siste 10 000 år BP.

2 Områdebeskrivelse

Studieområdet for dette masterprosjektet er lokalisert på Lyngenhalvøya i Lyngen Kommune, i Troms fylke. Lyngenfjorden og Ullsfjorden ligger på henholdsvis øst- og vestsiden av Lyngenhalvøya. Kommunen ligger på 70° nord og har en utstrekning på 810 km² (www.lyngen.kommune.no).



Figur 2.1 Kart over Elvejord og Årøybukt. Rød linje markerer studieområdet (Kartgrunnlag: Kartverket).

2.1 Elvejord/Fastdalstind

Omtrent ti kilometer nordøst for Lyngseidet ligger Årøybukt og Elvejord. Nedslagsfeltet rundt Elvejordsvatnet mot Fastdalstind er valgt som studieområde for dette masterprosjektet. Elvejordsvatnet er en regulert innsjø som er drikkevannskilde for befolkningen rundt. Innsjøen har et areal på 0,155 km² og et nedslagsfelt på omtrent 14 km². I området rundt er det små høydedrag med myrterreng rundt. Av vegetasjon er det mest løvtrær, men også et barskogbelte nærmere bilveien i øst.

Elvejordsvatnet mottar det meste av vannet sitt fra bekkene som har sitt opphav fra området rundt Fastdalstind, men mottar også noe fra småvann og myrene rundt. Den største

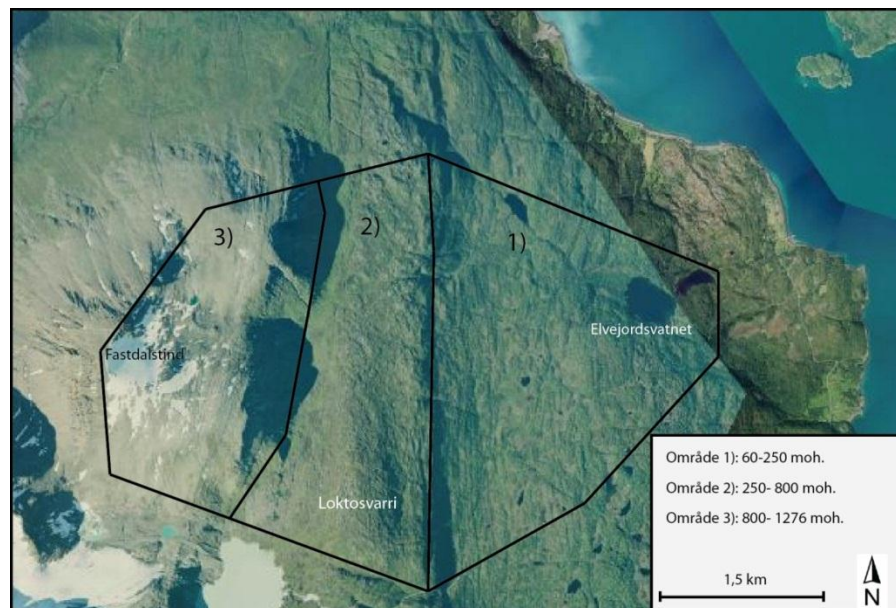
innsjøen i området, bortsett fra Elvejordsvatnet, er Herrevatnet. Bekken fra Herrevatnet er liten, og bidrar lite til den totale vannmengden som transporteres til Elvejordsvatnet.

Feltområdet deles inn i tre områder, basert på berggrunn, vegetasjon og høyden over havet (fig.2.2).

(1) Det østlige og lavestliggende området er ca. 4,6 km² og dekker området rundt Elvejordsvatnet. Dette har en høyde på mellom 50-150 moh. Berggrunnen i område 1 består mest av fyllitt (se avsnitt 2.2)

(2) Det midtre området ligger på mellom 150-614 moh. og dekker 5,8 km². Det går en relativ bratt skråning fra område 1 og opp 220 høydemeter. I denne skråningen går en dyp nedskjæring der mesteparten av vannet fra Fastdalstindområdet renner. Området er lett kupert og har mindre vegetasjon enn området nedenfor. Det er en gresskledd flate som ligger mellom et område med bart fjell i øst, og en bratt skråning opp mot område 3 i vest. I sør er det et høydedrag som heter Loktosvárri (614moh). Berggrunnen i område 2 består av glimmerskifer (se avsnitt 2.2)

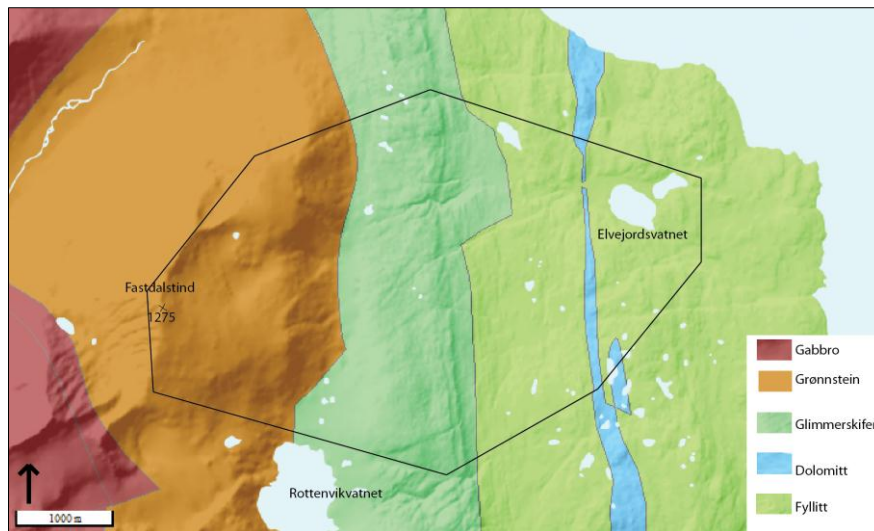
(3) Opp fra område 2 går det igjen en bratt skråning. Denne skråningen går opp til 820 moh. før den får en mindre gradient i en botn med bratte sider mot nordvest. Her er det høyeste punktet i feltområdet, Fastdalstinden, på 1275 moh. I dette området er det lite, eller ingen vegetasjon og består mest av bart fjell og stein/blokker. I botnen ligger en isbre (~0,16km²) som forsyner hovedelven i feltområdet med vann. Denne breen har ikke navn, men vil i denne oppgaven bli omtalt som Fastdalstindbreen. Berggrunnen i område 3 består av grønnstein (se avsnitt 2.2)



Figur 2.2 Flyfoto over feltområdet med inndeling av soner basert på berggrunn, vegetasjon og høyde over havet (Kartgrunnlag: www.atlas.no).

2.2 Berggrunnsgeologi

Lyngenhalvøya består av kambrosilurske bergarter. Lyngsgabbroen utgjør størstedelen av halvøya, og er det største påviste ofiolittfragmentet i de skandinaviske kaledonidene. De ofiolittiske bergartene er tolket som gammel havbunnskorpe fra det preatlantiske havet som la seg på grunnfjellet under dannelsen av den kaledonske fjellkjeden i overgangen mellom kambrium og ordovicium (Fossen et al., 2007).



Figur 2.3 Berggrunnsgeologi i feltområdet. Legg merke til tredelingen mellom grønnstein, glimmerskifer og fyllitt som er visuelt synlig i nivåer gjennom feltområdet.

I feltområdet er det en tredeling av berggrunnen. I det høyeste partiet fra 1275-450 moh. består berggrunnen av grønnstein, som er en metamorf bergart omdannet fra basalt eller gabbro (Skjeseth, 2002, www.ngu.no). I den midtre delen fra 450-150 moh. er berggrunnen glimmerskifer. Dette er leirskifer som er omdannet under stort trykk og temperatur. Ofte kan glimmerskifer ha krystaller av granat og staurolitt (Skjeseth, 2002, Fossen et al., 2007, www.ngu.no). I nederste og lavest liggende delen av feltområdet består berggrunnen av glimmerskifer og fyllitt, men har også innslag av marmor og dolomitt (www.ngu.no).

Tabell 2.1 Bergarter og mineraler i feltområdet, samt dens kjemiske sammensetning (Jensen, 2006, Selbekk, 2010).

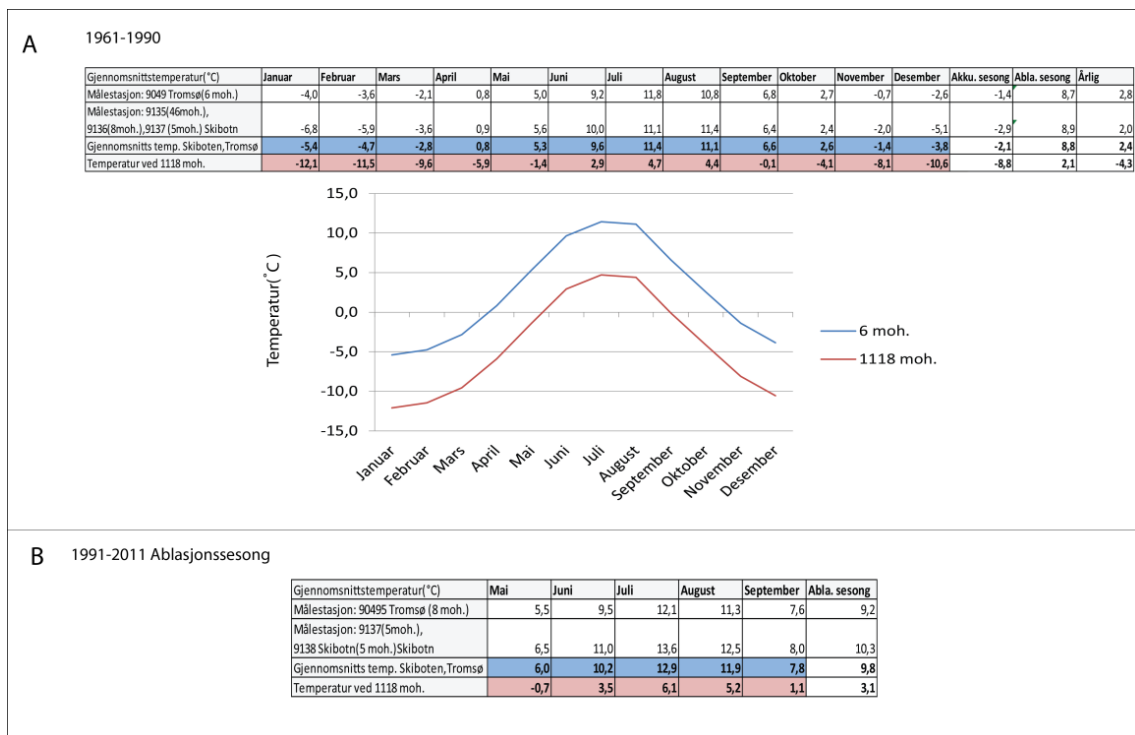
Bergart	Mineraler	Kjemisk sammensetning
Grønnstein	Kloritt	Mg, Fe, Al
	Epidot	Ca, Al, Fe
	Biotitt	K, Mg, Fe
	Albitt	Al, Si
	Anotitt	Ca, Al, Si
	Kalsitt	Ca
Glimmerskifer	Muskovitt	K, Al, Si
	Biotitt	K, Mg, Fe
Fyllitt	Muskovitt	K, Al, Si
	Biotitt	K, Mg, Fe
	Kvarts	Si

2.3 Dagens klima i Lyngen

Lyngen har i dag et maritimt kystklima (Bakke et al., 2005b). Golfstrømmen bidrar til at det er et mildere temperaturregime her enn på tilsvarende breddegrader. Beliggenheten på vestkysten medfører at Lyngen får milde og fuktige vestlige- sørvestlige luftmasser fra Nord- Atlanteren (Ahrens, 2008). Temperatur og nedbørsdataene representerer gjennomsnittet pr. måned fra siste normalperiode 1961-1990 og perioden 1990-2011. Akkumulasjon- og ablasjon sesongen er også med.

2.3.1 Temperatur

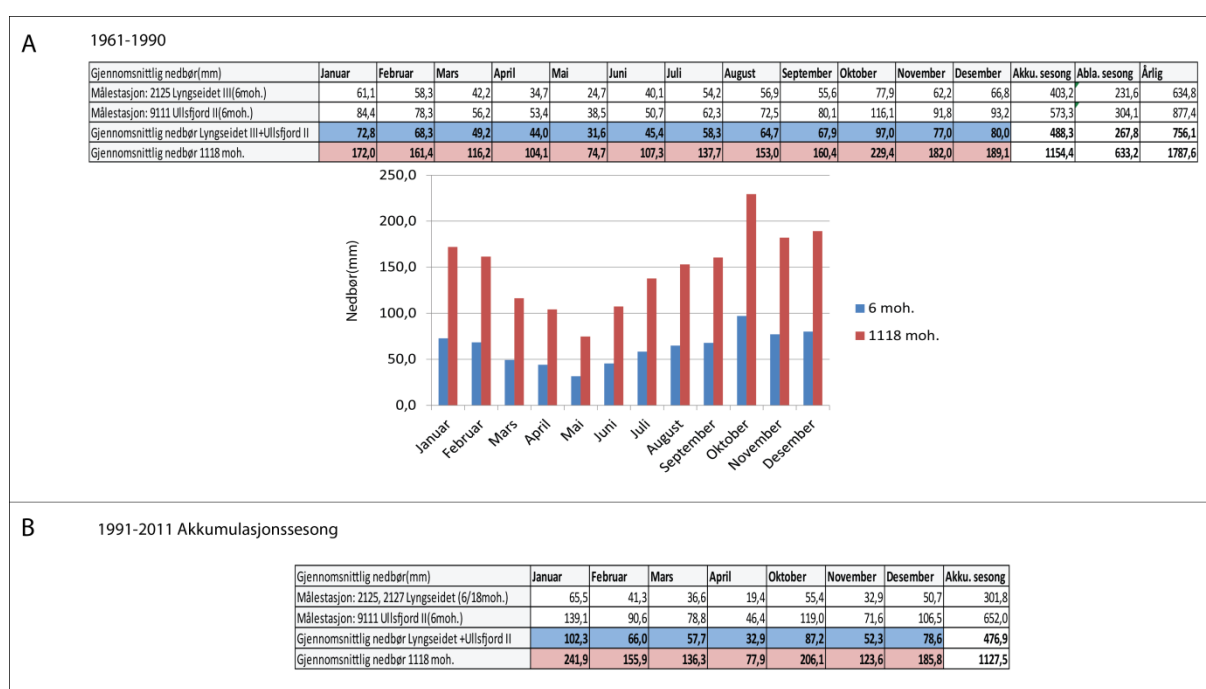
Temperaturdataene er hentet fra målestasjoner i Tromsø (nr.9049) (6 moh.) vest for Lyngen og Skiboten (nr.9135, 9136, 9137, 9138) (5-46 moh.) sørøst for Lyngen. De viser at gjennomsnittlig sommertemperatur (1.mai- 30.september) for Lyngen ved havnivå er 8,8 °C (1961-1990) og 9,8 °C (1990-2011) (www.dnmi.no). Ved å bruke en miljøbestemt lapserate på 0,6 °C/100 meter er gjennomsnittstemperaturen ved dagens ELA (1118moh.) på Fastdalstindbreen 2,1 °C (1961-1990) og 3,1 °C (1991-2011) (Sutherland, 1984).



Figur 2.4 Gjennomsnittlige temperaturdata i Lyngen den siste normalperioden (1961-1990) og perioden 1991-2011, ved havnivå og ved dagens ELA (1118 moh.).

2.3.2 Nedbør

Gjennomsnittlig vinternedbør er basert på data hentet fra målestasjonene Lyngseidet (nr.2125 og 2127) og Ullsfjord II (nr.9111) (www.dnmi.no). Ullsfjord II ligger på vestsiden av Lyngenthalvøya og mottar mer nedbør enn Lyngseidet. Dette kan skyldes at Lyngseidet ligger skjermet på østsiden av Lyngsalpene. I vintersesongen (1.oktober-31.april) har gjennomsnittlig nedbør pr. år for Lyngen vært 488,3 mm (1961-1990) og 476,9 mm (1991-20011). Ved å bruke en nedbørsgradient på 8 % /100 meter, blir gjennomsnittlig vinternedbør ved dagens ELA (1118 moh.) ved Fastdalstindbreen 1154,4 mm (1961-1990) og 1127,5 mm (1990-2011) (Haakensen, 1989, Dahl og Nesje, 1992).



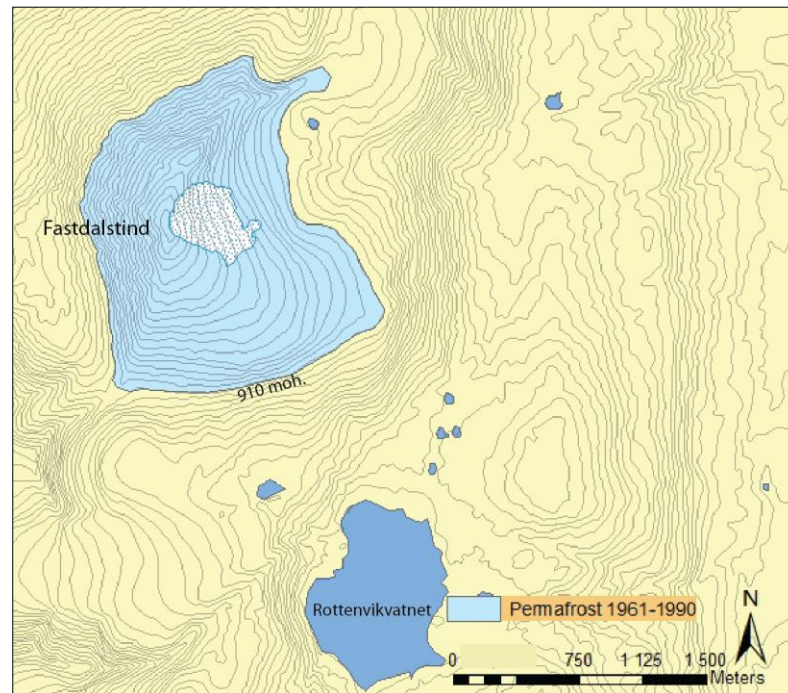
Figur 2.5 Gjennomsnittlig månedstemperatur i Lyngen gjennom siste normalperiode (1961-1990) og 1991-2011, ved havnivå og dagens ELA (1118moh.).

2.3.3 Permafrost

Permafrost er definert som når temperaturen i jord og fjell er lavere enn 0 °C over to sammenhengende år (Benn og Evans, 1998: 256). Lyngen ligger utenfor sonen der permafrost forekommer naturlig. Permafrosten i Lyngen vil da være en høydebestemt permafrost (Sulebak, 2007: 249-250). Etzelmüller et al. (2007) fant ut at en gjennomsnittlig luftmiddeltemperatur (MAAT) på -3 °C ga et overslag på hvor permafrostgrensen lå.

Christiansen et al. (2010) sine undersøkelser viste at den nedre permafrostgrensen i kystnære områder i Troms lå på mellom 800-900 moh.

Ifølge temperaturdataene fra sist normalperiode (fig.2.4) må man, med en miljølapse rate på 0,6 °C/100 meter opp til 910 moh. i Lyngen før man får en MAAT på -3 °C (fig.2.6). Dette kan indikere at breen på Fastdalstind, i sist normalperiode (1961-1990), lå i permafrostsonen.



Figur 2.6 Mulig nedre permafrostgrense (910 moh.) på Fastdalstind i siste normalperiode (1961-1990).

3 Kvartærgeologisk kartlegging

Den kvartærgeologiske kartleggingen ble utført 18.-27. juli 2011. Dette ble gjort for å undersøke og kartlegge lokaliteter som kan settes i sammenheng med landformdannende prosesser og tidligere glasieringer. Det som ble kartlagt var landformer, løsmasseavsetninger, tidligere og nåværende elve- og bekkeløp, og lichenometri på *Rhizocarpon geographicum* (kartlav). Kartleggingen ble utført ved først å undersøke feltområdet med bruk av flybilder. Interessante lokaliteter ble avmerket for å undersøkes nærmere i felt. I selve kartleggingen ble GPS brukt aktivt for å markere lokaliteter og gå opp avsetninger, slik at de nøyaktig kunne gjengis i ettertid. Lokalitetene ble skissert inn på et oversiktskart forstørret fra ArcGIS kart (Norge Digitalt). Kartet som ble brukt til orientering, var kartblad 1634 III Lyngseidet fra M711 serien.

3.1 Lichenometri

Lichenometri er en dateringsmetode som brukes for å finne alderen på morenerygger og yngre overflateformer. Metoden er basert på at de største individene av lav på steiner representerer de eldste. Hvis vekstkurven for lavtypene i området er kjent, kan målinger tidsbestemme når steinene laven vokser på ble stabil, for eksempel på en morene etter et brefremstøt. Det er flere usikkerheter med lichenometri, som kan påvirke alderen man får ved måling. Dette kan være identifisering av lavart, lokale vekstforhold og usikkerhet i innsamling av målinger (Bradley, 1999).

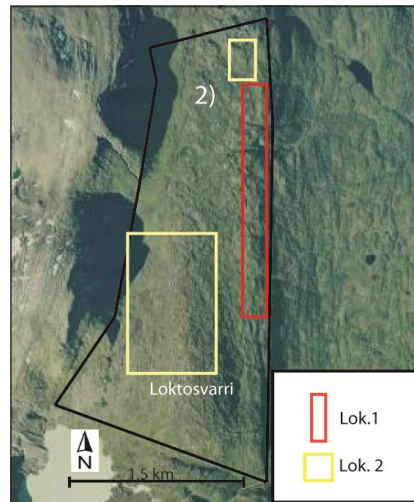
Lavtypen som er målt i feltområdet er kartlav som har en nærmest linær vekstrate og er den arten som brukes mest i lichenometrimålinger (Bradley, 1999). Ballantyne (1990) har laget en vekstkurve til kartlav i Lyngen (se avsnitt 1.3). Denne er brukt for å finne alderen på kartlav i studieområdet (lokalitet 3).

Denne formelen er brukt for å regne ut alder på lav, d_{max} er lichendiameter og a er alder (e.kr):

$$D_{max} = 0,75(1983 - a) - 5,5$$

Målingene i feltarbeid ble utført ved at de fem største individene innenfor et rektangel på ~2m x 3m ble målt ved største diameter. Dette for å finne gjennomsnittet, som la grunnlaget for aldersberegningen. Alle målingene ble utført på blokker som tilsynelatende lå stabilt i terrenget. Dette for å minske risikoen for feilmåling.

3.2 Kartlegging område 2



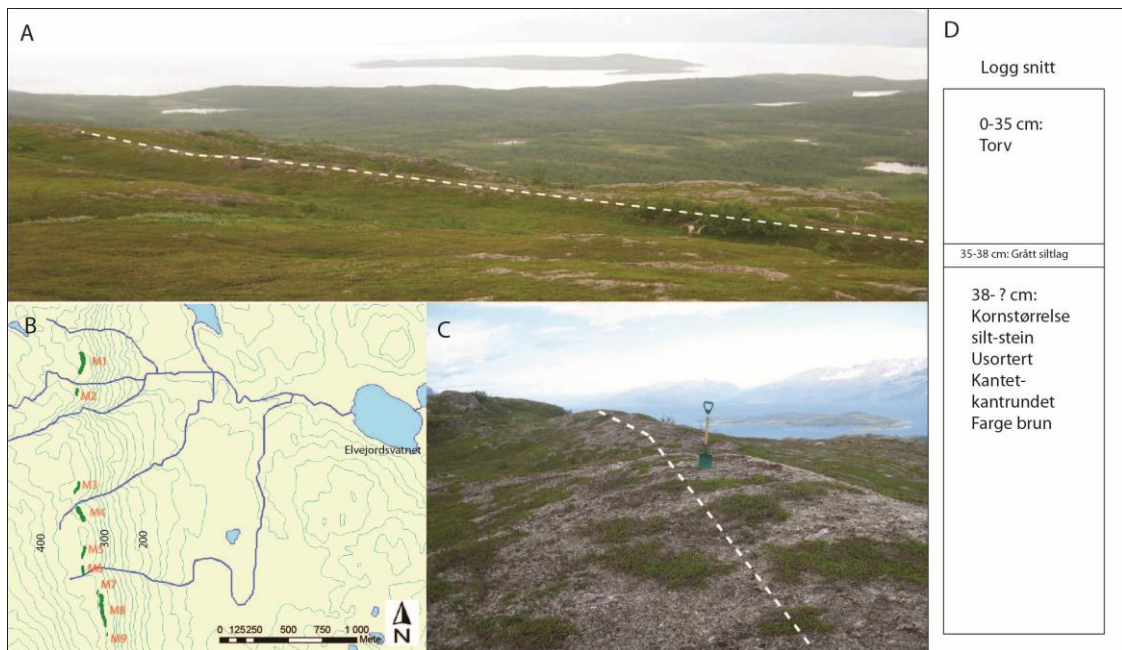
Figur 3.1 Flybilde av område 2 (svart), lokalitet 1 (rød) og 2 (gul) innrammet.

Lokalitet 1: Ryggformer

UTM: Nord: 34 W 470646 7725997

Sør: 34 W 470630 7723980

Det ligger ni ryggformer ligger nær kanten til skråningen ned mot område 1. Ryggene har lengder på mellom 25-220 meter og ligger på mellom 300 moh. til 385 moh., og faller fra sør mot nord. Høyden på ryggene er på mellom 1-3 meter og er dekket av et torvlag. Unntak er noen steder på toppen der løsmasser ligger opp i dagen. Et snitt ble gravd i M1. Der er det 35 cm torv øverst, så et 2 cm lyst grått lag med silt. Under dette er det usortert materiale med kornstørrelse fra silt til stein (fig.3.2D). Rundingsgraden på steinene er kantet til kantrundet.



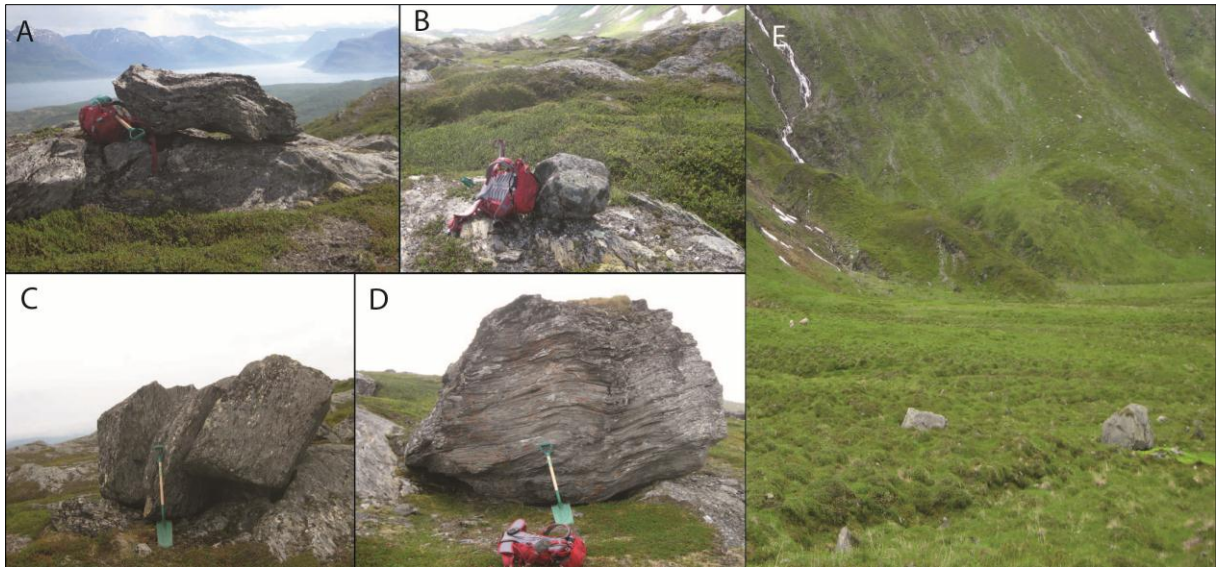
Figur 3.2 A: Hvit stiptet linje viser M8 sett fra sørvest, med fallende gradient mot nord. **B:** Oversiktskart over M1-M9. **C:** Hvit stiptet linje viser M5 fra sørvest, spade som målestokk. **D:** Logg av snitt tatt i rygg M1.

Tolkning:

Materialet i ryggene er usortert og indikerer at ryggene er randmorener (Nesje, 1995: 71-79). Ryggene ligger orientert etter hverandre i en nord-sør retning, og noen steder renner det bekker som tydelig har skjært seg ned i ryggene. Dette tolkes til at de en gang har vært en sammenhengende morenerygg. Ryggene er stedvis erodert på toppen, muligens av vind, mens det er et tykt lag med torv på sidene av dem. Dette indikerer at ryggene er gamle. Tromsø-Lyngen morenen ved Spåkenes på østsiden av Lyngenfjorden er av yngre dryas alder. Morenene på øst og vestsiden av Lyngenfjorden ligger på samme høyde over havet og antas å være tidssynkrone (Corner, 1980, Andersen, 1979).

Lokalitet 2: Blokker

Spredd rundt i område 2 ligger blokker på mellom 0,5-5 meter i diameter. Nært skråningen opp mot område 3 og ut på det gresskledde flate partiet ligger det for det meste blokker med størrelse opp til 2 meter i diameter. Disse blokkene ser ut til å være lite forvitret. Lenger mot øst, på partiet med bart fjell nord for Loktosvarri, ligger større blokker som ser ut til å være utsatt for mer forvitring.



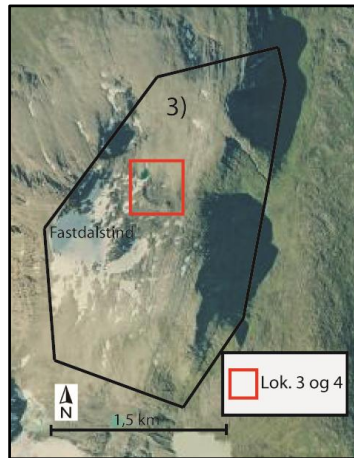
Figur 3.3 A–D: Eksempel på overflateforvitrede blokker fra område med bart fjell. C viser en blokk som er delt i tre deler. Kantene der delingen er, har skarpere kant enn på resten av blokken. Dette tyder på at blokken har vært hel da den ble avsatt og har senere blitt delt, muligens ved frostsprengning E) Eksempel på blokker nedenfor skråning mot område 3, blokkene ligger mellom 0 meter og 400 meter fra bunnen av skråningen. I bakgrunnen ser man rasmateriale dekket av vegetasjon, som er delvis erodert av elven fra område 3.

Tolkning:

De mindre blokkene som ligger ved foten av skråningen, og blokkene ut på den gresskledde flaten er tolket til å ha sin opprinnelse fra område 3. Enten som steinsprang eller i forbindelse med snøskred vinterstid. Man finner ikke denne typen blokker når gradienten øker mot området med bart fjell i øst. Dette vil være en naturlig yttergrense for hvor langt disse blokkene kan rulle/ transporteres ved steinsprang/snøskred.

De større blokkene som ligger på fjellgrunn, kan ikke ha havnet der på grunn av rasaktivitet. Strukturen i mange av blokkene ligner ikke på den man finner i bergarten i område 3. Blokkene ligger vest for ryggene som er tolket til å være yngre dryas randmorener, noe som kan bety at de er eldre enn ~12 000 år BP, og tolkes til å være avsatt av et regionalt isdekke. De har siden blitt utsatt for kjemisk- og fysisk forvitring som har formet blokkene slik de fremstår i dag.

3.3 Kartlegging område 3



Figur 3.4 Flybilde over område 3(svart), lokalitet 3 og 4 innrammet(rød)

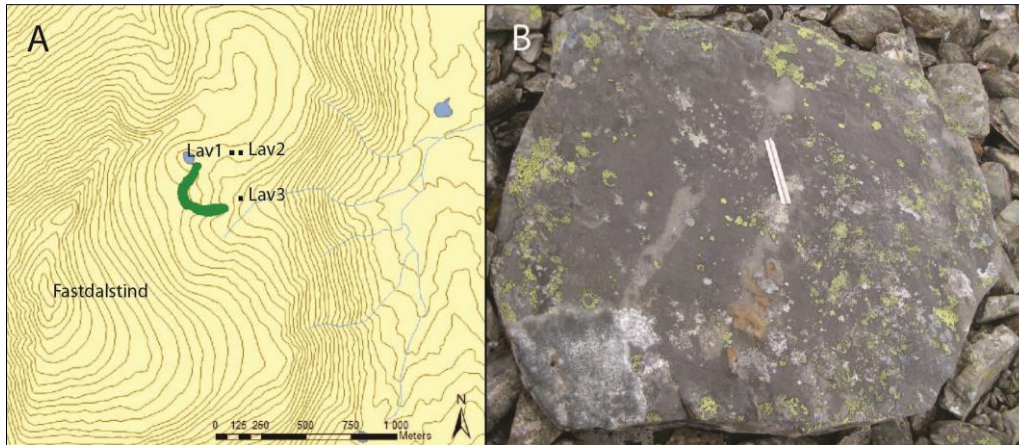
Lokalitet 3: Kartlav i område 3

UTM: 34 W 468803 7725182

I område 3 er det gjort tre lavmålinger. De er lokalisert øst for ryggform (lokalitet 4). Lavene er målt på stabile steiner, hvor de fem største individene er målt og gjennomsnittet utregnet. Ballantyne (1990) linære vekstkurve er bruk for å indikere alderen på laven (se avsnitt 3.1).

Tabell 3.1 Lavmålinger i område 3

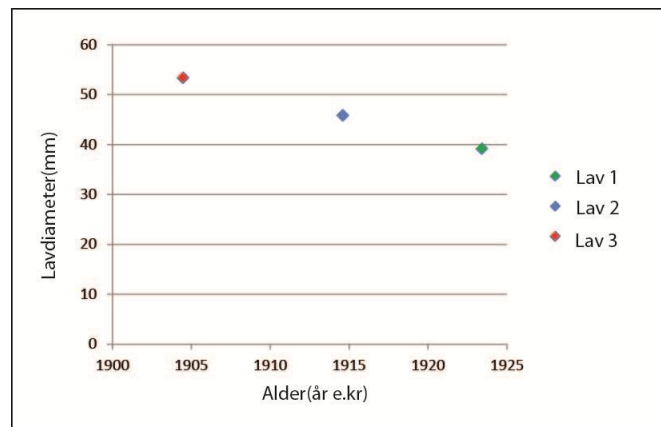
Lavmåling nr:	1	2	3
Moh.	873	874	783
UTM:	34 W 468752 7725523	34 W 468760 7725525	34 W 468803 7725182
	Diameter(mm)	Diameter(mm)	Diameter(mm)
	40	45	70
	37	44	40
	30	54	60
	39	46	50
	50	40	47
Gjennomsnitt(mm)	39,2	45,8	53,4
Merknader:	Målt på flat stein 1,5 meter i diameter		



Figur 3.5 A: Lokalisering av lavmåling 1, 2 og 3 på østsiden av ryggform i lokalitet 4. B: Lavmåling 1 utført på flat stein, 1,5 meter i diameter.

Tolkning:

Basert på Ballantyne (1990) sin lineære lichenometrikurve fra Lyngen (se avsnitt 3.1), viser at lavmåling 1, 2 og 3 har en alder mellom 1924 e.kr og 1905 år e.kr. Dette indikerer at området øst for lokalitet 4 har vært gunstig for lavvekst de siste ~100 årene. Muligens grunnet et endret dreneringsmønster fra breen på grunn av morenen, som har gjort at steinene laven vokser på har lagt tørt.



Figur 3.6 Alder på lavmålinger utført i område 3. Alderen er mellom 1924 e.kr og 1905 e.kr. Dette indikerer at området laven vokser i har lagt utenom dreneringen av vann fra breen de siste ~100 årene.

Lokalitet 4: Ryggform

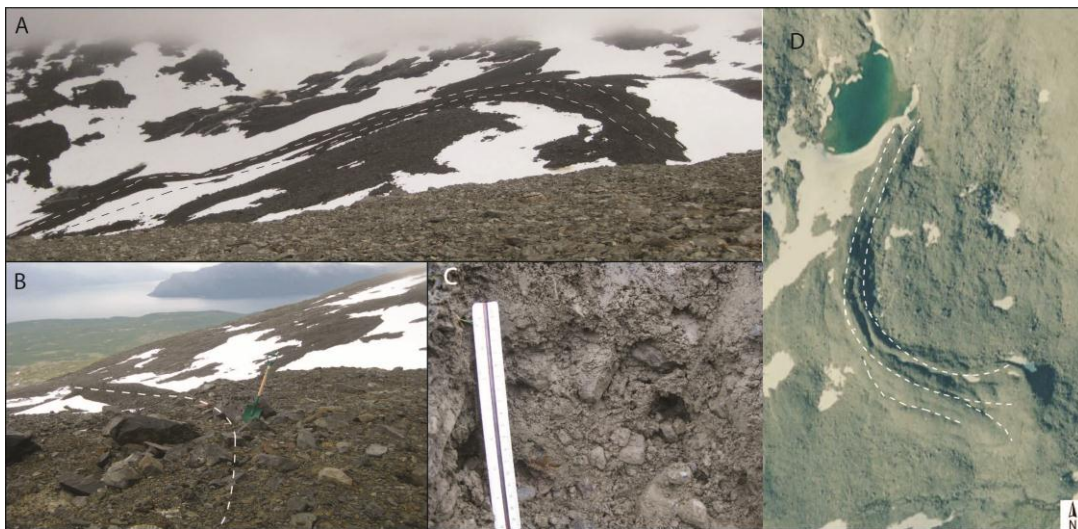
UTM: 34 W 468578 7725374

Moh.: 860

Ryggformen er 480 meter lang og begynner i nord ved et lite vann som har en diameter på ~60 meter. I den sørøstlige enden av ryggen, renner det i dag en elv som fortsetter ned mot

område 2. Det er forsenkninger som går i lengderetningen av ryggen. Ryggen har en konkav form sett fra nordøst. Høyden og bredden er ~5 meter. Ryggen er dekket av spredt mose, og blokker mellom 0,5-2 meter i diameter. Enkelte blokker er delvis begravd i toppen av ryggformen. Mye løsmaterialer og stein/blokker ligger foran ryggene i området i nordøst.

Et snitt ble gravd på østsiden i ryggformen. Her var det usortert materiale med kornstørrelser mellom leiraktig silt og stein (fig.3.7).



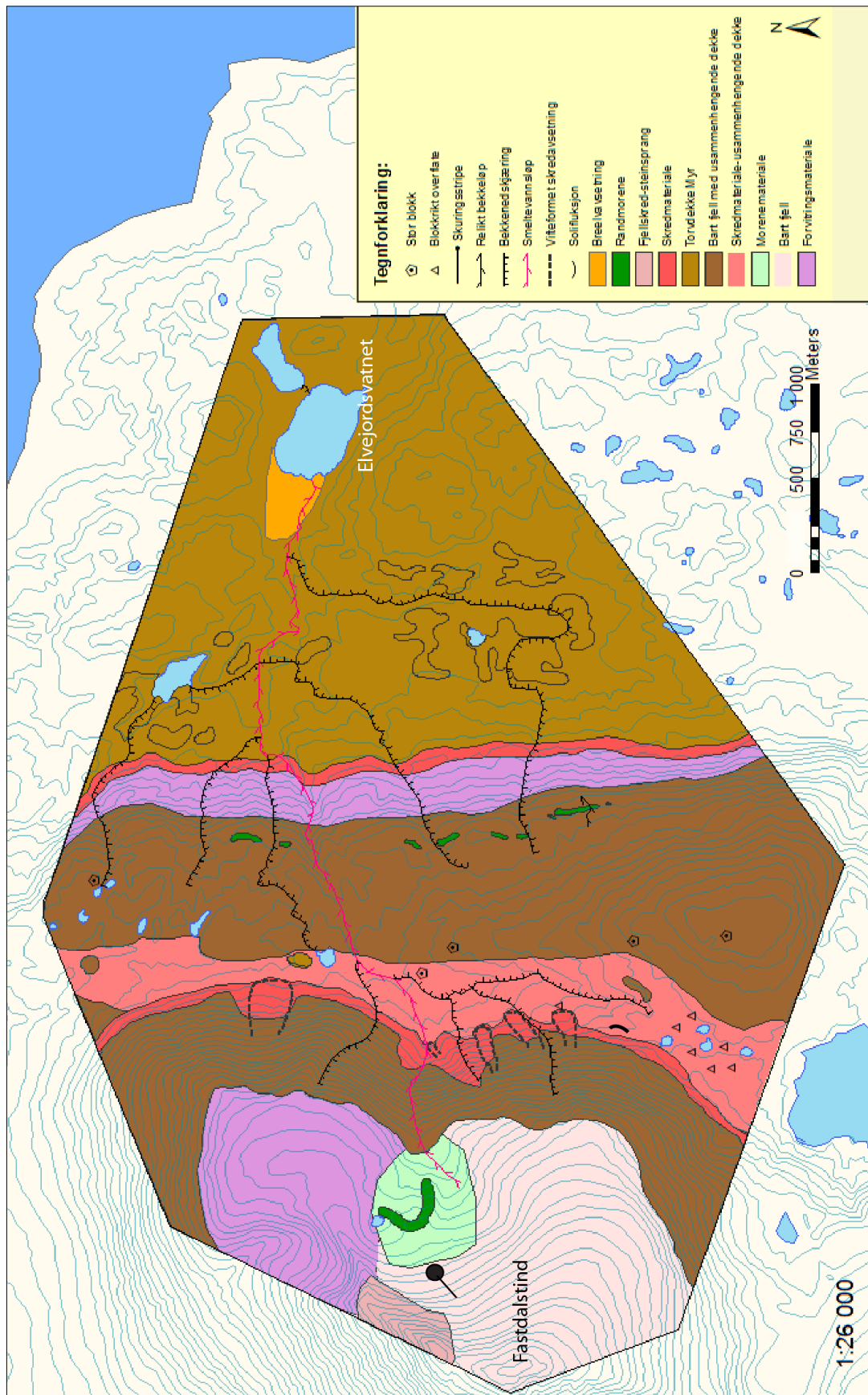
Figur 3.7 A: Ryggformer markert med hvit/svart stiplet linje, legg merke til løsmasser i front av ryggene. B: Sørlig del av ryggform sett fra vest. C: Snitt, med usortert materiale, i østsiden av ryggformen. D: Ryggform sett ovenfra (Kartgrunnlag: www.atlas.no)

Tolkning:

Forsenkningene i ryggens lengderetning indikerer at denne ryggformen består av materiale fra to eller flere individuelle rygger som er avsatt på hverandre. Materialet og formen på ryggene indikerer at dette er randmorener avsatt av Fastdalstindbreen (Nesje, 1995: 71-79). De to morenene viser at breen muligens har hatt to fremstøt med omtrent samme utbredelse, og den fremste er det eldste av de to, eller at breen har skjøvet en eldre morenerygg foran seg ved et nyere brefremrykk. Morenen lengst vest har mer synlig materiale enn morenen mot øst.

Det er ikke funnet spor etter morenen andre steder i botnen. Dette kan skyldes at smeltevann fra breen har transportert bort mye av morenematerialet som har ligget i forsenkningen der elven renner i dag, og at sør for elven er det bart fjell og gradienten er brattere. Dette kan ha gjort at moreneryggen som var avsatt her ikke har hatt stabilt underlag og har blitt erodert bort av vind og vann. I enden av skråningen ned mot område 2 er det mye løsmaterialer som har kornstørrelser fra silt til stein. Dette kan være morenemateriale fra område 3 som er blitt avsatt av skred og fluvial transport (se fig.3.3 E).

3.4 Kvartærgeologisk kartskisse



Figur 3.8 Kvartærgeologisk kartskisse over studieområdet

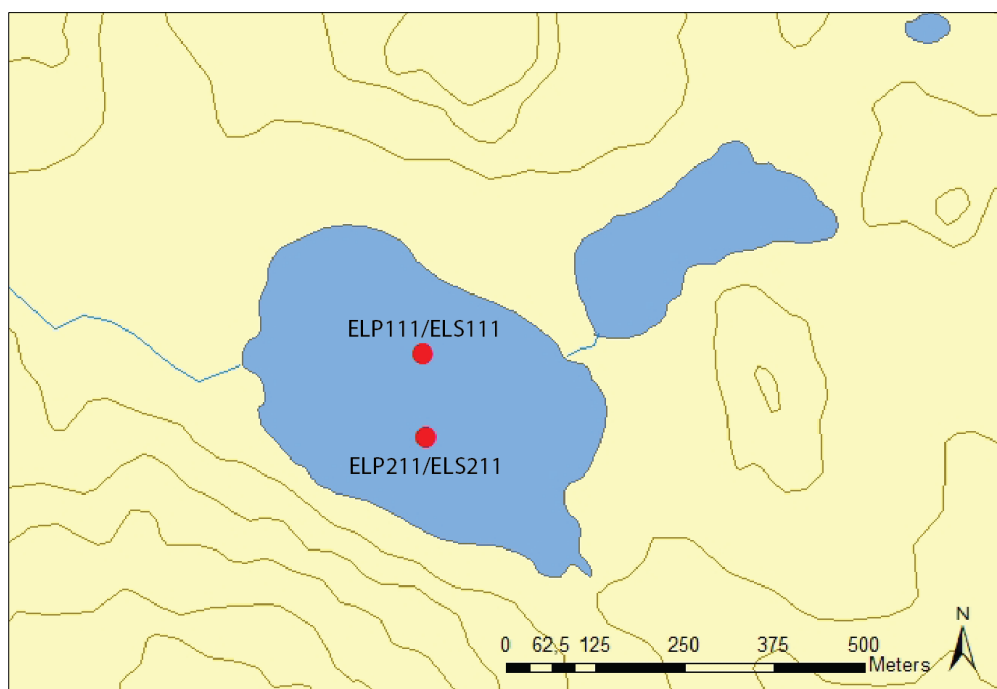
4 Sedimentanalyser

Under feltarbeid i mars 2011 ble det 9. og 10. mars tatt to kjerner med stempelprøvetaker, og to HTH kjerner fra to lokaliteter i Elvejordsvatnet (Nesje, 1992, Renberg og Hansson, 2008).

Kjernene ble delt i henholdsvis tre- (ELP111) og fire deler (ELP211), og transportert stående til institutt for geovitenskap i Bergen, der de ble plassert på kjølerom.

På sedimentlaboratoriet ved institutt for geovitenskap ble kjernedelene delt på langs og den ene halvdel ble pakket ned som referansedel. Den beste delen ble valgt som arbeidsdel og ble rensert slik at strukturen i kjernen kom tydeligere frem og plastbiter fra delingen fjernet. Kjernedelene ble fotografert med digitalt fastmontert speilreflekskamera med centimeterskala ved siden av. Deretter ble kjernen logget på millimeterpapir fra topp til bunn og lagdeling, strukturer og farge ble nedtegnet i henhold til Munsell fargekoder (Dahl et al., 2003).

I år 2000 (e.kr) ble en kjerne tatt i Elvejordsvatnet (ELVP200). Denne er datert med ni radiokarbon prøver, og analysert for LOI og DBD. Den vil ikke bli beskrevet, men er med i avsnitt 4.7.1, fordi dateringene fra kjernen ble benyttet i utarbeidelsen av alderskronologien (se kapittel 5).



Figur 4.1 Kjernelokaliteter i Elvejordsvatnet

4.1 Georadar

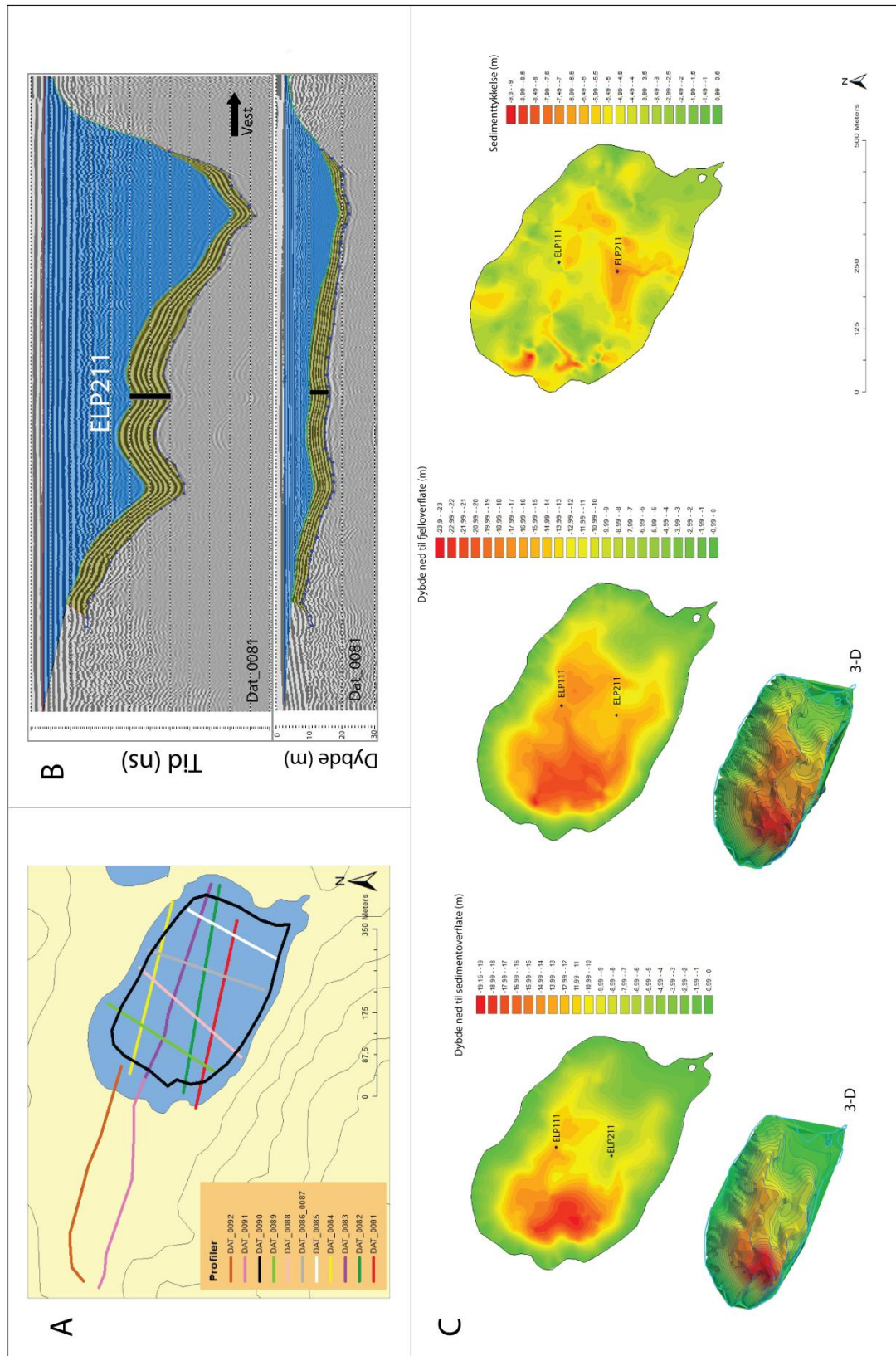
Georadar bruker elektromagnetiske bølger til å kartlegge endringer i de elektriske egenskapene i grunnen. Refleksjoner fra de elektromagnetiske bølgene brukes til å analysere undergrunnen. Metoden kan gi et detaljert bilde av strukturer og laggrenser i for eksempel en proglacial innsjø (Mauring et al., 1995, Bristow og Jol, 2003, Neal, 2004)

I oppgaven er georadar benyttet for å kartlegge dybden ned til reflektorer som fast fjell og sedimentbunn i Elvejordsvatnet. Dette for å kartlegge hvordan sedimentdybden er i vannet, slik at de beste stedene for kjernetaking kunne lokaliseres.

Målingene ble utført ved å bruke georadar fra MALÅ Geoscience, med en Rough Terrain Antenna (RTA) på 50 MHz og 3,5 meter antenneseparasjon. Den var innstilt med et time window på 2400 nano sekund (ns).

Innsamlingen av data ble gjort på ski med omtrent konstant hastighet, for et mest mulig likt resultat. Det ble til sammen gått opp elleve profiler, med en samlet lengde på 5360 meter. Det ble tatt fire profiler i vannets lengderetning, fire tverrprofil og et sirkulært profil omtrent ti meter fra land. Grunnen til å ta profiler på kryss av hverandre, var for å kunne lage en interpolert modell av dybden i hele vannet. I tillegg ble det tatt to profiler på en flate i nordvest-enden av vannet, hvor elven fra Fastdalstind kommer inn. Dette for å undersøke om flaten kan være en elvevifte.

Til prosessering av profilene ble prosesseringsprogrammet RadExplorer (MALÅ Geoscience), benyttet. For interpolering, visualisering og 3D modellering, ble ArcGIS fra ESRI benyttet (Larsen, 2010). Hastigheten i vann ble satt til 3,33 cm/ns og hastigheten i sedimentene på bunnen av Elvejordsvatnet ble satt til 6 cm/ns i prosesseringen (Mauring et al., 1995).



Figur 4.2 A: Georadarprofil fra Elvejordsvannet og flaten i N-V, B: Profil Dat_0081, sett fra nord. Den tolkede sedimenttykkelsen i beige farge. Kjerne ELP211 er markert i figuren. Det øverst bildet er y-aksen i tid (ns), det nederste er tid konvertert til dybde i meter. C: Interpolerte dybder fra vannoverflate til fjell- og sediment overflate, med 3D kart under. Til høyre er den interpolerte sediment tykkelsen basert på dybde til fjell- og sediment overflate.

4.2 Metode, sedimentparameter

Analyser som er utført på de to kjernene tatt med stempelprøvetaker er glødetap ved 550 °C (LOI), massetetthet (DBD) og overflate suseptibilitet (MS). På de to HTH kjernene ble det utført LOI, DBD, MS og X-ray fluorescence (XRF). På sedimentprøvene fra nedslagsfeltet (SFN-prøver) ble det tatt XRF og χ Bulk (MS)

Korrelasjon av de to kjernene viste at ELP211 hadde den lengste kronologien og ble valgt som hovedkjerne. På denne kjernen ble det derfor i tillegg utført χ Bulk (MS), kornfordelingsanalyse og XRF.

4.2.1 X-ray fluorescence (XRF)

XRF bruker røntgenstråler for å analysere geokjemien til et materiale. XRF målingene ble utført i en ITRAX-skanner fra Cox Analytical System, på sedimentlaboratoriet ved Institutt for Geovitenskap (Croudace et al., 2006). Det er viktig å merke seg at målingene av konsentrasjonen til elementene ikke er absolutt, men varierer med hvor god deteksjon det er på de forskjellige elementene i XRF-skanneren (Croudace et al., 2006)

Målingene ble utført med 0,2 mm mellomrom med Chromium (Cr) rør og 30 kV/55 mA spenning. Måletid for hvert intervall var 10 sekunder.

I denne oppgaven er XRF brukt for å analysere geokjemien til ELP211, ELS211 og SNF-prøvene. Ved å sammenligne XRF resultatene fra SFN-prøvene og sedimentkjernene er målet å kunne knytte elementer i analysen opp mot breakaktivitet og kornstørrelser (Jenkins, 1984, Dahl et al., 2003, Janssens, 2004, Croudace et al., 2006, Guyard, 2007, Bakke et al., 2009, Bakke et al., 2010)

4.2.2 Glødetap (LOI)

Mengden organiske materiale i innsjøsedimenter, kan brukes som omvendt indikator for å finne hvor mye minerogent materiale som er avsatt i en proglacial innsjø. Mengden minerogent materiale kan brukes som indikator på breakaktivitet i nedslagsfeltet. I innsjøer med lav organisk produksjon (<5 %) har denne metoden sine begrensninger fordi det da har lav signal-til-støy ratio (Bakke et al., 2005c). Sedimentproduksjonen til en bre avhenger av dens størrelse (Dahl et al., 2003). Hvis breens størrelse minker, vil den minerogene produksjonen gå ned, og den organiske tilførselen vil få en større prosentandel i sedimentene.

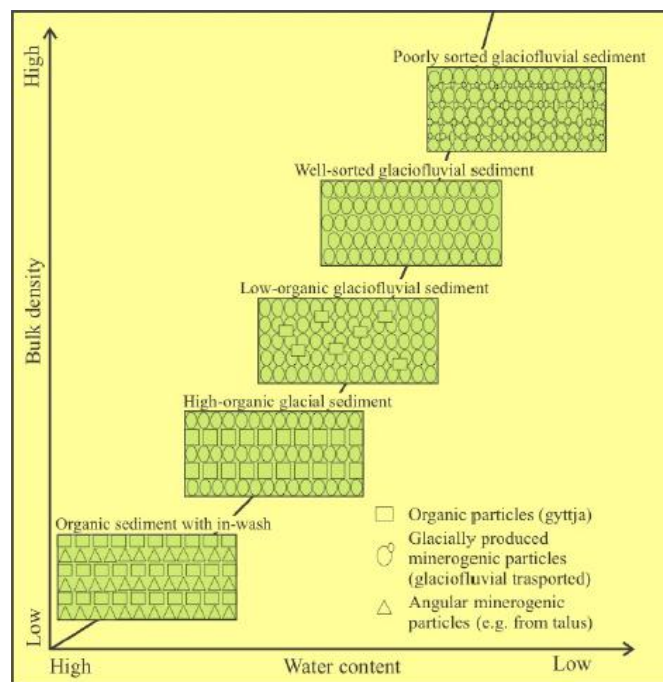
For å finne konsentrasjonen av organisk innhold ble det tatt ut 1cm³ prøver fra hver halve cm i kjernene. Materialet ble veid før det ble plassert i ovn på 550 °C i 1 time. Prøvene ble så nedkjølt til ~180 °C og satt i eksikator med vakuum for videre nedkjøling. Da prøvene

nådde tilnærmet romtemperatur, ble de tatt ut og veid på nytt. Da er differansen før og etter brenning ved 550 °C glødetapet i prøven, og bare minerogent materiale er igjen (Dean, 1974).

4.2.3 Dry bulk density (DBD)

Massetettheten uttrykker vekten på sedimentene mot volumet. I dette tilfellet g/cm^3 . Metoden definerer i hvilken grad materialet er pakket under varierende forhold, og kan bli brukt til å regne ut porøsiteten til sediment. Forskjellige sedimenter har ulik massetetthet, dårlig sortert glasifluviale sedimenter har høyere DBD enn godt sorterte, mens sedimenter med høyt organisk innhold vil gi en enda lavere DBD (Bakke et al., 2005c, Bakke, 2004). I figur 4.3 ser man at vanninnholdet i sedimentene også har sammenheng med massetettheten. Et lavt vanninnhold betyr at porevolumet er mindre og tettheten større. Bakke et al. (2005b) brukte DBD resultater fra Aspvatnet som indikator for brevariasjoner de siste 3800 år BP.

For å finne massetettheten er det tatt ut 1 cm^3 prøver fra hver halve cm i kjernene. De ble veid og deretter satt i tørkeskap med en temperatur på 105 °C i minimum 10 timer. Ved å veie prøvene på nytt har man forholdet mellom tørr prøve og volum (DBD) (Dean, 1974).



Figur 4.3 Forholdet mellom tetthet og vanninnhold i ulike typer sedimenter (Bakke, 2004)

4.2.4 Magnetisk suseptibilitet (MS)

Magnetisk suseptibilitet forteller i hvor stor grad et materiale lar seg magnetisere. I oppgaven er magnetisk suseptibilitet brukt til å analysere de magnetiske egenskapene til sedimentene fra Elvejordsvatnet, og SNF-prøvene fra feltområdet. Høy magnetisk suseptibilitet kan indikere erosjon og transport av klastiske sedimenter i dreneringsområdet til en innsjø. Derfor er magnetisk suseptibilitet også brukt som en indikator på glasial aktivitet (Oldfield et al., 1983, Nesje et al., 2001)

Magnetisk suseptibilitet ble målt ved bruk av to forskjellige metoder ved laboratorium for paleomagnetisme, institutt for geovitenskap.

(1) Målingen av overflatesuseptibilitet ($MS(SI-10^{-5})$) ble målt på instrumentet Bartington MS2E (Dearing, 1994). Her ble det gjort målinger med et intervall på 0,5 cm.

(2) Volum magnetisk suseptibilitet (χ_{Bulk}) ble målt på Kappabridge KLY-2, på sedimenter fra hver andre cm i kjerne ELP211 (n=247) og SFN-prøvene (n=42). De ble samlet i plastbokser med dimensjon 2 x 2 x 2 cm, for så å bli veid. Boksene ble målt ved romtemperatur (293 K) og etter eksponering i flytende nitrogen (77K). Dette for å undersøke om sedimentene og kornstørrelsene i SFN-prøvene er dominert av ferro- eller paramagnetisme. I motsetning til ferromagnetiske mineraler, varierer den magnetisk suseptibiliteten til paramagnetiske mineraler motsatt med temperatur. Derfor skal paramagnetiske mineraler, i teorien, være ~3,8 ganger høyere ved 77K enn ved 293K. Ved en ratio mellom 77K og 293K nært 3,8, dominerer de paramagnetiske mineralene. Med en lavere ratio vil det ferromagnetisk dominere (Lanci og Lowrie, 1997)

4.2.5 Kornfordeling

Kornfordelingsanalyse er et verktøy for å klassifisere mengden av de ulike kornstørrelsene avsatt i en proglasial innsjø. Kornstørrelsen er den mest grunnleggende egenskapen til en sedimentpartikkel. Den gir informasjon om hvordan transport- og avsetningsvilkårene i vannet var da partikkelen ble avsatt. Leir og siltfraksjoner kan knyttes opp mot glasiale fluktuasjoner (Matthews, 1991, Blott og Pye, 2001, Dahl et al., 2003). Brå forandringer i kornstørrelser kan relateres til plutselige hendelser som flom og ras (Bøe et al., 2006).

Tabell 4.1 Kornstørrelser i ELP211. Etter (Blott og Pye, 2001)

Kornstørrelse(μm)	Betegnelse
125-63 μm	Veldig fin sand
63-31 μm	Veldig grov silt
31-16 μm	Grov silt
16-8 μm	Medium silt
8-4 μm	Fin silt
4-2 μm	Veldig fin silt
<2 μm	Leir

I kjerne ELP211, ble sedimenter fra de første 52 cm analysert for hver cm, men fra 52 cm til 494 cm ble hver femte cm analysert (n=140). Til analysen ble Micromeritics SediGraph III 5120 brukt, sammen med Mastertech 052 Automatic Sample Feeder (ASF). Før analysen ble ~10 gram materiale blandet med calgon (0,05%) for å løse opp prøvemateriale. Så ble de plassert i Mastertech ASF. Prøvene ble rørt i 30 sekund og ultralydsonden var aktiv i 15 sekund. Dette for å løsne partikler fra hverandre.

SediGraph baserer seg på Stokes lov som sier at sfæriske partikler med forskjellig størrelse vil oppleve å falle med forskjellig hastighet når de er suspendert i væske. Tettheten som fallhastigheten tar utgangspunkt i ble satt til $2,65 \text{ g/cm}^3$, som tilsvarer kvarts (Matthews, 1991, Coakley og Sylvitski, 1991). Her er en av feilkildene til SediGraph. Siden mye av mineralene ikke er kvarts så har de en større eller mindre tetthet som vil påvirke fallhastigheten og dermed kornfordelingen. Det samme gjelder for formen på partiklene. Få partikler er sfæriske, så det vil også påvirke resultatet

For å finne statistisk kornfordeling gjennom kjernen ble GRADISTAT 8.0 benyttet (Blott og Pye, 2001).

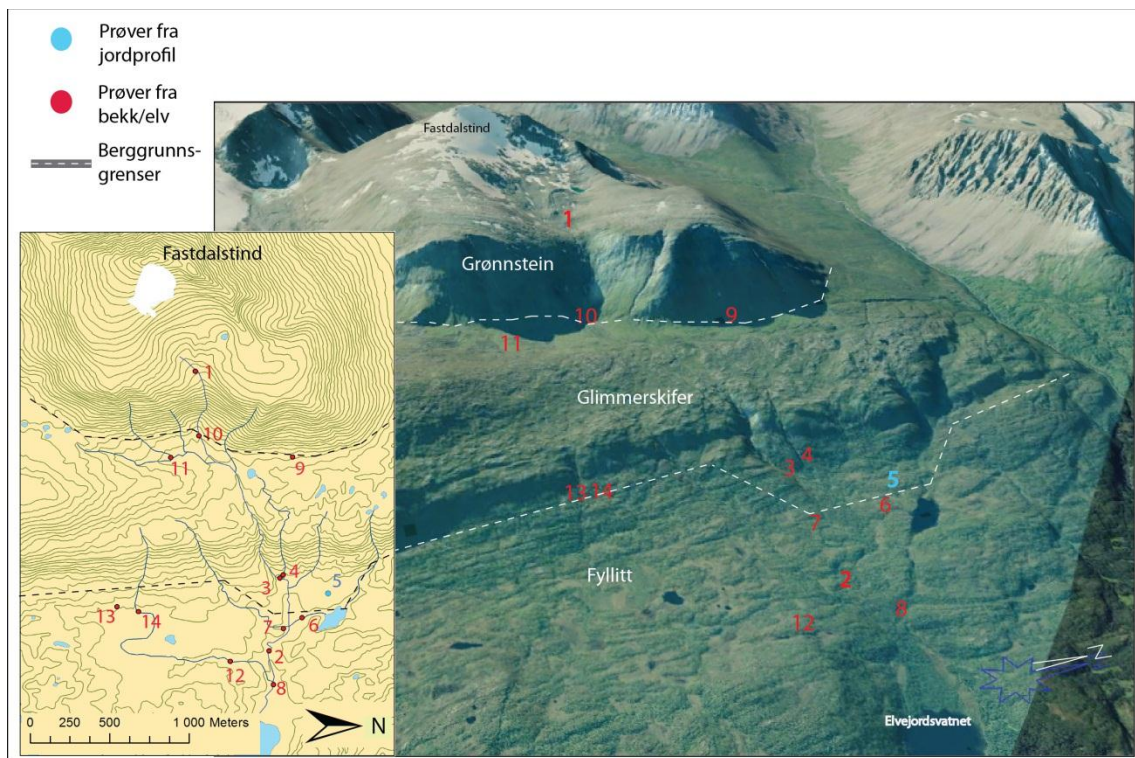
4.3 Sedimentprøver fra nedslagsfeltet

14 SFN-prøver ble samlet inn for å sammenligne geokjemi og magnetisme fra ulike kildeområder i nedslagsfeltet med geokjemiske og magnetiske parametere fra kjerne ELP211. Med unntak av prøve 5, ble alle prøvene (1-4 og 6-14) samlet inn fra bekker og elver i ulik avstand fra Fastdalstindbreen. Prøve 5 ble tatt fra øvre del av et jordprofil i område 1.

Stille partier i bekker/elver ble valgt for å få med mest mulig av siltfraksjonen, siden sedimentene i ELP211 i hovedsak består av denne fraksjonen (~90 %). Noen håndfuller med

materiale fra hver lokalitet ble samlet inn. På sedimentlaboratoriet ble prøvene siktet til 3 kornstørrelser, mellom 1000-250 μm , 250-63 μm og <63 μm . Materialet ble tørket i 55 °C til all fuktigheten var fordampet (~3 døgn). Deretter ble prøvene plassert i plastbokser på 2x2x2 cm, veid, og plassert i en splittet U-channel for geokjemiske analyser på en ITRAX XRF-skanner med Cr-rør (se avsnitt 4.2.1). De magnetiske egenskapene til prøvene ble analysert på en Kappabrigde KLY-2 ved 77K og 293K (se avsnitt 4.2.4).

I den videre analysen ble SNF-prøvene under 63 μm benyttet siden de representerer kornstørrelsene som dominerer sedimentene i ELP211.

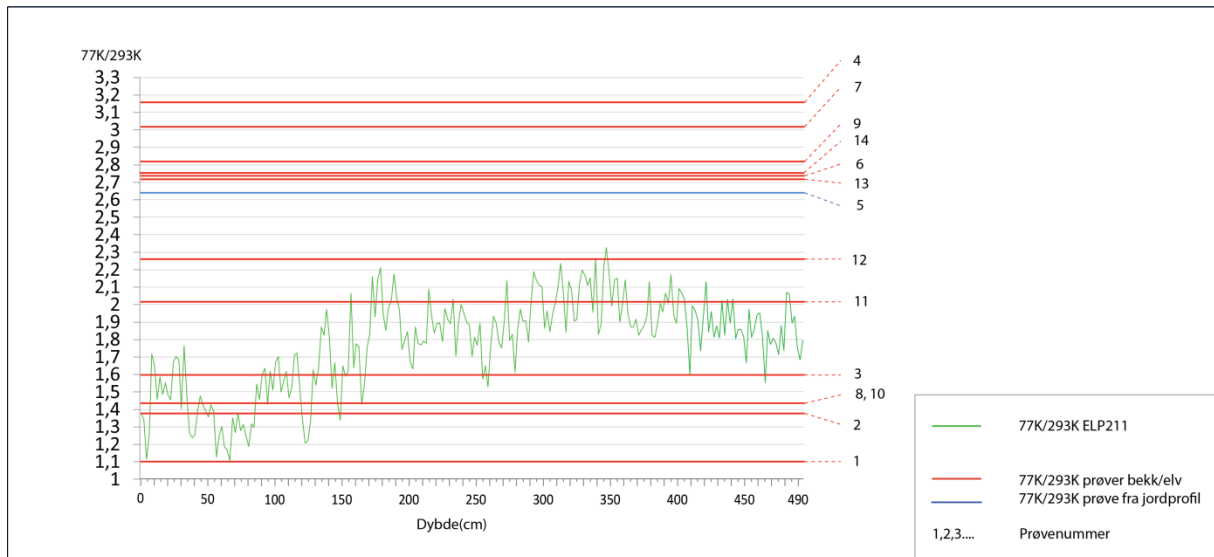


Figur 4.4 Her vises SNF-prøvene sin beliggenhet i studieområdet. Prøve 1 ligger marginalt på nedsiden av moreneryggen (lokalitet 4). Prøve 10, 3, 2 og 8 ligger i hoveddreneringen til Elvejordsvatnet fra Fastdalstindbreen. De resterende prøvene representerer et ikke-glasialt kildeområde Kartkilde: (www.norgei3d.no)

4.3.1 Para-/ferromagnetiske egenskaper, SFN-prøver

Den para-/ferromagnetiske ratioen i ELP211 varierer mellom 1,12 og 2,32. SFN-prøvene har en ratio som varierer mellom 1,1 og 3,16. I figur 4.5 ser man at prøve 1, 2, 3, 8 og 10 er de som har lavest ratio. Dette er prøver som er lokalisert i hovedelven som renner ned fra Fastdalstind. Prøve 1 er den som har lavest ratio og er tatt omtrent 800 meter fra dagens brekant. Med unntak av SNF-prøve 11 og 12, har de resterende SFN-prøvene langt høyere

ratio enn den maksimale ratioen i ELP211. Dette indikerer at ved lav 77K/293K ratio er sedimenter fra Fastdalstind det dominerende kildeområde til sedimentene. Når ratioen går opp minker avrenningen og dermed transporten av ferromagnetisk sedimenter fra Fastdalstind, og man får inn mer paramagnetiske sedimenter som dominerer i nedslagsfeltet i område 1 og 2.

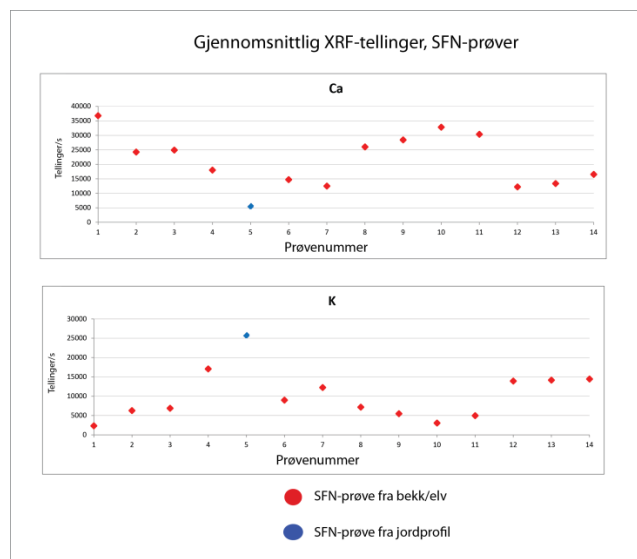


Figur 4.5 77K/293K ratioen i SFN-prøvene sett i forhold til ratioen gjennom kjerne ELP211. Legg merke til SFN-prøve 1, 2, 3, 8 og 10, som har ratio som tilsvarende lav ratio i ELP211. Dette indikerer at når ratioen er lav er tilførselen av sedimenter fra breen høy.

4.3.2 XRF, SFN-prøver

XRF analysen av SFN-prøvene viser at kalsium (Ca) har høyest tellinger pr. sekund i prøve 1 og 10 (fig.4.6). De er lokalisert i område 3, som har en berggrunn bestående av grønnstein. Grønnstein er en bergart som inneholder mye Ca (se avsnitt 2.2). Dette indikere at ved høye verdier av Ca i Elvejordsvatnet, er andelen av sedimenter fra grønnsteinsområdet større.

Kalium (K) har de høyeste tellingene pr. sekund i prøve 4 og 5. Det er også høye tellinger i prøve 7, 12, 13 og 14 (fig.4.6). De er tatt fra område 1 og 2 der berggrunnen består av glimmerskifer og fyllitt. Disse bergartene består av muskovitt eller biotitt som inneholder en andel K (se avsnitt 2.2). Er K verdiene høye, indikerer det at sedimenter i Elvejordsvatnet består av en større andel fra område 1 og 2.



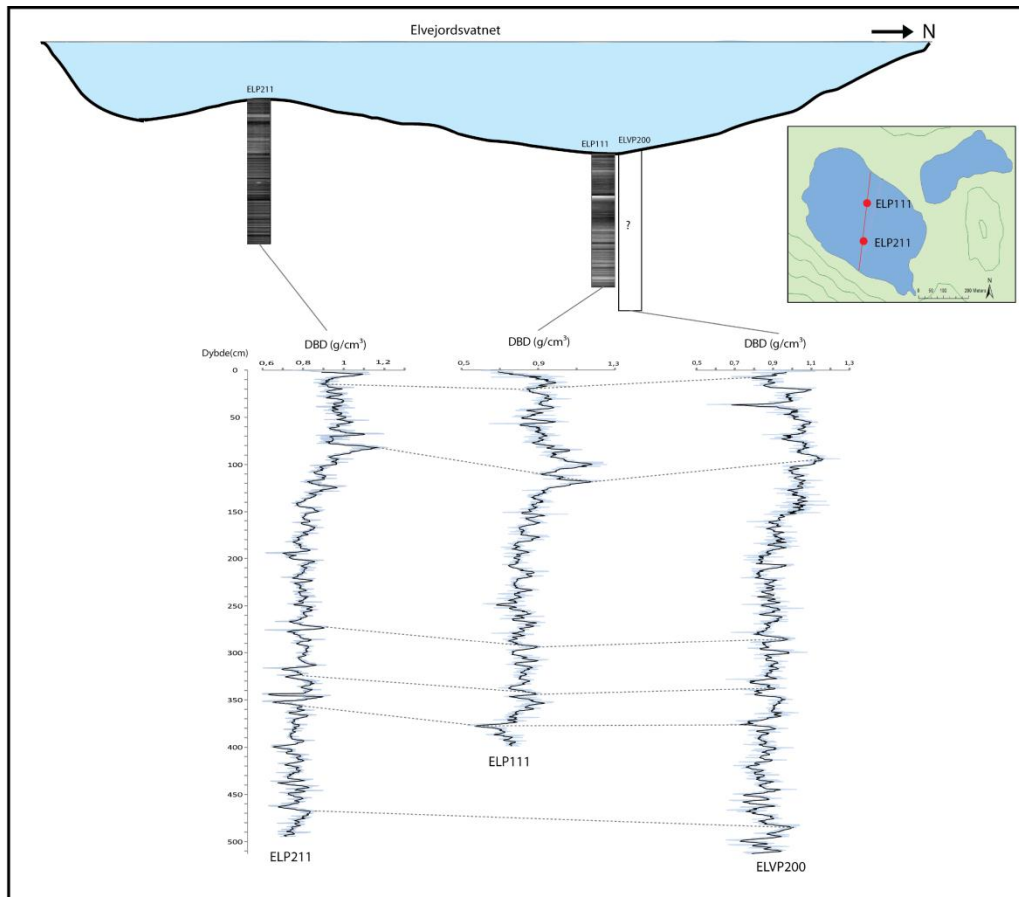
Figur 4.6 Kalsium (Ca) og kalium (K) verdier i SNF-prøver. Legg merke til de høye Ca verdiene til prøve 1 og 10, versus de lave i K. En høy tellerate av Ca indikerer at tilførselen av sediment til Elvejordsvatnet har sin opprinnelse fra Fastdalstind.

4.4 Presentasjon av innsjødata

I dette delkapittelet er kjernene tatt i Elvejordsvatnet sammenstilte for å vise at de representerer de samme avsetningsprosessene. Videre er sedimentanalysene utført i ELP211, ELS211 og ELP111 beskrevet, og parameterne i hovedkjerne ELP211 korrelert opp mot hverandre. XRF elementene vil i beskrivelsen bli oppgitt i tellinger pr. sekund.

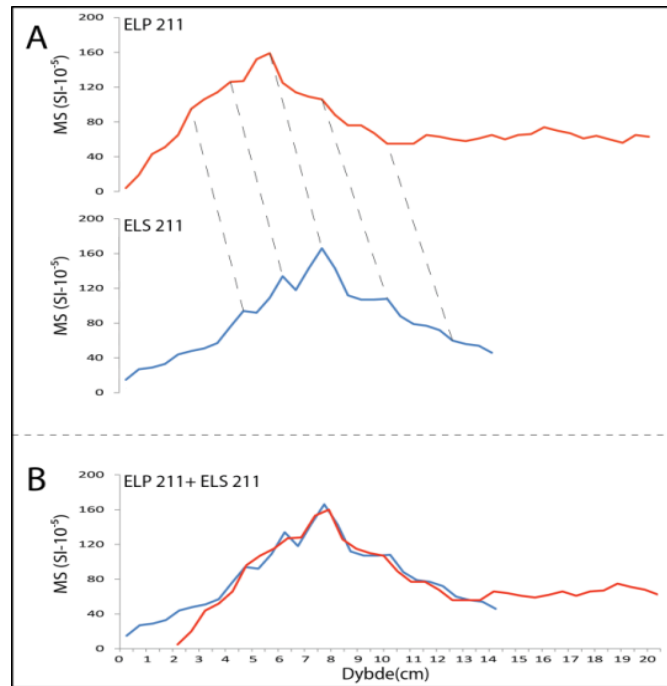
4.4.1 Sammenstilling av kjernene

I figur 4.7 er DBD verdiene i ELP211, ELP111 og ELVP200 forsøkt sammenstilt ved å trekke linjer mellom topper og bunner i DBD verdiene som samsvarer. Den generelle trenden i kjernene stemmer godt overens med hverandre. De har en relative stabil fase frem til omtrent 150 cm. Da stiger verdiene gradvis for så å synke igjen. ELP111 og ELP211 har mer markerte topper enn ELVP200. Det er forskjell i sedimentasjonsraten i noen sekvenser. Spesielt gjelder dette fra 30-120 cm i kerne ELP111, da det ser ut til at det er avsatt mer sedimenter her enn i tilsvarende sekvens i de to andre kjernene.



Figur 4.7 Samstilling mellom ELP211, ELP11 og ELVP200 basert på DBD verdier. Innrammet kart viser transektet i Elvejordsvatnet figuren er basert på.

Ved opptak av stempelprøvetaker kan toppsedimentene bli forstyrret slik at man ikke får med hele kronologien til kjernen. Derfor er det tatt en HTH kjerne (ELS211) som representerer toppsedimentene til ELP211. De to kjernene er i figur 4.8 forsøkt korrelert ved å trekke linjer som samsvarer i MS ($SI \cdot 10^{-5}$) verdiene. I figur 4.8B er de to kurvene plassert oppå hverandre, og man ser at ELP211 begynner 2 cm etter ELS211. Dette indikerer da at ELP211 mangler 2 cm av sine toppsedimenter, eller så har toppsedimentene til ELP211 blitt komprimert ved prøvetakingen. Kjernene har etter samstilling en korrelasjonskoeffisient på $r=0,94$.



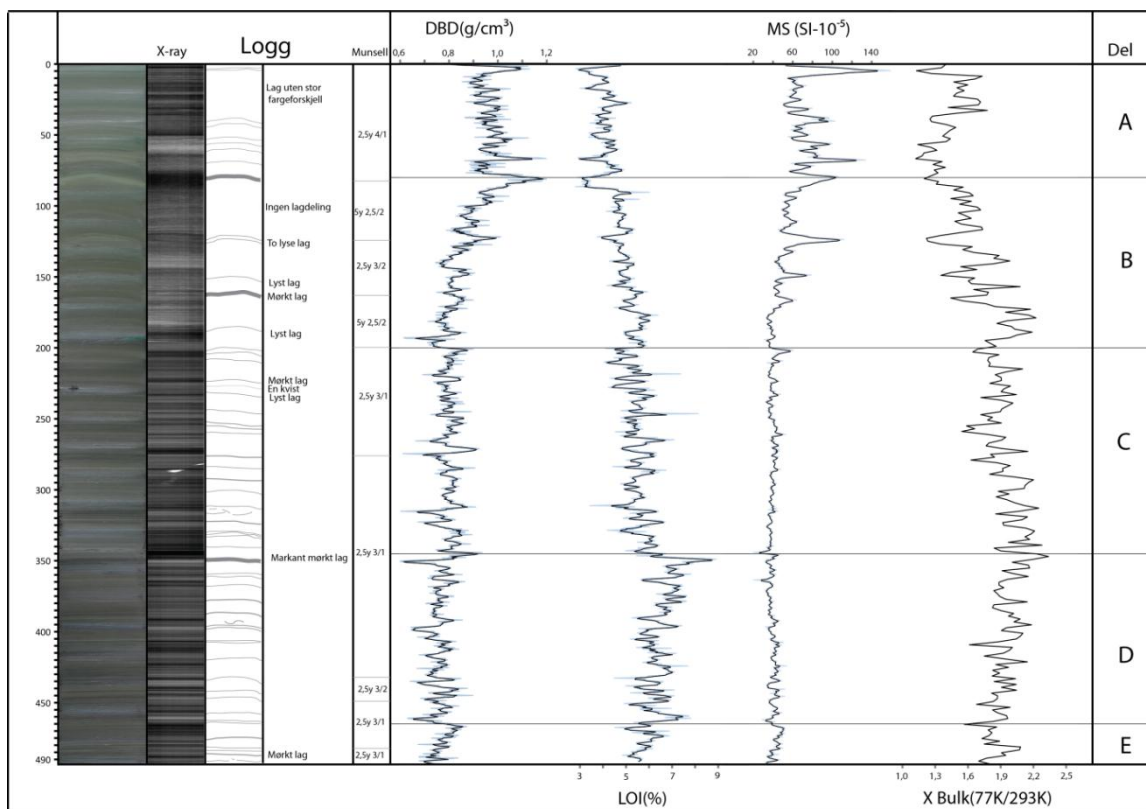
Figur 4.8 A: Samstilling av ELP211 og ELS211 basert på MS (SI·10⁻⁵). Linjer er trukket mellom samsvarende punkt. B: Etter samstilling viser figuren at ELP211 mangler 2 cm av toppsedimentene, eller at toppsedimentene til ELP211 er komprimert under prøvetaking (r=0,94).

4.4.2 Beskrivelse av ELP211 (UTM: 34 W 472760 7725271)

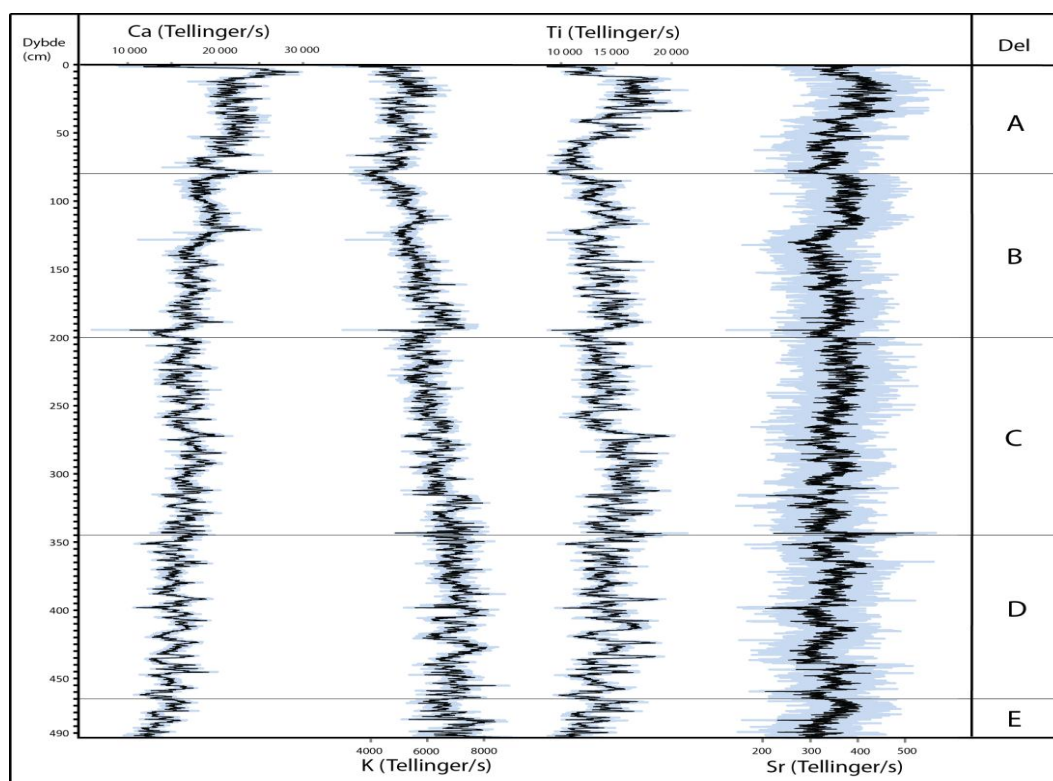
Kjerne ELP211 ble tatt i Elvejordsvatnet på 8,9 meters dyp. Kjernetagningen begynte 20 cm over bunn og kjernen ble slått ned i sedimentene til røret var fullt. Lengden på kjernen ble på stedet målt til 537 cm, inkludert oasis. Etter at kjernen hadde «satt seg» og sedimentene hadde sunket sammen, ble sedimentdybden målt til 494 cm.

Hele kjernen er laminert og fargene som dominerer er fra svart til olivengrå i henhold til Munsells fargeguide.

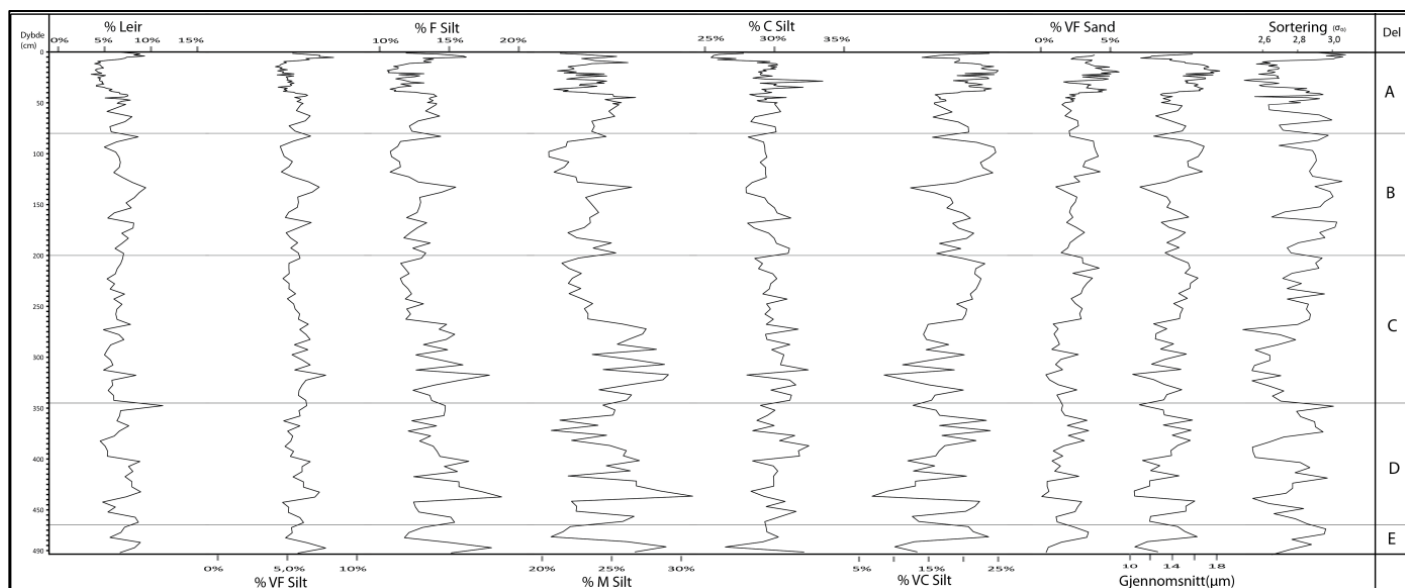
Kornstørrelsen gjennom kjernen varierer mellom leir til veldig fin sand (VF Sa), der medium silt (M Si), grov silt (C Si) og veldig grov silt (VC Si) dominerer (fig.4.11).



Figur 4.9 ELP211: Fysiske- og magnetiske parametere inndelt i 5 seksjoner. Kjernebilde, røntgenbilde og logg til venstre. Alle parametere, med unntak av χ Bulk har gjennomsnitt av 4 målinger for jevnere kurve.



Figur 4.10 Utvalgte XRF element fra ELP211. Elementene er vist med et gjennomsnitt av 10 målinger for jevnere kurve.



Figur 4.11 Prosentvis kornfordeling av kornstørrelser <125µm i ELP211. Måling hver cm de første 52 cm, så hver 5. cm resten av kjernen. Gjennomsnittlig kornstørrelse og sortering til høyre. Høyere tall= dårligere sortering

Del E: 494- 466 cm

DBD verdiene stiger i denne delen fra minimum (min.) $0,76 \text{ g/cm}^3$ (494 cm) til maksimum (maks.) $0,87 \text{ g/cm}^3$ (466 cm).

MS ($\text{SI} \cdot 10^{-5}$) verdiene varierer mellom min. 34 SI til maks. 52 SI og viser en noe økende verdi gjennom del E. χ_{Bulk} (77K/293K) ratioen fluktuerer mellom 1,6 og 2.

LOI har min. verdi 4,5 % (469 cm) og maks. verdi 6,71% (475 cm).

Ca har stigende verdi gjennom delen med min. 10 500 (490 cm) og maks. 17 300(473 cm), K har min. verdi 5300 (479 cm) og maks. verdi 8500 (480 cm).

Den gjennomsnittlige kornstørrelsen har min. størrelse $10,2 \mu\text{m}$ (480 cm) og maks. størrelse $15,1 \mu\text{m}$ (475 cm)

Del D: 466- 345 cm

Et lag skiller seg ut, og er mørkere enn resten av delen ved 353-350 cm.

DBD verdiene fluktuerer mellom maks. $0,93 \text{ g/cm}^3$ (345 cm) og min. $0,6 \text{ g/cm}^3$ (350 cm). Det er et markant fall i verdiene i overgangen fra del E.

MS ($\text{SI} \cdot 10^{-5}$) har også et markant fall i verdiene i overgangen fra del E. Verdiene fluktuerer mellom 20 SI (344 cm) og 54 SI (424 cm). Gjennomsnittsverdien har en svak nedgang gjennom delen. χ_{Bulk} (77K/293K) ratioen har en økning i denne delen, og fluktuerer mellom min. 1,6 (410 cm) og maks. 2,3 (350 cm).

LOI verdiene fluktuerer mellom 4,5% (435 cm) og 8,7% (351 cm). Gjennomsnittverdien har en oppgang gjennom delen. Markante topper i verdier på 463 cm og 351 cm dybde.

Gjennomsnittlig kornstørrelse har topper ved 445 cm (16 μm) og 360 cm (15,5 μm), bunner ved 460 cm (12 μm), 435 (10,5 μm) og 345 (11 μm).

Del C: 345- 200 cm

DBD verdiene fluktuerer mye gjennom del C og har markante topper ved 312 cm, 271 cm (maks) og 220 cm. Markante bunner ved 322 cm, 315 cm (min.), 274 cm og 265 cm. Verdiene varierer mellom 0,6 g/cm³ (315 cm) og 0,92 g/cm³ (271cm).

Det er en jevn økning i MS (Si-10⁻⁵) verdiene fra 34 SI (345 cm) til 46 SI (260 cm). Det er så en nedgang, før den øker til en markant topp med en verdi på 61SI ved 200 cm. χ_{Bulk} (77K/293K) forholdet varierer mellom min. 1,5 (255 cm) og maks. 2,3 (290 cm). χ_{Bulk} ratioen har en generell nedgang i denne delen.

LOI verdiene i denne delen varierer mellom 8,2% (245 cm) og 3,4% (310 cm). Topper og bunner er motsatt av DBD.

K har en gjennomsnittlig nedgang i verdiene gjennom del C.

Min. gjennomsnittlig kornstørrelse er 10 μm (315 cm) og maks. er 16,1 μm (220 cm). Generell økning av gjennomsnittlig kornstørrelse gjennom delen.

Del B: 200- 80 cm

DBD verdiene har en oppgang gjennom del B, fra min. 0,61 g/cm³ ved 193 cm til maks. 1,21 g/cm³ ved 80 cm. Det er to markante topper ved 122 cm og 80 cm. Den sistnevnte har den høyeste verdien gjennom hele DBD sekvensen.

MS (SI-10⁻⁵) verdiene har også en oppgang i denne delen. Fra min. 31 SI (194 cm) til maks. 116 SI (123 cm). Markante topper ved 166 cm (64 SI), 148 cm (79 SI), 123 cm (112 SI) og 80 cm (106 SI). χ_{Bulk} (77K/293K) ratioen har en generell nedgang i denne delen. Verdiene ligger på mellom min. 1,2 (125 cm) til maks. 2,2 (180 cm). Topper ved 180 cm (2,2), 160 cm (2,1) og 135 cm (2,0). Bunner ved 165 cm (1,5), 150 cm (1,4), 125 cm (1,2).

LOI har en generell nedgang i verdien i denne delen. Min. verdi 2,8% (86 cm) og maks. verdi 6,4% (177 cm). Det er bunner på 122 cm (3,7%) og 80 til 84 cm (2,8%).

Ca viser en trend som er lik MS (SI-10⁻⁵), unntak er ved 195 cm der nedgangen er mer markert enn hos MS. Ca har topper ved 190 cm og 120 cm. K har nedgang i verdiene gjennom delen, med maks. verdi ved 190 cm og min. verdi ved 80 cm.

Kornstørrelsene har en nedgang i gjennomsnittsstørrelsen frem til 130 cm (11 μm), så en økning frem til 95 cm (17 μm) før det på ny går ned mot 85 cm (12,5 μm).

Del A: 80- 0 cm

DBD har fallende verdier etter toppunktet på 80 cm (1,21 g/cm^3), til 0,9 g/cm^3 . Så på ny en markant topp ved 66 cm (1,17 g/cm^3). Mellom 66 cm og 10 cm er det en generell nedgang i DBD verdiene, selv om det er fluktasjoner. Ved 10 cm stiger verdiene til en topp ved 4 cm (1,1 g/cm^3). Ved 0,5 cm har verdien sunket til 0,8 g/cm^3 .

MS verdiene følger omtrent samme trenden som DBD. Det er en generell nedgang i verdiene i denne delen, men det er markerte topper ved 80 cm (106 SI), 66 cm (134 Si) og 4,5 cm (159 SI). Den sistnevnte har den høyeste MS verdien i hele kjernen. χ Bulk (77K/293K) ratioen stiger fra 1,15 (65 cm) til 1,75 (33 cm), så flater det ut frem til 10 cm, for så å få en markert bunn ved 4 cm (1,15).

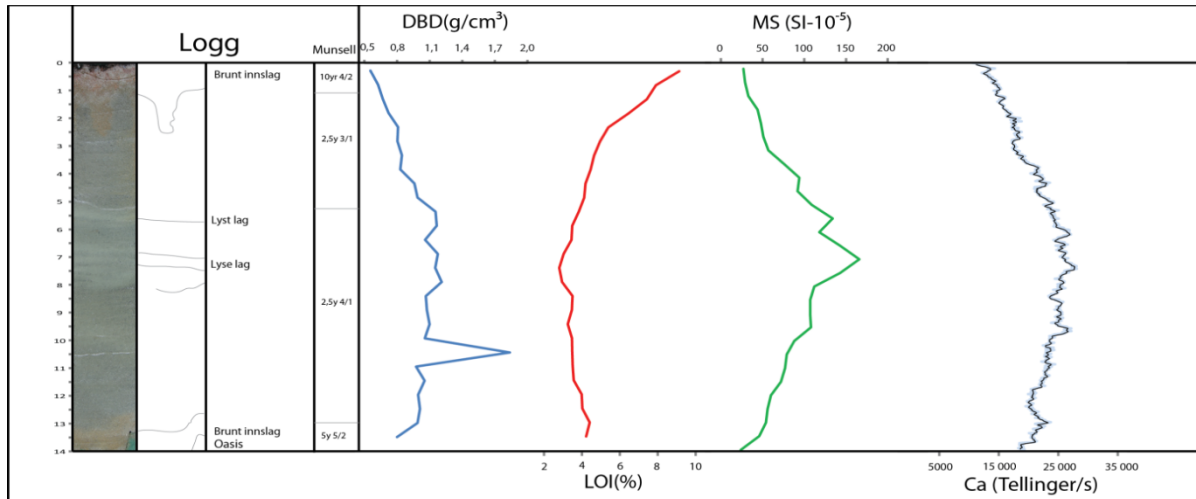
LOI verdiene ligger på mellom 3,5% og 5 % i del A. LOI har negative topper som er motsatt av MS og DBD sine positive topper. Dette er ved 80 cm (2,88%), 66 cm (2,9 %) og 3 cm (2,81%).

Ca har markerte topper ved 80 cm og 4 cm. Hos K er det på de samme dybdene bunner.

Økning i gjennomsnittlig kornstørrelse mellom 80 (13,5 μm) og 20cm (18 μm). Deretter en markant nedgang ved 5 cm (11 μm), etterfulgt av økning frem til 1 cm (15 μm).

4.4.3 Beskrivelse av ELS211 (UTM: 34 W 472760 7725271)

ELS211 ble tatt ved samme lokalitet som ELP211, skal dermed representere toppsedimentene i nevnte kjerne.



Figur 4.12 Fysiske-, magnetiske og geokjemiske parameter i ELS211. Kjernebilde og logg til venstre. Ca har gjennomsnitt av 2 målinger for en jevnere kurve.

14-0 cm:

DBD verdiene begynner på $0,8 \text{ g/cm}^3$ ved 13,5 cm og øker til $1,2 \text{ g/cm}^3$ ved 8 cm til 5,5 cm. Derfra synker DBD verdien til $0,55 \text{ g/cm}^3$ ved 0,5 cm dybde. (Prøve ved 10,5 cm er mulig en feilmåling).

MS ($\text{SI} \cdot 10^{-5}$) verdiene begynner på 24 SI (14 cm) og stiger til 166 SI (7 cm). Fra 7 cm til 0 cm synker verdien til 27 SI.

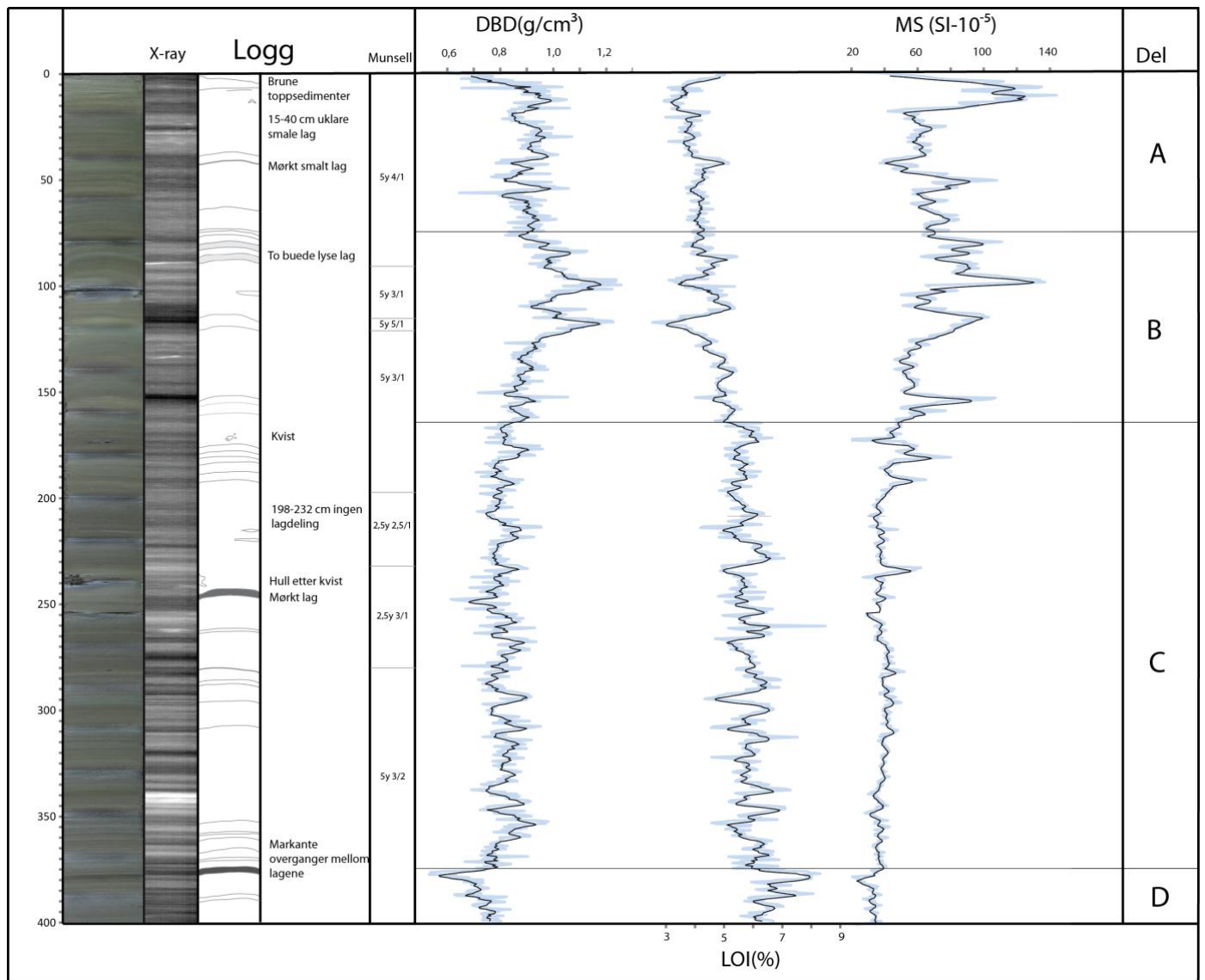
LOI verdiene begynner på 4,16% ved 13,5 cm, og synker til en min. verdi 2,73% ved 7,5 cm. Derifra stiger verdien til 9,1% (maks.) ved 0,5 cm

Ca øker i verdi fra 19 500 (14 cm) til maks. 28 000 (7,6 cm), deretter synker verdiene igjen, til 11 000 ved 0 cm.

4.4.4 Beskrivelse av ELP111 (UTM: 34 W 472769 7725389)

Kjerne ELP111 ble tatt i Elvejordsvatnet på 12,7 meters dyp. Ved prøvetaking ble boringen startet ~30 cm over sedimentoverflaten. Det ble slått til dobbeltslag. Kjernelengden ble målt til 426 cm på stedet, inkludert oasis, men etter at sedimentene hadde «satt seg» ble sedimentdybden til ELP111 målt til 401,5 cm.

Hele kjernen er laminert og fargen er lik ELP211, svart til olivengrå.



Figur 4.13 Fysiske- og magnetiske parametere i ELP111. Kjernen er delt inn i 4 seksjoner. Kjernebilde, røntgen og logg til venstre. Parameterne har gjennomsnitt av 4 målinger for jevnere kurve.

Del D 401,5-375 cm

DBD verdiene har verdi $0,81 \text{ g/cm}^3$ (401,5 cm) og synker til min. verdi $0,53 \text{ g/cm}^3$ (380 cm). Deretter stiger det opp til $0,8 \text{ g/cm}^3$ (375 cm).

MS ($\text{SI} \cdot 10^{-5}$) verdiene ligger stabilt på rundt 35 SI frem til 385 cm. Da synker verdiene til 20 SI (383cm) før de stiger til 40 SI ved 385 cm.

LOI verdiene begynner på 6% (401,5cm) og stiger til maks. verdi 8% (380 cm). Verdiene synker så til 5,6 % (385 cm).

Del C 375-165 cm

DBD verdiene fluktuerer mellom $0,61 \text{ g/cm}^3$ og $0,95 \text{ g/cm}^3$. Gjennomsnittsverdien er $\sim 0,8 \text{ g/cm}^3$.

MS verdiene ligger mellom 30 SI og 50 SI frem til 200 cm. Ett unntak er en topp på 62 SI (234 cm). Etter 200 cm stiger verdiene i to topper 192 cm (58 SI) og 182 cm (80 SI).

LOI verdiene har min. verdi 4,47% (296 cm) og maks. verdi 8,45% (262 cm). Gjennomsnittsverdien er på 5,7% gjennom delen.

Del B 165- 77 cm

DBD verdiene er 0,9 g/cm³ ved 165 cm, og verdien stiger til to topper ved 119 cm (1,2 g/cm³) og 98cm (1,2 g/cm³). De har den høyest DBD verdien gjennom kjernen. Fra 98 cm synker verdien til 0,83 g/cm³ ved 77 cm

MS verdiene har tre markante topper i denne delen. 153 cm (107 SI), 115 cm (103 SI) og 98 cm (137 SI).

LOI verdiene fluktuierer mellom 6% (168 cm) og 2,5% (118 cm). Denne delen har to markante bunner ved 118 cm og 81 cm.

Del A 77- 0 cm

DBD fluktuierer mellom 0,8 g/cm³ og 1 g/cm³ frem til 5 cm. Da går verdiene ned til 0,7 g/cm³ ved 0,5 cm.

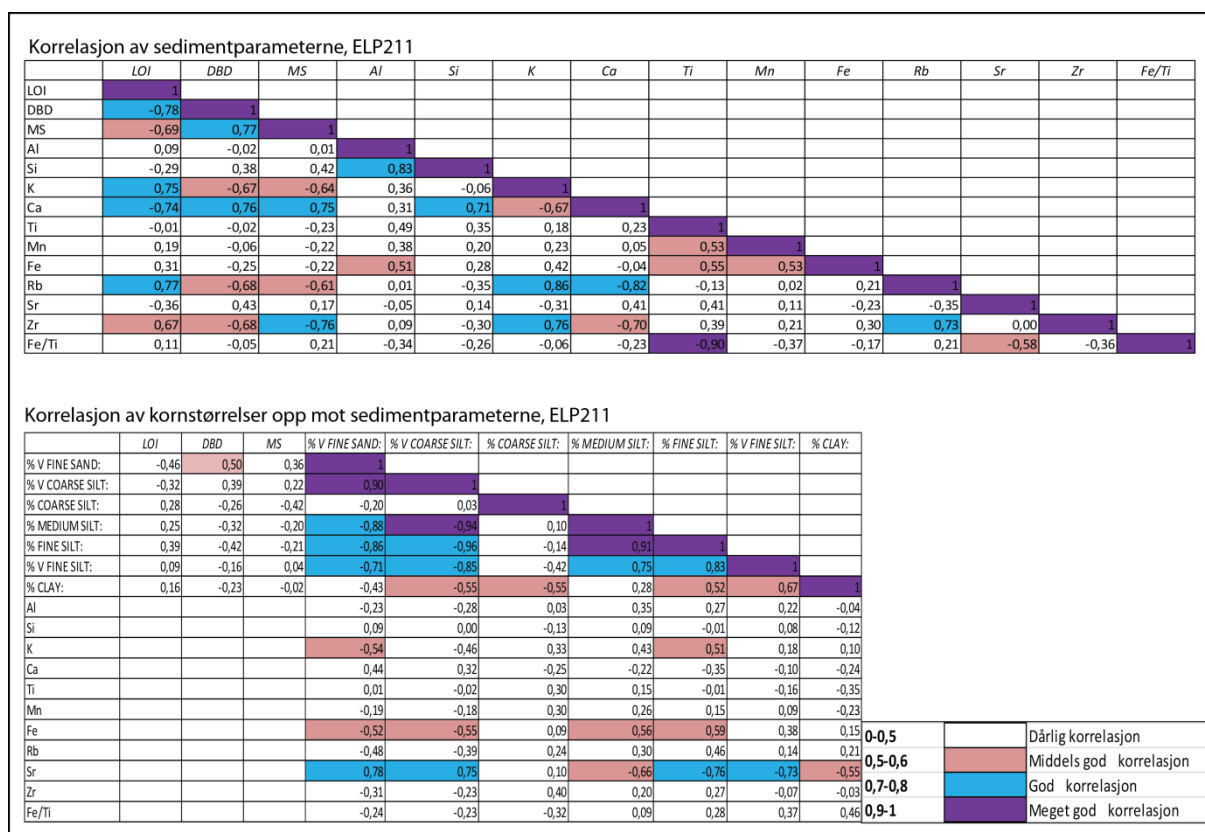
MS verdiene har to markante topper ved 50 cm (108 SI) og 10,5 cm (140 SI). Sistnevnte har den høyeste MS verdien gjennom kjernen.

Fra 75 cm til 40 cm ligger LOI verdien på ~4%. Så synker den til 3% (11 cm), før den stiger til 5,1% ved 0,5 cm.

4.4.5 Korrelasjonsanalyse

Fra dataene til de fysiske, magnetiske og geokjemiske sedimentparameterene til ELP211, er det foretatt to korrelasjonsanalyser. Dette for å skille ut parameter som kan relateres til brefluktasjoner. En korrelasjonsanalyse finner ut i hvor stor grad det er sammenheng mellom to elementer. Korrelasjonskoeffisient (r) er en skala som går fra -1 og 1, der 0 betyr at det ikke er korrelasjon og -1 og 1 betyr perfekt negativ og positiv korrelasjon. Verdiene er delt inn i fire kategorier, hvit(<0,5) er dårlig korrelasjoner, rød (0,5-0,7) er middels gode korrelasjoner, blå (0,7-0,9) er gode korrelasjoner og lilla(0,9-1) er meget gode korrelasjoner.

Korrelasjonsanalysene er laget med to oppløsninger. For analysen som tar for seg kornstørrelser er det en oppløsning på 5 cm og for sedimentparameterne er det 0,5 cm oppløsning.



Figur 4.14 Korrelasjonsanalyse av sedimentparametere og kornstørrelser. Øverste tabell har oppløsning på 0,5 cm og nederste 5 cm. Korrelasjonene er delt inn i fire kategorier, Dårlig-, middels god-, god- og meget god korrelasjon

Målet med korrelasjonsanalysen er å undersøke hvilke parameter som varierer i takt og responderer på endringene i sedimentasjonsmiljøet. Noen av parametrene er kjente respondenter på endringer i brestørrelse, så parameter som korrelerer godt med disse, kan indikere at de også er styrt av brestørrelse.

En økende/høy DBD verdi kan indikerer en voksende/stor bre. Dette fordi slammet som breen produserer og avsetter i innsjøer har større tetthet og mindre porevolum enn sedimenter som inneholder mer organisk materiale (fig.4.3). Dermed kan LOI fungere som en motsatt indikator på breakaktivitet, fordi en minkende/liten bre produserer mindre minerogent materiale, og derfor blir andelen av organisk innhold høyere (Bakke, 2004).

Ved økende MS verdier, indikerer dette at det er mer erosjon i nedslagfeltet som tilfører magnetiske mineraler til innsjøen. Denne erosjonen kan komme fra en bre, og en økende bre vil produsere mer slam som vil øke verdiene til magnetiske suseptibilitet (Nesje et al., 2001).

DBD er middels godt negativt korrelert med K (-0,67), rubidium (Rb) (-0,68) og Zirkon (Zr) (-0,68), samt godt positivt korrelert med MS (0,77) og Ca (0,76).

MS er middels godt til godt negativt korrelert med LOI (-0,69), K (-0,64), Rb (-0,61) og Zr (-0,76). MS er godt korrelert med DBD (0,77) og Ca (0,75).

LOI kan være en invers indikator på breaktivitet og har motsatt korrelering av DBD og MS. LOI er positivt korrelert med K (0,75), Rb (0,77) og Zr (0,67), men negativt korrelert til Ca (-0,74).

Ca er godt negativt korrelert med Rb (0,82), men god positivt korrelert med silisium (Si) (0,71). Rb korrelerer godt med K og Zr. Titan (Ti), som ofte er assosiert med glasial erosjon (Bakke et al., 2009) har ingen korrelasjon med DBD og LOI, og negativ dårlig korrelasjon med MS

Siden kornstørrelsene er oppgitt i prosent er det lite nytte i å korrelere de mot hverandre. De er sett opp mot de geokjemiske dataene for å finne elementer som kan være styrt av kornstørrelser. Strontium (Sr) er godt positivt korrelert med de store kornstørrelser (VF Sa og VC Si), men godt negativt korrelert med de små kornstørrelsene (M Si, F Sa, VF Si og leir). Jern (Fe) er middels godt negativt korrelert med de små kornstørrelsene (M Si og F Si) og middels godt positivt korrelert med de store kornstørrelsene (VF Sa og VC Si).

4.5 Tolking av kjernene

Beskrivelsene av kjernen legger grunnlaget for videre tolking av hvordan avsetningshistorien i Elvejordsvatnet var gjennom holosen. Sekvenser med forandring i glasielle forhold skal belyses og forklares ved hjelp av sedimentparameterene. Tolkningen er basert på hovedkjerne ELP211.

4.5.1 Tolkning av sedimentasjonen i Elvejordsvatnet

I tolkningen representerer ELP211 sedimentasjonshistorien til Elvejordsvatnet. Hvert parameter blir presentert hver for seg og kjernen vil bli oppsummert samlet på slutten av delkapittelet.

DBD

Gjennom ELP211 varierer verdiene til DBD mellom $0,6 \text{ g/cm}^3$ og $1,21 \text{ g/cm}^3$. Gjennom del E, D og C ligger gjennomsnittverdien på $0,77 \text{ g/cm}^3$, med fluktasjoner mellom $0,9 \text{ g/cm}^3$ og $0,6 \text{ g/cm}^3$. Dette tolkes til at i sekvensen 494 cm til 200 cm er den glasielle aktiviteten lav og relativt stabil, men breen har mindre frem- og tilbaketrekninger, med de mest markante

fremrykkene ved 466 cm, 345 cm og 271 cm, og tilbaketreknings ved 460 cm og 397 cm og 350 cm.

I del B stiger DBD til maksverdi $1,21 \text{ g/cm}^3$ ved 80 cm. Denne delen er tolket til å vise en økende glasial aktivitet, der DBD indikerer den største breutbredelsen var ved 80 cm. Ved 122 cm er det et brefremrykk representert med en markant topp.

I del A synker DBD verdiene og tolkes til å være en periode med minkende glasial aktivitet. Men det er flere små fremrykk og to markante ved 67 cm og 4 cm

MS (SI-10⁻⁵)

Gjennom ELP211 fluktuerer verdien i MS mellom 20 SI og 160 SI. I del E, D og C er gjennomsnittsverdiene på 40 SI, og har fluktasjoner mellom maks. 61 SI (200 cm) og min. 20 SI (363 cm). Denne sekvensen tolkes, i likhet med DBD, til å representere en periode med en lav glasial aktivitet, men viser en mer stabil periode, med mindre amplitude i brefremrykk/tilbaketrekningene.

I del B har MS en økning i verdiene med markante topper ved 166 cm, 148 cm, 123 cm og 79 cm. MS tolkes i denne delen til å vise en økt glasial aktivitet med fremrykk ved nevnte dybder, der 123 cm er det største.

I del A er det en generell nedgang i verdiene, men den har mange topper, som tolkes at denne perioden var preget av hyppige fremrykk og tilbaketreknings. Ved 4 cm er toppen med høyest verdi (160 SI). Dette indikerer at den største breutbredelsen, i følge MS, var ved 4 cm.

χ Bulk (77K/293K)

Analysen av SFN-prøvene viste at prøver hentet fra dreneringsløpet der vannet fra breen renner (prøve 1, 2, 3, 8 og 10) har en lavere ratio enn prøver fra andre deler av nedslagsfeltet. Dette tolkes til at ved lavere ratio i χ Bulk analysen til ELP211, vil tilførselen av bresedimenter være sterkere og breen større enn ved en høyere ratio.

Gjennom ELP211 varierer ratioen mellom 2,32 og 1,1. I del E og D stiger ratioen og når det høyeste nivået ved 350 cm (2,32). Dette tolkes til at det da var minst bremateriale som ble avsatt i Elvejordsvatnet, som indikerer at breen hadde sin minste utbredelse.

I del C synker ratioen, men fluktuerer mellom maks. 2,28 (170 cm) og min. 1,53 (128 cm). Tilførselen av bresedimenter blir større og amplituden i fluktasjonene indikerer at det er perioder med større brefremrykk.

I del B fortsetter ratioen å synke og det er bunner i signalet som samsvarer med DBD og MS (Si-10⁻⁵) ved 166 cm, 148 cm, 124 cm og 80 cm.

I del A stiger ratioen før den «flater ut» mellom 34 cm og 10 cm. Deretter faller ratioen til en bunn ved 6 cm. Dette tolkes til at bresedimentene blir mindre dominerende, men får så en økt tilførsel ved et brefremstøt ved 6 cm. Dette samsvarer med MS og DBD.

LOI

Gjennom ELP211 fluktuerer LOI verdiene mellom 2,8% og 8,9%. Siden det i deler av kjernen (0-100 cm) er under 5% organiske materiale, og muligens representerer støy (Bakke et al., 2005c), vil ikke LOI i den delen vektlegges mye i den samlede tolkningen.

Del E og D viser en økning i LOI verdiene. Dette tolkes til at det blir mindre minerogene sedimenter i Elvejordsvatnet som indikerer at det blir produsert mindre slam fra breen og at den minker i størrelse, men siden gjennomsnittlig sommertemperatur var høyere enn dagens i denne perioden, kan også den organiske produksjonen vært høyere. Fra del C til del A synker LOI verdien med en markert bunn ved 80 cm. Dette tolkes til at det er en gradvis økning av minerogent materiale med markert oppgang ved 80 cm, som indikerer at breen vokser og produserer mer slam som transporteres til Elvejordsvatnet.

Kornstørrelser

Den gjennomsnittlige kornstørrelsen i ELP211 varierer mellom min. 10,5 µm og maks. 18,3 µm. Hvis man ser på det som er tolket som brefremstøt i tolkningen ser man at gjennomsnittsstørrelsen synker i perioder der det er brefremrykk. Dette sees spesielt fra 160-120 cm, 90-70 cm, 70-50 cm og 6-1 cm. Innenfor disse 4 periodene er det i del B og A topper som er tolket som brefremrykk. Dette tolkes til at ved økende/stor brestørrelse synker den gjennomsnittlige kornstørrelsen som blir avsatt i Elvejordsvatnet. Dette kan skyldes at breen eroderer mer når den er større. Transportveien til sedimentene er lang, fem km, der de siste 1,6 km er i flatt terreng. Derfor kan en del av de større kornstørrelsene avsettes på veien, og siden de mindre kornstørrelsene holder seg lenger i suspensjon, og det blir produsert mer av dem, avsettes det mer av de fine kornstørrelsene i Elvejordsvatnet ved høy glasial aktivitet.

Sorteringen kan også gjenspeile den glasiale aktiviteten. En dårlig glasifluvial sortering gir en høy DBD. Dette indikerer at dårligere sorteringen viser økt glasial aktivitet. I ELP211 er sorteringsverdien mellom 2,5 og 3 (logaritmisk). Dette er klassifisert som veldig dårlig sortert materiale (Blott og Pye, 2001). Sorteringsgraden tolkes til at det gjennom hele kjernen blir tilført glasiale sedimenter.

Geokjemi

Ca er godt positivt korrelert med DBD og MS, men god negativ korrelasjon med LOI. Dette tolkes slik at verdien til dette elementet styres av breakaktivitet. Det indikerer at siden berggrunnen der breen ligger består av Ca-rik grønnstein (tabell 2.1), vil verdiene til Ca stemme overens med brefluktasjonene. Dette er mest tydelig i del B og A der Ca har topper ved 120 cm, 77 cm og 4 cm. Dette korrelerer godt med markante topper i DBD og MS.

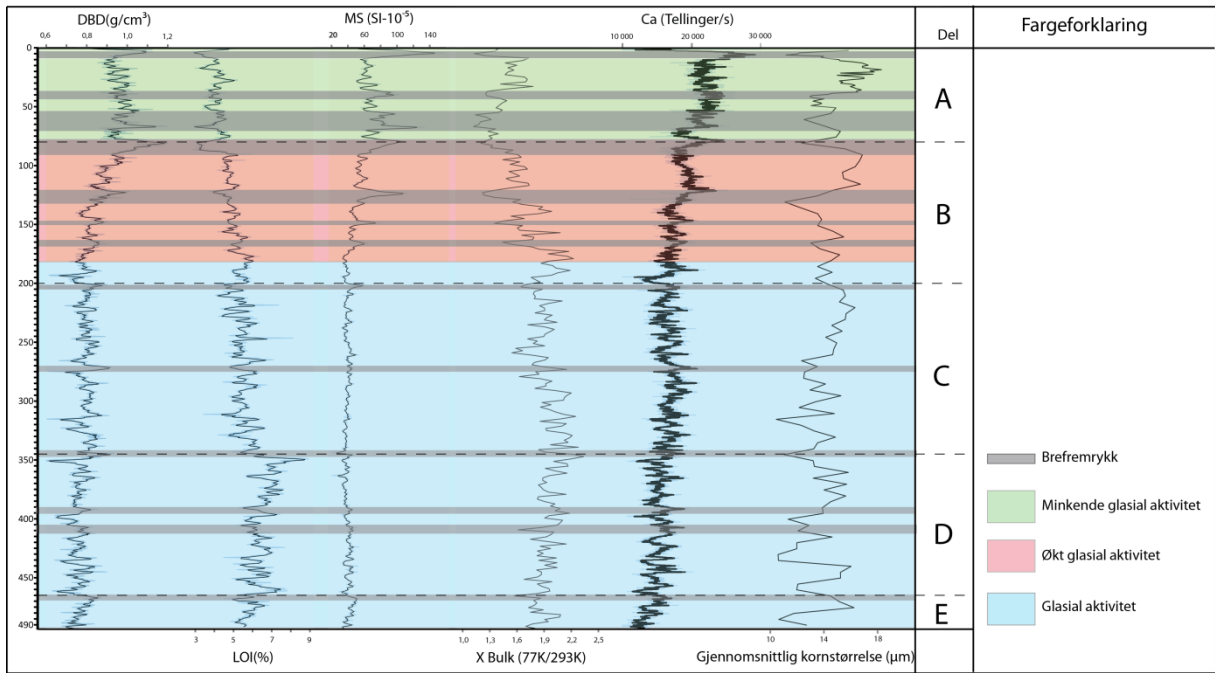
K korrelerer godt positivt med LOI, og middels godt negativt med MS og DBD. Dette tolkes til at elementet er en omvendt breindikator. Mineralene i berggrunnen i område 1 og 2 inneholder K, og i perioder med mindre breakaktivitet vil sedimenter fra disse områdene få en større andel i sedimentene i Elvejordsvatnet enn ved høy breakaktivitet. Dette samsvarer med noen av trendene i DBD og MS resultatene. Ved 120 cm og 80 cm er verdiene i en bunn i K, der det er topper i DBD og MS. Men noen steder samsvarer toppene hos DBD og K, for eksempel ved 190 cm.

Ti er ofte en indikator på glacial erosjon. Men i ELP211 korrelerer ikke Ti med LOI, DBD og MS. Dette indikerer at det er en annen prosess som styrer Ti verdiene i Elvejordsvatnet. Som nevnt i avsnitt 4.5.1 samsvarer brefremstøt med en nedgang i gjennomsnittlig kornstørrelse. Ti korrelerer negativt middels godt med de små kornstørrelsene (16 - 2 μ m), som tolkes til at når det er et brefremstøt og små kornstørrelser blir avsatt, vil ikke andelen Ti øke fordi konsentrasjonen av Ti er lavere i de små kornstørrelsene (16 - <2 μ m).

Sr korrelerer godt positivt med VF Sa og VC Si, og middels godt til godt med de mindre kornstørrelsene. Dette tolkes til at Sr er en indikator på kornstørrelse i ELP211. Øker kornstørrelsene i kjernen øker også Sr verdien.

Oppsummering

I kjerne ELP211 viser tolkningene at i del E, D og C er den glasiere aktiviteten lav, men med noen markante fremrykk/tilbaketrekkninger av isbreen. I del B øker den glasiere aktiviteten, og det er fire signifikante brefremrykk (165 cm, 150 cm, 123 cm og 80 cm) som kan lokaliseres i flere av parameterne. I del A er den glasiere aktiviteten avtagende i de fleste parameterne, men med tre til fire signifikante brefremrykk. Hvilket brefremrykk som representerer det største er ikke entydig, men de største er ved 123 cm, 80 cm og 4 cm.



Figur 4.15 Utvalgte parametere, med glasial aktivitet og brefremrykk markert frafjerne ELP211.

5 Kronologi

For å aldersbestemme hendelser i sedimentanalysen er man avhengig av å datere et antall dybder i kjernen for å kunne lage en aldersmodell som skal reflektere aldere fra alle dybder i kjernen. I dette prosjektet er radiokarbon datering utført på ELP211 og blydatering på ELS211. En aldersmodell er så utarbeidet med programmet clam.R (Blaauw, 2010).

5.1 Radiokarbondatering (^{14}C)

Radiokarbon blir produsert fra kosmisk stråling i den øvre atmosfæren. ^{14}C blir oksidert til $^{14}\text{CO}_2$, og blander seg med resten av karbondioksidet i atmosfæren. Det blir tatt opp av alt biologisk på jorden. Når det biologiske materialet dør (for eksempel planter og dyr) slutter opptaket av ^{14}C . ^{14}C er radioaktivt, og har en halvveringstid på 5730 år. Dette gjør at man kan datere på materiale som har vært gjennom ti halvveringssykluser, eller omtrent 57 300 år (Bradley, 1999).

På utvalgte steder i kjernen ble det tatt ut sediment som skulle undersøkes for makrofossiler. Sediment skiver på en cm med sediment ble tatt ut, men sedimentene nærmest pvc- røret ble ikke benyttet grunnet faren for at materialet hadde forflyttet seg i kjernen eller var forurenset. Dette kan gi feil ^{14}C alder.

Materialet ble lagt i en 125 μm sikt. Med vann og en pensel ble prøven løst opp, og material som kunne være makrofossiler ble lagt i en glasskål. Prøven ble så undersøkt under mikroskop og brukbare makrofossiler ble plukket ut og lagt i glass med lokk som på forhånd var sterilisert for å minske faren for forurensning. Makrofossilene ble så identifisert og kvalitetssikret av dr. scient. Anne Bjune før de ble sendt for datering hos Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen. Elleve dybder i kjerne ELP211 ble valgt ut for datering. I noen av dybdene var mengden av makrofossiler så liten at det ble tatt ut prøver fra nabocentimeteren også. I alt 20 prøver ble sendt til analyse.

Tabell 5.1 Makrofossilprøver fra ELP211 og ELVP200, sendt til datering hos Poznan Radiocarbon Laboratory.

Kjerne	Prøve	Vekt makrofossiler i mg	Material
ELP211	18-19cm	2,4	Bladfragment, mosefragment
ELP211	19-20cm	0,8	Blad fragment
ELP211	41,5-42,5cm	2,0	Bladfragment, bjørkefrukt
ELP211	42,5-43,5cm	2,1	Bladfragment, barnåler
ELP211	63,5-64,5cm	1,8	Bladfragment, bjørkefrukt
ELP211	64,5-65,5cm	0,3	Bjørkefrukt
ELP211	88,5-89,5cm	1,2	Bjørkefrukt
ELP211	89,5-90,5cm	0,6	Forskjellige fragment
ELP211	109-110cm	2,1	Bark, kvist, mosefragment, barnåler
ELP211	110-111cm	2,0	Kvist
ELP211	126,5-127,5cm	22,1	Bark, tremateriale
ELP211	182-183cm	14,9	Bladfragment
ELP211	183-184cm	2,0	Bladfragment, kvist
ELP211	249,5-250,5cm	8,0	Bladfragment
ELP211	298,5-299,5cm	0,4	Bjørkefrukt
ELP211	299,5-300,5cm	0,8	Bladfragment, bjørkefrukt
ELP211	435,5-436,5cm	0,5	Bladfragment, bjørkefrukt
ELP211	436,5-437,5cm	0,4	Bladfragment
ELP211	480,5-481,5cm	1,4	Bladfragment, bjørkefrukt, kvist, bark
ELP211	481,5-482,5cm	1,4	Bladfragment, barnåler
ELVP200	34-35 cm	1,4	Bark, frø, kvist
ELVP200	68-69 cm	0,7	Bark, frø, kvist
ELVP200	102-103 cm	2,7	Kvist, frø, bladfragment
ELVP200	136-137 cm	2,7	Kvist, frø, bladfragment, bark
ELVP200	170-171 cm	5,9	Kvist, frø, bladfragment, bark
ELVP200	204-205 cm	2,8	Kvist, frø, bladfragment, bark
ELVP200	238-239 cm	2,6	Kvist, frø, bladfragment
ELVP200	272-273 cm	68,7	Kvist, frø, bark
ELVP200	306-307 cm	10,9	Kvist, frø, bladfragment
ELVP200	340-341 cm	3,7	Kvist, frø, bladfragment
ELVP200	374-375 cm	5,6	Bark, frø, kvist
ELVP200	408-409 cm	27,2	Bark, frø, kvist
ELVP200	442-443 cm	4,9	Bark, frø, kvist
ELVP200	476-477 cm	5,1	Kvist, frø, bladfragment

Av de 20 prøvene med makrofossiler som ble sendt inn til datering, var det tre som ikke kunne dateres. I prøve Poz-44970, Poz-44971, Poz-44976, Poz-44979 og Poz-44978 er to prøver slått sammen, muligens for å få nok materiale å datere på. Prøve Poz-44968 kom tilbake med en alder ($740 \text{ }^{14}\text{C}$ år BP) som er mye eldre enn de to neste prøvene (tabell 5.2). Siden Poz-44968 er den øverste prøven hadde man kunnet forvente en yngre alder. Professor Tomasz Goslar hos Poznań Radiocarbon Laboratory skriver at denne prøven kan representere resedimentert materiale, eller i alle fall delvis resedimentert. Dette vil føre til at prøven får en eldre alder enn den naturlige ville fått (se appendiks 2).

Tabell 5.2 Alder på makrofossilprøver fra ELP211. Alderne er vist i ¹⁴C år, år BP og år b2k (år før 2000 e. kr.). I aldersmodellen ble år BP median med 2 standardavvik benyttet.

Kjerne	Prøve(dyp)	Lab. Nr.	C14 alder BP	Kal. År BP ±1σ	Kal. År BP ±2σ	Kal. År BP median ±2σ	Kal. År b2k median ±2σ	Kommentar
ELP211	18-20cm	Poz-44968	740 ±50	661-713	638-745	692 ±50	742 ±50	Kan representere resedimentert materiale
ELP211	41,5-42,5cm	-	-					Kunne ikke dateres
ELP211	42,5-43,5cm	Poz-44969	215 ±30	151-173	145-215	180 ±35	230 ±35	
ELP211	63,5-65,5cm	Poz-44970	520 ±50	509-555	497-567	530 ±35	580 ±35	
ELP211	88,5-90,5cm	Poz-44971	790 ±50	674-738	658-795	725 ±70	775 ±70	
ELP211	109-110cm	-	-					Kunne ikke dateres
ELP211	110-111cm	Poz-44972	930 ±60	792-916	729-938	833 ±100	883 ±100	
ELP211	126,5-127,5cm	Poz-44973	950 ±30	825-868	794-926	860 ±65	910 ±75	
ELP211	182-183cm	-	-					Kunne ikke dateres
ELP211	183-184cm	Poz-44975	1570 ±30	1457-1516	1394-1530	1460 ±70	1510 ±70	
ELP211	249,5-250,5cm	Poz-44976	2180 ±35	2238-2304	2111-2322	2215 ±105	2265 ±105	
ELP211	298,5-300,5cm	Poz-44977	3020 ±100	3135-3347	2945-3444	3200 ±250	3250 ±250	
ELP211	435,5-437,5cm	Poz-44979	4810 ±110	5456-5651	5305-5753	5530 ±225	5580 ±225	
ELP211	480,5-482,5cm	Poz-44978	5830 ±50	6597-5579	6497-6744	6620 ±120	6670 ±120	

Fra kjerne ELVP200 ble 9 av 14 prøver datert (tabell 5.3). Ved å se på kronologien til dateringene ser man at noen må representere feil alder. Det er flere aldersreverseringer.

I tabell 5.3 er også dybden makrofossilene er hentet ut fra, korrelert til å representere dyp i kjerne ELP211. Dette er gjort ved å bruke LOI kurvene for å finne matchende dyp i de to kjernene. Dette er nødvendig for å lage en aldersmodell for ELP211 basert på begge kjerners dateringer.

Tabell 5.3 Alder på makrofossilprøver fra ELVP200. Alderne er vist i ¹⁴C år, år BP og år b2k (år før 2000 e.kr.). I aldersmodellen ble år BP median med 2 standardavvik benyttet.

Kjerne	Prøve(dyp)	Korrelert dyp med ELP211	Lab. Nr.	C14 alder BP	Kal. År BP ±1σ	Kal. År BP ±2σ	Kal. År BP median ±2σ	Kal. År b2k median ±2σ	Kommentar
ELVP200	34-35 cm	32 cm	Poz-28708	330 ±40	349-411	307-479	400 ±85	450 ±85	
ELVP200	102-103 cm	95 cm	Poz-28710	1265 ±35	1195-1262	1166-1284	1225 ±40	1275 ±60	
ELVP200	137-138 cm	-	Poz-28711	740 ±40	662-699	650-735	700 ±35	750 ±40	Kunne ikke korreleres med ELP211
ELVP200	170-171 cm	170 cm	Poz-28712	1565 ±30	1457-1516	1390-1527	1458 ±70	1510 ±70	
ELVP200	238-239 cm	215 cm	Poz-28713	2480 ±35	2488-2552	2435-2718	2575 ±140	2625 ±140	Usikker korrelering med ELP211
ELVP200	272-273 cm	260 cm	Poz-28749	3930 ±35	4349-4424	4280-4441	4360 ±80	4410 ±80	
ELVP200	340-341 cm	325 cm	Poz-28750	3115 ±35	3326-3381	3247-3404	3325 ±80	3375 ±80	
ELVP200	408-409 cm	396 cm	Poz-28751	3930 ±35	4349-4424	4280-4441	4360 ±80	4410 ±80	
ELVP200	476-477 cm	460 cm	Poz-28752	2500 ±30	2497-2597	2468-2730	2600 ±130	2650 ±130	

5.2 Blydatering (²¹⁰Pb)

²¹⁰Pb brukes til å datere innsjøsedimenter på en tidsskala 200 år tilbake. ²¹⁰Pb kommer ned med nedbør og avsettes sammen med sedimentene. ²¹⁰Pb har en halveringstid på 22 år.

Alderen på sedimentlagene kan dateres ved å måle forholdet mellom ^{210}Pb og ^{206}Pb (Bradley, 1999). For å kvalitetssikre ^{210}Pb alderen, blir sedimentene testet for ^{137}Cs . Dette er et radioaktivt stoff som har kommet ut blant annet ved atomprøvesprengninger. ^{137}Cs hadde en topp i konsentrasjonen i 1963 år e.kr, og kan derfor korreleres med ^{210}Pb for å stadfeste troverdigheten til dateringsserien (Andersen, 2011).

Siden ^{210}Pb går tilbake 200 år, er denne dateringsmetoden brukt på HTH kjerne ELS211, som inneholder det øverste sedimentlaget fra avsetningene i Elvejordsvatnet.

Det første som ble gjort var å finne DBD for hver cm i HTH kjernen. Mengden av sedimenter som skal ^{210}Pb -dateres bør ha en tørrvekt på 10 gram. For å innfri dette ble det tatt skiver med sedimenter fra hver hele cm. Dette ble tørket på 55 °C, knust til mindre biter og sendt til Gamma Dating Centre ved Universitetet i København for analyse.

^{210}Pb dateringene viser at man i toppen av ELS211 hadde et ^{210}Pb nivå på rundt 250 Bq kg⁻¹. Det har en eksponentiell nedgang med dybde, med noen unntak. ^{210}Pb nivået er brukt til å datere ned til 10 cm dybde.

Nivået av ^{137}Cs var høyest i øvre del av kjernen, med en topp rundt 3,5 cm. Dette dypet er datert til 1963 år e.kr og er i perfekt samsvar med det høyeste nivået av ^{137}Cs i atmosfæren. ^{210}Pb kronologien kan derfor anses som pålitelig.

På 0,5 cm dybde, er alderen datert til 2007 ±2 år e.kr. ELS211 har en gjennomsnittlig akkumulasjonsrate på 0,69 mm pr. år. Dette viser at ELS211 representerer avsetningshistorien fra i dag (2011 år e.kr) og tilbake til 1866 ±17 år e.kr, som er den siste dateringen på 9,5 cm.

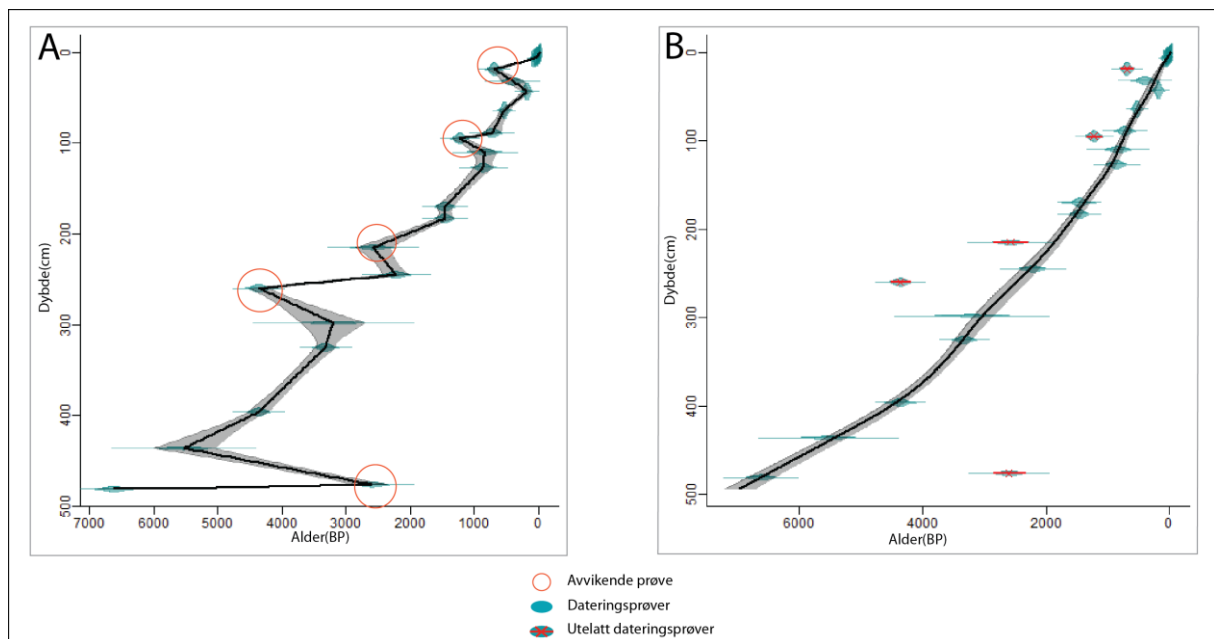
Tabell 5.4 Blydateringer fra HTH kjerne ELS211

Kjerne	Dybde(cm)	Alder(år)	Error alder(år)	År e.kr	År BP
ELS211	0			2011	-61
ELS211	0,5	4	2	2007	-57
ELS211	1,5	16	3	1995	-45
ELS211	2,5	34	4	1977	-27
ELS211	3,5	48	4	1963	-13
ELS211	4,5	55	5	1956	-6
ELS211	5,5	70	7	1941	9
ELS211	6,5	88	10	1923	27
ELS211	7,5	99	13	1912	38
ELS211	8,5	116	13	1895	55
ELS211	9,5	145	17	1866	84

5.3 Aldersmodell for ELP211

Gjennom resultatene av ^{210}Pb og ^{14}C dateringer kan alder knyttes opp mot kjente dybder i kjerne ELP211. Målet er å bruke disse enkeltpunktene for å lage en alderskronologi som representerer dybder i hele kjernen. I tillegg til åtte ^{210}Pb dateringer fra ELS211 og elleve ^{14}C dateringer fra ELP211, er fem ^{14}C dateringer fra kjerne ELVP200 benyttet i alder-dybde modellen. Disse punktene er korrelerte med dybder i ELP211.

Alle ^{14}C dateringene er omgjort fra radiokarbonår til kalibrerte kalenderår (år BP) ved bruk av Calib.6.1.0 og Intercal09 (Stuiver og Reimer, 1993). Så er middelerdien og standardavviket funnet (tabell 5.2 og 5.3). Det samme er gjort med ^{210}Pb dateringene. Deretter er aldersmodellkoden Clam (Blaauw, 2010) brukt i statistikkprogrammet R, for å lage aldersmodeller for ELP211 og ELS211. Et standardavvik på 2σ er benyttet i modellene. ^{14}C alderne ble kalibrerte før de ble prosessert i Clam fordi dette gav en mer realistisk aldersmodell. Avviket mellom metodene var mellom 0 – 80 år gjennom kjernen.

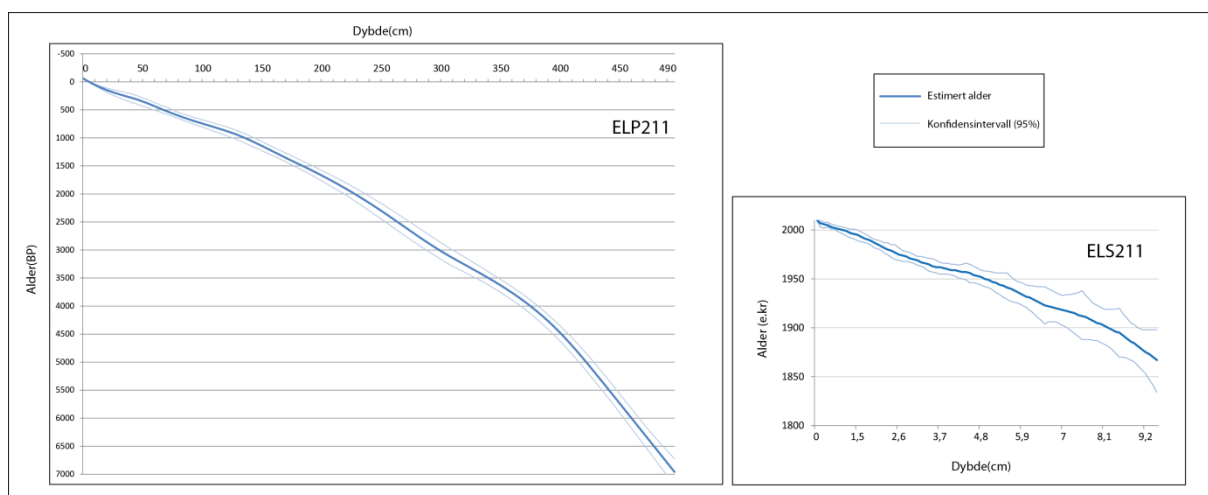


Figur 5.1 A: Viser en lineær interpolasjon av dateringspunktene i aldersmodellen. Legg merke til de avvikende punktene i røde sirkler. **B:** Aldersmodellen med smoothing spline funksjon, der avvikerne er tatt ut av aldersmodellen. Modellen består av 22 punkter, og er datert tilbake 6940 år BP.

Dateringspunktene sees i figur 5.1A med bruk av lineær interpolasjon. Fem av punktene skiller seg ut fra resten (markert med rød sirkel). De fire første er datert til å være eldre enn trenden i modellen på de aktuelle dypene. Det siste er av yngre alder enn trenden. Det øverst markerte punktet er fra datering Poz-44968 (se tabell 5.2). Dette er oppgitt til muligens å være

resedimentert materiale. Det vil da få en høyere alder enn avsetningstidspunktet. De fire andre markerte punktene er fra kjerne ELVP200. Siden de dateringene er behandlet av andre personer, og rapporten fra Poznań Radiocarbon Laboratory mangler, er det vanskelig å si hva årsaken til de avvikende aldre skyldes. Prøve 2, 3 og 4 med rød sirkel kan også være fra resedimentert materiale, fordi de kommer ut med en eldre alder, men den siste markerte prøven kan ikke forklares slik. Noen av prøvene var vanskelig å korrelere med kjerne ELP211, men dette kan ikke forklare en så markant aldersdifferanse.

I figur 5.1B er de fem punktene som ikke passer inn i trenden utelatt. Det er brukt en smoothing spline funksjon (0,7 smoothing) som tilpasser seg de valgte punktene og lager en linje som blir utgangspunktet for en beregnet alder for hver 0,5 cm dybde i kjernen. Dermed består aldersmodellen av 22 daterte punkter.



Figur 5.2 Alder-dybde modell basert på aldersmodell laget i clam.R fra ELP211 og ELS211. Grafen viser også konfidensintervallet (95%).

6 Rekonstruksjon av ELA og vinternedbør

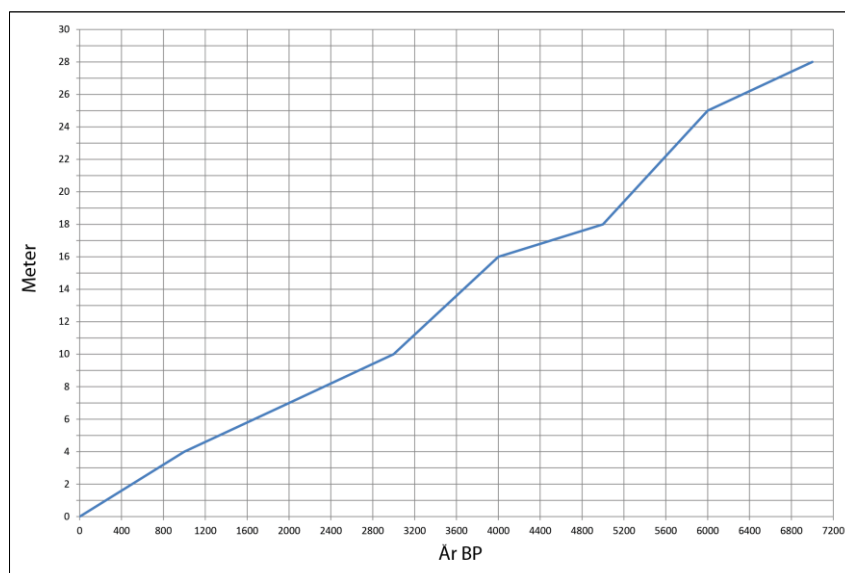
Som nevnt i introduksjonen gir ELA en indikasjon på hvordan det regionale klimaet er i et område. For å rekonstruere tidligere ELA bruker man vanligvis daterte randmorener for å finne utbredelsen til en bre bakover i tid. Deretter er det flere metoder som kan brukes for å kalkulere ELA (Porter, 1975, Furbish og Andrews, 1984, Dahl et al., 2003)

I studieområdet er det en morene som kan knyttes til brefremstøt fra Fastdalstindbreen (lokalitet 4). Det er i tillegg samlet inn satellittbilder av Fastdalstind for å kunne knytte utbredelsen av breen til årstall. Disse kjente breutbredelsene og ELA kalkulasjonene kan så knyttes til de daterte kjernene og sedimentanalysene utført på de, for å rekonstruere ELA gjennom holosen.

6.1 Korreksjon for landheving

Innlandsisen presset ned landmassene i Skandinavia under siste istid. Da isen smeltet bort, startet landet å heve seg igjen. Dette er en langsom prosess som fremdeles pågår (Benn og Evans, 1998: 29). Dette gjør at ELA- og nedbør rekonstruksjoner fra Fastdalstindbreen må korrigeres for landheving.

Landhevingen var rask frem til ~8000 år BP. Etter det gikk hastigheten ned, og har vært relativt stabil frem til i dag. De siste 7000 årene har landhevingen i Lyngen vært på totalt 27 meter (fig 6.1).



Figur 6.1 Landhevingen i Lyngen de siste 7000 år. Landet lå 27 meter lavere for 7000 år siden enn i dag og har hatt en stabil heving (www.geologiskolen.uit.no).

6.2 Teori, ELA rekonstruksjon

Likevektslinjen (ELA) er en teoretisk linje på breen der akkumulasjonen er lik ablasjonen i løpet av et år (Nesje, 1995: 26). Året er delt inn i akkumulasjonssesong (1.oktober til 31.april) og ablasjonssesong (1.mai til 3.september). Der firn grensen ligger ved slutten av ablasjonssesongen defineres som årets likevektslinje (Nesje, 1995: 33).

ELA styres av temperatur, nedbør og vind (TPW-ELA). Akkumulasjonen på breen i vintersesongen kommer fra nedbør i form av snø, ras og vindakkumulert snø. Ablasjonen skjer hovedsakelig om sommeren når temperaturen er over smeltepunktet (0 °C).

Siden vindakkumulert snø er en faktor i massebalansen, er beliggenheten til breen avgjørende for ELA. Ligger en botnbre på østsiden av et fjell og den fremherskende vindretningen er fra vest, vil snø transporteres og akkumuleres i botnen. Skavler kan også bygges opp og rase ut. Derfor kan ELA høyden til en botnbre være lavere enn den regionale ELA (TP-ELA), som blir beregnet fra sommertemperatur og vinternedbør (Dahl et al., 1997). Dette kan være tilfellet for Fastdalstindbreen. Den fremherskende vindretningen i dag er fra vest og breen ligger på østsiden.

For å beregne TPW-ELA, benyttes ulike metoder. I dette prosjektet er accumulation area ratio (AAR) og accumulation altitude balance ratio (AABR) brukt for å estimere ELA til kjente breutbredelser

AAR til en isbre er ratioen av breens akkumulasjonsareal i forhold til breens samlede areal. Studier av isbreer i moderne tid viser at breer i likevekt har en AAR på mellom 0,5 og 0,8. En AAR på $0,6 \pm 0,05$ er karakteristisk for en dal- og botnbre (Porter, 1975). For å finne ELA med AAR metoden, må man kunne estimere arealet til breen. Når dette er kjent finner man linjen som representerer ELA avhengig av hvilken ratio man bruker.

Problemet med AAR er at man ikke tar hensyn til breen hypsometri ved beregningen av ELA. Dette kan føre til at ELA blir under- eller overestimert. Furbish og Andrews (1984) utarbeidet en metode som tar hensyn til dette. Deres AABR metode baserer seg på at akkumulasjon og ablasjonsgradienten er bort i mot lineær, og at ratioen mellom dem er kjent. Studier de gjorde på 22 breer i Alaska viste at ratioen mellom akkumulasjonen og ablasjonen var $\sim 1,8$. For utregning av ELA med AABR metoden ble det benyttet et Excel regneark av Osmaston (2005).

6.3 Rekonstruksjon av ELA til Fastdalstindbreen basert på kjente breutbredelser

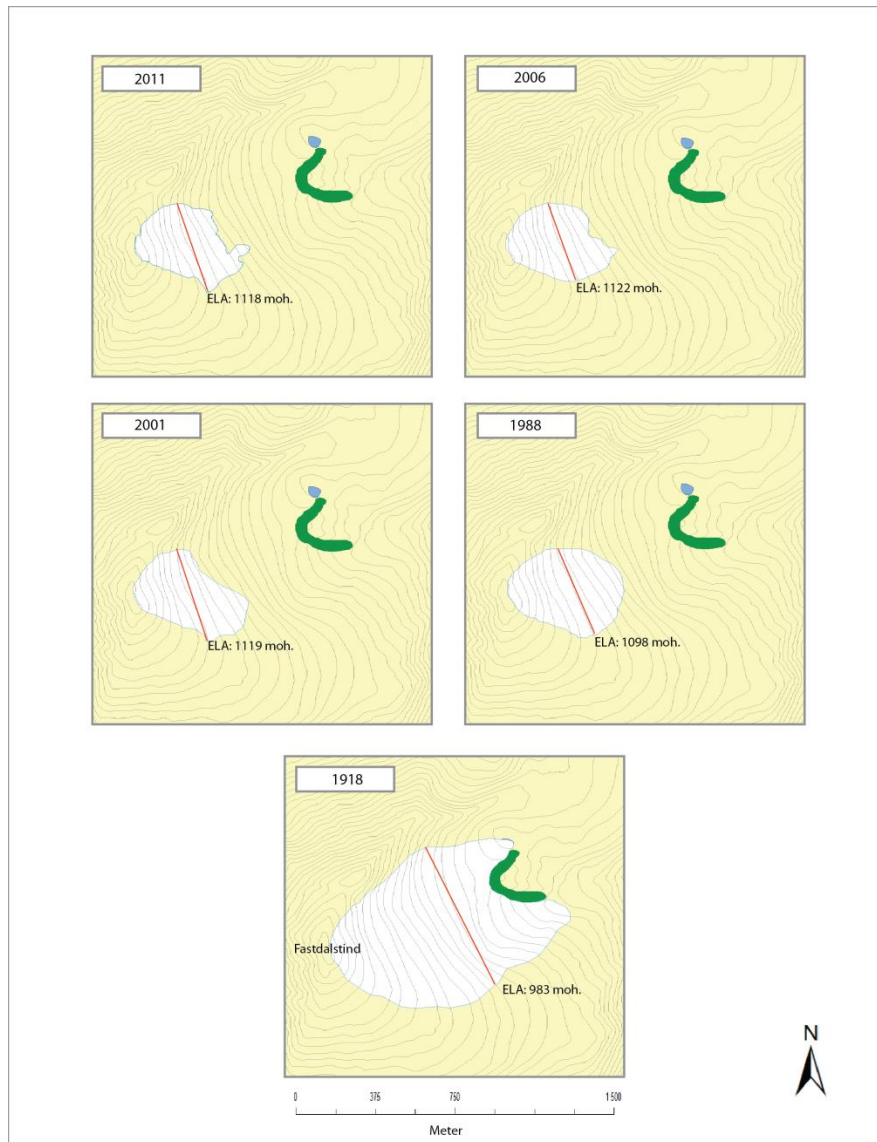
For å rekonstruere ELA er morener i studieområdet og satellittbilder (www.earthexplorer.usgs.gov) benyttet for å kartlegge utbredelsen til Fastdalstindbreen. Satellittbildene som er benyttet er tatt i slutten av august og i september måned, altså på slutten av ablasjonssesongen. Morenen (lokalitet 4) er tolket til å være fra det siste store fremstøtet til breen. Basert på sedimentparameterne og ^{210}Pb dateringer av ELS211 er denne morenen datert til 1918. Ingen sidemorener er lenger intakte, så topografien til botnen er brukt for å beregne bremarginen.

For beregning av brearealet er ArcGIS 10.0 benyttet. AAR er beregnet ut ifra et akkumulasjonsområde på 65% av totalt areal og AABR med en ratio på 1,8 og 2,0 (Tabell 6.1).

Tabell 6.1 Brestørrelse og ELA beregnet med metodene AAR og AABR. Senkningen i forhold til dagens ELA er beregnet ut ifra AABR 1,8 ratio.

År e.kr	Areal (m ²)	Areal (km ²)	AAR 0,65	AABR 2,0	AABR 1,8	Senkning i forhold til dagens ELA(2011)
2011	156 086	0,156	1105	1115	1118	0
2006	157 248	0,157	1110	1119	1122	(+4)
2001	169 969	0,169	1105	1116	1119	(+1)
1988	205 252	0,205	1085	1096	1098	-20
1918	693 170	0,693	980	987	983	-135

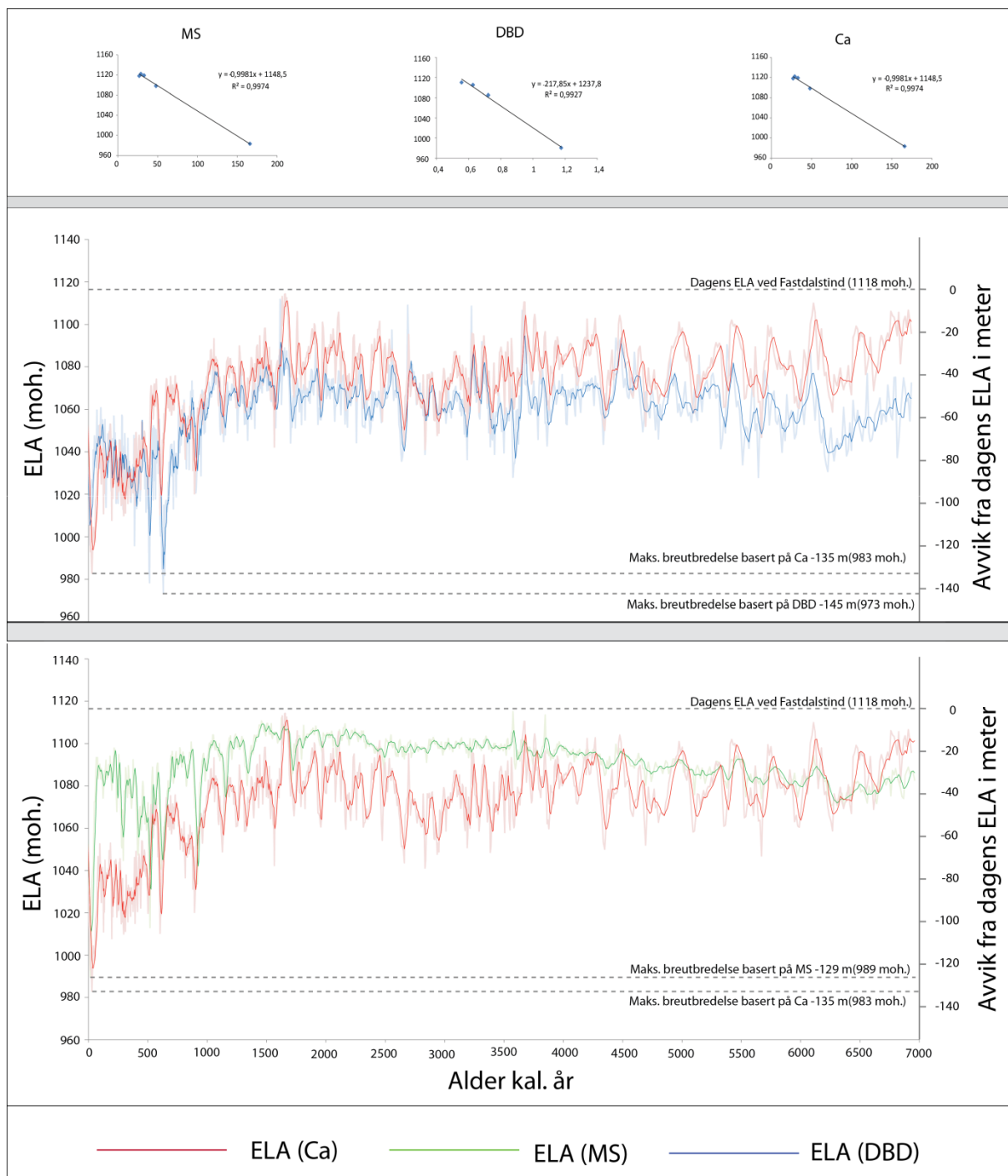
Utrekningene av ELA basert på AAR og AABR gir et relativt likt resultat. Breen har de siste ~20 årene hatt en nærmest stabil ELA, men siden 1918 år e.kr har ELA hevet seg med 135 meter sammenlignet med 2011 år e.kr.



Figur 6.2 Brestørrelser basert på fem kjente årstall. TPW- ELA vises med rød strek. Fra 1918 til 2011 har ELA hevet seg med 135 meter. Morenen (grønn) sees i vest.

6.4 Rekonstruksjon av holosen-ELA til Fastadalstindbreen basert på innsjøsedimenter

Gjennom tolkningen av sedimentparameterne i ELP211, kom det frem at DBD, MS og Ca reflekterte glacial sedimentasjon og brestørrelse. For å rekonstruere ELA lenger tilbake enn 1918, kan verdier i sedimentparameterne knyttes opp mot de kjente rekonstruerte ELA høydene (Bakke et al., 2010). Med en regresjonsmodell basert på daterte ELA og sedimentparameterverdiene de representerer i sedimentkjernen, kan ELA kalkuleres tilbake 7000 år BP med 3-14 års oppløsning.

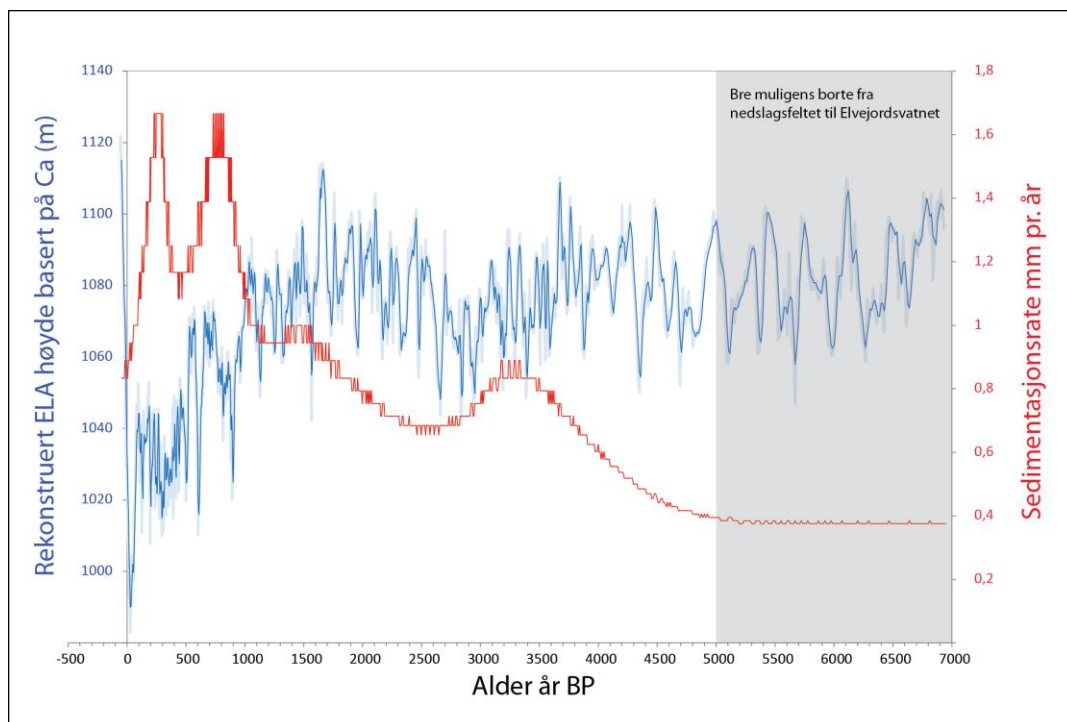


Figur 6.3 Rekonstruert ELA basert på Ca (rød) sammenlignet med ELA basert på MS (grønn) og DBD (blå). Rekonstruksjonene er korrigert for landheving. Den tydelige linjen viser et glidende gjennomsnitt av fire ELA høyder. Øverst vises regresjonsligningene rekonstruksjonene er basert på. Rekonstruksjonene er korrigert for landheving.

I figur 6.3 er ELA rekonstruksjonen basert på Ca sammenlignet med rekonstruksjonene basert på MS og DBD. MS (ELA) har en gjennomgående høyere ELA enn både Ca (ELA) og DBD (ELA). Amplitudene i fluktuationene stemmer bra mange steder mellom Ca (ELA) og DBD

(ELA). Fluktasjoner i MS (ELA) kan også korreleres med Ca (ELA) og DBD (ELA) selv om de har mindre amplitude frem til ~2000 år BP. Ca (ELA) og MS (ELA) viser begge en maksimum senkning av ELA ved 1920 år e. kr. DBD (ELA) viser en maksimum senkning ved 1300 år e.kr. De tre rekonstruksjonene viser alle at gjennom de siste 7000 år har ikke ELA vært høyere enn dagens på 1118 moh.

Sedimentasjonsraten i en proglacial innsjø reflekterer hvor mye slam og smeltevann breen produserer. En økende sedimentasjonsrate indikerer en voksende bre (Nesje et al., 2001, Bakke et al., 2010). I figur 6.4 ser man sedimentasjonsraten i kjerne ELP211 basert på alderdybdemodellen opp mot rekonstruert ELA tilbake 7000 år BP. Den viser en økende sedimentasjonsrate gjennom kjernen, og har maksimal sedimentasjon (~1,66 mm pr. år) ved lave ELA høyder mellom 1000 år BP og 200 år BP. Mellom 7000 år BP og 5000 år BP er sedimentasjonen i Elvejordsvatnet stabilt lav på 0,36 mm pr. år. Etter dette stiger den og er ikke nede på samme raten frem til nåtid (~0,8 mm pr. år). Dette kan indikere at i denne perioden er breen borte og ELA er over 1275 moh. som er høyeste punktet på Fastdalstind.

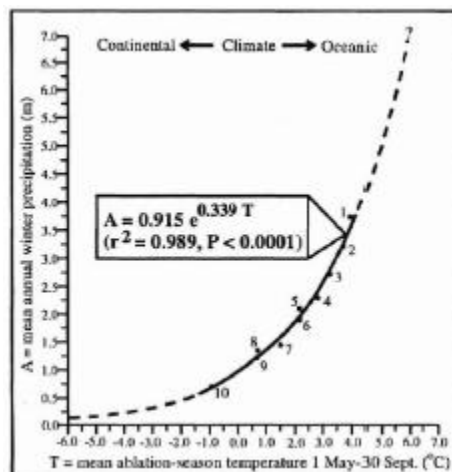


Figur 6.4 Rekonstruert ELA sammenlignet med sedimentasjonsrate i mm pr. år gjennom kjerne ELP211. Legg merke til høy sedimentasjonsrate ved lav ELA mellom 1000 år BP og 200 år BP, og den stabile lave raten mellom 7000 år BP og 5000 år BP. Dette kan indikere at breen var borte i dette tidsrommet.

6.5 Rekonstruksjon av vinternedbør

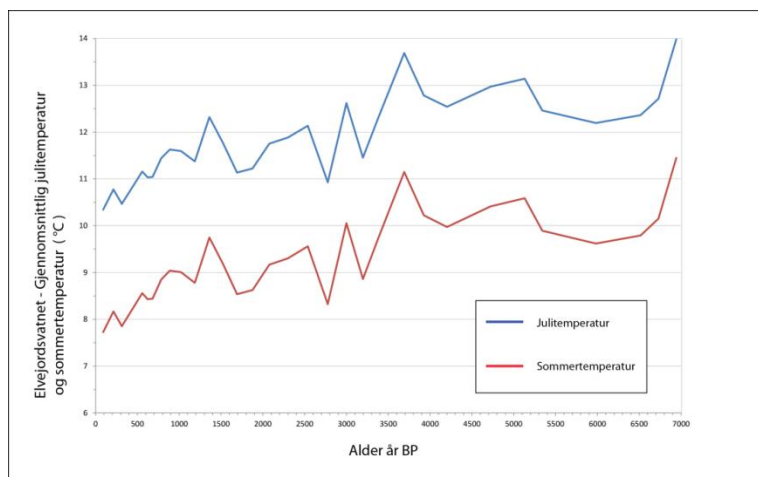
For maritime breer er vinternedbøren en viktig faktor for massebalansen. For norske breer er det påvist et ikke-lineært forhold mellom ablasjonssesong temperatur og akkumulasjonssesong nedbør. Dette er basert på undersøkelser av 10 moderne sør-norske breer lokalisert i maritime og kontinentale klimaregimer (Sissons, 1979, Sutherland, 1984). Ligningen kalles Liestøl-forholdet, som sier at om man vet sommertemperatur eller vinternedbøren ved ELA, kan den ene faktoren brukes til å regne ut den andre. Forholdet kan også brukes til å kvantifisere hvordan vinternedbøren fluktuerer bakover i tid, basert på paleo-ELA, hvis man bruker en uavhengig indikator for gjennomsnittlig sommertemperaturen i rekonstruksjonen (Bakke et al., 2005a, Lie et al., 2003).

$$A = 0,915 e^{0,339T} \quad (r^2=0,989)$$



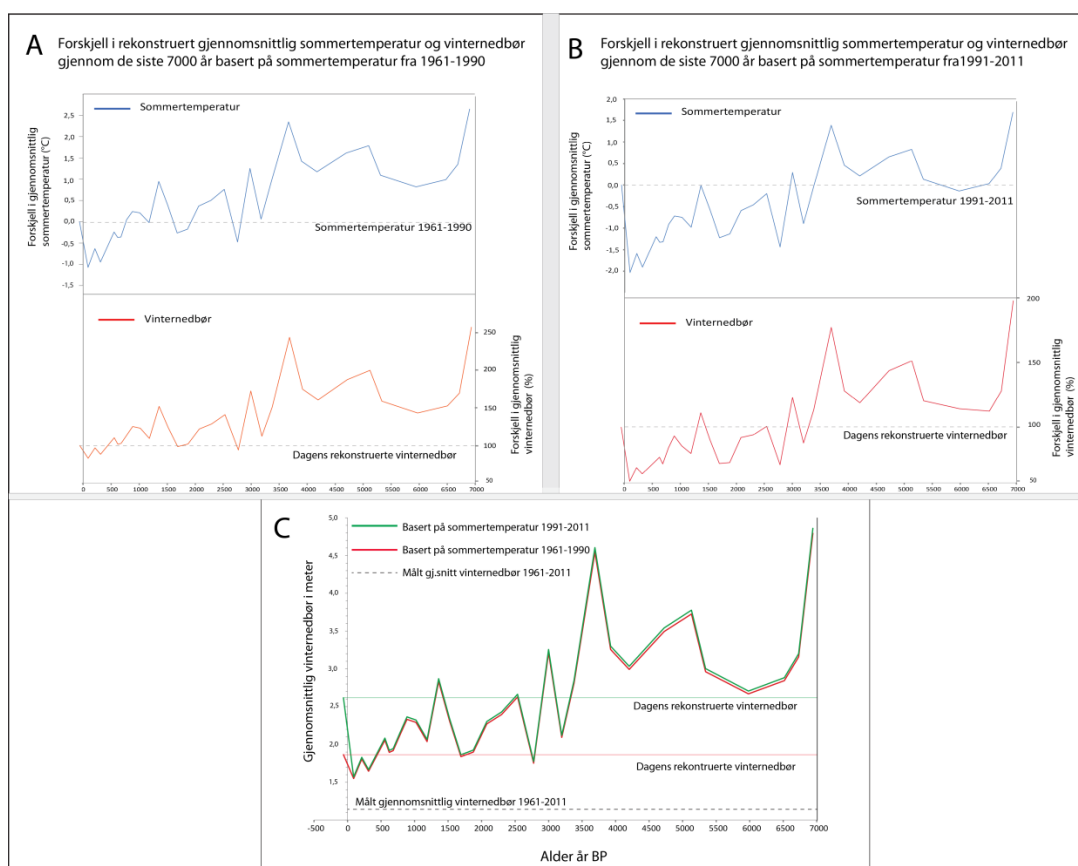
Figur 6.5 Liestøl-forholdet basert på 10 sør-norske breer. Ligningen viser et ikke-lineært forhold mellom vinternedbør og sommertemperatur. Ligningen sees over (A=Vinternedbør, T= Sommertemperatur)

For å regne ut vinternedbøren er det benyttet en rekonstruksjon av julitemperatur, basert på pollen fra kjerne ELP211, utarbeidet av Bjune (Upublisert data). Disse temperaturene er regnet om til middel sommertemperatur med bruk av en ligning av Paasche et al. (2007) som baserer seg på forholdet mellom sommer- og juli temperatur fra 456 norske værstasjoner (Aune, 1993). Ligningen sier at $y = 1,0227x - 2816$ (y = Middel sommertemperatur, x = julitemperatur ($r^2= 0,92$)). Alderen til temperaturrekonstruksjonene er basert på aldersmodellen utarbeidet for ELP211 i avsnitt 5.3.



Figur 6.6 Rekonstruert gjennomsnittlig julitemperaturer og beregnet sommertemperatur fra Elvejordsvatnet de siste 7000 år BP (Paasche et al., 2007, Bjune, Upublisert data)

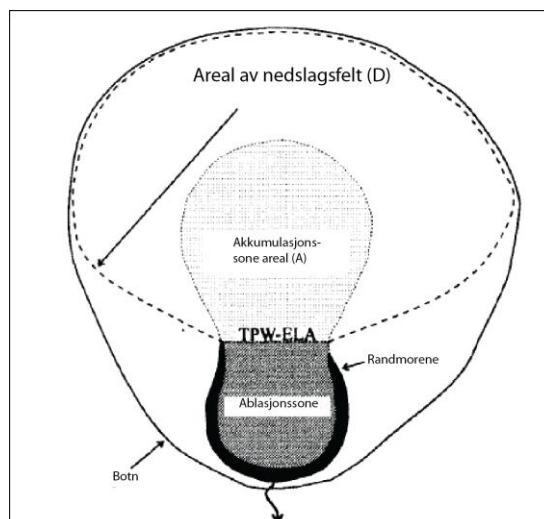
Sommertemperaturene er så plottet inn i et Excel-regneark der vinternedbøren ved ELA blir utregnet med Liestølligningen, og korrigert for landheving og ELA (basert på Ca-verdier) (se appendiks 3). Nåtids temperatur ved ELA (1118 moh.) er beregnet til 2,1 °C (1961-1990) og 3,1 °C (1991-2011) (1118 moh.).



Figur 6.7 A og B: Rekonstruert sommertemperatur (blå) og vinternedbør (rød) de siste 7000 år BP med utgangspunkt i gjennomsnittlig sommertemperatur mellom 1961-1990 (A) og 1991-2011 (B). C: Figuren viser den rekonstruerte vinternedbøren i meter de siste 7000 år BP, med utgangspunkt i sommertemperatur mellom 1961-1990 (rød) og 1991-2011 (grønn). Den værstasjon-målte vinternedbøren mellom 1961 og 2011 sees med svart stiple linje.

I figur 6.7 sees to rekonstruksjoner av vinternedbøren de siste 7000 år. Nedbørsmengden er lik i begge rekonstruksjonene med unntak av dagens vinternedbør. Grunnen til at det gjort to kalkulasjoner er at gjennomsnittlig sommertemperatur fra den siste normalperioden ikke er representativ for dagens temperatur som ELA til Fastdalstindbreen er påvirket av. Luterbacher et al. (2004) skriver at mellom 1974 år e.kr og 2003 år e.kr har gjennomsnittstemperaturen i Europa steget 0,43 °C. Hansen et al. (2006) skriver at den globale overflatetemperaturen har steget med 0,6 °C mellom 1975 år e.kr og 2005 år e.kr. Beregninger gjort med temperaturdata fra eklima.met.no, viser en stigning i gjennomsnittlig sommertemperatur på 1 °C mellom 1961-1990 og 1991-2011. Dette gir seg utslag i hvor lange perioder sommertemperaturen og vinternedbøren de siste 7000 år BP var under dagens rekonstruerte nedbør. Ved å bruke gjennomsnittlig sommertemperaturen mellom 1961 og 1990, er vinternedbøren i perioden mellom 500 år BP og frem til 1900 år e.kr under normalperiodens rekonstruerte vinternedbør. Ved å bruke gjennomsnittlig sommertemperatur mellom 1991 og 2011, er rekonstruert vinternedbør i perioden 2900 år BP og frem 2011 e.kr under gjennomsnittlig vinternedbør for denne perioden. Den målte vinternedbøren i Lyngen i nåtid er 1152 mm (1961-1990) og 1127mm (1991-2011). Den rekonstruerte vinternedbøren er 1865 mm basert på gjennomsnittlig sommertemperatur 1961-1990 (8,8 °C) og 2617 mm basert på gjennomsnittlig sommertemperatur 1991-2011 (9,8 °C) (fig 6.9).

De to rekonstruksjonene viser at dagens rekonstruerte vinternedbør på Fastdalstind er høyere enn den målte vinternedbøren fra Lyngseidet og Ullsfjord. Forskjellen er henholdsvis 713 mm (1961-1990) og 1490 mm (1991-2011). Dette indikerer at en del av akkumulasjonen til Fastdalstindbreen kommer fra vindtransportert snø og skredaktivitet. Opp til halvparten av akkumulasjonen til Fastdalstindbreen kommer fra le-akkumulert vindtransportert snø. For å rekonstruere den faktiske vinternedbøren de siste 7000 år BP må denne vindakkumulerte nedbøren trekkes fra. Dahl et al. (1997) fant en metode som kunne måle den potensielle mengden av vindakkumulert snø i en botnbreen. Ved å finne arealet til nedslagsfeltet til akkumulasjonsområdet til botnbreen og dele det på arealet til akkumulasjonsområdet, ville man få et forholdstall (D/A ratio). Ved å dele den rekonstruerte vinternedbøren med D/A ratioen ville man få den faktiske vinternedbøren.



Figur 6.8 Prinsippet bak D/A ratioen for å finne den potensielle akkumulasjonsmengden av vindtransportert snø til en botnbre. Arealet av nedslagsfeltet til akkumulasjonsområdet, delt på arealet av akkumulasjonsområdet. Radioen deles på rekonstruert vinternedbør for å finne faktisk vinternedbør (Dahl et al., 1997).

Lie et al. (2003) laget en ligning som baserer seg høyden av topografien, sommertemperatur, vinternedbør og lapseraten for temperatur og nedbør for å finne den teoretiske ELA-høyden i et område (TP-ELA). Ved å finne den teoretiske ELA-høyden og så trekke den ifra den faktiske ELA-høyden, får man et forholdstall som legges til de rekonstruerte ELA høydene i vinternedbørmodellen. Ved å gjøre dette får man den faktiske vinternedbøren uten vindakkumulert snø.

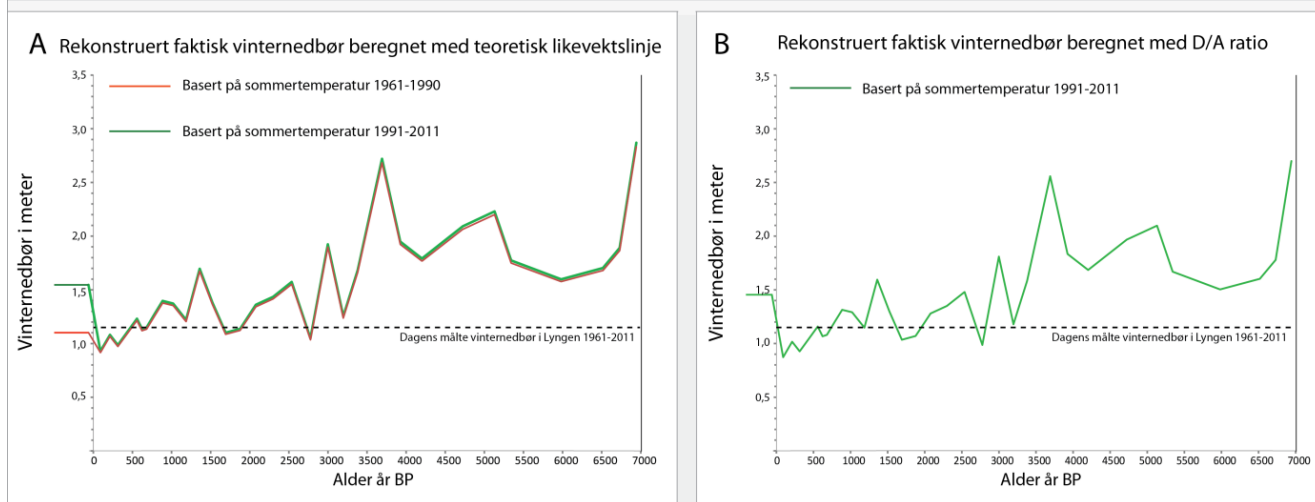
Ved en beregning av D/A ratioen på Fastdalstindbreen for 2011 år e.kr, finner man at den er 1,8. Dette gjør at dagens rekonstruerte vinternedbør basert på sommertemperatur mellom 1991-2011 blir 1450 mm. Dette er 323 mm over den målt vinternedbøren (fig.6.9).

Ved å bruke metoden til Lie et al. (2003) blir den teoretiske ELA til Fastdalstindbreen i dag 1357 moh.(TPW-ELA). Dette er beregnet ut ifra sommertemperatur 9,76 °C (1991-2011), vinternedbør på 0,48 meter, en nedbørsgradient på 8%/100m og en lapserate for temperaturgradient på 0,65/100m (se appendiks 3). Dette gir en differanse mellom dagens TPW-ELA og den teoretiske TP-ELA på 269 meter. Ved bruk av disse beregningene i vinternedbørrekonstruksjonene får man en vinternedbør i dag på ~1100 mm ved bruk av 1961-1990 gjennomsnittlige sommertemperatur og ~1550 mm med bruk av 1991-2011 gjennomsnittlig sommertemperatur. Dette er ~50 mm (1961-1990) under og ~300 mm (1991-2011) over målt vinternedbør. Rekonstruksjonene de resterende 7000 årene BP er omtrent lik i begge beregningene (fig.6.9).

Dagens målte og rekonstruerte vinternebbør ved ELA

Basert på:	Gjennomsnittlig sommertemperatur (°C)	Gjennomsnittlig vinternebbør (mm)	Differanse fra målt vinternebbør (mm)
Målt vinternebbør (1961-1990)	8,8	1152	0
Målt vinternebbør (1990-2011)	9,8	1127	0
Dagens ELA & sommertemperatur (1961-1990)	8,8	1865	713
Dagens ELA & sommertemperatur (1991-2011)	9,8	2617	1490
D/A ratio	9,8	1450	323
Teoretisk ELA & sommertemperatur (1961-1990)	8,8	1101	-51
Teoretisk ELA & sommertemperatur (1991-2010)	9,8	1546	419

Målt vinternebbør (8% nedbørsgradient)
 Rekonstruert vinternebbør



Figur 6.9 A: Rekonstruert faktisk vinternebbør med bruk av den teoretiske ELA ved Fastdalstindbreen (uten vindakkumulert snø) for perioden 1961-1990 og 1991-2011 (Lie et al., 2003). B: Rekonstruert faktisk vinternebbør med bruk av D/A ratio (Dahl et al., 1997). Stiplede linjer er den målte gjennomsnittlige vinternebbøren i Lyngen i perioden 1961-2011 (~1140 mm).

7 Diskusjon

I denne delen vil kvaliteten og gyldigheten til sedimentanalysene, kartleggingen, rekonstruksjonene av ELA, aldersmodeller og temperatur/nedbør rekonstruksjon bli diskutert. Resultatene fra studieområdet vil bli sammenlignet med andre klimaarkiv og rekonstruksjoner fra holosen for å forsøke å sette de lokale data fra Elvejordsvatnet inn i en større regional og global kontekst.

7.1 Datagrunnlaget-kvalitet og gyldighet

Grunnlaget for analysene og rekonstruksjonene er sedimentene i Elvejordsvatnet. Forandringer i det regionale klimaet gjør at brefluktasjoner og produksjonen av breslam forandres og påvirker sedimentasjonen i Elvejordsvatnet. For å få en mest mulig robust rekonstruksjon av breaktiviteten er det viktig at prosessen bak innhenting, bearbeiding og utarbeiding av data blir gjort tilfredsstillende.

7.1.1 Studieområdet

Elvejordsvatnet ligger 62 moh. og har de siste 9500 år BP ligget over den marine grensen (~70 meter). Etter at landet hevet seg og yngre dryas isen trakk seg tilbake, har minerogene og organiske sedimenter fra nedslagsfeltet blitt avsatt i Elvejordsvatnet.

Breen på Fastdalstind er den eneste kilden til glasiale sedimenter i nedslagsfeltet, og dette gjenspeiler seg i endret sedimentasjon av minerogene sedimenter i takt med endringer i klima og brestørrelse. Elvejordsvatnet ligger i et relativt flatt terreng, og det er ikke funnet spor etter rasmateriale avsatt i vatnet. Heller ikke flomlag med grovere materiale/organisk innvasking er funnet i sedimentkjernene. Det kommer tilsig av vann fra andre kilder enn breen i nedslagsfeltet. Observasjoner i feltområdet sommeren 2011, tydet ikke på at sedimenttransporten fra de områdene i nedslagsfeltet er stor. Derfor vil en relativ sterkere sedimenttilførsel fra disse områdene vise en avtagende sedimenttransport fra breen, ikke at sedimenttransporten fra de ikke- glasiale områdene øker.

Den karakteristiske tredelingen av berggrunnen i studieområdet (se avsnitt 2.1) har gjort at det er mulig å skille ut hvilke sedimenter som har opprinnelse fra nedre- og øvre del av området. SFN-prøvene er tatt fra lokaliteter i alle deler av nedslagsfeltet og gjennom XRF og χ Bulk (77K/293K) analyser gir de en god indikasjon på hvilke prøver som inneholder karakteristikken til berggrunnen der Fastdalstindbreen ligger. Kalsium (Ca) er et element som i kerne ELP211 viser en høy tilførsel av sedimenter fra grønnsteinberggrunnen rundt breen.

Kalium (K) fra de ikke-glasiale områdene er en omvendt indikator på tilførsel av bresedimenter.

7.1.2 Kvartærgeologisk kartlegging

Gjennom kartlegging av landformer og løsmasser er hensikten å finne spor som kan være med å belyse den glasiale historien til Fastdalstindbreen. Gjennom kartleggingen ble det funnet flere ryggformer som ut ifra form og sammensetning ble tolket til å være morenerygger. De ni morenene i område 2, som er tolket til å være en sammenhengende morene, har samme karakteristikk som Tromsø-Lyngen morenen ved Spåkenes på motsatt side av Lyngenfjorden. De er av yngre dryas alder, så de er eldre enn dateringene gjort i Elvejordsvatnet. Den eneste kartlagte morenen som er avsatt av Fastdalstindbreen ligger i botnen øst for Fastdalstind, i front av breen. Dersom breen har hatt fremrykk før denne er avsatt, er det erodert bort. Dette kan komme av at den avsatte morenen er det størst brefremrykket de siste 7000 år BP og dermed har slettet de morenene som var avsatt før, eller at et eventuelt fremrykk har vært så stort at gradienten der morenen er avsatt var så bratt at materialet er blitt ført ned skråningen mot område 2 av ulike massebevegelser. I bunnen av denne skråningen ligger det mye løsmasser som er delvis dekket av vegetasjon. Disse løsmassene kan være rester av tidligere morener fra Fastdalstindbreen som senere er ødelagt av ras og massestrømmer fra område 3.

7.1.3 Sedimentkjernene

Fire sedimentkjerner fra Elvejordsvatnet er brukt som grunnlag for rekonstruksjonene av Fastdalstindbreen. Tre kjerner tatt med stempelprøvetaker og en HTH-kjerne. En av kjernene, ELVP200, ble tatt i forbindelse med et annet prosjekt og er ikke bearbeidet av samme person som de andre kjernene. Men kjernen er analysert med lik fremgangsmåte.

I kjerne ELP211, ELP111 og ELS211 kan man se lamineringene gjennom hele kjernen. Dette indikerer at kjernetakningen var vellykket og at det ikke er forstyrrelser i sedimentene. Lokaliteten der kjerne ELP211 ble tatt, ble valgt på grunnlag av georadar undersøkelser gjort i Elvejordsvatnet. Dette gjorde at kjernen ble tatt i et flatt parti, med et tykt sedimentlag i en avstand fra innløpet som minsket risikoen for turbiditter og flomsedimenter.

Begge kjernene som er tatt med stempelprøvetaker viser lik trend etter analyse av MS ($SI-10^{-5}$), LOI og DBD på sediment- og paleomagnetisk lab. Kjerne ELP211 ble valgt som hovedkjerne på grunnlag av kjernens lengde og samstilling med ELP111 viste at den har den

lengste kronologien. Ved å kombinere kjernene ELS211 og ELP211 viste dateringene at det var mulig å rekonstruere historien til Fastdalstindbreen tilbake til 7000 år BP.

7.1.4 Laboratoriearbeid

Analysene utført på kjernene la grunnlaget for tolkningen av den glasiiale aktiviteten i dreneringsfeltet. Derfor var det viktig at dette arbeidet ble utført korrekt, på lik måte og med samme innstillinger. Måling av MS ($SI-10^{-5}$), DBD, LOI og XRF ble alle utført langs midten av de 110mm brede kjernene. Siden sedimentene presses ned nært pvc-rørene er det viktig å gjøre målingene midt på for å utføre analysene på de uforstyrrede delene av kjernen. XRF målingene er utført på referansedelen til kjerne ELP211.

Ved analyse av kornstørrelser i SediGraph var det ved noen målinger problemer med at ultralydsonden på Mastertech ASF ikke slo seg på. De gangen dette ble oppdaget ble den satt på manuelt. Hvis denne ikke slår seg på kan man risikere at leiraggregater ikke løser seg opp før de skal analyseres.

Siden kjernen består av flere deler, var det i MS ($SI-10^{-5}$) og XRF, manglende målinger i kjerneendene. Siden analysene ble gjort maskinelt ble også områder bestående av oasis og luft på endene med i dataene. Dette førte til at når resultatene fra kjernedelene ble satt sammen, fikk målingene i overgangene andre verdier enn målinger utført på sedimentene. Disse målingene ble tatt bort slik at de ikke skulle mistolkes som glasiiale hendelser.

7.1.5 Dateringer og aldersmodeller

Aldersmodellen til ELP211 består av totalt 22 aldere fra ^{210}Pb dateringer fra ELS211 og ^{14}C dateringer fra ELP211 og ELVP200. Disse punktene er jevnt fordelt utover stratigrafien og gir en troverdig modell. Det var 5 punkter som ble tatt ut av modellen. Fire av dem er fra kjerne ELVP200. De er som nevnt datert i forbindelse med et annet prosjekt, så det er vanskelig å gi en konkret forklaring på hvorfor de ikke passer inn i modellen. Men at de består av resedimentert materiale eller kan være forurenset kan være årsaken.

Aldersmodellen gir en kronologi som går tilbake 7000 år BP. Et av målene med masterprosjektet er å lage en rekonstruksjon av brefluktuasjoner med en så høy tidsoppløsning som mulig. Med MS ($SI-10^{-5}$), DBD og LOI analysene er oppløsningen mellom hver prøve på mellom 3 og 14 år. Med XRF målingene er oppløsningen nede i 1 år eller mindre. I χ Bulk dataene er oppløsningen på mellom 12 og 54 år. I kornstørrelseanalysen er oppløsningen de første 52 cm på mellom 8 og 13 år, og i den resterende kjernen mellom 30 og 135 år. På grunnlag av dette vil rekonstruksjonene som baserer seg på en kombinasjon av disse parameterne ha en høy tidsoppløsning (<10år).

7.1.6 ELA rekonstruksjon

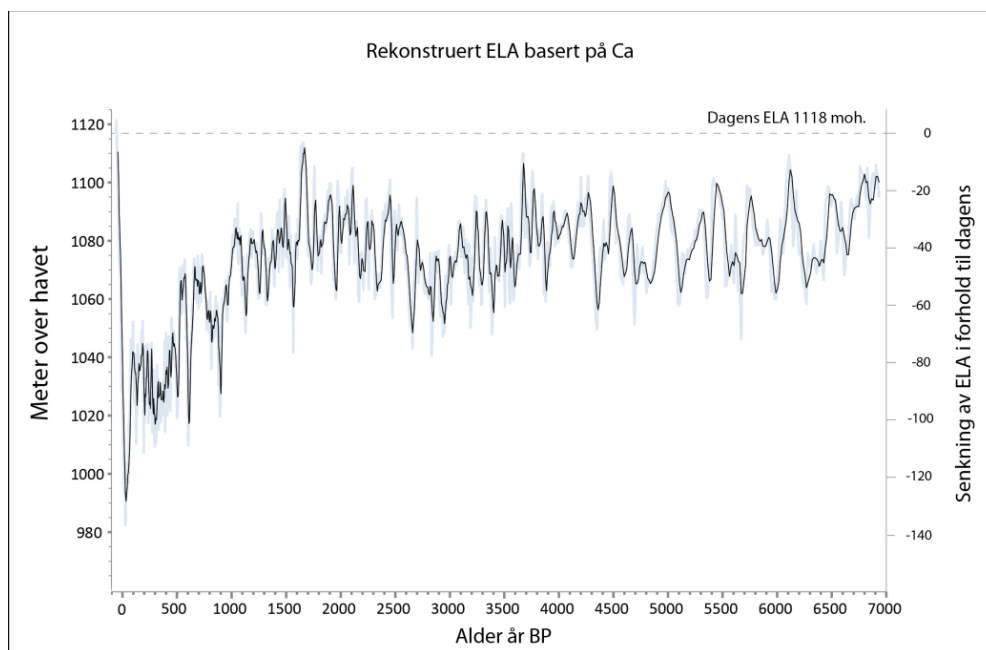
Rekonstruert ELA basert på satellittbilder viser breen sin utvikling mellom 1988 år e.kr og 2011 år e.kr. Satellittbildene er fra slutten av ablasjonssesongen og brestørrrelsene fra de ulike årstallene er meget nøyaktig gjengitt med arealutregning i ArcGIS 10.0. Brestørrelsen beregnet ut ifra morenen i lokalitet 4 er ikke like sikker, men ved å følge topografien på botnen og morenekanten ansees det som et sannsynlig estimat av størrelsen. Alderen på morenen ble indikert ved å kombinere ^{210}Pb dateringene med det siste tolkede brefremrykket i sedimentkjernene. Metodene som er brukt i utregningen av ELA er AAR og AABR (Porter, 1975, Furbish og Andrews, 1984). I AAR metoden er det brukt et estimat på 0,65, som er innenfor det Porter (1975) angir som sannsynlig for en botnbre. I AABR metoden er både ratio 1,8 og 2,0 prøvd ut (tabell 6.1). Disse tre beregningene gir en maksimal forskjell på 14 meter i ELA mellom bruk av AAR- og AABR metoden. I videre beregninger er det brukt AABR 1,8 ratio.

ELA rekonstruksjonene som er laget for Fastdalstindbreen tilbake 7000 år BP er basert på Ca, DBD og MS ($\text{SI} \cdot 10^{-5}$). Regresjonsligningen rekonstruksjonene er arbeidet ut ifra baserer seg på de fem kjente breutbredelsene nevnt i avsnittet over. Det vil si at rekonstruksjonen av ELA 7000 år tilbake er basert på fem punkter innen en 100 års periode. Dette er en svakhet da det ville være en stor fordel å hatt data også lenger tilbake i tid for å kalibrere sedimentparameterne. Med et så begrenset antall punkter, der fire er så nær hverandre, er det vanskelig å si noe om hvilken regresjonsmodell som gir det mest korrekte resultatet, men en linære modeller ble valgt på grunnlag av datapunktene som var tilgjengelig (fig.6.3).

Rekonstruksjonene basert på Ca og MS viser at maksimal breutbredelse var ~1920 år e.kr mens med bruk av DBD blir den maksimale utbredelsen ~1300 år e.kr. Analysene av SFN-prøvene viser at Ca korrelerer godt med DBD og MS ($\text{SI} \cdot 10^{-10}$), som er relatert til glacial aktivitet (Nesje et al., 2001, Bakke, 2004), og Ca representerer berggrunnen som er dominerende i området breen ligger. Andelen av Ca i sedimentkjernene vil derfor kunne relateres til hvor mye slam som avsettes fra breen, og dermed hvor stor utbredelse breen har. Ca er valgt som parameter for å rekonstruere ELA ved Fastdalstind på grunnlag at den viser bedre brefluktuasjonene gjennom hele 7000 års perioden enn MS ($\text{SI} \cdot 10^{-5}$). Gjennom sammenstilling av dateringene fra sedimentkjernen og verdier i sedimentparameterne som reflekterer brestørrelse er tolkningen at den maksimale breutbredelsen til Fastdalstind var ~1920 år e.kr. På dette grunnlag ble Ca valgt foran DBD som ELA-parameter, og vil da være

sammenligningsgrunnlaget mot andre klimaindikatorer og rekonstruksjoner i avsnitt 7.3 og 7.4.

I figur 6.4 indikerer sedimentasjonsraten at breen kan ha vært borte mellom 7000 år BP og 5000 år BP. Dette samsvarer med ikke rekonstruksjonene basert på sedimentparameterne. Den beskjedne størrelsen på breen i perioder gjennom holosen tilsier at det skal lite støy til før man kan få et forskjøvet signal som kan resultere i noe forskjell i rekonstruksjonene enn det som var realiteten. Dette gjelder både i sedimentasjonsraten og sedimentparameterne



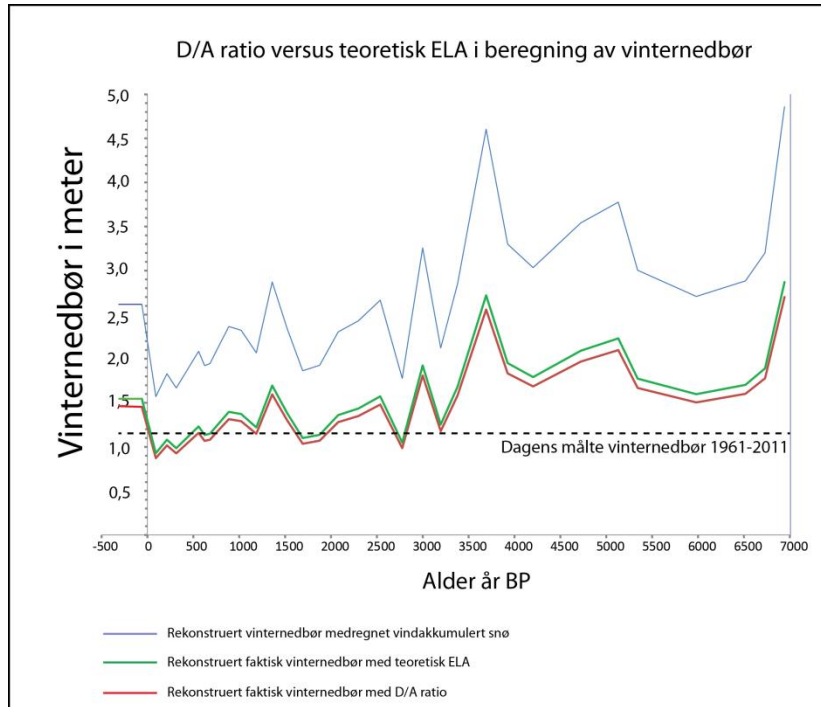
Figur 7.1 ELA rekonstruksjon basert regresjonsligning mellom XRF-elementet Ca og kjente brestørrelser. Maksimal senkning av ELA ved 30 år BP (1920 år e.kr) med 135 meter.

7.1.7 Rekonstruksjon av vinternedbør

Vinternedbøren er rekonstruert med grunnlag i gjennomsnittlig julitemperatur ved Elvejordsvatnet (Bjune, Upublisert data). Julitemperaturen ble så gjort om til sommertemperatur ved å bruke en ligning av (Paasche et al., 2007). Vinternedbøren ble videre utregnet ved ELA til Fastdalstind tilbake 7000 år BP ved å bruke Liestøl-ligningen (Sissons, 1979) og rekonstruerte ELA fra regresjonsligningen mellom Ca og kjente breutbredelser. To rekonstruksjoner av vinternedbøren er laget. De er like med unntak av hvor høy dagens vinternedbør er. Forskjellen mellom den målte vinternedbøren i Lyngen og den rekonstruerte var i en av beregningene over dobbel så høy. Dette skyldes den akkumulerte vindtransporterte

snøen på breen gjennom vintersesongen som er med på å senke ELA til en lavere høyde enn den faktiske nedbøren tilsier. For å ta den vindakkumulerte snøen ut av beregningen ble D/A metoden og beregning av teoretisk ELA benyttet (Dahl et al., 1997, Lie et al., 2003). En sammenligning av metodene viser at de gir et rimelig likt resultat, men at D/A ratioen viser en noe lavere vinternedbør enn beregningene fra den teoretiske ELA (fig.7.2).

En rekonstruksjon bakover i tid vil alltid ha feilkilder. I tilfellet med rekonstruksjon av vinternedbøren er beregningene basert på to ulike rekonstruerte datasett, temperatur rekonstruksjon og ELA rekonstruksjon. De inneholder begge usikkerheter. I tillegg er det brukt en fast ratio for den vindakkumulerte snøen beregnet ut ifra dagens situasjon. Styrken på de vestlige vindene varierer og dermed også mengden vindakkumulert snø. Den rekonstruerte vinternedbøren vil derfor gi en pekepinn, med mange usikkerheter, på hvordan vinternedbøren har fluktuert i Lyngen de siste 7000 år BP. Basert på de ulike rekonstruksjonene så er det rekonstruksjonen av den faktisk vinternedbør beregnet ut ifra 1961-1990 gjennomsnittlig sommertemperatur med teoretisk ELA, som gir mest realistisk estimat. Dette er basert på at rekonstruert vinternedbør i dag er omtrent lik den målte vinternedbøren i Lyngen i tidsrommet 1961-2011(1140 mm).

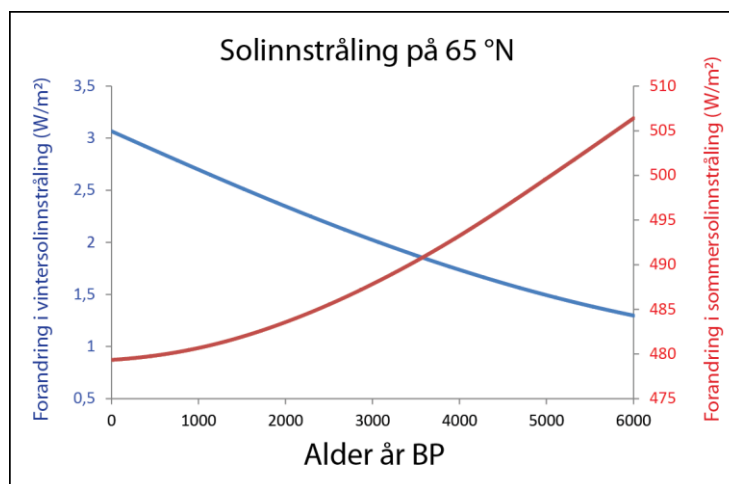


Figur 7.2 Sammenligning av rekonstruksjon av faktisk vinternedbør ved bruk av teoretisk ELA (grønn) og D/A ratio (rød). Rekonstruert vinternedbør med vindakkumulert snø sees med blå strek. Sammenligningen viser at begge metodene kommer frem til omtrent det samme resultatet.

7.2 Naturlig klimavariabilitet- solinnstråling

Solen er den viktigste drivkraften i klimasystemet. Dette skjer gjennom forandringer i solutstrålingen som når jorden. Det som driver solinnstrålingen på jorden er endret aktivitet på solen som gjør at den sender ut mer eller mindre stråling og geometriske forandringer i jordbanen og rotasjon. Dette kalles Milankovitch sykluser og er en kombinasjon av jordens akseheling, eksentrisitet og presisjon. Disse syklusene har bølgelengder på 100 000 år, 41 000 år og 23 000 år (Beer et al., 2000, Ruddiman, 2008: 20-26)

I dag er jorden nærmest solen i desember. Tilbake ~11 000 år BP var jorden nærmest solen i juni. Det har derfor de siste 11 000 årene BP vært en nedgang i sommerinnstrålingen og en økning i vinterinnstrålingen på den nordlige halvkule (Ruddiman, 2008: 20-26) (fig.7.3).



Figur 7.3 Endringer i sommer- og vinter-solinnstråling på 65° nord de siste 6000 år BP. Sommerinnstrålingen har avtatt og vinterinnstrålingen har steget grunnet jordens økte avstand fra solen sommerstid på den nordlige halvkule

Solens utstråling varierer. Det er oppdaget flere periodiske sykluser i solaktiviteten som varierer på 10 år-, 100 år- og 1000 års skala. Total solar irradiance (TSI) er forandringer på soloverflaten som påvirker strålingsmengden som blir sendt ut fra solen, dette kan skyldes blant annet solflekker. Historisk nære perioder med registrert lav solaktivitet er Maunder minimum: 1640 e.kr til 1715 e.kr, Dalton minimum: 1800 e.kr til 1820 e.kr og 1900 minimum: 1880 e.kr til 1900 e.kr (Beer et al., 2000, Steinhilber et al., 2009).

Vulkanutbrudd

Ved vulkanutbrudd sender tephra og gasser 25 til 25 km ut i atmosfæren. Tephraen forsvinner raskt ut av atmosfæren og avsettes på jordoverflaten. Gassene holder seg svevende lenger, og

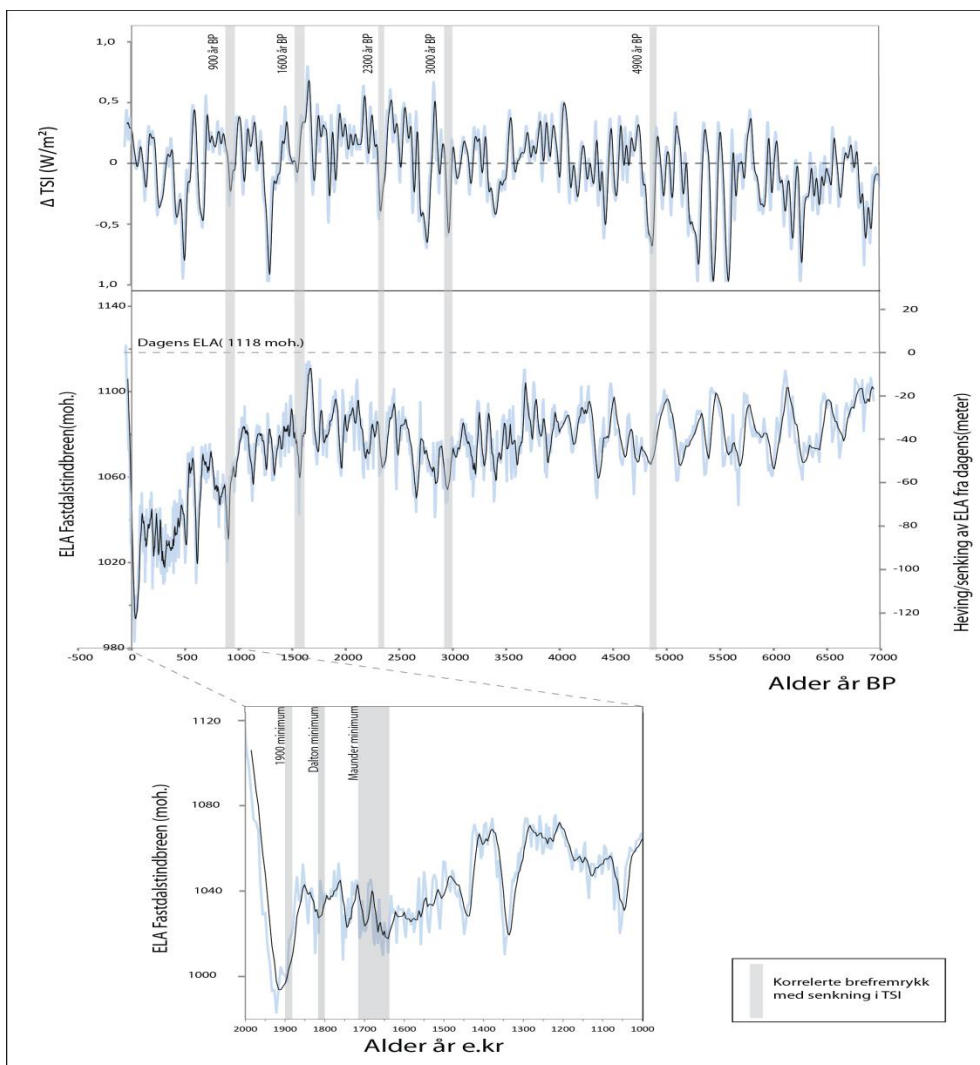
bidrar 14% av den globale svovelkonsentrasjonen i atmosfæren. Vulkanske aerosoler absorberer solutstråling effektivt. Derfor vil mengden stråling som når jordoverflaten reduseres og føre til en avkjøling av jorden, spesielt om sommeren (Wanner et al., 2008).

7.2.1 Sammenligning av holosen solinnstråling og ELA til Fastdalstindbreen

Endringer i solinnstrålingen kan ha innvirkning på forholdene for brevekst. Ved å sammenligne data fra solinnstråling og TSI med de rekonstruerte ELA høydene på Fastdalstindbreen, kan det undersøkes hvilken innvirkning endringer i solinnstråling har på Fastdalstindbreene.

Siden studieområdet ligger på 70° nord vil solinnstrålingen her være mindre enn på midlere breddegrader. På grunn av dette vil forandringer i innstrålingen gi en kraftigere virkning i nordområdene. På figur 7.4 ser man de rekonstruerte ELA høydene sammenlignet med TSI. En lavere solutstråling vil føre til en lavere global temperatur som kan påvirke forholdet mellom sommertemperatur-vinternedbør og da også ELA. Det er flere senkninger i ELA som kan korreleres med fall i solinnstråling. Dette kan bety at den relative senkningen av sommertemperaturen har vært større enn reduksjon av vinternedbør. Brefremrykk som kan korreleres med senkning i TSI er ved 4900 år BP, 3000 år BP, 2350 år BP, 1600 år BP og 900 år BP. I perioden Maunder-, Dalton- og 1900 minimum er det også rekonstruert senkning i ELA.

Det at sommerinnstrålingen er redusert gradvis på grunn av milankovich syklusene de siste 6000 år BP, er noe som er gjenkjennelig i temperaturrekonstruksjonen fra Elvejordsvatnet (Bjune, Upublisert data). Sommertemperaturen har hatt en generell senkning fra maksimum 9,6 °C (6000 år BP), 8,8 °C (1961-1990). Breen har også en generell senkning av ELA gjennom holosen og inn mot Den lille istid som kan reflektere synkende solinnstråling.



Figur 7.4 Rekonstruerte ELA på Fastdaltind sammenlignet med Total Solar Irradiance (TSI). Brefremrykk på Fastdaltindbreen kan korreleres med senkning i TSI (W/m^2) ved 4900 år BP, 3000 år BP, 2300 år BP, 1600 år BP og 900 år BP. Nederst sees Maunder-, Dalton- og 1900 minimum sammenlignet med senkninger i ELA på Fastdaltindbreen.

7.3 Holosen variasjon i ELA ved Fastdaltindbreen

ELA rekonstruksjonen gjennom holosen, er basert på regresjonsmodell mellom Ca og kjente breutbredelser. Presentasjonen er delt inn i tre perioder som strekker seg fra 7000 år BP og frem til nåtid.

7.3.1 ELA variasjoner fra 7000 år BP til 3000 år BP

I denne perioden fluktuerer ELA mellom ~1110 moh. og ~1045 moh. Breen har flere mindre fremstøt der breen har hatt en senkning av ELA på opptil 50 meter.

7.3.2 ELA variasjoner fra 3000 år BP til 1650 år BP

I denne perioden er det en heving av ELA fra ~1050 moh. (3000 år BP) til ~1110 moh. (1650 år BP). Sistnevnte er den høyeste ELA høyden foruten dagens på 1118 moh, og i den perioden er sommertemperaturen og vinternedbøren omtrent den samme som dagens. ELA fluktuerer i denne perioden, men har en jevn heving mot 1650 år BP.

7.3.3 ELA variasjoner fra 1650 år BP til nåtid

Fra ~1650 år BP og frem til i dag har den glasiale aktiviteten på Fastdalstindbreen vært økende og høyere enn i resten av holosen. Det har vært flere brefremstøt som kan sees i flere av de analyserte sedimentparameterne. I dette tidsrommet er det to kjente klimatiske episoder på den nordlige halvkule, Varmeperioden i middelalderen (MWP) og Den lille istiden (LIA).

7.3.3.1 Varmeperioden i middelalderen (MWP)

1200-700 BP (800-1300 e.kr.)

MWP er betegnelsen på en klimatisk ustabil periode på den nordlige halvkule. Den ble tidligere sett på som en varm periode, men senere studier indikerte at dette ikke var tilfellet alle steder og til like tidspunkt (Hughes og Diaz, 1994).

Mellom 1200-700 år BP viser rekonstruksjoner fra Elvejordsvatnet en delt periode. I tidsrommet 1200 år BP og 900 år BP er det en økning i vinternedbøren og gjennomsnittlig sommertemperatur. Vinternedbøren øker mer enn sommertemperaturen. I samme periode er det en senkning av ELA på ~60 meter. Fra 900 år BP til 700 år BP synker både sommertemperaturen og vinternedbøren. Dette førte til en heving av ELA.

Sommertemperaturen var gjennom nesten hele perioden over dagens nivå. Dette har ført til mer fordamping fra havet og økende vinternedbør, som i sin tur har ført til en senkning av ELA. Da det ble kjøligere sank vinternedbøren raskt, og det ble en heving av ELA.

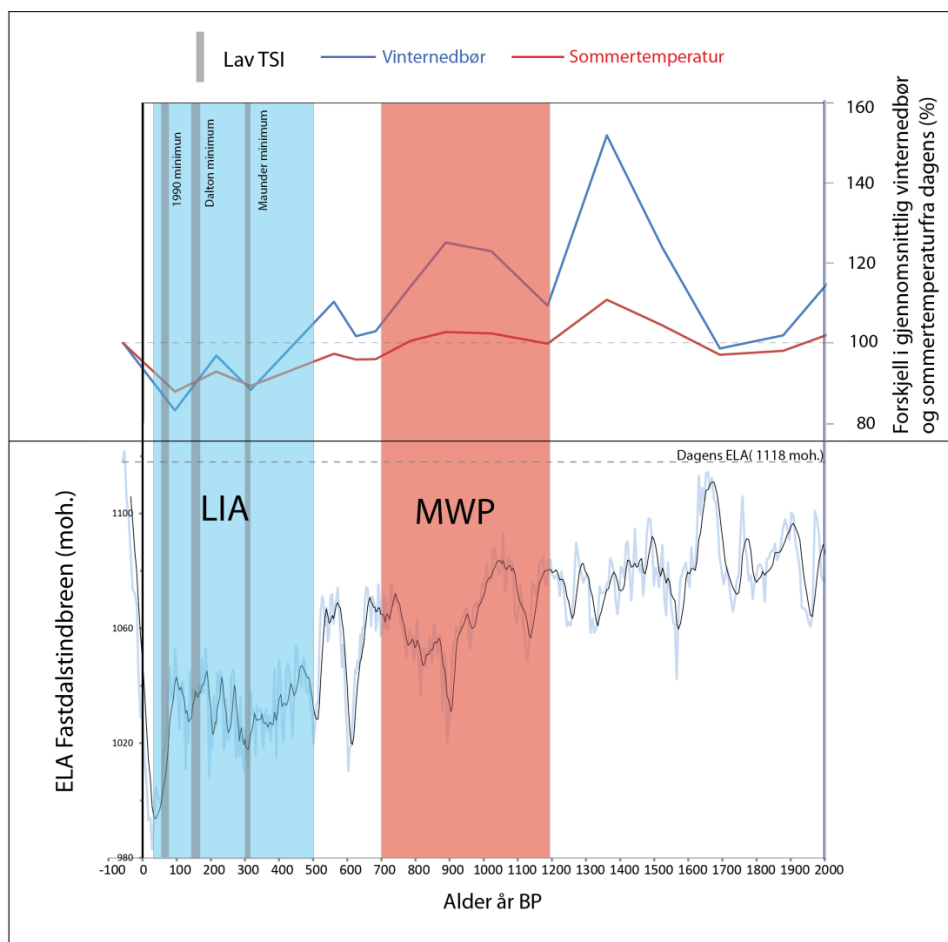
7.3.3.2 Den lille istid (LIA)

500 år BP til ~30 år BP (1550 e.kr- 1940 e.kr)

LIA var en kjølig periode som i Skandinavia varte fra 1550 år e.kr til 1940 år e.kr med flere brefremrykk og tilbaketrekninger. LIA inntraff ikke samtidig eller med like stor tyngde globalt. På den nordlige halvkule var virkningene av LIA mest synlig (Grove, 2001). Det er også funnet indikasjoner for en nedkjøling før 1550 år e.kr (Jones og Bradley, 1992). De fleste Skandinaviske breene nådde maksimal utbredelse ~1750 år e.kr, mens andre hadde sin

maksimale utbredelse rundt 1940 år e.kr (Nesje og Dahl, 2003). Flere hypoteser til hvorfor LIA inntraff er lagt frem. For eksempel redusert solinnstråling forårsaket av aerosoler i atmosfæren fra vulkanutbrudd, skiftninger i atmosfærens sirkulasjonsmønster (NAO) eller redusert solaktivitet (Lean et al., 1992, Mann, 2001, Nesje og Dahl, 2003)

Det er vanskelig å se klart hvor den lille istiden begynner i ELA rekonstruksjonen fra Fastdalstind, men mellom 1420 år e.kr og 1920 år e.kr (530/30 år BP) (fig.7.5) er det to perioder med senkning i ELA som skiller seg ut. ELA høydene i de to periodene er henholdsvis 1010 moh. (310 år BP/1640 år e.kr) og 983 moh. (30 år BP/1920 år e.kr). Førstnevnte sammenfaller med Maunder minimum, som var en periode med lav solaktivitet og lavere temperaturer (Lean et al., 1992). Dette sammenfaller også med en bunn i de rekonstruerte sommertemperaturene. 1900 minimum stemmer overens med senkningen av ELA ~1920 år e.kr. Senkningen i 1920 år e.kr tolkes til å være LIA maksimum, og den laveste ELA de siste 7000 år.



Figur 7.5 Rekonstruert gjennomsnittlig vinternedbør (blå) og sommertemperatur(rød) sammenlignet med rekonstruert ELA de siste 2000 år BP. Den lille istid (LIA) og Varmeperioden i middelalderen (MWP) er markert. Legg merke til LIA maksimum ved 30 år BP (1920 år e.kr).

7.4 Resultater fra Elvejordsvatnet diskutert opp mot andre brerekonstruksjoner i Lyngen

I rekonstruksjonen av ELA ved Fastdalstindbreen er LIA maksimum tolket til å være ~1920 år e.kr og i ELA rekonstruksjonen og gjennom den kvartærgeologiske kartlegging tyder det på at 1920 år e.kr var da Fastdalstindbreen hadde sin største utbredelse. Bakke et al. (2005b) aldersbestemte den største breutbredelsen de siste 8800 år BP ved Lenangsbreen til å være fra mellom 1890 år e.kr og 1928 år e.kr. Av breene som Ballantyne (1990) kartla var det 9 av 21 breer som hadde sin største utbredelse mellom 1910 år e.kr og 1920 år e.kr. På breene som hadde en neoglasial størrelse som var mindre enn 1,9 km², var bare en morene representert i breforlandet og de var datert til mellom 1910 år e.kr og 1920 år e.kr. Han skriver også at morene består av så mye materiale at det er sannsynlig at morener er avsatt på på samme sted til forskjellig tid, eller at materiale fra eldre morener er avsatt sammen med LIA maksimum morenen. Dette kan stemme overens med morenen i lokalitet 4. Breen er i 1918 rekonstruert til å være ~0,7 km² og da er det indikasjoner på at materiale fra flere morener er avsatt inntil hverandre. I følge ELA rekonstruksjonen er det ikke noen fremrykk som har like stor utbredelse som LIA maksimum, men det er også mulig at eldre morener er skyvet frem da morenen nådde sitt maksimum ~1920 år e.kr.

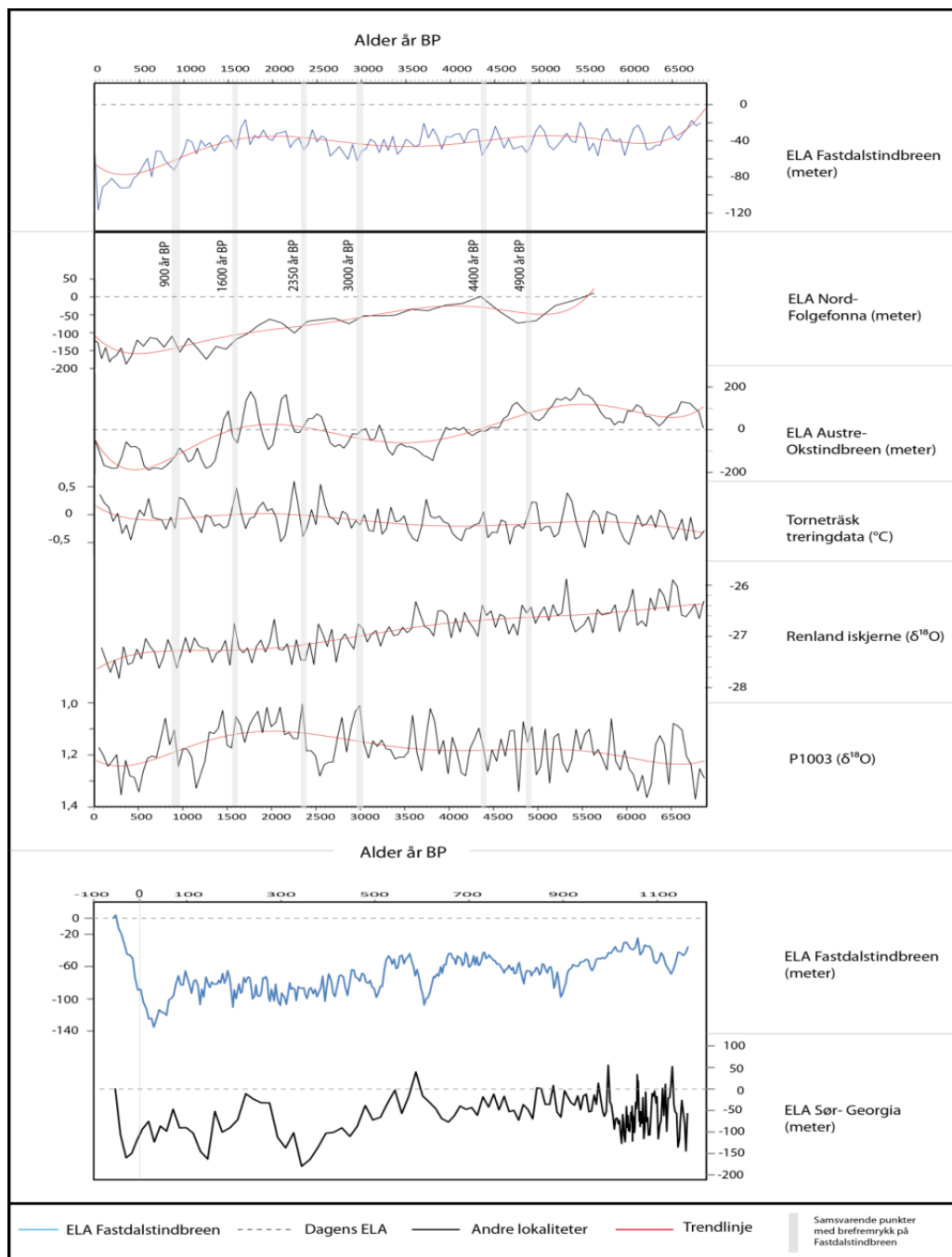
I Bakke et al. (2005b) er viser ELA rekonstruksjonen basert på DBD at Lenangsbreen var borte mellom 3800 år BP og 8800 år BP. Det vil si en ELA-høyde på over 1200 moh. Dette er ikke i overenstemmelse med de rekonstruert ELA-høydene, basert på sedimentparameter, ved Fastdalstindbreen. Her er høyeste ELA de siste 7000 år 1118 moh.(dagens situasjon). En stabilt lav sedimentasjonsraten gjennom ELP211 indikerer at breen kan ha vært borte også på Fastdalstind. Muligens mellom 7000 år BP og 5000 år BP.

7.5 Resultater fra Elvejordsvatnet diskutert opp mot andre lokaliteter og klimaindikatorer

For å se validiteten og for å prøve å forstå mer av klimadynamikken i et fortidsperspektiv er resultatene fra Elvejordsvatnet og Fastdalstind sammenlignet med andre klimadata. Rekonstruerte ELA-høyder basert på XRF-elementet Ca fra de siste 7000 år BP, blir i dette avsnittet sammenlignet med trendene i oksygen isotop ($\delta^{18}\text{O}$) fra Renland iskjernen på Grønland (Vinther et al., 2008) og oksygen isotop ($\delta^{18}\text{O}$) fra marin sedimentkjerne P1003MC og P1003SC fra tatt i Norskehavet (Haflidason et al., 2004, Sejrup et al., 2004). Sommertemperatur anomali basert på dendrokronologi fra Torneträsk i Nord-Sverige (Grudd et al., 2002) og ELA fra Austre-Okstindbre (Bakke et al., 2010), Nordre Folgefonna (Bakke et

al., 2005a) og Hambergbreen på Sør-Georgia (Vatle, 2012) vil også bli presentert. Målet med sammenligningen mellom Fastdalstind og de nevnte lokalitetene vil være å se om trendene i ELA fra Fastdalstindbreen kan gjenspeiles i klimarekonstruksjoner fra andre områder, og med bruk av andre klimaindikatorer.

Alle dataene er gjort om til 50 års oppløsning, med unntak av Sør-Georgia, som blir presentert med en oppløsning på mellom 1 og 18 år.



Figur 7.6 ELA til Fastdalstindbreen sammenlignet med ELA fra Nord-Folgefonna, Austre- Okstindbreen og Sør-Georgia. ELA er også sammenlignet med $\delta^{18}O$ fra iskerne fra Grønland og marin kjerne fra Storegga, og temperaturrekonstruksjon fra Tornetråsk. Merk at ELA fra Sør-Georgia har en kortere tidsskala. Brefremrykk på Fastdalstindbreen som samsvarer med to eller flere av lokalitetene er markert. Merk at P1003 har en snudd skala.

Renland iskjernen

I en iskjernen fra Renland plataet på Øst-Grønland er oksygenisotopene i luftbobler innkapslet i isen analysert (Vinther et al., 2008). Forskjellen mellom ^{16}O og ^{18}O blir målt ($\delta^{18}\text{O}$), og dette gir en indikasjon på hvordan lufttemperaturen var når snøen ble akkumulert på breen. En lavere konsentrasjon av $\delta^{18}\text{O}$ indikerer en lavere lufttemperatur (Johnsen et al., 1972).

I figur 7.6 ser man verdiene fluktuerer, men at trenden er at $\delta^{18}\text{O}$ er synkende gjennom hele perioden fra 7000 år BP og frem til i dag. Dette er i samsvar med en synkende solinnstråling de siste 6000 år BP. Noe som også blir reflektert av synkende sommertemperaturer i temperaturrekonstruksjonen fra Elvejordsvatnet. Fluktuasjoner som viser høye $\delta^{18}\text{O}$ verdier kan flere steder korreleres med senkninger i ELA på Fastdalstind. Dette er tilfellet fordi en økt temperatur vil føre til økt vinternedbør ved Fastdalstind og senkning av ELA. Perioder som korrelerer mellom iskjernen og ELA er 4900 år BP, 4400 år BP, 3000 år BP, 1600 år BP og 650 år BP.

Marin kjerne P1003

Den marine kjernen viser $\delta^{18}\text{O}$ nivået til foraminifera som er avsatt i marine sedimenter ved Storegga i Norskehavet. $\delta^{18}\text{O}$ nivået til foraminifera som er avsatt i marine sedimenter er analysert. $\delta^{18}\text{O}$ verdien påvirkes av temperaturen og saliniteten til vannet planktonet lever i, og nivået av $\delta^{18}\text{O}$ i sjøvann kan også relateres til globalt havnivå (isvolum). Ved å finne $\delta^{18}\text{O}$ verdien og datere dybdene foraminiferaene er avsatt, kan man finne havtemperaturen på det vanddyppet de lever, som i dette tilfellet er nært overflaten (Sejrup et al., 2011).

I kjerne P1003 er planktonet *N. pachyderma* (dex) brukt for å finne $\delta^{18}\text{O}$ nivået de siste 7000 år. En økning i $\delta^{18}\text{O}$ i *N. pachyderma* indikerer at vanntemperaturen synker (Ruddiman, 2008: 100-101).

I figur 7.6 ser man at trendlinjene i P1003 og ELA fra Fastdalstind stemmer bra fra ~2000 år BP og frem til nåtid, da har ELA en generell senkning (1105-1020 moh.) samtidig som at $\delta^{18}\text{O}$ nivået stiger. Flere av brefremrykkene til Fastdalstindbreen kan korreleres med lave $\delta^{18}\text{O}$ verdier i P1003. Dette indikerer at senkningen av ELA har sammenheng med økt havtemperatur som fører til økt nedbør. Brefremrykkene som kan korreleres med lavt $\delta^{18}\text{O}$ nivå er ved 4400 år BP, 3000 år BP, 2350 år BP, 1600 år BP og 900 år BP.

Torneträsk temperaturrekonstruksjon

Temperaturrekonstruksjonen fra Torneträsk er basert på 880 individuelle furutrær som strekker seg tilbake 7400 år BP. Rekonstruksjonen gir en sommertemperatur som er basert på

forskjellen i temperatur fra en regional standardiseringskurve i området (RCS) (Grudd et al., 2002). Kurven viser at temperaturen fluktuierer mellom $\pm 0,6^{\circ}\text{C}$ i forholdt til RCS.

Tolkede brefremstøt fra Fastdalstind ved 4900 år BP, 4400 år BP, 1600 år BP og 900 år BP samsvarer med topper i Torneträskdataene med høye temperaturer. Dette kan ha ført til mer vinternedbør ved kysten og en senket ELA ved Fastdalstind.

Okstindane ELA

Bakke et al. (2010) utarbeidet en ELA rekonstruksjon av Austre-Okstindbreen i Nordland, basert på sedimentkjernedata fra Austre- og Vestre Kjennsvatnet. Kjente ELA fra morenekronologi og flyfoto la grunnlaget til å lage en regresjonsmodell med bruk av DBD verdier til å rekonstruere ELA tilbake til 10 000 år BP. Av figur 7.6 ser man at trendlinjen for ELA fra Fastdalstindbreen, stemmer relativt godt overens med ELA fra Austre- Okstindbreen, men at Okstindbreen har kraftigere amplitude i fluktuasjonene. Trendlinjen viser at den har først en synkende ELA frem til ~ 3500 år BP. Deretter stiger ELA frem til ~1650 år BP, for så å synke igjen 250 år BP, før den får en heving mot slutten. Noen av senkningene i ELA fra Austre- Okstindbreen kan finnes igjen i ELA fra Fastdalstindbreen. Dette er ved 1600 år BP, 1350 år BP og 650 år BP.

Nordre- Folgefonna ELA

Bakke et al. (2005c) rekonstruerte ELA på Nordre- Folgefonna ved hjelp av DBD verdier fra sedimentkjerner fra Vassdalsvatnet og Dravdalsvatnet. Rekonstruksjonen viser tilbake 5600 år BP, for mellom 9600 og 5600 år BP er breen tolket til å være borte og ELA over det høyeste fjellet(>1550 moh.). Dette kan styrke indikasjonene om at også Fastdalstindbreen har vært borte i denne perioden.

Folgefonna har en generell senkning av ELA gjennom de siste 5600 år. Dette er ikke i samsvar med Fastdalstindbreen som har en mer stabil fluktuasjon i ELA frem til ~1650 år BP, før den får en periode med senkning av ELA. De siste 100 årene har Folgefonna i likhet med Fastdalstind hatt heving av ELA.

Selv om ikke trenden stemmer overens i hele rekonstruksjonen, er det brefremrykk ved Nordre Folgefonna som korrelerer med brefremrykk ved Fastdalstind. Disse er ved 4750 år BP, 3800 år BP, 2250 år BP, 900 år BP, 300 år BP og 30 år BP.

Hambergbreen, Sør-Georgia

I masterprosjektet til Vatile (2012) er ELA til Hambergbreen på Sør-Georgia rekonstruert. Denne rekonstruksjonen er på en kortere tidsskala, så der derfor plassert utenfor hovedfiguren i figur 7.6. Der ser man at LIA maksimum ved 30 år BP (1920 år e.kr), et brefremrykk på Fastdalstindbreen ved 600 år BP, og perioden 1000-1130 år BP, er motsatt av ELA ved Hambergbreen. Dette kan skyldes den såkalte bipolare seesaw, som er en hypotese om at Antarktis og Arktis er i antifase med hverandre. De har motsatt varme og kuldeperioder. Eksempel på dette er Bølling- Allerød som var en varm interstadial i Arktis. Denne perioden var kjølig i Antarktis. Yngre dryas etterfulgte Bølling- Allerød som en kald periode i Nord-Atlanteren. I dette tidsrommet hadde Antarktis en rask oppvarming av klimaet, og var en periode med maksimum oppvarming (Broecker, 1998). Det er også påvist et antikorrelert Arktis-Antarktis klima i det 20.århundre (Chylek et al., 2010).

Grunnen til bipolar seesaw kan være endringer i varmeutvekslingen i den termohaline sirkulasjonen og i dypvannsventileringen. Den Antarktiske sirkumpolare strømmen fører til at det blir oppvelling av dypvann som blir varmet opp av solen og kontakten med atmosfæren. Hvis den termohaline sirkulasjonen er sterk, vil det oppvarmede vannet blir ført bort fra det Antarktiske kontinentet med den Atlantiske overflatestrømmen og fører til oppvarming på den nordlige halvkule. Det blir motsatt effekt hvis den termohaline sirkulasjonen reduseres, da beholder Antarktis i større grad det oppvarmede vannet og Arktis blir kjøligere (Chylek et al., 2010, Broecker, 1998).

Oppsummering

I sammenligningen av ELA på Fastdalstindbreen med lokalitetene på den nordlige- og sørlige halvkule er det noen perioder med senkninger i ELA som kan korreleres. Fra 1650 år BP og til nåtid så stemmer ELA trendene til Nord-Folgefonna og Austre-Okstindbreen med Fastdalstindbreens rekonstruerte ELA. Noen av brefremrykkene til Fastdalstindbreen finner man igjen i senkninger i ELA fra Nord Folgefonna og Austre-Okstindbreen. Fluktuasjoner med økt havtemperatur (P1003), økt sommertemperatur (Torneträsk) og økt lufttemperatur (Renland) korresponderer med noen av brefremrykkene til Fastdalstindbreen. Hendelser i de andre klimaindikatorene som kan korreleres med brefremrykk på Fastdalstind i to eller flere av kildene er 4900 år BP, 4400 år BP, 3000 år BP, 2350 år BP, 1600 år BP og 900 år BP.

8 Konklusjon

Hovedmålet med masterprosjektet var å rekonstruere hvordan Fastdalstindbreen har fluktuert gjennom holosen. Sedimentkjernene som ble tatt fra Elvejordsvatnet gjennomgikk analyser for å kunne rekonstruere og tidfeste når de klimatiske forholdene i Lyngen var gunstige for brevekst. En aldersmodell tilbake 7000 år ble utformet på grunnlag av til sammen 22 dateringer fra ^{210}Pb og ^{14}C . Oppløsningene på ELA rekonstruksjonene var på mellom 3 og 14 år. Basert på resultatene i oppgaven trekkes følgende konklusjoner:

- ELA rekonstruksjonen er basert på en regresjonsmodell med fire kjente brestørrelser basert på AABR 2,0 og XRF elementet kalsium (Ca). Den viser at det har vært en kontinuerlig bre på Fastdalstind de siste 7000 år BP. Dagens ELA er den høyeste i samme periode. I perioden 7000 år BP og 1650 år BP fluktuerer breen mellom ~ 0 og 80 meter lavere enn dagens ELA (1118 moh.) Fra 1650 BP synker ELA og har flere markante brefremrykk frem til 1920 e.kr (30 år BP). Derifra og til nåtid har ELA steget kontinuerlig. En lav stabil sedimentasjonsrate mellom 7000 år BP og 5000 år BP indikerer at breen var borte i denne perioden. Dette gjør at rekonstruksjonene i siste del av perioden må sees på som usikre.
- Vinternedbøren de siste 7000 år BP ble rekonstruert på grunnlag av ELA rekonstruksjon og rekonstruerte sommertemperaturer basert på pollenanalyse fra Elvejordsvatnet. Den rekonstruerte vinternedbøren var høyere enn den målte vinternedbøren for Lyngseidet. Akkumulert vindblåst snø grunnet beliggenheten til botnen på Fastdalstind og den fremherskende vindretningen, gjør at Fastdalstindbreen mottar ~1000 mm mer nedbør ved ELA enn det som er registrert på målestasjonene. Dette ble korrigert ved å bruke D/A ratio og den teoretiske ELA for å beregne hvor stor andel av akkumulasjonen den vindtransporterte snøen står for. Uten den vindakkumulerte snøen ville den teoretiske ELA ved Fastdalstind i dag vært på 1357 moh. Den mest troverdige vinternedbør rekonstruksjonen viser at vinternedbøren har fluktuert mellom -7% og +257% av dagens rekonstruerte vinternedbør på 1101 mm de siste 7000 år BP. Hvis breen har vært borte i siste del av rekonstruksjonen må vinternedbøren i denne perioden reduseres betraktelig.
- Varmeperioden i middelalderen er ved Fastdalstind en periode med økning av gjennomsnittlig sommertemperatur og vinternedbør frem til 900 år BP. Etter dette

synker temperaturen og nedbøren. Dette gjør at Fastdalstindbreen i denne perioden får et fremrykk på ~60 meter, etterfulgt av en tilbaketrekning fra 900 år BP til 700 år BP. Den lille istiden gjør seg utslag på Fastdalstind med to perioder med brefremrykk og opptil 135 meter senkning av ELA i forhold til dagens. Det siste fremrykket er LIA maksimum og kulminerer ~1920 år e.kr. Dette er i samsvar med andre rekonstruksjoner gjort i Lyngen. Morenen lokalisert i front av Fastdalstindbreen er tolket til å stamme fra dette fremrykket.

- Sammenligninger med andre lokaliteter fra den nordlige og sørlig halvkule viser at Fastdalstindbreen gjennom holosen (7000 år BP) korresponderer med klimaindikatorer basert på andre ELA rekonstruksjoner og luft- og havtemperaturrekonstruksjoner. Høye temperaturer i hav og luft samsvarer med en senkning av ELA på breen. Dette har med den økte nedbørsmengden vestavindene fører med seg ved høyere temperaturer. På den sørlige halvkule er det registrert antikorrelerte ELA fluktuasjoner, som muligens kan kobles til bipolar seesaw. Brefremrykk ved Fastdalstind kan korreleres med andre klimaindikatorer på følgende tidspunkt: 4900 år BP, 4400 år BP, 3000 år BP, 2350 år BP, 1600 år BP og 900 år BP.
- Reduksjon av solinnstråling i sommer sesongen de siste 6000 år viser seg i en redusert gjennomsnittlig sommertemperatur store deler av rekonstruksjonen. En reduksjon i solutstråling (TSI) kan korreleres med senkninger i ELA ved Fastdalstind ved 4900 år BP, 3000 år BP, 2350 år BP, 1600 år BP og 900 år BP. I periodene Maunder-, Dalton- og 1990 minimum er det også senkninger i ELA.

9 Appendiks

Vedlagt CD

- Appendiks 1: Sedimentparameter (rådata/sammensatte)
 - XRF
 - MS (SI-10⁻⁵)
 - χ Bulk (77K/293K)
 - DBD/LOI
 - Kornfordeling

- Appendiks 2: Kronologi
 - ¹⁴C dateringer
 - ²¹⁰Pb dateringer
 - Aldersmodeller

- Appendiks 3: Rekonstruksjoner
 - ELA
 - Sommertemperatur
 - Vinternedbør

- Appendiks 4: Utvalgte figurer og ekstramateriell
 - Kvartærgeologisk kartskisse
 - Bilde av kjerner og røntgen
 - Oppgaven
 - Georadarprofil
 - Sedimentasjonsrate

10 Litteraturliste

- AHRENS, C. D. 2008. *Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere*, Brooks/Cole Pub Co.
- ANDERSEN, B. G. 1968. *Glacial geology of western Troms, north Norway*, Universitetsforlaget.
- ANDERSEN, B. G. 1979. The deglaciation of Norway 15,000–10,000 BP. *Boreas*, 8, 79-87.
- ANDERSEN, T. J. 2011. Dating of core ELS211. Gamma Dating Centre.
- AUNE, B. 1993. Air temperature normal, 1961-1990. Norwegian Meteorological Institute.
- BAKKE, J. 2004. *Late Weichselian and Holocene glacier fluctuations along a south-north coastal transect in Norway*. Doctor Scientiarum, University of Bergen.
- BAKKE, J., DAHL, S. O. & NESJE, A. 2005a. Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 20, 179-198.
- BAKKE, J., DAHL, S. O., PAASCHE, Ø., LØVLIE, R. & NESJE, A. 2005b. Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. *The Holocene*, 15, 518-540.
- BAKKE, J., DAHL, S. O., PAASCHE, Ø., SIMONSEN, J. R., KVISVIK, B., BAKKE, K. & NESJE, A. 2010. A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*.
- BAKKE, J., LIE, Ø., HEEGAARD, E., DOKKEN, T., HAUG, G. H., BIRKS, H. H., DULSKI, P. & NILSEN, T. 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*.
- BAKKE, J., NESJE, A. & DAHL, S. O. 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.
- BEER, J., MENDE, W. & STELLMACHER, R. 2000. The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 403-415.
- BENN, D. & EVANS, D. 1998. *Glaciers and glaciation*. Edward Arnold.
- BJUNE, A. E. Upublisert data. Reconstructed Holocene vegetation and climate history at Elvejordsvatnet, Lyngen, northern Norway.
- BLAAUW, M. 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.
- BLOTT, S. J. & PYE, K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- BRADLEY, R. S. 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, Academic Press.
- BRISTOW, C. S. & JOL, H. M. 2003. *Ground penetrating radar in sediments*, London, Geological Society.
- BROECKER, W. S. 1998. Paleocirculation during the last deglaciation: a bipolar seesaw? *Paleoceanography*, 13, 119-121.
- BØE, A. G., DAHL, S. O., LIE, Ø. & NESJE, A. 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene*, 16, 445-455.
- CHRISTIANSEN, H., ETZELMÜLLER, B., ISAKSEN, K., JULIUSSEN, H., FARBROT, H., HUMLUM, O., JOHANSSON, M., INGEMAN, N., T., KRISTENSEN, L. & HJORT, J. 2010. The thermal state of permafrost in the nordic area during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 156-181.
- CHYLEK, P., FOLLAND, C. K., LESINS, G. & DUBEY, M. K. 2010. Twentieth century bipolar seesaw of the Arctic and Antarctic surface air temperatures. *Geophys. Res. Lett*, 37, L08703.
- COAKLEY, J. P. & SYLVITSKI, P. M. 1991. *SediGraph technique*, Cambridge University Press.
- CORNER, G. D. 1980. Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas*, 9, 239-249.
- CROUDACE, I. W., RINDBY, A. & ROTHWELL, R. G. 2006. ITRAX: description and evaluation of new multi-function X-ray core scanner.
- DAHL, S. O., BAKKE, J., LIE, Ø. & NESJE, A. 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, S. O. & NESJE, A. 1992. Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway *Elsvier Science Publishers*.

- DAHL, S. O., NESJE, A. & ØVSTEDAL, J. 1997. Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26, 161-180.
- DEAN, W. E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44, 242-248.
- DEARING, J. 1994. Environmental magnetic susceptibility. *Using the Bartington MS2 system*. Kenilworth, Chi Publ.
- ETZELMÜLLER, B., FARBROT, H., GUÐMUNDSSON, Á., HUMLUM, O., TVEITO, O. E. & BJÖRNSSON, H. 2007. The regional distribution of mountain permafrost in Iceland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, 185-199.
- FOSSEN, H., PEDERSEN, R., BERGH, S. & ANDERSEN, A. 2007. *En fjellkjede blir til, i, Landet blir til: Norges geologi*, Norsk geologisk forening.
- FURBISH, D. & ANDREWS, J. 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.
- GROVE, J. M. 2001. The initiation of the "Little Ice Age" in regions round the North Atlantic. *Climatic change*, 48, 53-82.
- GRUDD, H., BRIFFA, K. R., KARLÉN, W., BARTHOLIN, T. S., JONES, P. D. & KROMER, B. 2002. A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. *The Holocene*, 12, 657-665.
- GUYARD, H., CHAPRON, E., ST-ONGE, G., ANSELMETTI, F. S., ARNAUD, F., MAGAND, O., FRANCUS, P. AND MELIERES, M. A. 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
- HAAKENSEN, N. 1989. Akkumulasjon på breene i Norge vinteren 1988–89. *Vaeret*, 13, 91-94.
- HAFLLIDASON, H., SEJRUP, H. P., NYGÅRD, A., MIENERT, J., BRYN, P., LIEN, R., FORSBERG, C. F., BERG, K. & MASSON, D. 2004. The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine Geology*, 213, 201-234.
- HANSEN, J., SATO, M., RUEDY, R., LO, K., LEA, D. W. & MEDINA-ELIZADE, M. 2006. Global temperature change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103, 14288-14293.
- HUGHES, M. K. & DIAZ, H. F. 1994. Was there a 'medieval warm period', and if so, where and when? *Climatic change*, 26, 109-142.
- JANSSENS, K. 2004. X-ray based methods of analysis. *Comprehensive Analytical Chemistry XLII*.
- JENKINS, R. 1984. X-RAY-FLUORESCENCE ANALYSIS *Analytical Chemistry*, 56.
- JENSEN, E. S. 2006. *Bergarter og mineraler*, N.W. Damm & Sønn.
- JOHNSON, S., DANSGAARD, W., CLAUSEN, H. & LANGWAY, C. 1972. Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature*, 235, 429-434.
- JONES, P. D. & BRADLEY, R. S. 1992. Climatic variations over the last 500 years. *Climate since AD, 1500*, 649-665.
- KVERNDAL, A. I. & SOLLID, J. L. 1993. Late Weichselian glaciation and deglaciation in northeastern Troms, northern Norway.
- LANCI, L. & LOWRIE, W. 1997. Magnetostratigraphic evidence that 'tiny wiggles' in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 581-592.
- LARSEN, S. B. 2010. *Bruk av GPR for å auke forståing av sedimentasjonsprosesser i Nedre Fjnnkongdalsvatn, Andøya, Nord-Norge*. Master, Universitetet i Bergen.
- LEAN, J., SKUMANICH, A. & WHITE, O. 1992. Estimating the Sun's radiative output during the Maunder Minimum. *Geophysical Research Letters*, 19, 1591-1594.
- LIE, Ø., DAHL, S. O. & NESJE, A. 2003. A theoretical approach to glacier equilibrium-line altitudes using meteorological data and glacier mass-balance records from southern Norway. *The Holocene*, 13, 365-372.
- LUTERBACHER, J., DIETRICH, D., XOPLAKI, E., GROSJEAN, M. & WANNER, H. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303, 1499-1503.
- MANN, M. E. 2001. Little ice age. *Encyclopedia of global environmental change*, 1, 504-509.
- MATTHEWS, M. D. 1991. *The effect of grain shape and density on size measurement*, Cambridge University Press.
- MAURING, E., KOZIEL, J., LAURITSTEN, T., RØNNING, J. S. & TØNNESEN, J. F. 1995. Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på optak. *NGU-Rapport*.
- MØLLER, J. J. 1987. Shoreline relation and prehistoric settlement in northern Norway.

- NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*
- NESJE, A. 1992. A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and Alpine Research*, 257-259.
- NESJE, A. 1995. *Brelære*, Høyskoleforlaget.
- NESJE, A. & DAHL, S. O. 2000. *Glaciers and environmental change*, A Hodder Arnold Publication.
- NESJE, A. & DAHL, S. O. 2003. The 'Little Ice Age'—only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.
- NESJE, A., MATTHEWS, J. A., DAHL, S. O., BERRISFORD, M. S. & ANDERSSON, C. 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.
- OLDFIELD, F., BARNOSKY, C., LEOPOLD, E. & SMITH, J. 1983. Mineral magnetic studies of lake sediments. *Hydrobiologia*, 103, 37-44.
- OSMASTON, H. 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138, 22-31.
- PAASCHE, O., LØVLIE, R., DAHL, S. O., BAKKE, J. & NESJE, A. 2004. Bacterial magnetite in lake sediments: late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 319-333.
- PAASCHE, Ø., OLAF DAHL, S., BAKKE, J., LØVLIE, R. & NESJE, A. 2007. Cirque glacier activity in arctic Norway during the last deglaciation. *Quaternary Research*, 68, 387-399.
- PORTER, S. C. 1975. Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5, 27-47.
- RENBERG, I. & HANSSON, H. 2008. The HTH sediment corer. *Journal of Paleolimnology*, 40, 655-659.
- RUDDIMAN, W. F. 2008. *Earth's Climate: past and future*, WH Freeman.
- SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H. & ANDREWS, J. 2011. A Holocene North Atlantic SST record and regional climate variability. *Quaternary Science Reviews*.
- SEJRUP, H. P., HAFLIDASON, H., HJELSTUEN, B. O., NYGÅRD, A., BRYN, P. & LIEN, R. 2004. Pleistocene development of the SE Nordic Seas margin. *Marine Geology*, 213, 169-200.
- SELBEKK, R. S. 2010. *Norges mineraler*, Tapir Akademiske Forlag.
- SISSONS, J. 1979. Palaeoclimatic inferences from former glaciers in Scotland and the Lake District.
- SKJESETH, S. 2002. *Norge blir til, Norges geologiske historie*, Chr. Schibsteds Forlag.
- STEINHILBER, F., BEER, J. & FRÖHLICH, C. 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, 36.
- STUIVER, M. & REIMER, P. J. 1993. Radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- SULEBAK, J. R. 2007. *Landformer og prosesser: En innføring i naturgeografiske tema*, Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke AS.
- SUTHERLAND, D. 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.
- VATLE, S. 2012. *En kontinuerlig, høyoppløselig rekonstruksjon av brefluktasjoner på Hambergbreen, Syd Georgia, de siste 1500 år*. Master, Universitetet i Bergen.
- VINTHER, B. M., CLAUSEN, H. B., FISHER, D., KOERNER, R., JOHNSEN, S. J., ANDERSEN, K. K., DAHL-JENSEN, D., RASMUSSEN, S. O., STEFFENSEN, J. P. & SVENSSON, A. 2008. Synchronizing ice cores from the Renland and Agassiz ice caps to the Greenland Ice Core Chronology. *J. Geophys. Res.*, 113, D08115.
- WANNER, H., BEER, J., BÜTIKOFER, J., CROWLEY, T. J., CUBASCH, U., FLÜCKIGER, J., GOOSSE, H., GROSJEAN, M., JOOS, F. & KAPLAN, J. O. 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791-1828.
- WWW.DNMI.NO. eklima.met.no [Online]. [Accessed 10.april 2012].
- WWW.EARTHEXPLORER.USGS.GOV. [Accessed 21.april 2012].
- WWW.GEOLOGISKOLEN.UIT.NO.
http://geologiskolen.uit.no/lokalGeologiskolen/Norge/n5_strandlinjprog.htm. [Accessed 26.april 2012].
- WWW.LYNGEN.KOMMUNE.NO. <http://www.lyngen.kommune.no/about-lyngen.26100.en.html> [Online]. [Accessed 2012 2. februar].
- WWW.NGU.NO. geo.ngu.no/kart/berggrunn/ [Online]. [Accessed 28. mars 2012].
- WWW.NORGE3D.NO. [Accessed 17.Februar 2010].