

Holosene brevariasjoner i Geisdalen

En rekonstruksjon basert på kvartærgeologisk kartlegging, lichenometri og
innsjøsedimenter



Masteroppgave i naturgeografi

Marianne Bolstad Andresen



Institutt for geografi

Universitetet i Bergen

Mai 2015

Foto på forsiden: Geisdalsbreen, nordvestlig breutløp fra Spørteggbreen.

August 2014, Marianne Bolstad Andresen.

Forord

Det er mange personer jeg ønsker å takke i forbindelse med denne masteroppgaven. Først og fremst vil jeg takke mine veiledere professor Svein Olaf Dahl og Dr. Eivind W. N. Støren for veiledning gjennom de to siste årene. De har bidratt med interessante diskusjoner, prøvetaking og laboratorieanalyser. Eivind og stipendiat Pål Ringkjøb Nielsen skal ha takk for god hjelp med taking av innsjøsedimenter. I samme forbindelse rettes en takk til Jon Evjestad som assisterte med snøscooter og transporterte utstyret opp til Geisdalsvatnet. Astrid Gjerde ved Jostedal Camping fortjener en stor takk for å tilrettelegge med overnattingsplass, koselige samtaler og motivasjon til å stå på med feltarbeid, selv på gråe og kjølige høstdager. Det samme gjelder Kathrine Tellebon som jeg hadde gleden av å dele feltoppholdet med. Tusen takk! Takk til stipendiat Henrik Løseth Jansen for hjelp til alder-dyp/modell og nyttige tips og triks. Erlend Sporstøl Vikestrand har vært en habil turkamerat gjennom flere år, og var også med på den aller første feltobservasjonen i Geisdalen. Takk for følget!

Videre ønsker jeg å takke medstudenter på UiB for et trivelig studiemiljø. Hverdagen hadde ikke vært den samme uten latteren og gleden som spres i lunsjtiden.

Takk til mine foreldre for utlån av bil til feltopphold, motivasjon og korrekturlesing.

En takknemlig hilsen sendes også til Michael Width Endresens fond for økonomisk bidrag til feltarbeid.

Bergen, mai 2015

Marianne Bolstad Andresen

Innholdsfortegnelse

Figurliste	IV
Tabelliste	VIII
Abstract	X
1. Introduksjon	1
1.1 Innledning.....	1
1.2 Formål.....	3
1.3 Problemstilling.....	5
2. Områdebeskrivelse	6
2.1 Geologi.....	6
2.2 Vegetasjon.....	7
2.3 Løsmasser.....	7
2.4 Klima.....	8
2.4.1 Temperatur.....	9
2.4.2 Nedbør.....	10
2.5 Tidligere forskning – brevariasjon i området gjennom holosen.....	11
3. Metoder	15
3.1 Metoder i felt.....	15
3.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging.....	15
3.1.2 Lichenometri.....	16
3.1.3 Stempelprøvetaker.....	16
3.1.4 HTH-kjernetaker.....	17
3.2 Laboratorieanalyser.....	18
3.2.1 Magnetisk susceptibilitet.....	18
3.2.2 Glødetapsanalyse, vanninnhold og tørr massetetthet (LOI, WC og DBD).....	18
3.2.3 Røntgenfluorescens (XRF-skanning).....	19
3.3 Radiokarbondatering.....	19
4. Resultater	21
4.1 Kvartærgeologisk kartlegging.....	21
4.1.1 Kvartærgeologisk kart.....	30
4.1.2 Lichenometri.....	34
4.2 Innsjøsedimenter.....	35
4.2.1 Magnetisk susceptibilitet.....	36

4.2.2	Glødetapsanalyse, vanninnhold og tørr massetetthet (LOI, WC og DBD).....	38
4.2.3	Røntgenfluorescens (XRF-skanning).....	39
4.3	Radiokarbondatering	43
5.	Diskusjon	45
5.1	Kvartærgeologisk kartlegging og lichenometri	45
5.1.1	Diskusjon av kartleggingsresultater og lichenometri.....	45
5.1.2	Feilkilder rundt bruk av lichenometri	55
5.2	Valg av borelokalitet	57
5.3	Metoder for brerekonstruksjon	59
5.3.1	XRF-skanning	59
5.3.2	Magnetisk susceptibilitet.....	61
5.3.3	Glødetapsanalyse og tørr massetetthet (LOI og DBD)	61
5.3.4	Korrelasjonsanalyse	63
5.4	Alder-/dypmodell.....	65
5.5	Holosen brevariabilitet i Geisdalsvatnet	73
5.5.1	Enhet A – Finse event og deglasiasjon	73
5.5.2	Enhet B – Holosen klimaoptimum.....	81
5.5.3	Enhet C – Neoglasial	85
5.5.4	Enhet D – Den lille istid.....	89
5.6	Oppsummering av holosen brevariabilitet i Geisdalen.....	97
6.	Konklusjon	99
	Videre arbeid	101
	Referanser	102

Appendiks

1. Glødetapsanalyse
2. Magnetisk susceptibilitet

På vedlagt CD

1. Rådata fra XRF-skanning
2. XRF-foto fra XRF-skanning
3. Kvartærgeologisk kart og to utsnitt av kartet
4. Rådata fra lichenometri

Figurliste

Figur 1-1: Faktorer som påvirker responstiden til en bre. Basert på Oerlemans, 2005.....	1
Figur 1-2: Endringer i omfang av breer. A: Globalt estimat av breer. Rød linje viser kumulativ volumendring, lilla linje viser årlige fluktuasjoner. Modellen er lett modifisert fra Dyurgerov og Meier, 2000, s. 1408. B: Variasjoner i breers lengde. Rød linje representerer Nigardsbreen. I tillegg er breer fra Svalbard, New Zealand, vestlige Canada og Jan Mayen fremstilt. Punktene viser datapunkt, som er relativt begrenset før 1900-tallet. Modellen er lett modifisert fra Oerlemans, 2005, s. 675.	2
Figur 1-3: Oversiktsbilde av Spørteggbreen. Geisdalsvatnet mottar drenering fra toppen av platået og er dermed representativt for hele breen.	4
Figur 2-1: Oversiktskart over feltområdet. Spørteggbreen er i Luster kommune i Sogn og Fjordane. ..	7
Figur 2-2: Oversiktskart over feltområdet. Geisdalen (rød stiplet linje) går nordøstover fra Jostedal og opp til Geisdalsvatnet. Øst for Geisdalsvatnet ligger Geisdalsbreen (utløper til Spørteggbreen). Målestokk 1:100 000. Kilde: Kartverket, 2015.	8
Figur 2-3: Oversiktskart over målestasjonene i nærheten av Spørteggbreen. Fjærland – Skarestad er lokalisert sørvest for Spørteggbreen, Bråtå i nord og Sognefjellhytta nordøst for breen.	9
Figur 2-4: Årsnedbør for normalperioden 1961- 1990. Spørteggbreen er lokalisert på nedbørgrensen mellom vest og øst. Mesteparten av breen mottok årlig mellom 3000 og 4000 mm nedbør, mens østlige del hadde 2000- 3000 mm nedbør pr. år. Modellen er interpolert fra ulike målestasjoner, og kan dermed avvike noe fra reelle verdier. Data er hentet fra SeNorge.	11
Figur 2-5: Rekonstruksjon av 16 forskjellige breer i Skandinavia gjennom holosen. X-aksen, som viser økende brestørrelser, representerer de ulike breene; 1: Nordre Folgefonna, 2: Ålftobreen, 3: Midtivatnet, Sunnmøre, 4: Grovabreen, 5: Rambjørgebotnen, 6: Jostedalsbreen, 7: Spørteggbreen, 8: Breheimen, 9: vestlige Jotunheimen, 10: Smørstabbtindan, 11: Bukkehamårbreen, 12: nordlige Hardangerjøkulen, 13: sørvestlige Hardangerjøkulen, 14: Snøhetta, 15: Lyngen, 16: nordlige Sverige. Figuren er hentet fra Nesje, 2009, s. 2126 (med flere referanser deri).	13
Figur 3-1: Lichenometri utført med skyvelære ved punktet lichen-1 (tabell 4-1). Kartlavet er utsatt for konkurranse både fra rhizocarpon geographicum og andre typer arter.	16
Figur 3-2: Prøvetaking av sedimentkjerner. A: Oppsettet til stempelprøvetaker. B: Bunken av kjernen som er tatt opp, tettes med oasis for å suge opp vannet før et lokk blir satt på. Veileder Eivind W. N. Støren er med på bildet.	17
Figur 4-1: A: ryggene øst for Geisdalsvatnet (Geisdalsvatnet vises til høyre i bildet). B: Oversiktsbilde av ryggene under vann. Røde streker er tegnet inn for å tydeliggjøre landformene.	22
Figur 4-2: Fremstilling av den minste av de to forsenkningene i berggrunnen. Kompass som målestokk.	23
Figur 4-3: A: Den tredje ryggformen som kan følges langs flaten ovenfor Geisdalsvatnet. B: Oversiktsbilde av de to nederste ryggene. Geisdalsvatnet i forgrunnen.	24
Figur 4-4: A: Den nordligste ryggen under lokalitet 3 vest for Geisdøla. Erlend er med som målestokk. B: Rygg øst for Geisdøla i område 2 under lokalitet 3. Ryggen er 120 meter lang og i overkant av to meter høy.	26
Figur 4-5: A: Oversiktsbilde av den førstnevnte forsenkningen. Erlend er med som målestokk. B: Den andre forsenkningen består av tre sammenhengende søkk som nesten er gjengrodd. Ryggsekk som målestokk.	27
Figur 4-6: A: Oversiktsbilde over stølene og det flate partiet. Snittet det ble gravd i kan sees til venstre i bildet. B: Området nedenfor flaten ved stølene hvor det ble gravd snitt. Steinene på overflaten er materiale som har rast ut over avsetningen. Geisdøla vises til venstre i bildet, og en notatbok er med som målestokk.	28

Figur 4-7: A: De to ytterste ryggformene ved stølene. En ryggsekk plassert mellom ryggene er brukt som målestokk. B: Øverste del av den ytterste ryggformen i tillegg til mange kantede blokker som kan følges oppover fjellsiden mot Geisdalsnosi.....	29
Figur 4-8: Kwartærgeologisk kart over Geisdalen.....	31
Figur 4-9: Utsnitt av kvartærgeologisk kart av området øst for Geisdalsvatnet.....	32
Figur 4-10: Utsnitt av kvartærgeologisk kart av området ved stølene.....	33
Figur 4-11: 10 lokaliteter hvor lichenometri ble utført. Geisdalsbreen kan sees nede til høyre i figuren, og Geisdalsvatnet i utkanten på venstre side. Tegnforklaring er presentert sammen med det kvartærgeologiske kartet (figur 4-8).....	34
Figur 4-12: Innsjøsedimentkjerner (GEP-214 og GEP-114) tatt i Geisdalsvatnet med stempelprøvetaker. GEP-114 har mer minerogent materiale både i toppen og bunnen av kjernen, men på grunn av omrøring av sedimenter vil oppgaven fokusere på GEP-214.....	36
Figur 4-13: Verdier (oppgitt i $SI \cdot 10^{-5}$) for magnetisk susceptibilitet for kjernene GEP-214, GEP-114 og GES-114.....	37
Figur 4-14: Grafisk fremstilling av glødetap (%), vanninnhold (g/cm^3) og tørr massetetthet (g/cm^3). Det er god korrelasjon mellom glødetap og vanninnhold, mens tørr massetetthet har en motsatt korrelasjon.....	39
Figur 4-15: Grafisk fremstilling av alle XRF-parametere. Kalium, kalsium, titan og jern viser de samme trendene. Videre ser silisium, aluminium og strontium og relativt like ut, det samme gjør rubidium og argon. Inc, cesium og klor har ingen sterk korrelasjon med de andre parameterne. GEP-214 er inndelt i fire enheter (A, B, C og D) (se neste avsnitt for beskrivelse). Verdiene på y-aksene oppgis som tellerate (kcps; engelsk for kilo counts per second). X-verdien er dypet (cm) i GEP-214.....	40
Figur 4-16: De syv tynne lagene i GEP-214, enhet C (beskrevet i tabell 4-2). Y-aksen er hvor i kjernen laget er (cm), og x-aksen viser alder oppgitt i kal. år BP.....	43
Figur 5-1: Kraftig forenklet illustrasjon som viser Geisdalsbreen demme opp smeltevann. Under tilstrekkelig trykk har breen gitt etter, og vannet har med stor kraft fosset gjennom og ned til Geisdalsvatnet. De røde pilene viser området hvor løsmaterialet har blitt spylt bort, og hvor ene jettegryten har blitt dannet.....	48
Figur 5-2: Skissen viser at breen som okkuperte dalbunnen i Jostedal, sendte en brearm inn Vigdalen under Gaupne stadial. Lustrafjorden og Gaupnefjorden vises nederst i bildet. Hentet fra Vorren, 1973, s. 26.....	51
Figur 5-3: Rekonstruksjon av breens bevegelse i Vigdalen i løpet av to faser i Gaupne stadial. A: Landformer og skuringsstriper dannet av bre i området rundt Storhaug i Vigdalen. Pilene indikerer hvor bredemmet sjø har drenert. B: Eldste fase av Gaupne stadial viser at breen fra Vigdalen har gått sammen med breen fra Jostedal og krysset over et pass ned mot Dalsdalen. C: Breene fra Vigdalen og Jostedal skilles ved Storhaug. Denne perioden har fått navnet Storhaugfasen. Modellen er hentet fra Vorren, 1973, s. 12.....	52
Figur 5-4: Glasifluviale avsetninger i Vigdalen sett i forbindelse med tilsvarende avsetninger i Geisdalen. Bakgrunnskart hentet fra Norge i bilder.....	53
Figur 5-5: Konseptmodell viser hvordan den glasifluviale avsetningen ble dannet ved stølene. A: Breen som ligger i dalbunnen av Jostedal, er på vei ned dalen, og Spørteggbreen strekker seg til Geisdalsvatnet. B: Breen i Jostedal sender en brearm inn Geisdalen. Samtidig har Spørteggbreen rykket lenger ned i Geisdalen, og sender smeltevann ned mot Jostedal. Smeltevannet blir demmet opp av breen i Jostedal, og det dannes en bredemmet sjø. Finere materiale blir avsatt i rolige omgivelser. C: Breen i Jostedal trekker seg tilbake, og Spørteggbreen rykker enda lenger frem og går over den glasifluviale avsetningen (markert med oransje farge), hvor det blir dannet endemorener. NB! Konseptmodellen er kraftig forenklet for å fremheve hvordan den glasifluviale	

avsetningen ved stølene ble dannet. Bevegelsesmønsteret til breene er ikke nødvendigvis riktig, særlig med tanke på breen i Jostedal (fremrykk/ tilbaketrekking).	54
Figur 5-6: Valg av borelokalitet ved proglasiale områder. Til venstre i modellen vises breen, og dagens smeltevann strømmer gjennom en endemorene og munner ut i et delta. Breslammet transporteres videre via flere aktuelle borelokaliteter. Hvite sirkler representerer områder som ikke er anbefalt for å ta innsjøkjerner, mens svarte sirkler viser steder som er gunstige lokaliteter uten eksterne forstyrrelser. Modellen er hentet fra Dahl med flere, 2003, s. 280.	58
Figur 5-7: Valg av borelokalitet for stempelprøvetaker og HTH-kjernetaker illustrert ved to kryss. Deltaene, elvemunningen og breen er også med i bildet. Ryggsekk er med som målestokk.	59
Figur 5-8: Konseptmodell som fremstiller forholdet mellom glødetap og mengden organisk innhold oppgitt i prosent. Dean (1974) (rød linje) viser at forholdet mellom glødetap og organisk innhold er robust og tilnærmet lineært. Bakke med flere (2005) (blå linje) hevder at glødetap <5 % ikke er sensitiv nok til å fange opp endringer pga. bakgrunnsstøy. Ved glødetapsverdier over 30 % viser Janbu med flere (2011) (grønn strek) at forholdet begynner å bryte sammen, og ved 60 % er det ingen synlig trend.	62
Figur 5-9: De øverste 14 cm i GEP-214 har glødetapsverdier under 5 %, og viser svært liten variasjon. Til sammenligning viser samme sekvens i sedimentkjernen flere signifikante topper blant data som representerer tørr massetetthet (DBD, g/cm ³). Gule barer indikerer de syv tynne lagene omtalt i kapittel 4.4.3 og tabell 4-2, som gjør utslag både i glødetap og tørr massetetthet (negativ korrelasjon).	63
Figur 5-10: Alder-/dypmodell basert på makrofossiler fra GEP-214. Svart linje viser best tilpasset graf, mens grå skygge representerer ett standardavvik. De blå punktene indikerer hvor makrofossilene er lokalisert i kjernen. Innstillingen smooth spline ble brukt for å fremstille grafen best. Rundt 6500 og 2000 kal. år BP blir sedimentasjonsraten brattere.	66
Figur 5-11: Alder-/dypmodell fra Geisdalsvatnet med den eldste daterte makrofossilen (Poz-64867) utelatt. Grafen utgjør en jevnere linje sammenlignet med modellen hvor alle åtte dateringene er med (figur 5-10). Merk at grafen går motsatt vei sammenlignet med figur 5-10.	67
Figur 5-12: Alder-/dypmodell fra Geisdalsvatnet uten dateringer av makrofossilene Poz-64866 og Poz-64865 gir bunnsedimentene i kjernen en alder på 8035 kal. år BP.	68
Figur 5-13: Den originale alder-/dypmodellen plottet mot de to ulike ligningene. Rød stiplet linje viser ligning 1, hvor den eldste makrofossilen er ekskludert. Grønn stiplet linje representerer ligning 2, hvor tredje eldste og nest eldste makrofossil er tatt bort. Bunnsedimentene i GEP-214 får en alder som varierer fra 10 665 til 8035 kal. år BP avhengig av hvilken ligning som blir brukt til å ekstrapolere alderen til 88,18 cm dyp.	69
Figur 5-14: Resulterende feil i alder med prøver som har forventet alder på 10 250 (heltrukket svart linje) og 12 300 (prikket linje) ¹⁴ C-år. A viser hvordan en prøve blir kontaminert av nyere materiale som veier 0,1 mg, og B når materialet med moderne karboninnhold veier 0,02 mg. Figuren er modifisert fra Wohlfarth med flere, 1998, s. 145.	70
Figur 5-15: Alder-/dypmodell fra Vandalsvatnet basert på to sedimentkjerner. Sedimentasjonsraten har en brå knekk rundt 2000 kal. år BP (BP er år 2000). Hentet fra Nesje med flere, 2007, s. 275.	72
Figur 5-16: Alder-/dypmodell fra Vandalsvatnet. Vertikale barer viser dateringer, mens horisontale linjer indikerer aldrene med ett standardavvik (alder er oppgitt i ¹⁴ C-år). Årlig sedimentasjonsrate (oppgitt i cm) er oppført langs grafen. Sedimentasjonsraten øker rundt 4000 og 2000 ¹⁴ C-år. Modellen er hentet fra Nesje med flere, 1991, s. 97.	72
Figur 5-17: XRF-parameterne titan (Ti, grønn linje) og jern (Fe, blå linje) målt i tellerater (kcps) plottet på en x-akse basert på ligningen $y = 0,8952x^2 + 42,545x - 47,74$. Sedimentene i bunnen av GEP-214 får en alder på 10 665 kal. år BP.	74

Figur 5-18: XRF-parameterne titan (Ti, grønn linje) og jern (Fe, blå linje) målt i tellerater (kcps) plottet på en x-akse basert på ligningen $y = 0.3209x^2 + 62.819x$. Sedimentene i bunnen av GEP-214 får en alder på 8035 kal. år BP.	75
Figur 5-19: Kalium og titan gjør utslag ved 56 og 55,5 cm dyp i GEP-114. Utslagene er markert med grønne sirkler.	76
Figur 5-20: Laget rundt 55 cm dyp i GEP-114 er muligens det samme laget som observeres i bunnen av GEP-214.	77
Figur 5-21: Enhet A (8035 – 7425 kal. år BP) i GEP-214 representert av parameterne silisium (Si), kalsium (Ca), kalium (K), jern (Fe) og titan (Ti), oppgitt i tellerater (kcps). Parameterne viser stort sett de samme trendene, med noen avvik.	79
Figur 5-22: Verdier for tørr massetetthet (DBD, oppgitt i g/cm^3), magnetisk susceptibilitet ($SI \cdot 10^{-5}$) og glødetap (%) i enhet A, (8000 – 7400 kal. år BP) i GEP-214. Tørr massetetthet og glødetap viser negativ korrelasjon, mens magnetisk susceptibilitet viser liten variabilitet i verdiene.	80
Figur 5-23: I enhet B (7400 – 2100 kal. år BP) viser XRF-parameterne (Si, Ca, K, Fe og Ti) stort sett de samme trendene. Vertikale barer indikerer de syv lagene som slår ut med høyere tellerater (omtalt i tabell 4-2).	82
Figur 5-24: Verdier for tørr massetetthet (DBD, oppgitt i g/cm^3), magnetisk susceptibilitet ($SI \cdot 10^{-5}$) og glødetap (%) i enhet B (7400 – 2100 kal. år BP) i GEP-214. Vertikale barer indikerer de syv lagene omtalt i tabell 4-2. DBD og LOI viser negativ korrelasjon, mens MS-verdier hovedsakelig viser støy og er konsentrert rundt lave verdier.	83
Figur 5-25: Fe/Ti-ratio gir utslag ved samme dyp som de syv lagene er observert (tabell 4-2). Utslagene er markert med røde ringer, og indikerer redoksprosesser.	84
Figur 5-26: I enhet C (2000 – 950 kal. år BP) i GEP-214 er det en svak økning i tellerater for kalsium, kalium, jern og titan. Silisium viser en mindre tydelig trend.	86
Figur 5-27: Verdier for tørr massetetthet (DBD, oppgitt i g/cm^3), magnetisk susceptibilitet ($SI \cdot 10^{-5}$) og glødetap (%) i enhet C (2000 – 950 kal. år BP) i GEP-214. Vekten av tørr massetetthet stiger gjennom hele sekvensen, hvor glødetapsverdiene synker på tilsvarende vis. Magnetisk susceptibilitet viser en økende trend.	87
Figur 5-28: XRF-parameterne (silisium, kalsium, kalium, jern og titan) viser god korrelasjon i enhet D (950 kal. år BP til nåtid). Trenden viser en kraftig økning blant samtlige parametere rundt 800 kal. år BP, og telleratene holder seg relativt høye til 260 kal. år BP. Ved 260 kal. år BP er det en reduksjon i tellerater, før de stiger på nytt.	90
Figur 5-29: Verdier for tørr massetetthet (DBD, oppgitt i g/cm^3), magnetisk susceptibilitet ($SI \cdot 10^{-5}$) og glødetap (%) i øverste enhet i GEP-214 (950 kal. år BP til nåtid). Både DBD og MS når sine høyeste verdier gjennom hele kjernen i enhet D, mens LOI har de laveste glødetapsverdiene i kjernen (<4 %).	91
Figur 5-30: Oversiktskart som viser Jostedalsbreen, Breheimen og Jotunheimen. Lokalitetsnumrene representerer følgende breer: 1: Spørteggbreen, 2: Tverreggibreen, 3: Storegrovbreen, 4: Ytstebreen, 5: Nordre Holåbreen (Breheimen), 6: Styggedalsbreen, 7: Fannaråkbreen, 8: Bøverbreen, 9: Bjørnbreen, 10: Storbreen, 11: Visbreen (Jotunheimen), 12: Nigardsbreen, 13: Bergsetbreen, 14: Lodalsbreen, 15: Fåbergstølsbreen, 16: Bødalsbreen, 17: Tuftebreen (Jostedalsbreen). Bakgrunnskart er hentet fra Kartverket, 2015.	94
Figur 5-31: Maksimumutbredelse under den lille istid representert av brearmer fra Jostedalsbreen, breer i Breheimen og i Jotunheimen. Nigardsbreen (12) kulminerte i 1748, i overkant av 120 år tidligere enn Spørteggbreen (1). Det er større variasjon for når breene i Breheimen nådde sin største utbredelse, som varierer fra 1750 – 1870. I Jotunheimen er det registrert en klynge fra 1740 – 1790 hvor de fleste breer kulminerte. Merk at det er usikkerheter rundt dateringen av nr. 14 (Lodalsbreen). Forklaring på lokalitetsnummer finnes under figur 5-30.	95

Figur 5-32: Oppsummeringsfigur som viser variasjoner i titan, korrelert med morener og aldrer fra lichenometri. Heltrukket linje viser tellerater for titan fra GEP-214, mens stiplet linje er basert på antatte verdier. Grønne kurvede linjer indikerer randmorener i relativ størrelse til hverandre. Aksen på høyre side angir distansen randmorener fra de ulike brefremrykkene er avsatt fra dagens bremargin. Baren øverst i figuren viser korrelasjon med glisiale episoder registrert i Vandalsvatnet (Nesje med flere, 2006). 98

Tabelliste

Tabell 2-1: Månedlig og årlig gjennomsnittstemperatur (°C) for normalperioden 1961- 1990 for målestasjonene ved Fjærland – Skarestad, Sognefjellhytta og Bråtå. Stasjonen på Sognefjellhytta har flest måneder med minusgrader og lavest årlig gjennomsnittstemperatur. Data er hentet fra eKlima.	10
Tabell 2-2: Månedlig nedbørsmengde (mm) for normalperioden 1961- 1990 for målestasjonene ved Fjærland – Skarestad, Sognefjellhytta og Bråtå. Stasjonen ved Fjærland – Skarestad mottar årlig mer enn tre ganger så mye nedbør som Bråtå og i overkant av dobbelt så mye nedbør som Sognefjellhytta mottar. Data er hentet fra eKlima.	11
Tabell 4-1: Resultat av lichenometri målt i breforlandet til Spørteggreen. De største kartlavene (rhizocarpon geographicum) fra hver lokalitet varierer fra 55 mm til 324 mm.	34
Tabell 4-2: Informasjon om de syv tynne lagene i enhet C; på hvilket dyp i kjernen de er, beskrivelse av laget, hvilke parametere som slår ut med høye verdier for lagene, og estimert alder. Visuelt er det ikke mye som skiller lagene fra hverandre, og det er de samme parametere (titan, kalsium, kalium og jern) som har større verdier hos samtlige. Lag 1 og 4 har i tillegg økte klorverdier. Estimert alder er basert på alder-/dypmodell (innstillingen smooth spline for lag 2- 7 og interpolated for lag 1) fra daterte makrofossiler (tabell 4-3 og figur 5-10).	42
Tabell 4-3: Radiokarbondaterte makrofossiler oppgitt i ¹⁴ C-alder og kalibrert alder. BP (before present; før nåtid) er 1950.	44
Tabell 5-1: Resultat av lichenometri målt i breforlandet til Spørteggreen korrelert med estimerte aldre hentet fra Winkler med flere, 2003 (med referanser deri). De tre første kolonnene og den siste kolonnen er fra dette studiet, mens dataene i de andre kolonnene er hentet fra Winkler med flere, 2003. Alderen kartlavet får, er avhengig av hvilken ligning som er brukt for å kalkulere vekstraten (se forklaring i tekst). De største kartlavene er så gamle at de ikke kan gis en riktig alder.	46
Tabell 5-2: Korrelasjonsanalyse av 11 XRF-parametere sett i forbindelse med total tellerate for GEP-214. Grønne felt markerer korrelasjonskoeffisient over 0,7, mens røde felt representerer negativ korrelasjon. De fem parameterne som har positiv korrelasjon over 0,7 med total tellerate (kalsium, titan, jern, kalium og silisium) danner grunnlag for videre tolkning av GEP-214.	65
Tabell 5-3: Sedimentasjonsrate for Geisdalsvatnet basert på dateringer av åtte makrofossiler fra GEP-214. Størst sedimentasjonsrate er i tidsrommet rundt ~ 6500 kal. år BP og de siste 2000 kal. år BP.	71

Abstract

The purpose of this master thesis has been to reconstruct Holocene glacier fluctuations in Geisdalen. Spørteggreen which is located in the north eastern part of the valley is a 28 km² plateau glacier. The reconstruction is based on quaternary mapping of the valley, lichenometry on the glacier foreland, and lake sediments from the proglacial lake Geisdalsvatnet. Lichenometric dates have been correlated to other age estimates from moraines in front of glacier outlets from the Jostedalsbreen ice cap and several glaciers in Breheimen and Jotunheimen. Two piston cores and one HTH-core have been retrieved from Geisdalsvatnet and based on them a multi proxy approach has been carried out.

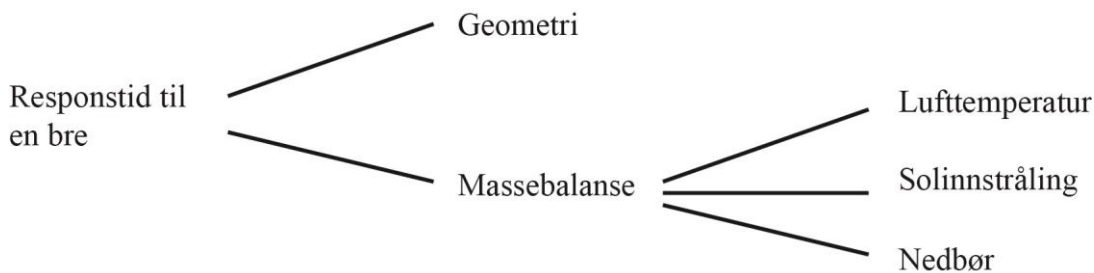
The oldest Holocene glacial activity recorded in the valley is located in the western part where Geisdalen meets Jostedal. Several lateral moraines, about 6 km from today's glacier margin, crossing a glaciofluvial terrace that indicates a former ice-dammed lake. The meltwater from Spørteggreen has been dammed up by a valley glacier occupying Jostedal and formed a terrace. When the valley glacier retreated, the glacier tongue of Spørteggreen advanced and subsequently deposited moraines on top of the glaciofluvial deposits. Afterwards Spørteggreen retreated significantly. The next glacial advance is indicated by two sets of parallel moraines about 1.2 km from today's glacier margin and interpreted as the Erdalen event. The basal part of one of the cores (GEP-214) consists of minerogenic material. Radiocarbon dates of macrofossils from the core have made it possible to construct an age-/depth model and extrapolation of the age estimates indicate that the basal part of the core correlates with the glacial episode Finse event around 8200 cal. yr BP. Following the Finse event, analysis of the core indicates that the glacier melted away from the catchment and the first reoccurrence is estimated to be around 1000 cal. yr BP. The period between 78000 – 1000 cal. yr BP is characterized by organic input interrupted by events interpreted as paraglacial material, possibly due to heavy precipitation. Careful interpretation of XRF-data, loss-on-ignition, dry bulk density and magnetic susceptibility, in addition to lichenometric dates indicate that the little ice age culminated in 1870. The little ice age is also evident from several lateral moraines about 800 meters from today's glacier margin.

1. Introduksjon

1.1 Innledning

Det siste tiåret har det vært stort fokus på klima. Spørsmålet mange stiller seg, er om endringene vi opplever er menneskeskapte eller en del av en naturlig syklus, og hvilke konsekvenser de vil føre til (for eksempel Christy med flere, 2006; Mitchell med flere, 2006). Land vil bli rammet på ulike måter som følge av endringene. Øygrupper på den sørlige halvkule vil være i fare for å bli oversvømt på grunn av stigende havnivå, mens andre regioner vil bli utsatt for ekstrem tørke (IPCC, 2014). På den nordlige halvkule, spesielt i Alpene og Skandinavia, er volumendringer av isbreer i fokus. De siste tiårene har breer vist en negativ trend og, med noen unntak, minket drastisk i omfang (figur 1-2) (Dyurgerov og Meier, 2000; Oerlemans, 2005). For å forutsi hvordan eventuelle følger av klimaendringer vil påvirke fremtiden, er det viktig å ha kunnskap om hvordan endringene har svinget i historisk tid.

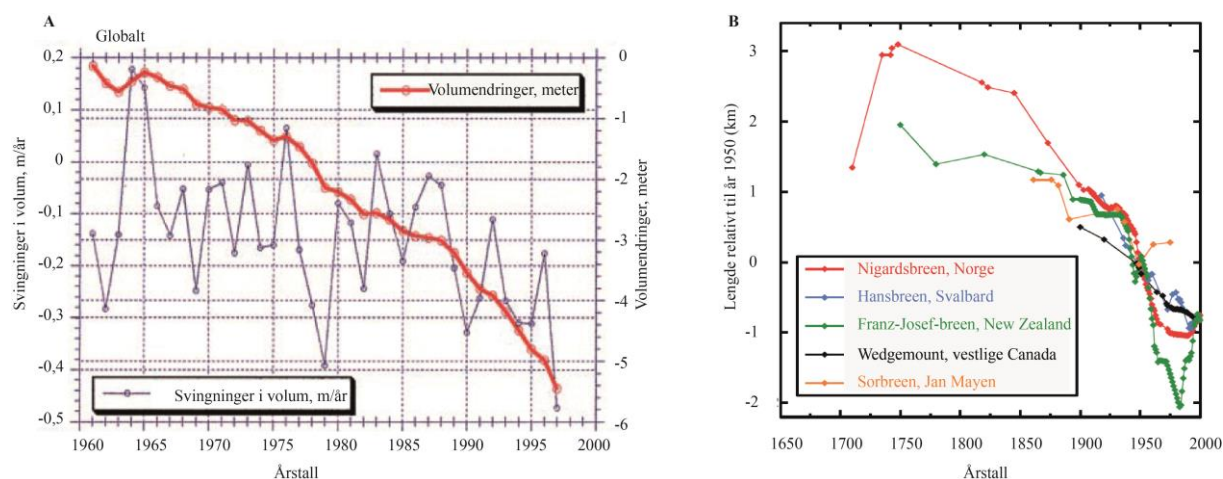
Det blir stadig viktigere å studere breer for å forklare klimaendringer. Breer reagerer direkte på endringer i klima, med en viss tidsforsinkelse, og endres ikke over tid på samme måte som organiske klimaindikatorer (Oerlemans, 2005). Forskning utført ved breer over hele verden viser at endringer i breens lengde reflekterer globale temperatursignaler. Faktorer som har betydning for responstiden til en bre, er geometri og massebalanse (figur 1-1). Geometri vil i denne forbindelse si hvor bratt helningsgrad overflaten har. Massebalansen blir påvirket av lufttemperatur, solinnstråling og nedbør. Responstiden vil i tillegg være proporsjonal til breens størrelse, og kan dermed variere over tid (Imhof med flere, 2012). Basert på dette, kan breens lengde brukes som en indirekte indikator (proxy) på klima, og er uavhengig av andre proxyer og instrumentelle data (Oerlemans, 2005). Proxydata er betegnet som en uavhengig variabel som indirekte sier noe om endringer i en annen variabel (Bradley, 1999).



Figur 1-1: Faktorer som påvirker responstiden til en bre. Basert på Oerlemans, 2005.

1. Introduksjon

Som figur 1-1 viser, reagerer breer både på lufttemperatur og nedbør. Temperatur er avgjørende for ablasjonssesongen, som i Norge er i tidsrommet fra 1. mai til 30. september. I akkumulasjonssesongen, som tilsvarende strekker seg fra 1. oktober til 30. april, spiller nedbør i form av snø en større rolle (Imhof med flere, 2012). Avhengig av faktorene vil tiden det tar før en bre reagerer på klimaendringer variere sterkt fra en bre til en annen. En lang bre med forsiktig helning, for eksempel Nigardsbreen som har en responstid rundt 20 år, vil dermed kun reflektere langvarige endringer i klima (Nesje og Dahl, 2003; Imhof med flere, 2012). Briksdalsbreen, som er kort, bratt og har en responstid i underkant av fire år, vil være i stand til å fange opp også kortvarige klimaendringer (Oerlemans, 2007; Imhof med flere, 2012). Når man ønsker å bruke brevariasjon som en proxy for å fremstille hvordan klimaet har vært over en periode, er det derfor vesentlig å ta hensyn til valg av lokalitet. For å oppnå signaler på klimasvingninger som har foregått på kortvarig skala, bør en velge en bre som har kort responstid.



Figur 1-2: Endringer i omfang av breer. A: Globalt estimat av breer. Rød linje viser kumulativ volumendring, lilla linje viser årlige fluktasjoner. Modellen er lett modifisert fra Dyurgerov og Meier, 2000, s. 1408. B: Variasjoner i breers lengde. Rød linje representerer Nigardsbreen. I tillegg er breer fra Svalbard, New Zealand, vestlige Canada og Jan Mayen fremstilt. Punktene viser datapunkt, som er relativt begrenset før 1900-tallet. Modellen er lett modifisert fra Oerlemans, 2005, s. 675.

Det finnes flere måter å rekonstruere breer på. Blant metodene som er vanlige, er kombinasjoner av historiske data, sammensetting av morenestratigrafi, lichenometri, dendrokronologi og innsjøsedimenter (Matthews og Dresser, 2008). Kwartærgeologisk kartlegging er nyttig for å rekonstruere brefluktasjoner, men metoden gir ikke nødvendigvis en kontinuerlig fremstilling av historien. Eldre landformer kan ha blitt ødelagt både av nye og større brefremrykk, samt av andre forstyrrende agenser, slik at en tolkning kun basert på

1. Introduksjon

kvartærgeologisk kartlegging blir ufullstendig (Dahl og Nesje, 1994). Karlén er en pioner for bruk av innsjøsedimenter (Karlén, 1976). Innsjøsedimenter fra vann som mottar smeltevann fra isbre gir et kontinuerlig høyoppløselig arkiv, og akkumulasjon av sedimentære enheter gjenspeiler fluktuasjoner i breen. Sedimentasjonen pågår gjerne uforstyrret over lengre perioder og kan derfor brukes til å tolke paleoklima. Ved å kalkulere sedimentasjonsraten kan man finne ut varigheten på glasiøse episoder og sammenligne den med andre områder, både på lokal og global skala (Karlén og Matthews, 1992). Innsjøsedimenter brukes til forskjellige analyser, inkludert fysiske egenskaper, magnetiske egenskaper, geokjemiske signaturer, i tillegg til å danne grunnlag for dateringsmetoder (se for eksempel Røthe med flere, 2015). Metoden er dermed blant de viktigste når det gjelder brefluktuasjoner i holosen, og er videre en betydelig proxy for klimaendringer for samme epoke (Karlén og Matthews, 1992).

Proglasiøse innsjøsedimenter ble først brukt som en proxy for brefluktuasjoner hvor det ble etablert en ratio fra organisk til ikke-organisk (minerogent) materiale. Når klimaet tillater det, vil det være en større produksjon av organisk materiale. På tilsvarende måte vil mengden minerogent innhold (silt og leire), som dannes når breen eroderer berggrunnen, øke i kaldere perioder i takt med breens omfang (Karlén, 1976). Innsjøsedimenter er nå brukt i de fleste studier hvor formålet er å rekonstruere bre- og/ eller klimafluktuasjoner (for eksempel Nesje med flere, 1991; Sønstegeard, 1999; Vasskog med flere, 2012; Røthe med flere, 2015). For å undersøke innholdet i innsjøsedimenter blir glødetapsanalyser ofte anvendt. Glødetapsanalyser måler det relative forholdet mellom organisk og ikke-organisk innhold, i tillegg til materialets tetthet (se kapittel 3.2.2 og 5.3.3 for mer detaljert beskrivelse) (Dean, 1974).

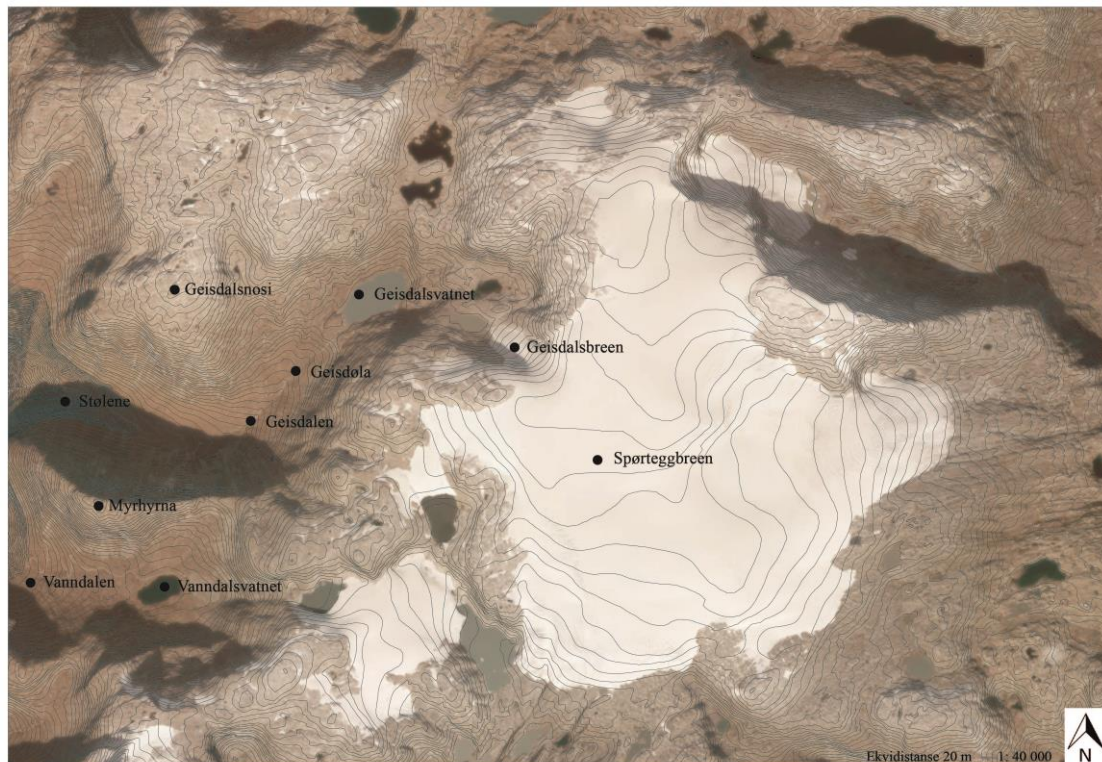
1.2 Formål

Jostedalsbreen har over lengre tid vært brukt som lokalitet for forskning på klimafluktuasjoner på Vestlandet. Årsaken er at brearmene er gunstig lokalisert med tanke på den nordatlantiske oscillasjon og polarfronten, og får derfor tilført betydelig nedbør i form av snø på vinterhalvåret. Mye av forskningen har konsentrert seg om Nigardsbreen og Briksdalsbreen, hvor det finnes etablerte kronologier av randmorener og dateringer (for eksempel Vorren, 1973; Nesje med flere, 1991; Rye med flere, 1997; Dahl med flere, 2002; Nesje, 2005; Imhof med flere, 2012). Øst for Jostedalsbreen har området som omfatter Jotunheimen, vært grunnlag for flere studier av klimaendringer (for eksempel Matthews med flere, 1997; Barnett

1. Introduksjon

med flere, 2001). Som følge av at Jotunheimen befinner seg på østsiden av nedbørsregimet, mottar regionen betraktelig mindre nedbør enn Vestlandet. Området rundt Spørteggbreen gjenstår som et relativt lite utforsket område, til tross for en interessant plassering på skillet mellom maritimt og kontinentalt klima.

Formålet med dette masterstudiet er å rekonstruere fluktuasjoner i Spørteggbreen gjennom holosen. Noe forskning har blitt utført i området (for eksempel Nesje med flere, 2006; Nesje med flere, 2007). Dette er gjort med utgangspunkt i Vandalsvatnet, som drenerer en liten del av den sørlige Spørteggbreen (figur 1-3), og det er noe usikkert i hvilken grad variasjoner i denne vil samsvare med fluktuasjoner i platået på Spørteggbreen. Geisdalsbreen er en av brearmene til Spørteggbreen. Som følge av at brearmen er relativt liten og har bratt relieff, har den kort responstid og er dermed egnet til å gjenspeile kortvarige klimafluktuasjoner i holosen. Fra toppen av Spørteggbreen drenerer smeltevann via Geisdalsbreen og videre til Geisdalsvatnet. Geisdalsvatnet er på grunnlag av det en ideell lokalitet for å ta sedimentkjerner. I breforlandet er det observert flere randmorener hvor lichenometri kan utføres. Videre er mesteparten av Geisdalen dekket av løsmasser som vil danne grunnlag for et kvartærgeologisk kart.



Figur 1-3: Oversiktsbilde av Spørteggbreen. Geisdalsvatnet mottar drenering fra toppen av platået og er dermed representativt for hele breen.

1. Introduksjon

1.3 Problemstilling

- I hvilken grad kan kvartærgeologisk kartlegging, lichenometri og innsjøsedimenter si noe om holosen brevariasjon i Geisdalen og ved Spørteggbreen?
- I hvilken grad er Geisdalsvatnet egnet til å rekonstruere brevariasjoner ved Spørteggbreen?

2. Områdebeskrivelse

Spørteggbreen er en platåbre på vel 28 km² (Nesje med flere, 2006), lokalisert i Breheimen (figur 2-1 og 2-2). Breheimen blir av Aa og Sønstegard (2006) avgrenset til områdene mellom Jostedal, Lustrafjorden, Sognefjellsveien og Ottadalen. Spørteggbreen har flere brearmer, hvor én har utløp mot Geisdalen, lokalt kalt Geisdalsbreen. Geisdalen er en østlig hengende sidedal til Jostedal, med halvmåneformet aspekt fra nordvest til nordøst (61,6°N, 7,3°Ø). Dalen er vel 7 km lang og har et relieff fra omtrent 500 moh. til vel 1500 moh. Geisdøla drenerer noe av vannet fra Spørteggbreen ned til Jostedøla og videre ut til Lustrafjorden. På 1980-tallet ble proglasiale Geisdalsvatnet demmet opp til kraftproduksjon i regi av Statkraft (Sørensen med flere, 2013). Geisdalsvatnets omkrets er 2,5 km og er lokalisert ca. 1 km fra dagens bremargin, med en høydeforskjell på ca. 110 meter.

Spørteggbreens relieff strekker seg fra 1280 moh. til 1760 moh. Fastland-Europas største bre, Jostedalsbreen, er ca. 10 km i luftlinje vest for Spørteggbreen, mens Jotunheimen er omtrent 30 km øst for breen. De høyeste fjelltoppene i området rundt Jostedal varierer fra 1400 til 1900 moh., mens Galdhøpiggen strekker seg opp til 2469 moh. i Jotunheimen.

Til tross for at Spørteggbreen er lokalisert på Vestlandet, kan klimaet kan regnes som semi-kontinentalt; en blanding mellom maritimt og kontinentalt værssystem (mer om klimaet i kapittel 2.4). Breen er vel 15 km i luftlinje fra indre del av Lustrafjorden og omtrent 130 km fra kysten.

2.1 Geologi

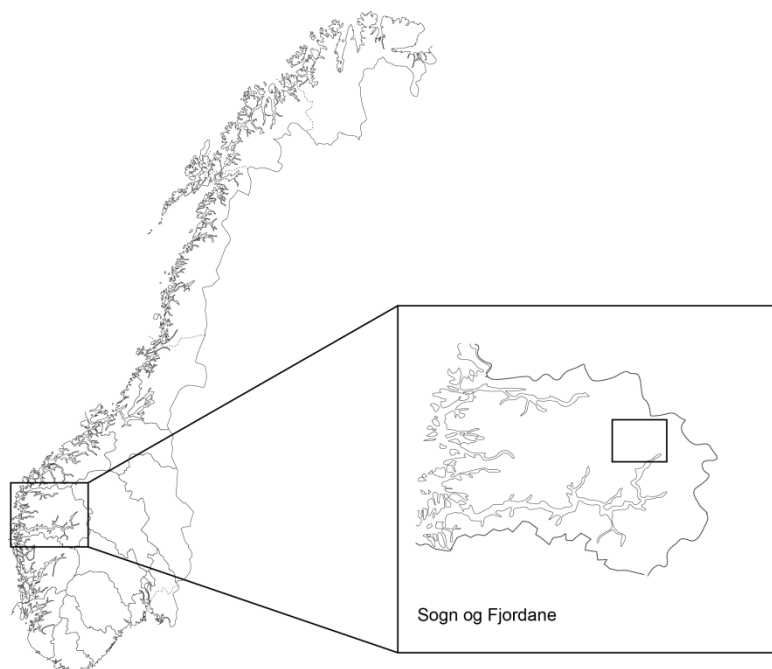
Området rundt Spørteggbreen domineres hovedsakelig av grunnfjell og omdannet kambro-silurske sedimentære bergarter. Sistnevnte blir lokalt omtalt som Skurvenosiformasjonen (Aa og Sønstegaard, 2006) etter en fjelltopp øst for Mørkrisdalen. Fjellområdet mellom Spørteggbreen og Harbardsbreen nordøst for Geisdalen består av øyegneis og kvartsdiorittisk gneis med soner med gabbro og amfibolitt. Sørvest for Spørteggbreen er en sone hvor grunnfjellsbergarter har trengt seg inn i Skurvenosiformasjonen, og hvor det finnes gabbro og forskjellige slag av skifer og gneis (Aa og Sønstegaard, 2006). Ifølge kartdata publisert av Norges geologiske undersøkelse består Geisdalen av øyegneis som sannsynligvis er omdannet granitt (2011).

2.2 Vegetasjon

Tregrensen i Geisdalen er rundt 900 moh., men er stedvis påvirket av beite, hogst og skred. Det har vært stølsdrift i dalen i flere hundre år, men pga. skredfare er all drift nå konsentrert til de vestlige traktene ved dalmunningen. Bjørkeskogen er dominerende, samtidig som det er stort innslag av forskjellige typer lyng, deriblant blåbærlyng, tyttebærlyng og blokkebærlyng. I områder hvor skogen er hugget ned og beitet har satt sitt preg, er det store forekomster av torv og myr. Over 900 meter er det sparsom vegetasjon, og den består hovedsakelig av morenedekke og lyngvegetasjon. Fra Geisdalsvatnet, som er 1211 moh., og videre oppover mot Geisdalsbreen, er det snaufjell med lavvokst vegetasjon (lyng og mose), i kombinasjon med skredmateriale og blokkforvitring.

2.3 Løsmasser

Løsmassedekket i Geisdalen gjenspeiler mye av breens historie. Betydelige områder består utelukkende av morenemateriale i varierende omfang. De bratte dalsidene har ført til flere skredhendelser, særlig steinskred fra Myrhyrna sør for Geisdalen (figur 1-3). Området rundt Geisdalsvatnet viser tydelige spor på frostsprengning.



Figur 2-1: Oversiktskart over feltområdet. Spørteggbreen er i Luster kommune i Sogn og Fjordane.

2. Områdebeskrivelse



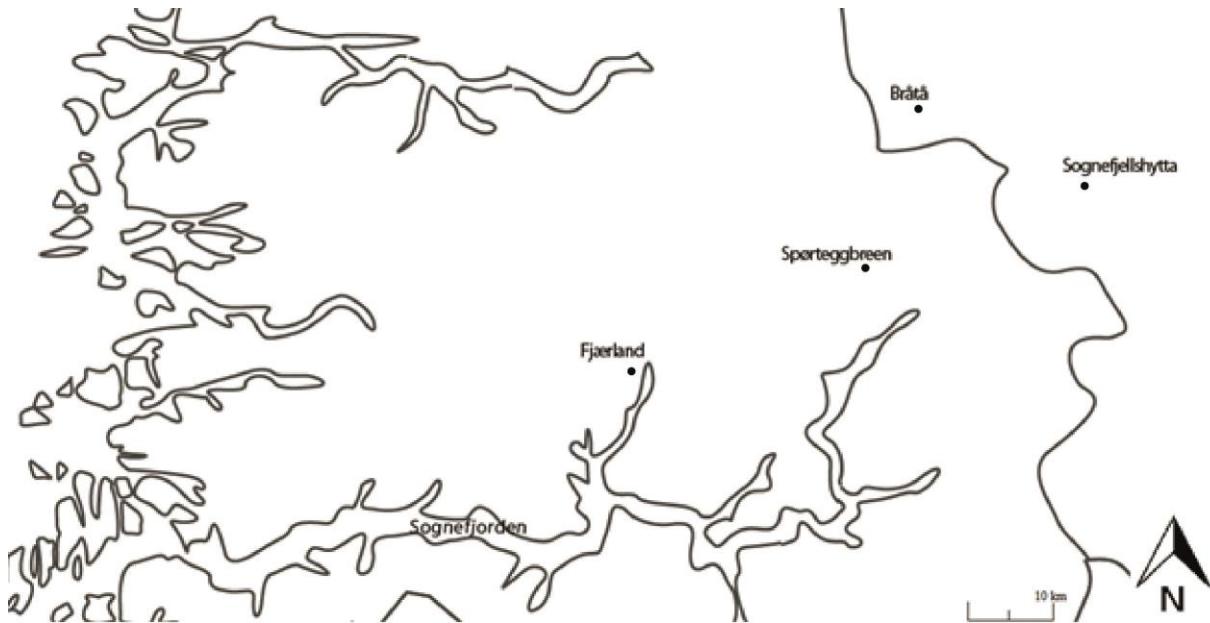
Figur 2-2: Oversiktskart over feltområdet. Geisdalen (rød stiplet linje) går nordøstover fra Jostedal og opp til Geisdalsvatnet. Øst for Geisdalsvatnet ligger Geisdalsbreen (utløper til Spørteggbreen). Målestokk 1:100 000. Kilde: Kartverket, 2015.

2.4 Klima

Klima blir definert som det gjennomsnittlige været de siste 30 år og er et samlebegrep for temperatur, nedbør og vind (WMO, 2015). Norge har langt mildere klima enn andre steder ved samme breddegrad. Det er et resultat av Golfstrømmen, som sender varme havmasser mot norskekysten, og av at sørvestlige vinder frakter varme og fuktighet som blir absorbert av Norskehavet (Amundsen, 2012).

De tre nærmeste målestasjonene til Spørteggbreen er Sognefjellhytta i Lom kommune, Bråtå i Skjåk og Fjærland – Skarestad (figur 2-3). De er lokalisert henholdsvis 1430, 712 og 10 moh.

2. Områdebeskrivelse



Figur 2-3: Oversiktskart over målestasjonene i nærheten av Spørteggbreen. Fjærland – Skarestad er lokalisert sørvest for Spørteggbreen, Bråtå i nord og Sognefjellshytta nordøst for breen.

Med utgangspunkt i høyde over havet er både klimastasjonene ved Sognefjellshytta og i Bråtå innenfor spekteret til Geisdalen. Bråtå er derimot kjent for å ligge i regnskyggen, og er derfor ikke like representativ i dette tilfellet. Sognefjellshytta er på omtrent samme høyde som dagens bremargin til Geisdalsbreen. Klimastasjonen ved Fjærland – Skarestad er like ved fjorden og er preget av et mer maritimt klima. Som følge av forskjellene i klimaforhold er det også relativt store ulikheter i temperatur og nedbørsmengder.

2.4.1 Temperatur

Sognefjellshytta har åtte måneder med temperaturer under 0°C , og gjennomsnittstemperaturen for hele året er $-3,1^{\circ}\text{C}$. For Bråtå er det seks måneder med minusgrader og en årlig gjennomsnittstemperatur på $1,3^{\circ}\text{C}$. De mildeste temperaturene finnes ved Fjærland – Skarestad, hvor det årlig er åtte måneder med plussgrader og en gjennomsnittstemperatur på $5,1^{\circ}\text{C}$. Alle temperaturmålingene er basert på gjennomsnitt for normalperioden 1961- 1990 (tabell 2-1)

2. Områdebeskrivelse

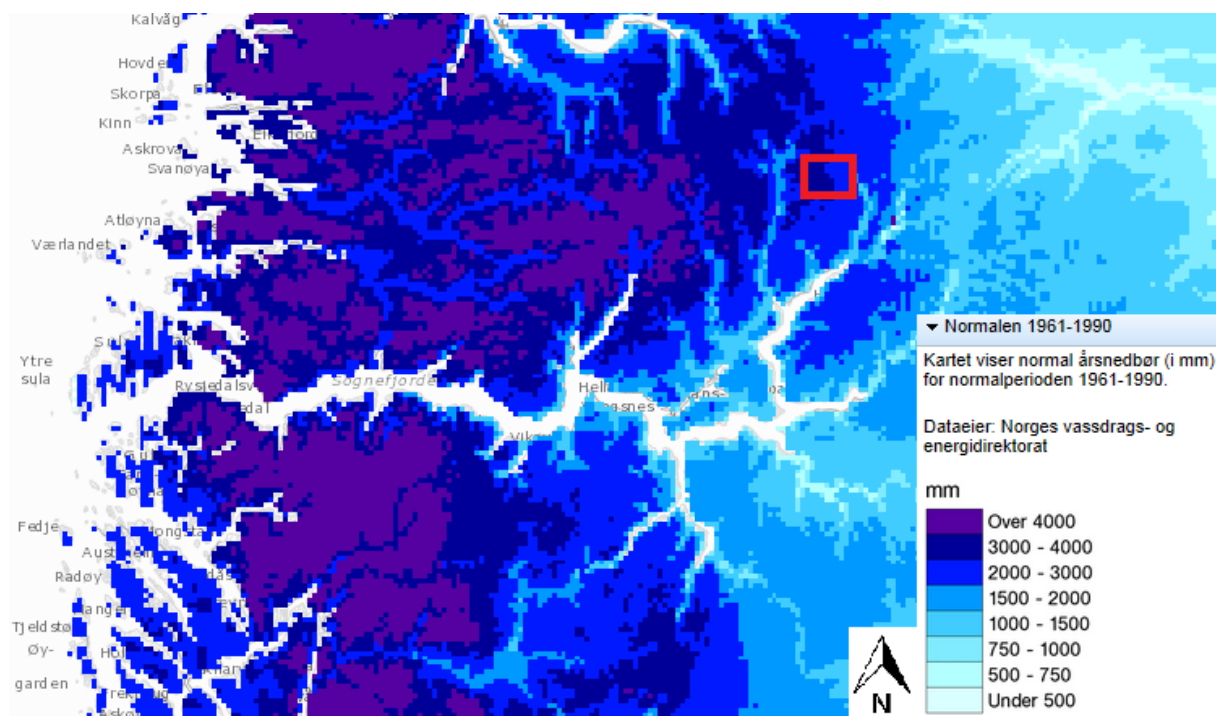
Tabell 2-1: Månedlig og årlig gjennomsnittstemperatur (°C) for normalperioden 1961- 1990 for målestasjonene ved Fjærland – Skarestad, Sognefjellhytta og Bråtå. Stasjonen på Sognefjellhytta har flest måneder med minusgrader og lavest årlig gjennomsnittstemperatur. Data er hentet fra eKlima.

Målestasjon	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	År
<i>Fjærland - Skarestad 10 moh.</i>	-3,3	-3,0	-0,1	3,7	9,6	13,3	14,3	13,3	9,3	5,7	0,6	-2,1	5,1
<i>Sognefjellhytta, 1430 moh.</i>	-10,7	-10,2	-9,4	-5,8	-0,2	4,2	5,7	5,4	1,2	-2,1	-6,9	-8,8	-3,1
<i>Bråtå 712 moh.</i>	-8,6	-7,4	-4,4	-0,1	5,8	10,2	11,5	10,5	6,2	2,0	-3,9	-6,8	1,3

2.4.2 Nedbør

Spørteggbreen er nær grensen som skiller mellom et nedbørsregime i øst – vest-aspekt. Geisdalsbreen, en vestlig brearm til Spørteggbreen, mottar betydelig mer nedbør enn østlige deler av breen (figur 2-4). Det er også store forskjeller i årlig nedbør for de tre utvalgte klimastasjonene, hvor Fjærland – Skarestad skiller seg ut med betydelige større nedbørsmengder. Med utgangspunkt i normalperioden 1961 – 1990 får nevnte stasjon mer enn dobbelt så mye nedbør sammenlignet med Sognefjellhytta, og mer enn tre ganger så mye nedbør som Bråtå (tabell 2-2). Det er rimelig å anta at Spørteggbreen, med grunnlag i beliggenhet (vest for Sognefjellhytta) og høyde over havet (høyere enn Fjærland), mottar nedbørsverdier som er høyere enn verdiene til klimastasjonene ved Fjærland – Skarestad og Sognefjellhytta. Bakgrunnen for det er at Sognefjellhytta er lokalisert lenger øst og nærmere regnskyggen, mens Fjærland er nærmere havnivå. Med en nedbørsgradient på 8 % per 100 meter, vil høyereliggende lokaliteter motta mer nedbør.

2. Områdebeskrivelse



Figur 2-4: Årsnedbør for normalperioden 1961- 1990. Spørteggbreen er lokalisert på nedbørgrensen mellom vest og øst. Mesteparten av breen mottok årlig mellom 3000 og 4000 mm nedbør, mens østlige del hadde 2000- 3000 mm nedbør pr. år. Modellen er interpolert fra ulike målestasjoner, og kan dermed avvike noe fra reelle verdier. Data er hentet fra SeNorge.

Tabell 2-2: Månedlig nedbørsmengde (mm) for normalperioden 1961- 1990 for målestasjonene ved Fjærland – Skarestad, Sognefjellhytta og Bråtå. Stasjonen ved Fjærland – Skarestad mottar årlig mer enn tre ganger så mye nedbør som Bråtå og i overkant av dobbelt så mye nedbør som Sognefjellhytta mottar. Data er hentet fra eKlima.

Målestasjon	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	År
<i>Fjærland - Skarestad</i>	198	138	158	82	71	88	102	129	238	245	217	239	1905
<i>Sognefjellhytta</i>	76	48	63	30	40	60	78	85	109	108	82	81	860
<i>Bråtå</i>	62	37	43	15	21	33	43	45	55	62	61	71	548

2.5 Tidligere forskning – brevariasjon i området gjennom holosen

I første del av preboreal, fra ca. 11 400 kal. år BP (Andersen, 1980; Corner, 1980), var brearmene til Jostedalsbreen dynamisk aktive og strømmet ned fra platået på begge sider av breen. I midtre del av samme periode var deglasiasjonen preget av tilbaketrekkende breer og

2. Områdebeskrivelse

vertikal nedsmelting (Nesje med flere, 1991). Tilbaketrekkingen foregikk hurtig som følge av at breer kalvet i fjorder, deriblant i Sognefjorden og Nordfjorden (Rye med flere, 1997). Rundt overgangen mellom preboreal og tidlig boreal, ca. 10 300 kal. år BP, ble klimaet kjøligere, og breene rykket frem på nytt (Dahl med flere, 2002) (figur 2-5). Det finnes morener avsatt opp til én km utenfor endemorene fra den lille istid, og har fått navnet Erdalen event fordi de først ble studert ved Erdalsbreen, som er et nordvestlig utløp av Jostedalsbreen (Rye med flere, 1997). Det første fremrykket, mellom 10 100 og 10 050 kal. år BP, var et resultat av økt vinternedbør, mens det andre fremrykket, som hendte rundt 9700 kal. år BP, hovedsakelig var forårsaket av lavere sommertemperaturer som førte til at eksisterende breer ble reaktivert (Dahl med flere, 2002). Likevektslinjen til Spørteggbreen under Erdalen event er estimert ca. 400 meter lavere enn dagens likevektslinje (korrigert for glasioisostasi på 60 meter) (Nesje med flere, 1991).

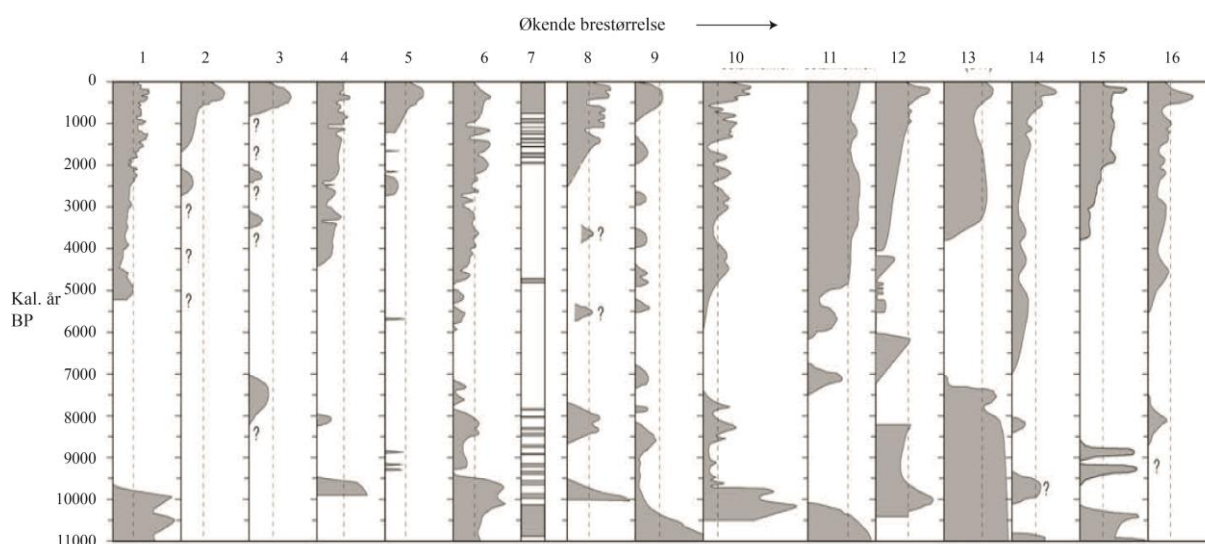
Under klimaoptimum, ca. 8000 til 5000 kal. år BP (Rye med flere, 1997) i atlantikum, var temperaturen minst 2,7°C/1,8°C varmere enn dagens temperaturer (henholdsvis med og uten dagens klimatiske effekt av Jostedalsbreen). Likevektslinjen var omtrent 400 meter høyere enn dagens nivå, noe som sannsynligvis førte til at de fleste breer, med mulig unntak av noen få høyere liggende breer, smeltet bort (Nesje med flere, 1991). Nedslagsfeltet til Oppstrynsvatnet, som er en proglacial innsjø for Erdalsbreen, var sannsynligvis mer eller mindre isfritt fra ca. 6700 til 5700 kal. år BP (Vasskog med flere, 2012).

Klimaoptimum ble avbrutt av en periode hvor sommertemperaturene falt, samtidig som både vintertemperatur og årlig nedbør økte. Det førte til betydelige brefremrykk og fikk navnet Finse event (Dahl og Nesje, 1994; Nesje med flere, 2006). Skiftet i klimaet kommer tydelig fram i pollenanalyser som blant annet viser at tregrensen i Jotunheimen var lavere i det tidsrommet (Barnett med flere, 2001). Ved Vanndalsvatnet er det registrert åtte kortlevde glasiale episoder som kulminerte rundt 8850, 8450, 8350, 8250, 8200, 7900, 7300 og 7150 kal. år BP (Nesje med flere, 2006).

Senere i atlantikum, rundt 6300 og 5300 kal. år BP, begynte Jostedalsbreen og vokse frem igjen (Nesje med flere, 1991). Det har vært flere neoglasialer i holosen, og det har variert mellom synkrone og asynkrone brefremrykk. Ifølge Bakke med flere (2010) har den nordlige halvkule hatt synkrone glasiale episoder rundt 4200, 2700 og 1300 kal. år BP (før år 2000), i tillegg til den lille istid (fra 1730-tallet til 1930-tallet i områder med geografisk nærhet til Spørteggbreen) (Winkler med flere, 2003). Basert på innsjøsedimenter er det blant annet

2. Områdebeskrivelse

tydelige indikasjoner på en neoglasial ved Erdalsbreen rundt 4200 kal. år BP (Vasskog med flere, 2012). Karlén og Matthews (1992) hevder derimot at neoglasial i Sør-Norge var asynkron som strakk seg fra 7300 til 950 kal. år BP eller senere. Ved Gjuvvatnet nordøst for Lustrafjorden startet neoglasial så tidlig som 7300 kal. år BP, mens ved Flatebrevatnet i Stryn hadde breen fremrykk rundt 5600 kal. år BP eller tidligere. Indikasjoner på neoglasial ved Vanndalsvatnet er datert til ca. 950 kal. år BP, omtrent samtidig som glasial aktivitet startet ved Storevatnet i Volda (Karlén og Matthews, 1992). I tillegg til forskjeller i tidsrom, har neoglasialer også variert i omfang og hyppighet. Ved nevnte Gjuvvatnet er det signal på at det har vært fem neoglasialer, mens ved Vanndalsvatnet og Storevatnet finnes det bare bevis på én glasial periode mellom klimaoptimum og den lille istid (Karlén og Matthews, 1992).



Figur 2-5: Rekonstruksjon av 16 forskjellige breer i Skandinavia gjennom holosen. X-aksen, som viser økende brestørrelse, representerer de ulike breene; 1: Nordre Folgefonna, 2: Ålfotbreen, 3: Midtivatnet, Sunnmøre, 4: Grovabreen, 5: Rambjørgebotnen, 6: Jostedalsbreen, 7: Spørteggbreen, 8: Breheimen, 9: vestlige Jotunheimen, 10: Smørstabbtindan, 11: Bukkehamårbreen, 12: nordlige Hardangerjøkulen, 13: sørvestlige Hardangerjøkulen, 14: Snøhetta, 15: Lyngen, 16: nordlige Sverige. Figuren er hentet fra Nesje, 2009, s. 2126 (med flere referanser deri).

Ved bruk av lichenometri er det satt sammen en kronologi fra den lille istid som viser at breene i Breheimen hadde forholdsvis synkron brefremrykk (Winkler med flere, 2003). De forekom i periodene 1793 – 1799, 1807 – 1813, 1845 – 1852, 1859 – 1862, 1879 – 1885, 1897 – 1898, 1906 – 1908 og 1931 – 1933. Det er bare de morenene som er datert til rundt 1930, og muligens rundt 1810 og 1850 som synes å være synkron for både Breheimen, Jostedalsbreen og Jotunheimen. Morenene i Breheimen avsatt mellom 1879 – 1885 og 1906 – 1908 korrelerer med Jostedalsbreen, hvor morener er datert til 1882 – 1892 og 1906 – 1911 respektivt. Dateringer av fem andre morener i Breheimen under den lille istid korrelerer best

2. Områdebeskrivelse

med morener fra Jotunheimen (Winkler med flere, 2003). I tillegg til usikkerhet rundt dateringsmetoden, er den største variasjonen i brefremrykk innad i Breheimen forårsaket av den klimatiske gradient (vest- øst), og lokale forskjeller blant breer, inkludert morfologi, aspekt og på hvilken høyde over havet de er lokalisert (Winkler med flere, 2003).

Etter den lille istid fulgte en periode med tilbaketrekking som varte helt til 1955. Rundt 1940-tallet var tilbaketrekkingen særlig tydelig, og var et resultat av høye sommertemperaturer i kombinasjon med lite vinternedbør. Etter denne minimumsutbredelsen begynte Briksdalsbreen gradvis å vokse. Det første fremrykket kulminerte i 1977, deretter i 1994 (Nesje, 2005; Imhof med flere, 2012). Fremrykk av maritime breer i Skandinavia på 1990-tallet har fått navnet Briksdalsbre event (Nesje og Matthews, 2012).

3. Metoder

I dette kapittelet vil det bli gitt en kort teknisk beskrivelse av hver metode, etterfulgt av hvordan de har blitt utført. Først vil metodene som har vært brukt i felt, bli presentert, deretter blir laboratorieanalyser beskrevet. Mer detaljert om hvordan de ulike metodene har vært nyttet før, og potensielle feilkilder, vil bli diskutert i kapittel 5. De respektive resultatene fremkommer i kapittel 4.

3.1 Metoder i felt

3.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging

Ved å kartlegge løsmasser og landformer i et område får man indikasjoner på hvilke agenser som har virket. Dette gjelder både prosesser som har foregått langt tilbake i tid, i tillegg til de som fortsatt er aktive. Denne metoden er en vesentlig del av arbeidet med å rekonstruere brevariasjon, og geomorfologien må tolkes i henhold til prosesser som har en utløsende og avsettende virkning.

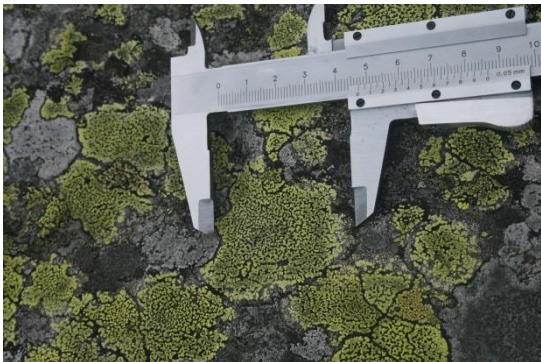
Graving i snitt og løsmasser var en sentral del av kartleggingen. Det ga svar på ulike analyseparametere, f.eks. sortering, lagdeling, rundingsgrad og kornstørrelse, som igjen sier noe om siste avsettende agens. En håndholdt GPS (Garmin eTrex 30 med kartet TOPO Norway Experience 3 - Vest) ble brukt for å stedfeste observasjoner, i kombinasjon med et plastkart (Norge-serien Jostedalsbreen 1: 50 000) og kompass. Det ble også fløyet drone i feltområdet, noe som resulterte i gode oversiktsbilder og har hjulpet med kartleggingen etter at feltoppholdet var ferdig. På samme måte har flybilder med høy oppløsning vært et godt hjelpemiddel, i tillegg til observasjoner fra Norge i bilder (www.norgebilder.no) og Norge i 3D (www.norgei3d.no). Flybildene er fra Widerøes Flyveselskap A/S i målestokk 1: 35 000, serie 1833, tatt i 1966 (bilder 12 – 15) (Widerøe, 1966). Observasjonene, samt data innhentet under kvartærgeologisk kartlegging, inkludert GPS-punkt, beskrivelser av landformer og lokaliteter, har videre blitt implementert i ESRI ArcGis 10.2, og danner grunnlaget for det kvartærgeologiske kartet (figur 4-8). Kartgrunnlaget som har blitt brukt i ArcGIS er FKB-data og administrative grenser fra Kartverket (2014).

3. Metoder

3.1.2 Lichenometri

Lichenometri blir brukt for å datere avsetninger og landformer som er avsatt i nyere tid. Dateringsmetoden er særlig brukt i breforland og i høyere fjellområder (Bradwell, 2010), og er en absolutt dateringsteknikk som er nyttig for de siste 500 år, og er dermed verdifull siden dette er en periode hvor radiokarbondatering er svært unøyaktig (Innes, 1985). Metoden bygger hovedsakelig på forutsetningen om at lav koloniserer en overflate. Dersom man vet tiden det tar mellom substratet blir eksponert og lav begynner å vokse der, i tillegg til lavens vekstrate, kan man finne ut en minimumsalder for avsetningen (Innes, 1985).

I breforlandet i Geisdalen ble det utført lichenometri på 10 forskjellige lokaliteter (figur 3-1). På hver lokalitet ble det tatt gjennomsnitt av de tre til seks største forekomstene. Alle forekomstene som ble målt, var av arten *rhizocarpon geographicum*, og det ble benyttet skyvelære for å måle diameter av lengste akse oppgitt i millimeter.



Figur 3-1: Lichenometri utført med skyvelære ved punktet lichen-1 (tabell 4-1). Kartlavet er utsatt for konkurranse både fra *rhizocarpon geographicum* og andre typer arter.

3.1.3 Stempelprøvetaker

En stempelprøvetaker (piston corer) består av et PVC-rør med en diameter på 110 mm, hvor det er en sedimentfanger i nederste del som er festet til en wire. Ovenfor sedimentfangeren er det et stempel som har som funksjon å skape vakuum mellom stempelet og sedimentoverflaten. I øverste del av PVC-røret er det et lodd (ca. 10- 20 kg) som er festet i et tau som kan heves og senkes. I tillegg er det festet en jekk til stempelprøvetakeren som kan heise røret ut av sedimentene når det er fylt med sedimenter (Nesje, 1992).

Stempelprøvetakeren ble operert fra et islagt Geisdalsvatn hvor det ble boret et hull stort nok til å håndtere utstyret (figur 3-2). Røret ble senket ned til sedimentoverflaten, og loddet ble brukt til å slå stempelet gjennom bunnen og videre ned gjennom sedimentene. Da loddet

3. Metoder

gjorde dobbeltslag, som er et tegn på at PVC-røret har nådd noe ugjennomtrengelig, f. eks. grunnfjell eller morene (Nesje, 1992), ble stempelprøvetakeren heist opp til overflaten. PVC-røret ble deretter kuttet opp i passelig lengde for å gjøre transporten enklere. Det ble tatt to kjerner; GEP-114 (74 cm) og GEP-214 (88 cm) (figur 4-12).



Figur 3-2: Prøvetaking av sedimentkjerner. A: Oppsettet til stempelprøvetaker. B: Bunnan av kjernen som er tatt opp, tettes med oasis for å suge opp vannet før et lokk blir satt på. Veileder Eivind W. N. Støren er med på bildet.

3.1.4 HTH-kjernetaker

På grunn av at den øverste sekvensen i en kjerne hentet opp med stempelprøvetaker har en tendens til å bli forstyrret under prøvetakingen, er det gunstig å bruke en HTH-kjernetaker for de øverste sedimentene. Den er ikke like destruktiv som sistnevnte, og den kan brukes som en overlapp for å korrelere kjerner hentet med de to ulike instrumentene.

En HTH-kjernetaker består av et rør som er 50 cm langt og har en diameter på 63 mm. Den har en lukkemekanisme med metallvekter som fanger sedimentene. En rund gummiplate forseglar innholdet i røret. Sedimentkjernen som blir hentet opp, kan være opptil 40 cm lang (Renberg og Hansson, 2008). I likhet med stempelprøvetaker, kan også denne metoden opereres både fra flåte og is. HTH-kjernetakeren senkes vertikalt ned i vannet, men like før

3. Metoder

den treffer bunnen, må bevegelsene være svært rolige, slik at toppsedimentene ikke blir forstyrret. I det røret når bunnen og trenger gjennom sedimentene, løsner lukkemekanismen og danner en vakuumeffekt som holder sedimentene inne i røret når det heises ut av sedimentene (Renberg og Hansson, 2008). Deretter blir HTH-kjernetakeren dratt kontrollert opp mot overflaten. Før nederste del av røret bryter vannspeilet, settes det på et lokk i enden for å holde sedimentene på plass.

HTH-kjernen (GES-114) ble tatt fra et isdekt Geisdalsvatn ved samme lokalitet som GEP-214 (stempelprøvetaker), og er 10 cm lang (samme hull i isen som vises i figur 3-2).

3.2 Laboratorieanalyser

3.2.1 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet er et mål på magnetisering i et materiale som er utsatt for et magnetfelt, og brukes for å måle andelen minerogent materiale opp mot andelen organisk materiale i en sedimentkjerne (Snowball, 1993). Minerogent materiale har en langt større evne til magnetisering enn organisk materiale, dermed kan magnetisk susceptibilitet være en indikator på breaktivitet og andre prosesser som transporterer minerogent materiale til en proglasial innsjø (Thompson med flere, 1975).

Apparatet som ble brukt for å måle magnetisk susceptibilitet i GEP-214 var Bartington MS2E Surface ved Institutt for geovitenskap, UiB, og tok målinger hver 0,2 cm med range innstilt på 1.0. Kjernen var delt i to (horisontalt), overflaten var tildekket av en tynn plastfilm og hadde oppnådd romtemperatur før målingene startet.

3.2.2 Glødetapsanalyse, vanninnhold og tørr massetetthet (LOI, WC og DBD)

Glødetapsanalyse (Loss-on-ignition, LOI) er en metode utviklet og modifisert av Dean (1974) som måler innholdet av organisk materiale i sedimenter (Dean, 1974). Organisk materiale oksideres ved brenning på 550°C. Ved å veie prøvene før og etter brenning finner man ut hvor stor mengde organisk innhold prøven inneholdt (Dean, 1974; Heiri med flere, 2001).

Fra kjerne GEP-214 ble det tatt ut 1 cm³ prøver hver 0,5 cm, totalt 177 stk. Før prøvene ble fordelt i hver sin digel, ble digelene veid. De ble deretter veid på nytt med prøveinnhold før de ble plassert i tørkeskap på 105°C over natten. Den påfølgende morgenen ble prøvene veid for

3. Metoder

å finne tørrvekt og vanninnhold. Digelene med innhold ble så plassert i en ovn hvor de ble glødet på 550°C i 60 minutter og deretter avkjølt 30 minutter i en eksikator for at innholdet ikke skulle bli tilført fuktighet. Deretter ble de veid en siste gang. Siste veiingen gir en indikasjon på prosentandel glødetap. Siden prøvene blir veid både i våt, tørket og glødet tilstand, beregner metoden også vanninnhold (WC) og tørr massetetthet (dry bulk density, DBD), målt som g/cm³.

3.2.3 Røntgenfluorescens (XRF-skanning)

Ved å bruke ITRAX kjerneskaner får man en høyoppløselig fremstilling av den geokjemiske fordelingen i en sedimentkjerne uten å ødelegge strukturen i kjernen. XRF-skanneren kan gi detaljerte opplysninger om geokjemisk informasjon knyttet til oppbygning, miksing, opphav og diagenese av sedimenter (Rothwell med flere, 2006). XRF-skanningen foregår ved at sedimentkjernen blir utsatt for en kjent røntgenstråle. Dette fører til at utslippet (fluorescensen) av sekundære røntgenstråler inneholder et energinivå som er karakteristisk for parameteren (grunnstoffet) som måles blant sedimentene. Videre kan konsentrasjonen av parametere bestemmes ut fra intensiteten (tellerater) av røntgenstråler ved hvert energinivå. Ved bruk av kjente standarder kan dataene kvantifiseres (Jenkins med flere, 1995).

GEP-214 ble analysert av XRF ITRAX kjerneskaner ved Institutt for geovitenskap ved UiB. Det ble brukt et krom røntgenstrålerør med en oppløsning på 0,2 mm, og intensitet på 30 kV og 50 mA.

3.3 Radiokarbondatering

Alle levende organismer inneholder en liten andel radiokarbon som produseres ved kosmisk stråling i øvre del av atmosfæren (Walker, 2005). Radiokarbon finnes som tre forskjellige isotoper: ¹²C, ¹³C og ¹⁴C. De består av henholdsvis 12, 13 og 14 atomer. Både ¹²C og ¹³C er stabile isotoper, mens ¹⁴C er ustabil og dermed radioaktiv. Når en organisme dør, slutter den å ta opp ¹⁴C, og grunnstoffet brytes ned i en konstant rate. Halveringstiden til ¹⁴C er kjent til å være 5730 år, og man kan dermed regne ut hvor lang tid det er siden organismen levde ved å finne hvor stor andel av ¹⁴C som er igjen i organismen (Walker, 2005). Denne dateringsmetoden er best på gammelt materiale, mens usikkerheten øker for det mer moderne. Den egner seg ikke for materiale som er yngre enn noen hundre år (Bowman, 1990).

3. Metoder

Fra GEP-214 ble det totalt plukket 32 prøver med makrofossiler. Prøvene ble tatt fra ulike dybder i kjernen, med fokus på å ha forholdsvis jevne avstander mellom dem i tillegg til å få med overganger mellom lagdelinger. Et tynt lag med materiale, omtrent én cm bredt, fra hver lokalitet, ble siktet i en sil med en maskevidde på 125 µm. Siktingen førte til at det minste materialet (partiklene) ble vasket ut, og makrofossiler ble værende. Makrofossilene ble videre studert i mikroskop, hvor det så ut som at de aller fleste var lyng og mose. De som var vanskelig å identifisere, ble lagt bort. Prøvene med makrofossiler ble deretter satt i varmeskap i 12 timer, før de ble veid. Noen av dem som er tatt fra samme dyp i kjernen, ble slått sammen for å øke vekten på prøven som videre styrker sikkerheten på dateringsarbeidet. For å få en relativ alder på de minerogene lagene i kjernen som kan indikere breaktivitet, ble det forsøkt å plukke makrofossiler nærmest mulig de lagene (både over og under). Åtte av prøvene ble deretter sendt til Polen for AMS radiokarbondatering (Poznan Radiocarbon Laboratory). Mengden ^{14}C i prøvene ble målt og sett relativt til en moderne standard (Walker, 2005).

4. Resultater

I dette kapittelet vil resultater fra samtlige metoder bli presentert. Drøfting og korrelasjon av resultater vil foregå i diskusjonskapittelet (kapittel 5).

4.1 Kvartærgeologisk kartlegging

I dette underkapittelet vil hver lokalitet bli beskrevet og tolket. Videre diskusjon av lokaliteter, deriblant aldersestimat for avsetninger, kommer frem i kapittel 5.1.

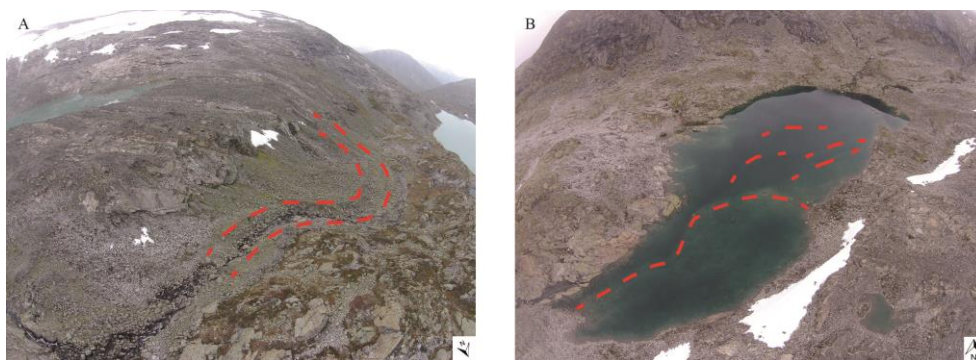
Lokalitet 1: Rygger øst for Geisdalsvatnet

32V 159 833 UTM, 1280 - 1360 moh.

Denne lokaliteten består av flere rygger som ligger i belter utenfor hverandre i en skråning vendt mot nordvest (figur 4.1). De er ca. 800 meter utenfor dagens bremargin. Det er kartlagt tre tydelige rygger, med mulig enda flere mindre rygger innerst. Den største ryggen (32V 1596 8335 UTM), som ligger nest ytterst, er mellom én og to meter høy mot østsiden, mens høyden på vestsiden varierer mellom seks og åtte meter. Den ytterste ryggen (32V 1591 8335 UTM) er litt mindre av størrelse og er ikke like tydelig. Den innerste ryggen (32V 1600 8335 UTM) er betydelig mindre enn de to andre. De to ytterste beltene kan følges som en U-form opp begge sider av skråningen, og går fra ca. 1280 til 1360 moh. Alle ryggformene består av steiner og blokker av svært varierende størrelsesomfang, og med noe organisk materiale innimellom. Blokkene er fra kantet til kantrundet.

Ute i et vann øst for de nevnte ryggene kan det skimtes flere fragmenterte rygger (32V 1639 8336 UTM). Noen av disse er vendt mot sørøst, altså i retning Geisdalsbreen. Like utenfor den ene ryggen, men fortsatt under vann, er det en forsenkning som følger ryggformene. Det er vanskelig å anslå hvor dyp den er, men det er grunn til å tro at dybden er rundt to meter.

4. Resultater



Figur 4-1: A: ryggene øst for Geisdalsvatnet (Geisdalsvatnet vises til høyre i bildet). B: Oversiktsbilde av ryggene under vann. Røde streker er tegnet inn for å tydeliggjøre landformene.

Tolkning

Ryggene er tolket til å være endemorener. Mye av det organiske materialet er sannsynligvis vasket bort av elven som renner rett gjennom, noe som er spesielt tydelig ved det nest ytterste morenebeltet, hvor ryggen har en forsenkning. At fluviale prosesser er en aktiv agens, vises også i form av erosjon blant blokkene, og at de fleste er kantrundet.

Ryggene som ligger under vann, er oppfattet som en fortsettelse av de morenebeltene nevnt ovenfor. Forsenkningen som går langs ryggene, er tolket til å være et lite gjel utformet av en breelv.

Lokalitet 2: Forsenkninger øst for Geisdalsvatnet

32V 1631 8336 UTM, 1375 moh.

Øst for ryggene omtalt under lokalitet 1, finnes to markante forsenkninger i berggrunnen (figur 4-2). Begge har en rund form. Den ene har en diameter på rundt 130 cm (32V 1631 8336 UTM), mens den andre er omtrent 50 cm i diameter (32V 1628 8334 UTM). Begge er fylt med vann og løsmasser.

4. Resultater



Figur 4-2: Fremstilling av den minste av de to forsenkningene i berggrunnen. Kompass som målestokk.

Tolkning

Forsenkningene er tolket som jettegryter. Det blir begrunnet med utgangspunkt i at utformingen ser ut til å ha blitt dannet av en fluvial agens som har erodert vertikalt ned i berggrunnen. Som et resultat er innsidene på jettegrytene rimelig glatte.

Lokalitet 3: Rygger nordøst for Geisdalsvatnet

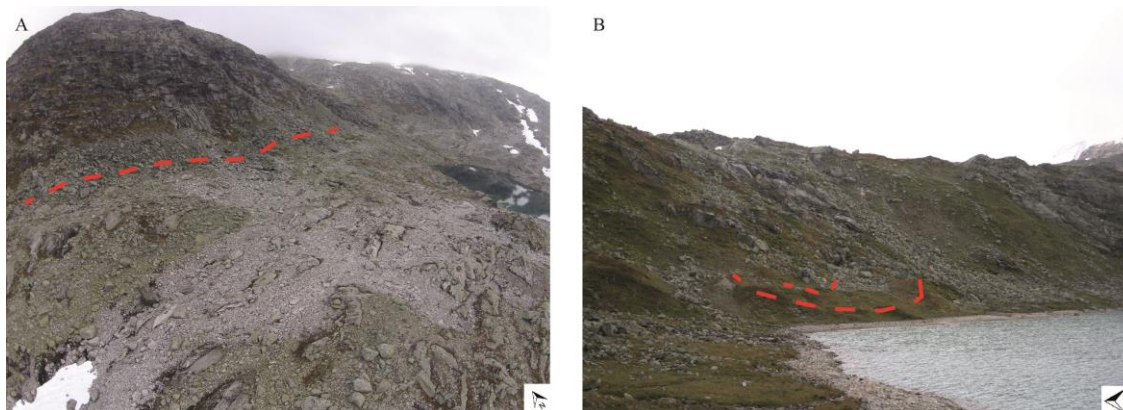
32V 158 833 UTM, 1300 – 1400 moh.

Nordøst for Geisdalsvatnet er det observert fire ryggformer bestående av kantede og kantrundede steiner og blokker i forskjellige størrelser (figur 4-3). Det er også noe organisk materiale blandet inn i ryggene. Ryggene er lokalisert omtrent 1,2 km utenfor dagens bremargin (ca. 400 meter utenfor ryggene beskrevet under lokalitet 1). To av ryggene er parallelle med omtrent 40 meters mellomrom og starter 1300 moh., hvor den ene ender 1375 moh. (32V 160 834 UTM), mens den andre ytterste ryggen strekker seg videre opp skråningen til 1390 moh. (32V 161 834 UTM). Videre østover hvor landskapet flater ut, finnes en tredje rygg (32V 165 834 UTM) lokalisert like nedenfor en brattere fjellside. Alle de tre nevnte ryggene kan følges ca. 400 meter før de blir for uklare til å kunne skilles fra det ellers undulerende, steinete terrenget. Den fjerde ryggen (32V 160 833 UTM) er vesentlig kortere, rundt 130 meter, og er vendt motsatt retning i forhold til de tre andre ryggene.

Vest for de fire ryggene, i bunnen av en helling som skråner ned til Geisdalsvatnet, finnes to små rygger (32V 415541 6833802 UTM). De skiller seg fra de fire andre ryggene ved at de

4. Resultater

utelukkende består av småsteiner og finere, usortert materiale, inkludert sand, mold, grus og silt.



Figur 4-3: A: Den tredje ryggformen som kan følges langs flaten ovenfor Geisdalsvatnet. B: Oversiktsbilde av de to nederste ryggene. Geisdalsvatnet i forgrunnen.

Tolkning

Basert på form, oppbygning og posisjon tolkes de fire første ryggene til å være randmorener. De to ryggene som er parallelle antas å være fra to forskjellige brefremrykk, mens det lange morenebeltet øst for dem er en fortsettelse av den innerste ryggen. Moreneryggen som er vendt motsatt retning enn de tre andre, er en randmorene som trolig er avsatt under samme brefremrykk som det ytterste morenebeltet, men på motsatt side av bretungen.

De to nederste ryggene ser ut til å være endemorener dannet av en regenerert bre, og er dermed også fra samme morenesystem som de fire andre ryggene.

Lokalitet 4: Rygger sørvest for Geisdalsvatnet

32V 140 832 UTM, 836 – 1067 moh.

Omtrent halvveis innover i Geisdalen, rundt 2 km sørvest for Geisdalsvatnet, finnes flere interessante landformer. Det øverste området består av fem rygger, hvor to av dem er på vestsiden av Geisdøla, mens de tre andre er øst for elven (figur 4-4). Felles for dem er at de består av et lag med lyng og mørk jord øverst, deretter en blanding av sand og jord i kombinasjon med steiner i forskjellige størrelser. Steinene er kantet og kantrundet. De to ryggene (32V 141 832 UTM og 32V 140 832 UTM) vest for elven har et nord – sør-aspekt,

4. Resultater

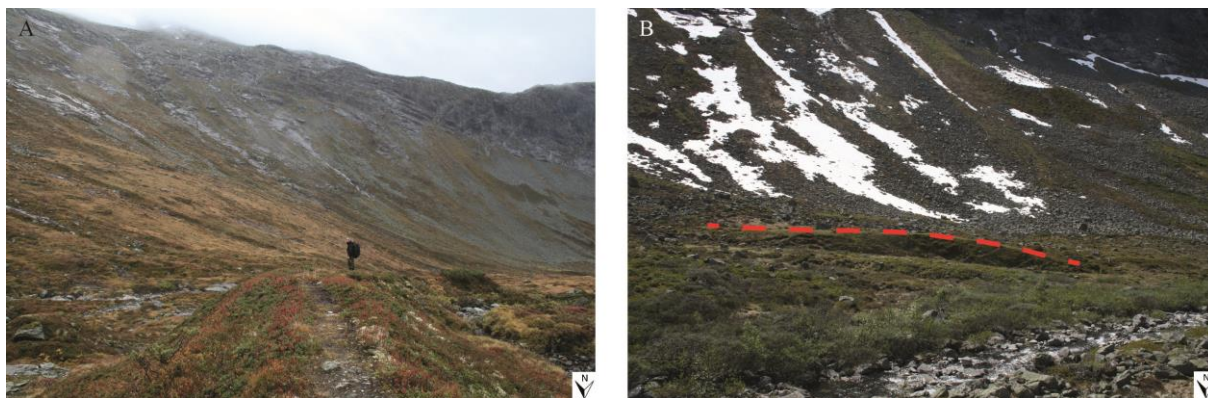
med en østlig sving ved enden som går ned mot Geisdøla. Nordvestsiden til den øverste ryggformen varierer grovt fra ca. tre til fem meters høyde. Hvor bred ryggen er, veksler mellom én til fem meter. Nedre del av ryggen er karakterisert av flere store blokker som ligger synlig på overflaten. Vest for sørvestsiden av ryggen er en fire meter bred flate. Materialet består av mørk jord på toppen, og under følger en overgang til sand med en relativt tydelig lagdeling. Det ble ikke observert steiner i snittet som ble gravd på den flaten. Like vest for dette går et mindre elveløp som drenerer fra en liten hengedal øst for Geisdalsnosi. Elveløpet går over en stedvis skuret overflate.

Den øverste ryggen (32V 143 832 UTM) på motsatt side av elven har en retning fra nordøst til sørvest, mens de to andre ryggene (32V 142 832 UTM og 32V 141 832 UTM) har et øst – vest-aspekt og peker rett mot de to ryggene på motsatt side av Geisdøla. Alle de tre ryggformene er stedvis forstyrret av skråningsprosesser fra den bratte fjellsiden langs østsiden av Geisdalen.

Rundt 500 meter sørvest for de sistnevnte fem rygger, finnes et nytt område med fire tilsvarende ryggformer, men av vesentlig mindre skala. To av dem (32V 137 831 UTM og 32V 135 831 UTM) er lokalisert vest for Geisdøla, mens de to andre (32V 138 831 UTM og 32V 136 831 UTM) er på østsiden. De består av det samme materialet som de andre ryggene i området ovenfor. Den største ryggen i dette området er ca. 120 meter lang, 11 meter bred, og er på det høyeste ca. to meter og 15 cm. Ryggen er lokalisert ganske nøyaktig på samme høyde som den på motsatt side av Geisdøla.

Det tredje og siste området under lokalitet 4 er i overkant 300 meter videre vest/sørvest i Geisdalen. Her ble det observert en 293 meter lang rygg (32V 132 831 UTM). Ryggen går fra nordøst til sørvest, før den mot slutten svinger kraftig i retning sør.

4. Resultater



Figur 4-4: A: Den nordligste ryggen under lokalitet 3 vest for Geisdøla. Erlend er med som målestokk. B: Rygg øst for Geisdøla i område 2 under lokalitet 3. Ryggen er 120 meter lang og i overkant av to meter høy.

Tolkning

Alle ryggene i de nevnte tre områdene under lokalitet 4 er tolket til å være morenerygger. De øverste fem ryggene ser ut til å være to sett med endemorener, hvor den øverste ryggen vest for Geisdøla passer sammen med de to mindre ryggene på østsiden av elven, og tilsvarende for morenesettet like nedenfor. Den fire meter brede flaten like ved moreneryggen tolkes til å være morenemateriale påvirket av fluviale prosesser, siden det grove materialet er vasket bort. Det er sannsynlig at dagens elveløp har vært betraktelig større ved tidligere perioder mens breen har vært av større omfang. Grunnen til den antagelsen er at løsmasser stedvis er skuret bort, noe som krever en betydelig energi i form av en fluvial agens. Det ser videre ut til at elvens løp har blitt styrt av tilstedeværelsen av moreneryggene.

De følgende fire ryggformer i område to er også tolket som randmorener, og basert på form og retning er de trolig fra samme morenesystem. På grunn av andre virkende agenser i området er de ikke lenger sammenhengende.

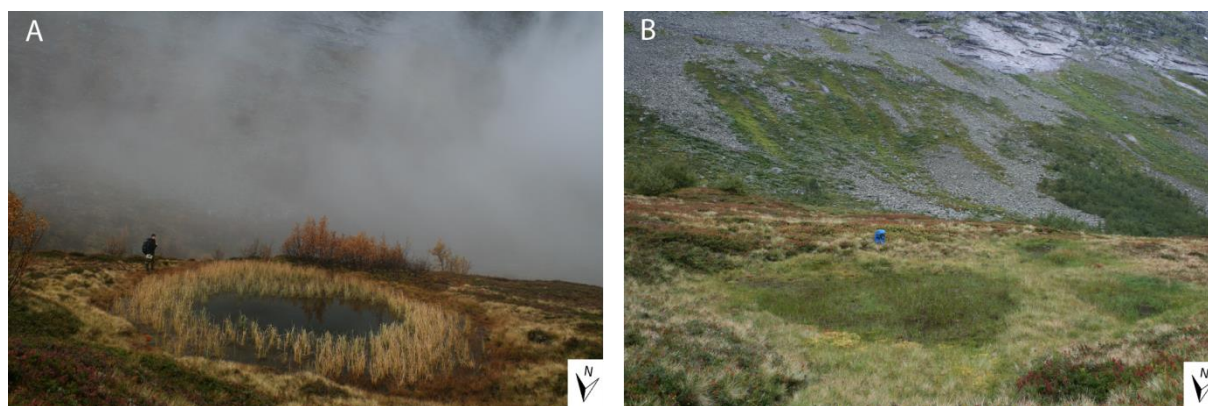
Den siste ryggen omtalt under lokalitet fire er en større fraksjon av en endemorene. Med grunnlag i ryggens retning ser det ut til at den tidligere har krysset dagens elveløp og fortsatt på motsatt side. Det er per dags dato vanskelig å finne igjen rester etter morenen på andre siden av elven, da det området er svært påvirket av skred.

4. Resultater

Lokalitet 5: Forsenkninger sørvest for Geisdalsvatnet

32V 131 831 UTM, 853 – 862 moh.

Like ved den nederste moreneryggen under lokalitet 4, er det observert to større forsenkninger med omtrent 120 meters mellomrom (figur 4-5). Den første forsenkningen (32V 1319 8316 UTM) har en rundt form og en diameter på ca. 12 meter. Den andre observasjonen (32V 1330 8316 UTM) består av tre sammenhengende groper med størrelser på henholdsvis omtrent fem, tre og to meter i diameter. Begge lokalitetene er fylt med vann og er i ulik grad gjengrodd av strå og annen lett vegetasjon.



Figur 4-5: A: Oversiktsbilde av den førstnevnte forsenkningen. Erlend er med som målestokk. B: Den andre forsenkningen består av tre sammenhengende søkk som nesten er gjengrodd. Ryggsekk som målestokk.

Tolkning

Forsenkningene er tolket som dødisgroper. Med tanke på at de er lokalisert så nært hverandre, har de nok blitt dannet i løpet av samme periode. Det styrker videre indikasjonen på at breen tidligere har vært dynamisk død i dette området.

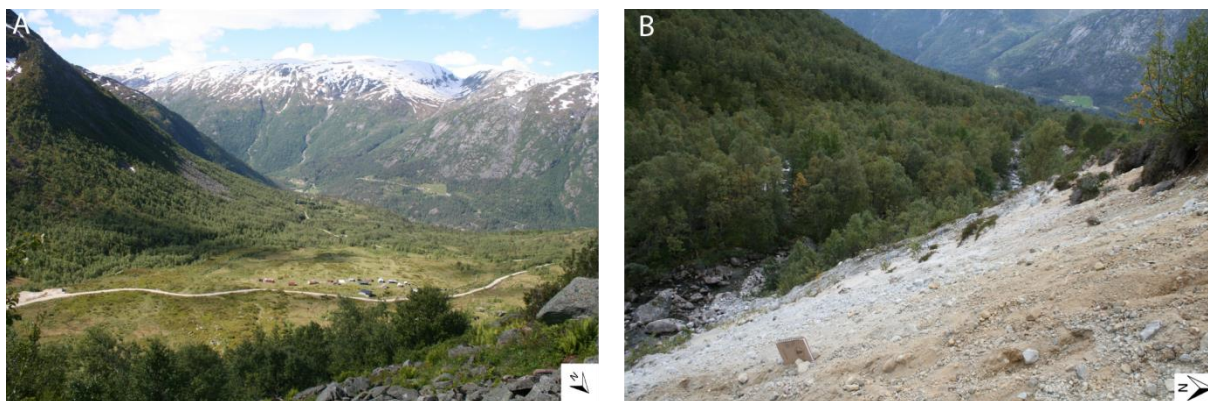
Lokalitet 6: Flate ved stølene

32V 114 832 UTM, 652 – 725 moh.

Stølene ved munningen av Geisdalen er bygget på et relativt flatt område. Flaten er omtrent 500 meter lang, 300 meter bred og ryddet for skog av hensyn til stølsdrift. Langs sørsiden av flaten er det en bratt skråning ned mot Geisdøla (figur 4-6). Det ble her gravd et snitt i

4. Resultater

løsmassene, fra omtrent 712 ned til 698 moh. Øverst er det lyng, jordsmunn og blandet materiale med steiner i forskjellige størrelser. Videre går det over til grovkornet sand og småstein, før det fortsetter med fin sand avbrutt av et markert belte med grus og steiner. Sistnevnte lag skrår mot sørvest. 11 meter ned i snittet (701 moh.) er et parti med helt finkornet sand uten noe grovere materiale til stede. Partiet er omtrent 3,5 meter tykt, og går deretter gradvis over til fin sand kombinert med kantrundet småstein.



Figur 4-6: A: Oversiktsbilde over stølene og det flate partiet. Snittet det ble gravd i kan sees til venstre i bildet. B: Området nedenfor flaten ved stølene hvor det ble gravd snitt. Steinene på overflaten er materiale som har rast ut over avsetningen. Geisdøla vises til venstre i bildet, og en notatbok er med som målestokk.

Tolkning

Det øverste laget i snittet som består av en blanding med usortert materiale er tolket som morenemateriale. Seksjonen med helt finkornet sand er en indikasjon på at materialet har blitt avsatt i svært rolige omgivelser. Det er tolket som en glasifluvial avsetning som har munnet ut i en bredemmet innsjø (diskusjon angående bredemmet sjø i området i kapittel 5.1). Det forklarer videre hvordan den store flaten har blitt til.

Lokalitet 7: Rygger ved stølene

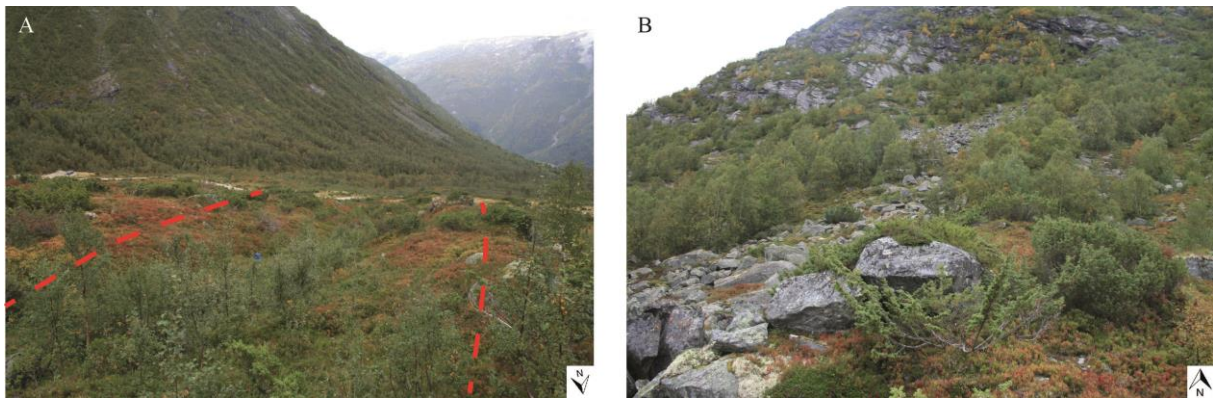
32V 115 832 UTM, 698 – 885 moh.

Like nord for lokalitet 6 finnes fire rygger som er tilnærmet parallelle. Den ytterste ryggen (32V 116 832 UTM), lengst vest, er 228 meter lang og er dermed den lengste av de fire ryggformene. I likhet med de andre har den et aspekt fra nordøst til sørvest, og går fra 722 til 778 moh. Den er ca. fire meter høy, og bredden varierer mellom tre til fem meter. Overflaten

4. Resultater

til øvre del består av flere blokker hvor de fleste er kantede, mens nedre del inneholder mer kantrundete steiner og blokker. De kantede blokkene kan følges videre oppover fjellsiden mot Geisdalsnosi (figur 4-7). Den nest ytterste ryggformen (32V 116 683 UTM) er ca. 172 meter lang, og enden går sammen med den ytterste. De to ryggene lengst øst er de korteste av de fire, henholdsvis 94 meter (32V 1163 8322 UTM) og 138 meter (32V 1165 8322 UTM). På grunn av antropogen påvirkning er det vanskelig å se nøyaktig hvor ryggformene slutter, og det er dermed mulig at ryggformene ville fortsatt over bilveien og i retning flaten omtalt under lokalitet 6.

På motsatt side av Geisdøla for de fire sistnevnte rygger, er det observert tre parallelle ryggformer som strekker seg opp mot Myrhyrna. De er betydelig lengre enn de andre, hvor de to ytterste er i overkant av 400 meter, mens den innerste ryggen er noe mindre. De kan følges fra ca. 698 til 885 moh.



Figur 4-7: A: De to ytterste ryggformene ved stølene. En ryggsekk plassert mellom ryggene er brukt som målestokk. B: Øverste del av den ytterste ryggformen i tillegg til mange kantede blokker som kan følges oppover fjellsiden mot Geisdalsnosi.

Tolkning

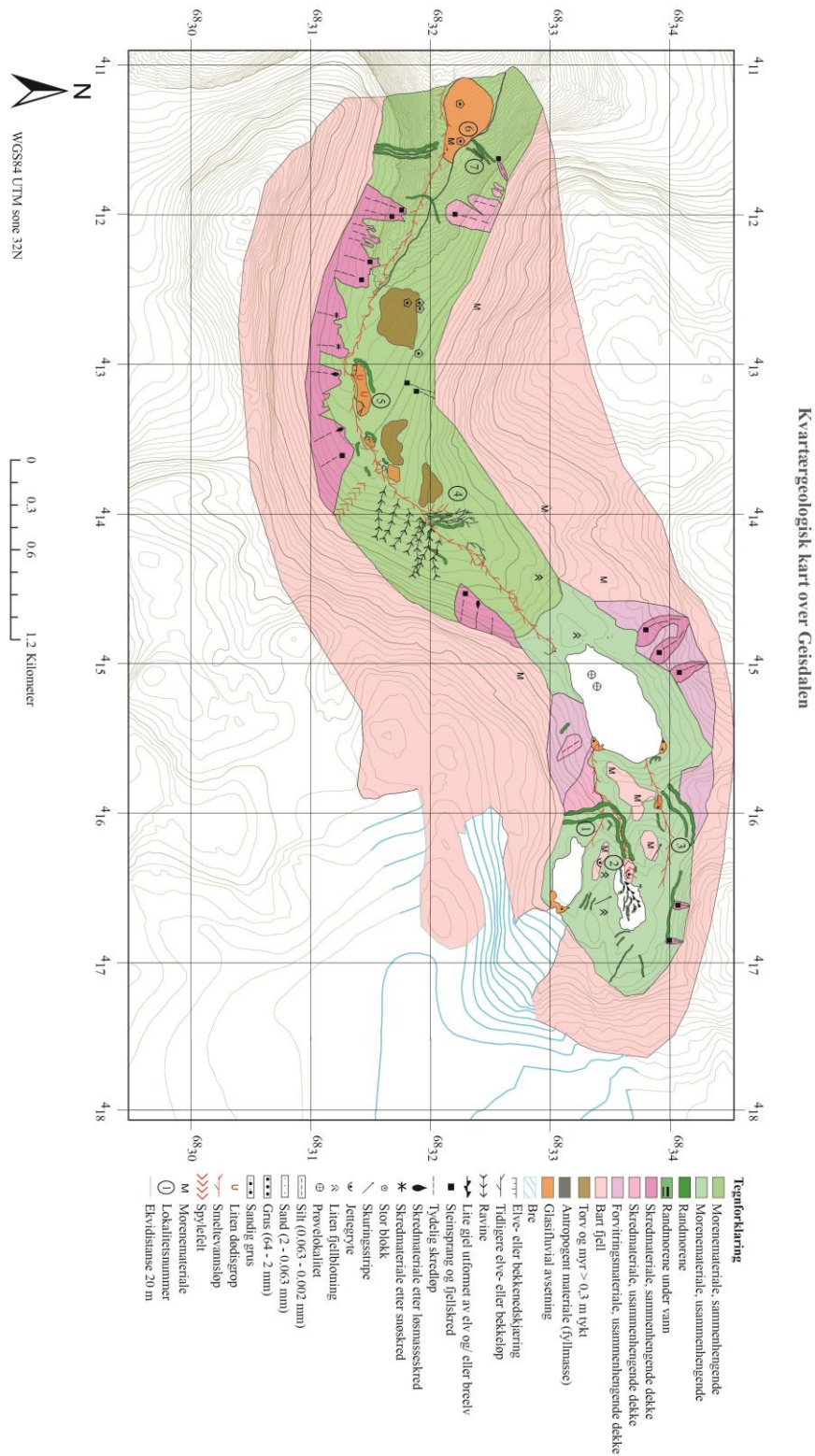
De fire ryggformene på nordsiden av Geisdøla er tolket til å være randmorener. De kantede blokkene på øvre del av den ytterste morenen er skredmateriale som har rast ut fra den bratte fjellsiden til Geisdalsnosi og som har blitt avsatt oppå moreneryggen. De tre parallelle ryggene på andre siden av Geisdøla er også tolket som randmorener, og basert på hvilken retning de har, ser det ut til at de hører til de omtalte moreneryggene ovenfor stølene.

4. Resultater

4.1.1 Kvartærgeologisk kart

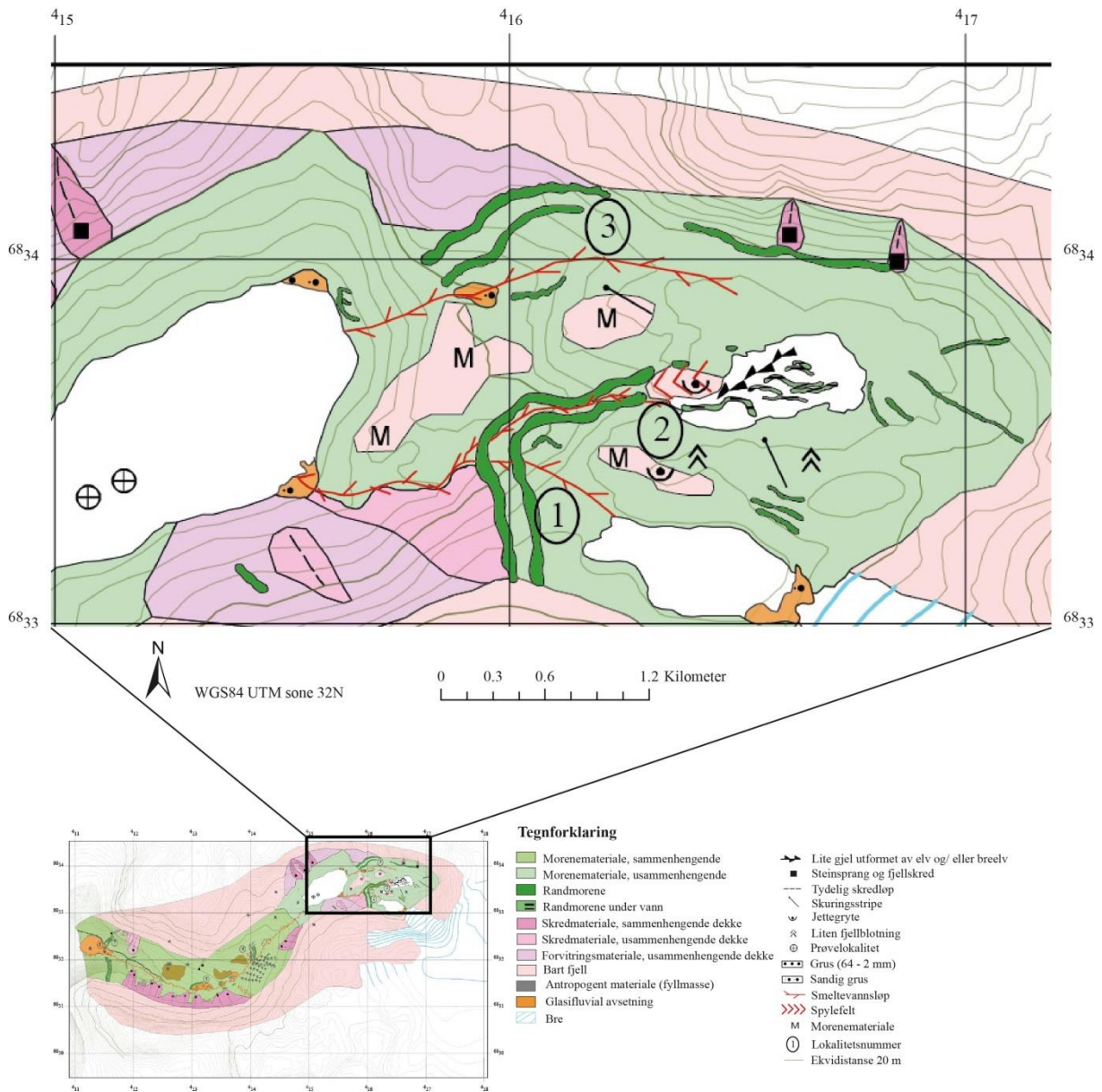
Landformer og observasjoner beskrevet i forrige delkapittel vil i det følgende bli presentert i et kvartærgeologisk kart (figur 4-8). To av områdene i Geisdalen blir blåst opp og vist i egne utsnitt på grunn av detaljert informasjon (figur 4-9 og 4-10).

4. Resultater



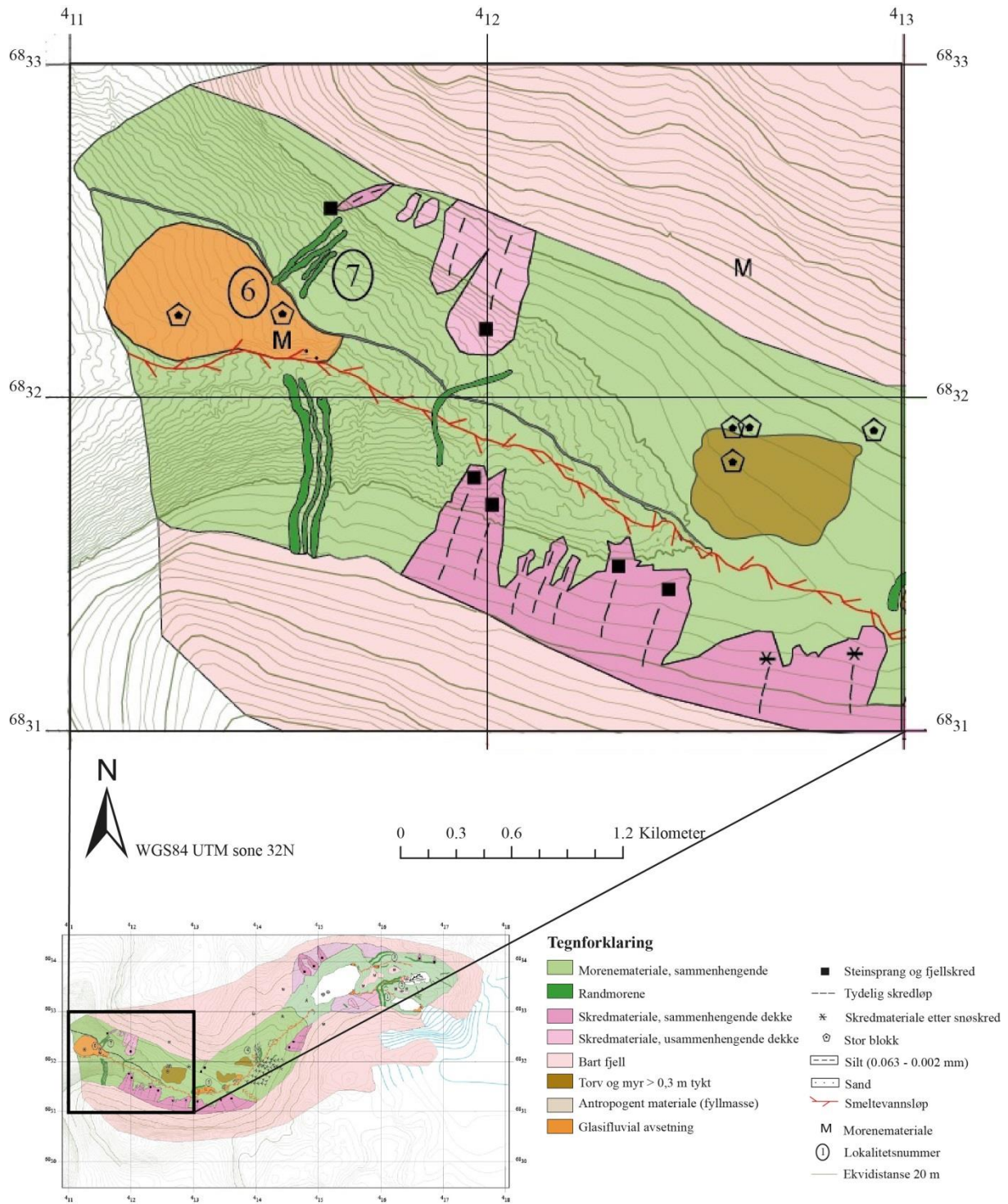
Figur 4-8: Kvartærgeologisk kart over Geisdalen.

4. Resultater



Figur 4-9: Utsnitt av kvartærgeologisk kart av området øst for Geisdalsvatnet.

4. Resultater



Figur 4-10: Utsnitt av kvartærgeologisk kart av området ved stølene.

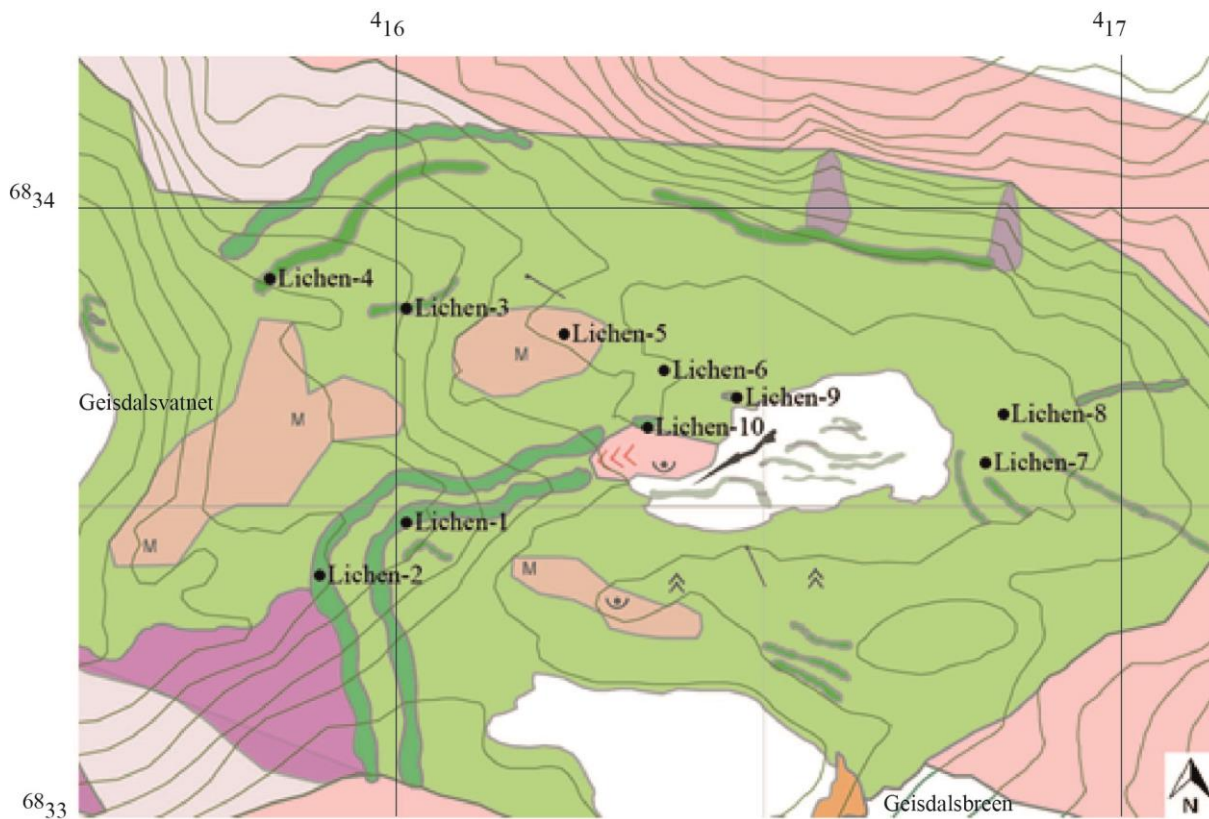
4. Resultater

4.1.2 Lichenometri

Det ble tatt målinger av kartlav (*rhizocarpon geographicum*) på totalt 10 lokaliteter i breforlandet til Spørteggbreen (tabell 4-1 og figur 4-11).

Tabell 4-1: Resultat av lichenometri målt i breforlandet til Spørteggbreen. De største kartlavene (*rhizocarpon geographicum*) fra hver lokalitet varierer fra 55 mm til 324 mm.

Navn	Største kartlav (mm)	Gjennomsnitt (mm)	Antall kartlav
LICHEN-1	55	51	3
LICHEN-2	57	51,67	3
LICHEN-3	101	86	3
LICHEN-4	205	178,6	5
LICHEN-5	324	254,6	5
LICHEN-6	245	198,33	3
LICHEN-7	70	60,2	5
LICHEN-8	203	176	5
LICHEN-9	67	61	6
LICHEN-10	82	82	1



Figur 4-11: 10 lokaliteter hvor lichenometri ble utført. Geisdalsbreen kan sees nede til høyre i figuren, og Geisdalsvatnet i utkanten på venstre side. Tegnforklaring er presentert sammen med det kvartærgeologiske kartet (figur 4-8).

4. Resultater

Størrelsen på kartlav fra forskjellige lokaliteter varierer stort (tabell 4-1), og det er dermed enklere å skille lokaliteter fra hverandre med tanke på når lokaliteten ble isfri. For videre tolkning av lichenometriresultater og korrelasjon med tidligere dateringer, se kapittel 5.1.

4.2 Innsjøsedimenter

Ved bruk av stempelprøvetaker ble det tatt opp to sedimentkjerner; GEP-114 (75,44 cm lang, 32V 15029 83332 UTM) og GEP-214 (88,18 cm lang, 32V 15065 83333 UTM) (figur 4-12). GEP-114 ble tatt på 25,6 meter dyp og GEP-214 ved 27,7 meter dyp. Begge kjernene ble tatt i Geisdalsvatnet med ca. 40 meter avstand fra hverandre. En HTH-kjerne (8,5 cm lang) ble tatt ved samme lokalitet som GEP-114.

Magnetisk susceptibilitet og røntgenfluorescens har blitt utført på begge kjerner, men oppgaven vil fokusere på GEP-214 fordi GEP-114 har blitt omrørt under prøvetakingen og er dermed mer forstyrret. Det er også årsaken til at glødetap kun har blitt foretatt på GEP-214. Det har også blitt målt magnetisk susceptibilitet på HTH-kjernen for å forsøke å korrelere kjernen med GEP-214.

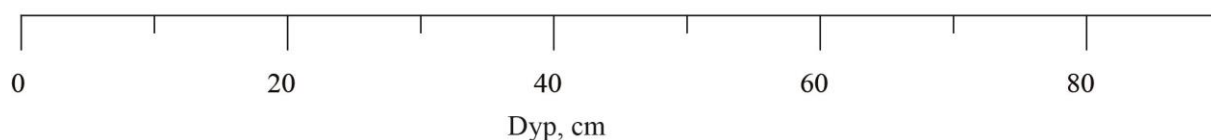
Videre i dette delkapittelet vil verdier for magnetisk susceptibilitet for alle tre sedimentkjerner (GEP-114, GEP-214 og GES-114) bli presentert. Deretter følger resultater av glødetap og røntgenfluorescens av GEP-214. Resultat fra radiokarbondatering blir presentert til slutt.

4. Resultater

GEP-214



GEP-114



Figur 4-12: Innsjøsedimentkjerner (GEP-214 og GEP-114) tatt i Geisdalsvatnet med stempelprøvetaker. GEP-114 har mer minerogent materiale både i toppen og bunnen av kjernen, men på grunn av omrøring av sedimenter vil oppgaven fokusere på GEP-214.

4.2.1 Magnetisk susceptibilitet

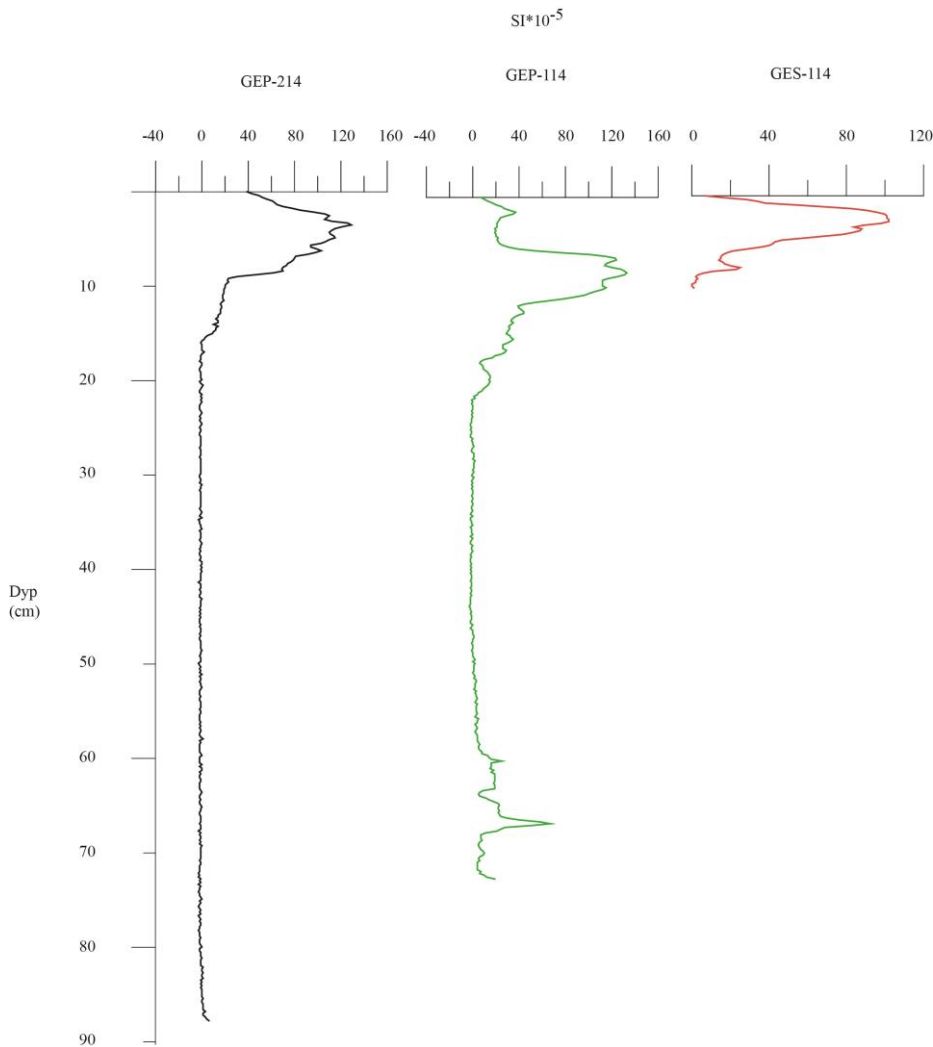
I bunnen av GEP-214 kan det antydes ut lite utslag i SI-enheter. Verdiene synker raskt og stabiliserer seg rundt null $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ fra rundt 87 til 17 cm dyp. I løpet av denne sekvensen midt i kjernen observeres det ingen signifikante verdier og mesteparten av variasjonen foregår fra -3 til 3 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. Ved 17 cm dyp øker MS-verdiene brått til rundt 20 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ og fortsetter deretter med jevn stigning til 9 cm dyp. Øverste del av GEP-214 er karakterisert av høye MS-verdier. Topper nås ved 6,4, 5,0, 3,6 og 2,6 cm dyp og har henholdsvis verdiene 103, 115, 129 og 110 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ (figur 4-13).

GEP-114 viser flere utslag i magnetisk susceptibilitet i bunnen av kjernen. Fra 69 til 64 cm dyp er det en topp med 67 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ som høyeste verdi. Etter noen cm med varierende verdier, både reduksjon og økning av SI-enheter, kommer neste signifikante topp rundt 61 cm dyp med 25 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. Deretter følger en homogen fase som varer til 21 cm dyp. I løpet av dette partiet observeres det ingen tegn på signifikante utslag og SI-enheten stabiliserer seg rundt null. Fra 21 til 17 cm stiger verdien til 15 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. Verdien reduseres deretter til 10 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$, før de stiger på nytt. Magnetisk susceptibilitet viser økende trend med varierte verdier de neste cm. Ved 11 cm dyp skjer det en brå endring og verdiene stiger til 115 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. Deretter følger to topper rundt 8 og 6,5 cm dyp med 133 og 123 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ respektivt. En kraftig nedgang

4. Resultater

i magnetisk susceptibilitet observeres etter sistnevnte topp og stabiliserer seg rundt $20 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ mellom 5 og 2 cm dyp. Den øverste toppen i GEP-114 er ved 1,5 cm dyp og verdiene er $37 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Derfra synker verdiene gradvis mot toppen av kjernen. Den første toppen med økte verdier for magnetisk susceptibilitet i GES-114 observeres ved 7,5 cm dyp og har $25 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ som høyeste verdi. Deretter følger en reduksjon i verdier, men stiger raskt igjen, og ved 4 cm har GES-114 en verdi på $88 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. En liten knekk ved 3,5 cm etterfølges av en ny topp ved 2,5 cm. Det er den høyeste toppen i kjernen og oppnår en verdi på $102 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Etter toppen skjer det en relativt bratt reduksjon i verdier som vedvarer til toppen av kjernen.

Etter varierende verdier observeres det første signifikante utslaget i GES-114 ved 7,8 cm dyp. Verdien er da $25 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Deretter følger en reduksjon av verdier, men stiger raskt til $89 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Den største toppen registrert i GES-114 er ved tre cm dyp, og har verdier rundt $100 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Mot toppen av kjernen synker verdiene markant.



Figur 4-13: Verdier (oppgett i $\text{SI} \cdot 10^{-5}$) for magnetisk susceptibilitet for kjernene GEP-214, GEP-114 og GES-114.

4. Resultater

4.2.2 Glødetapsanalyse, vanninnhold og tørr massetetthet (LOI, WC og DBD)

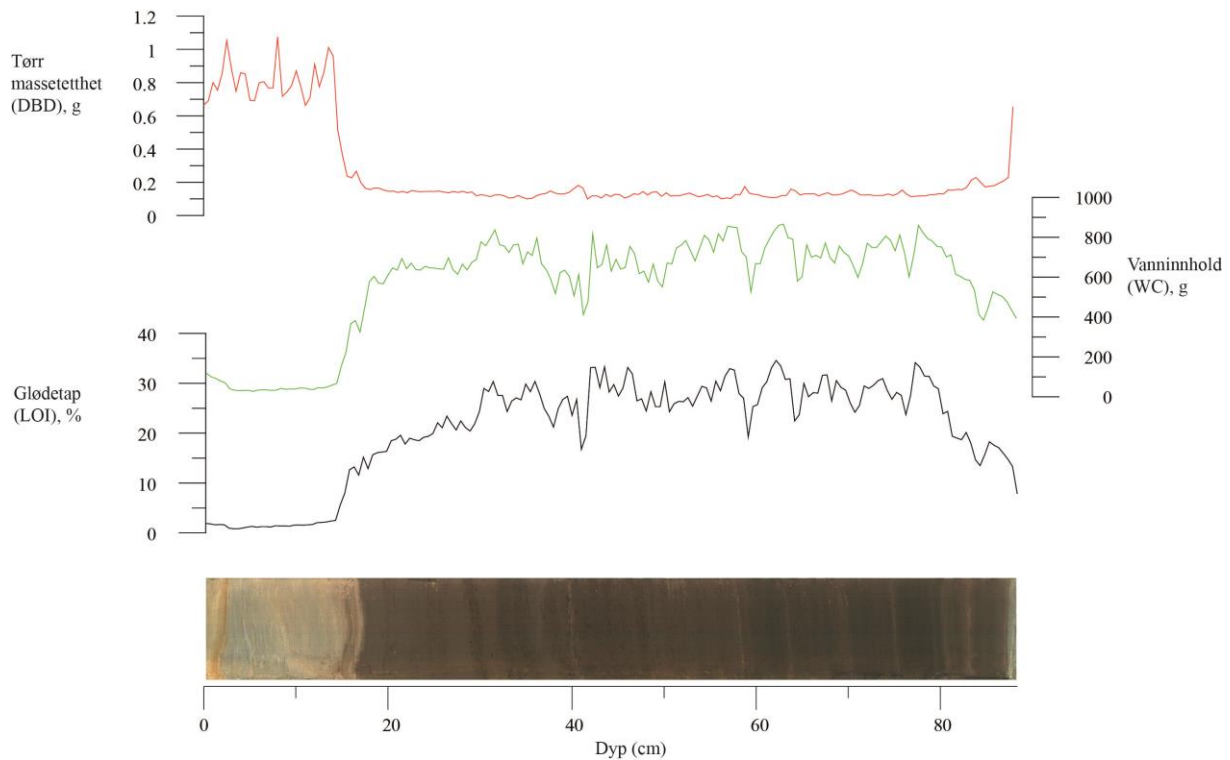
GEP-214 har et tykt, minerogent lag i toppen av kjernen. Resten består av organisk gytje avbrutt av noen tynne, lysere lag. Helt i bunnen er det en sekvens med minerogent materiale.

Glødetapsverdiene stiger raskt fra bunnen av GEP-214. Ved 84,5 og 82 cm dyp er det to topper med henholdsvis 18 og 20 % glødetap. Fra 80 til 30 cm dyp foregår variasjonen mellom 25 og 35 %. Det finnes to avvik hvor glødetapsverdiene er lavere. Det er ved 58,8 og 40,5 cm dyp, hvor verdiene er henholdsvis 19 og 16 %. Ved 30 cm dyp synker glødetapet gradvis, og de øverste 14 cm i GEP-214 viser svært liten variasjon i glødetap. Samtlige prøver har verdier lavere enn 5 %. Vanninnholdet i GEP-214 viser god samvariasjon med glødetap gjennom hele kjernen (figur 4-14).

Grafen som representerer tørr massetetthet (DBD) viser tegn på negativ korrelasjon til glødetap. I bunnen av GEP-214 synker verdiene fra ca. $0,6 \text{ g/cm}^3$ til rundt $0,1 \text{ g/cm}^3$. Grafen flater ut og de lave verdiene vedvarer, med noen unntak, til 30 cm dyp. I denne relativt homogene fasen observeres det seks topper med høyere verdier. De finner sted ved følgende dyp; 83, 75, 70, 63, 58, 40 og 37 cm, og har verdier mellom $0,2$ og $0,15 \text{ g/cm}^3$. Rundt 30 cm dyp stiger verdiene gradvis. Rundt 17 cm dyp er det en brå verdiøkning etterfulgt av en liten reduksjon i g/cm^3 . I motsetning til glødetap viser grafen av tørr massetetthet store variasjoner i de øverste 14 cm av GEP-214. Ved 15 cm dyp stiger verdiene markant og det er tre distinkte topper øverst i kjernen. De finner sted ved 14, 8 og 2,5 cm dyp, og samtlige har verdier over 1 g/cm^3 .

4. Resultater

GEP-214



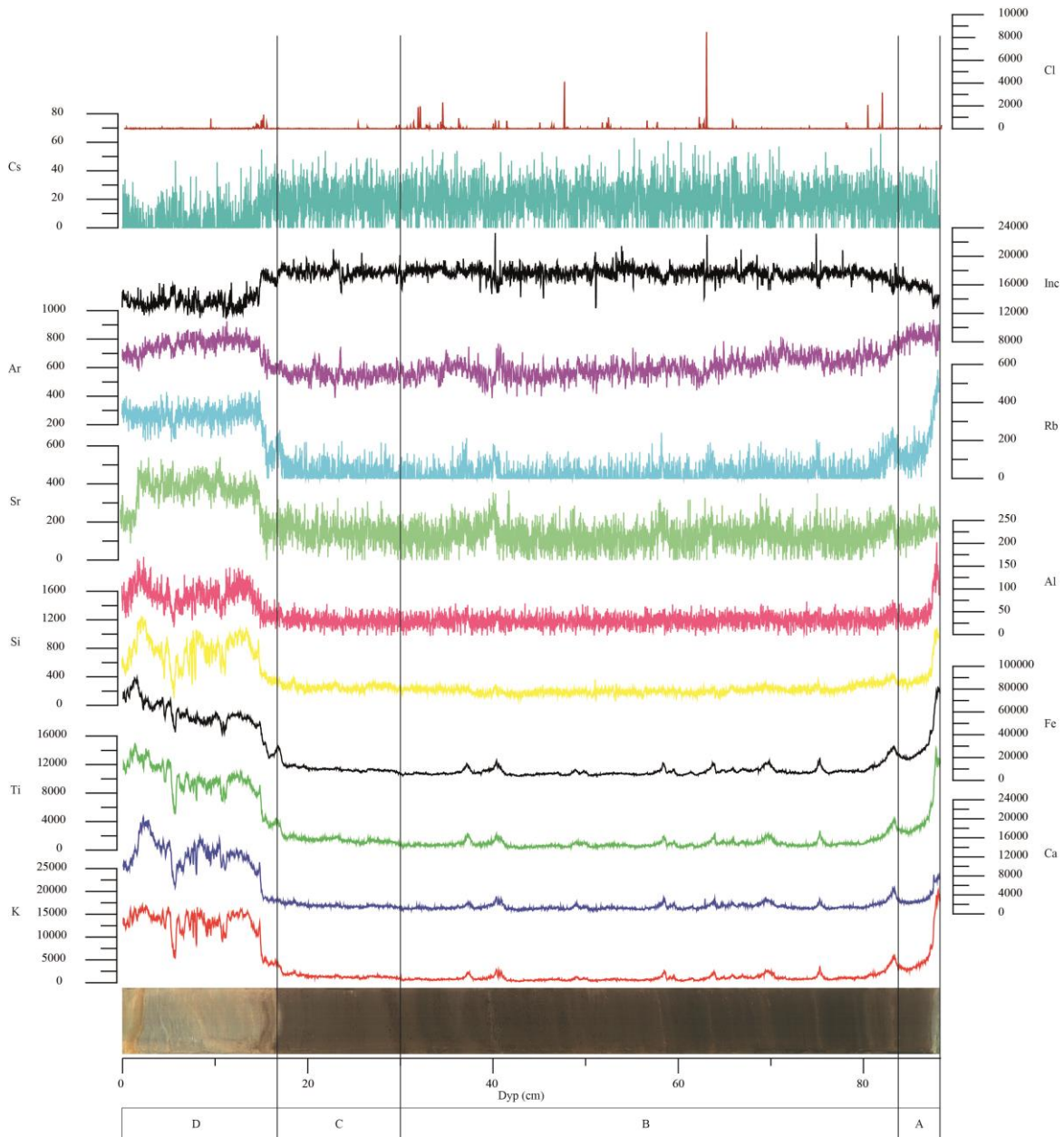
Figur 4-14: Grafisk fremstilling av glødetap (%), vanninnhold (g/cm^3) og tørr massetetthet (g/cm^3). Det er god korrelasjon mellom glødetap og vanninnhold, mens tørr massetetthet har en motsatt korrelasjon.

4.2.3 Røntgenfluorescens (XRF-skanning)

Basert på røntgenfluorescens-analyse (XRF-skanning) er det valgt ut 12 parametere som viser variabiliteten i GEP-214 (figur 4-15). Kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti) og jern (Fe) viser de samme trendene hvor verdier har distinkte topper på de samme dypene i kjernen. De har høye tellerater i bunnen av kjernen og synker brått rundt 87,5 cm dyp. Deretter følger en lang sekvens med homogene, lave tellerater, avbrutt av seks signifikante topper. Ved 30 cm dyp stiger telleratene jevnt, etterfulgt av en tydeligere økning rundt 17 cm dyp. Ved 15 cm dyp stiger telleratene opp mot det maksimale observert i GEP-214, og toppen av kjernen er karakterisert av varierende verdier. De fire parametere viser en reduksjon i tellerater rundt 5,5 cm. Telleratene stiger deretter, før de viser en avtagende trend mot toppen av kjernen. Blant silisium (Si) er det ikke like klare verdiøkninger, men følger samme utjevnedde trenden som aluminium (Al) og strontium (Sr). Telleratene for rubidium (Rb) viser omtrentlig samme trend som kalium, med unntak av at de er jevnere i toppen av GEP-214. Grafen som representerer argon (Ar) viser en lignende trend som rubidium. Inkoherens (Inc) viser stort sett negativ korrelasjon til argon, med noen distinkte utslag i verdier i midtre del av GEP-214.

4. Resultater

Grafen som representerer cesium (Cs) er kaotisk og vanskelig å lese fordi hvert punkt spenner over et større verdispekter. Likevel kan det observeres en trend som ligner på variasjonen blant inkoherens. Klor (Cl) skiller seg klart ut blant de andre grafene, hvor linjen danner en rett strek langs nullpunktet. Det er noen unntak hvor telleratene stiger brått og danner klare topper. Den høyeste verdien er registrert ved 63 cm dyp.



Figur 4-15: Grafisk fremstilling av alle XRF-parametere. Kalium, kalsium, titan og jern viser de samme trendene. Videre ser silisium, aluminium og strontium og relativt like ut, det samme gjør rubidium og argon. Inc, cesium og klor har ingen sterk korrelasjon med de andre parametere. GEP-214 er inndelt i fire enheter (A, B, C og D) (se neste avsnitt for beskrivelse). Verdiene på y-aksene oppgis som tellerate (kcps; engelsk for kilo counts per second). X-verdien er dypet (cm) i GEP-214.

4. Resultater

Basert på visuell stratigrafisk logging og trendene observert i figur 4-15 har GEP-214 blitt inndelt i fire enheter.

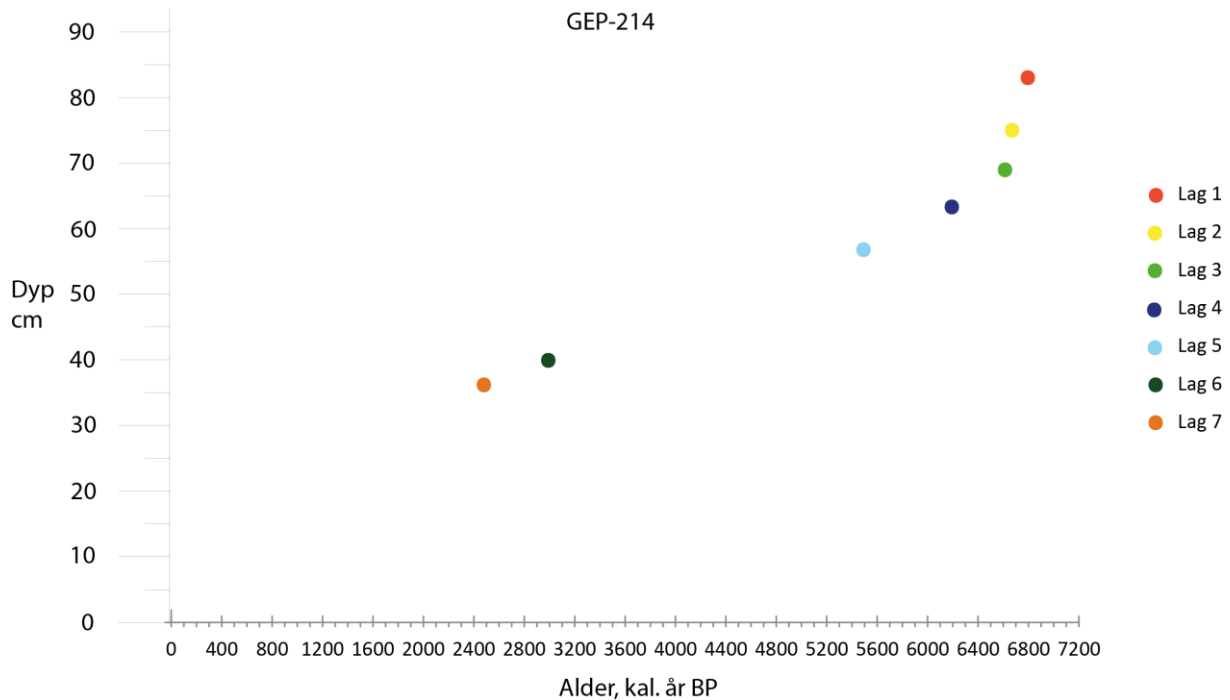
- A) Enhet A utgjør nederste del av kjernen, fra 88,18 til 83 cm dyp. De nederste tre cm av kjernen består av finkornede sedimenter med relativt mørk blå-grå farge. Deretter skjer det en endring og materialet inneholder gytje med brun-grå farge.
- B) Den største enheten, B, går fra 83 til 30 cm dyp og består hovedsakelig av mørkebrun gytje. Den homogene sammensetningen er avbrutt av syv markante, tynne lag med lysere materiale som er godt synlig med det blotte øye (4-12, 4-15 og 4-16). For beskrivelse av lagene, se tabell 4-2. Det ble plukket seks makrofossiler til ¹⁴C-datering fra denne enheten (tabell 4-3).
- C) Enhet C omfatter kjernens innhold fra 30 til 17 cm dyp. Denne delen har en lysebrun farge med noe gråtone og er langt lysere enn enhet B. Det ble plukket to makrofossiler til ¹⁴C-datering; Poz-64860 og Poz-64859 ved henholdsvis 17,5- 18,5 og 29,5 cm dyp (tabell 4-3).
- D) Enhet D utgjør de øverste 17 cm av kjernen. Fra 17 til 15 cm dyp er det et lysegrått lag. Det blir avbrutt av et tynt lag med gytje, før enheten igjen inneholder et tykt lag med grå-blå sedimenter. Dette laget er dominerende for enhet D. Laget er ca. 11 cm tykt og er det lyseste laget i hele GEP-214 (inkludert laget helt i bunnen av kjernen). Fra to til tre cm dyp er det et gyllenbrunt, nesten oransje lag, som står i kontrast til sedimentene rundt.

4. Resultater

Tabell 4-2: Informasjon om de syv tynne lagene i enhet C; på hvilket dyp i kjernen de er, beskrivelse av laget, hvilke parametere som slår ut med høye verdier for lagene, og estimert alder. Visuelt er det ikke mye som skiller lagene fra hverandre, og det er de samme parametere (titan, kalsium, kalium og jern) som har større verdier hos samtlige. Lag 1 og 4 har i tillegg økte klorverdier. Estimert alder er basert på alder-/dypmodell (innstillingen smooth spline for lag 2- 7 og interpolated for lag 1) fra daterte makrofossiler (tabell 4-3 og figur 5-10).

Navn	Dyp (cm)	Beskrivelse	Parameter	Estimert alder (kal. år BP)
<i>Lag 1</i>	83,68 – 82,36	Det første laget etter det relativt tykke minerogene laget i bunnen av kjernen. Lysebrun farge, sterk kontrast til mørk gytje rundt	Ti, Ca, K, Fe og Cl	6796 – 6778
<i>Lag 2</i>	75,50 – 74,60	Lyst lag, kanskje noe mørkere enn det første laget, men er fortsatt godt synlig blant gytjen	Ti, Ca, K og Fe	6757 – 6754
<i>Lag 3</i>	70,10 – 68,78	Et tykkere og litt mørkere lag sammenlignet med de andre lagene	Ti, Ca, K og Fe	6687 – 6635
<i>Lag 4</i>	63,98 – 62,76	Mellom lag 3 og 4 er det variasjon og ujevne verdier, før lag 4 begynner brått. Det er et tynt, helt lyst lag	Ti, Ca, K, Fe og Cl (høyeste registrerte Cl-verdi)	6342 – 6188
<i>Lag 5</i>	58,00 – 57,24	Det lyseste av alle lagene, begynner brått og ender gradvis	Ti, Ca, K og Fe	5550 – 5468
<i>Lag 6</i>	40,90 – 38,88	Brun-grått lag, ikke like glatt/ tynt som de andre lagene.	Ti, Ca, K og Fe	3198 – 2981
<i>Lag 7</i>	37,66 – 35,20	Tykkere og mer grå-brun/ mørkere enn de andre lagene. Laget skiller seg ikke like mye ut med det blotte øye	Ti, Ca, K og Fe	2819 – 2550

4. Resultater



Figur 4-16: De syv tynne lagene i GEP-214, enhet C (beskrevet i tabell 4-2). Y-aksen er hvor i kjernen laget er (cm), og x-aksen viser alder oppgitt i kal. år BP.

4.3 Radiokarbondatering

Samtlige dateringer av makrofossilene har en feilmargin på ± 30 år, noe som blir ansett som et lavt slingringsmonn (tabell 4-3). For å oppgi aldrene i kalenderår, ble ^{14}C -aldrene kalibrert ved bruk av programmet CALIB 7.0 (Reimer med flere, 2013). Aldrene vil heretter bli omtalt som kal. år BP (kalenderår før nåtid (engelsk for before present); 1950). Makrofossilen som ble plukket nærmest bunnen i kjernen (Poz-64867, 77- 78 cm dyp) fikk som forventet den eldste alderen. Med ett standardavvik er den datert til å være 6667- 6628 kal. år gammel. Aldersestimatene blir yngre for hver daterte makrofossil oppover i kjernen, og den yngste prøven (Poz-64859, 17,5- 18,5 cm dyp) er fra 982- 1059 kal. år BP.

4. Resultater

Tabell 4-3: Radiokarbondaterte makrofossiler oppgitt i ^{14}C -alder og kalibrert alder. BP (before present; før nåtid) er 1950.

Lab. nr.	Dyp, cm	Vekt, g	Materiale	^{14}C -alder BP	Kalenderår BP (1 σ)	Kalenderår BP (2 σ)
Poz-64859	17,5- 18,5	0,0039	Kvister/ lyng	1125 \pm 30	982- 1059	959- 1172
Poz-64860	29,5	0,0065	Mose/ gress	2005 \pm 30	1926- 1991	1882- 2037
Poz-64861	35,5	0,0386	Kvister/ pinner	2515 \pm 30	2505- 2724	2490- 2741
Poz-64863	41,0	0,0187	Kvister/ lyng	3040 \pm 30	3182- 3330	3165- 3345
Poz-64864	52,0	0,0214	Kvister/ pinner	3920 \pm 30	4297- 4419	4248- 4428
Poz-64865	61- 62	0,0038	Kvister/ lyng	5415 \pm 30	6209- 6277	6183- 6288
Poz-64866	64,5- 65,5	0,0133	Kvister/ lyng	5695 \pm 30	6415- 6500	6407- 6556
Poz-64867	77- 78	0,005	Mose/ gress	5875 \pm 30	6667- 6728	6638- 6775

5. Diskusjon

5.1 Kvartærgeologisk kartlegging og lichenometri

I dette delkapittelet vil først resultater fra lichenometri bli korrelert med lignende studier for å oppnå et aldersestimat. Dateringer av kartlav vil videre bli sett i forbindelse med landformer som ble studert under kvartærgeologisk kartlegging. Formålet er at aldersestimatene vil gi en indikasjon på hvilket tidsrom ulike landformer ble avsatt. Dateringer av lichenometri vil benevnes som AD (latin for Anno Domini; Kristi fødsel). Faktorer som påvirker kartlavens utbredelse og vekst, blir diskutert til slutt (kap. 5.1.2).

5.1.1 Diskusjon av kartleggingsresultater og lichenometri

Resultater fra lichenometri er korrelert med tilsvarende studier hvor det er etablert en vekstrate for *rhizocarpon geographicum* (tabell 5-1). Kartlavene som er undersøkt i dette studiet, får dermed en estimert alder basert på ligninger for ulike vekstrater.

Største og gjennomsnittlig kartlav målt i breforlandet til Spørteggbreen er korrelert med tilsvarende observasjoner gjort i tilgrensende områder. Ligning 1 (se under) er basert på de fem største kartlavene per lokalitet på hver morene fra Storbreen i Jotunheimen. Ligning 2 er fra samme området, men kun det største kartlavet per morene danner grunnlag for utregningen. Det største kartlavet på morener fra Jostedalsbregionen ligger til grunn for ligning 3, mens ligning 4 er basert på de fem største lavforekomstene per morene ved Nigardsbreen (Winkler med flere, 2003).

$$\text{Ligning 1: } \log(y + 60) = 1.8601 + 0.0054x$$

$$\text{Ligning 2: } \log(y + 30) = 1.6597 + 0.0065x$$

$$\text{Ligning 3: } \ln(y + 150) = 5.0299 + 0.0071x$$

$$\text{Ligning 4: } \log(y + 123) = 2.080 + 0.0039x,$$

hvor x er størrelsen på kartlavet oppgitt i millimeter og y er morenens alder oppgitt i år.

5. Diskusjon

Tabell 5-1: Resultat av lichenometri målt i breforlandet til Spørteggbreen korrelert med estimerte aldre hentet fra Winkler med flere, 2003 (med referanser deri). De tre første kolonnene og den siste kolonnen er fra dette studiet, mens dataene i de andre kolonnene er hentet fra Winkler med flere, 2003. Alderen kartlavet får, er avhengig av hvilken ligning som er brukt for å kalkulere vekstraten (se forklaring i tekst). De største kartlavene er så gamle at de ikke kan gi en riktig alder.

Navn	Største kartlav (mm)	Gjennomsnitt (mm)	Korrelert med størrelse (mm)	Antatt alder (AD)				Antall kartlav
				Ligning 1	Ligning 2	Ligning 3	Ligning 4	
LICHEN-1	55	51	Største: 53 Gjennomsnitt: 46	1931	1928	1926	1940	3
LICHEN-2	57	51,67	Største: 53 Gjennomsnitt: 46	1931	1928	1926	1940	3
LICHEN-3	101	86	Største: 101 Gjennomsnitt: 93,2	1828	1822	1836	1844	3
LICHEN-4	205	178,6	Største: Gjennomsnitt:	-	-	-	-	5
LICHEN-5	324	254,6	Største: Gjennomsnitt:	-	-	-	-	5
LICHEN-6	245	198,33	Største: Gjennomsnitt:	-	-	-	.	3
LICHEN-7	70	60,2	Største: 68 Gjennomsnitt: 60,2	1906	1903	1901	1916	5
LICHEN-8	203	176	Største: Gjennomsnitt:	-	-	-	-	5
LICHEN-9	67	61	Største: 68 Gjennomsnitt: 60,2	1906	1903	1901	-	6
LICHEN-10	82	82	Største: 82 Gjennomsnitt: 80,6	1862	1873	1875	1874	1

Den første lokaliteten beskrevet under kvartærgeologisk kartlegging (kap. 4.1) er tolket som et sett med randmorener. På ytterste og nest ytterste morenerygg ble størrelsen på kartlav målt, og målingene indikerer at de ble avsatt i et tidsrom mellom 1926 og 1940 (lichen-1 og lichen-2, tabell 5-1 og figur 4-1). Med utgangspunkt i kartleggingen kan det også se ut til at punktene lichen-10 og lichen-9 er fortsettelse av det ytterste morenebeltet. De har aldre som strekker seg fra 1862 til 1906. Aldrene til de sistnevnte morenene er altså eldre enn de to førstnevnte, men det kan være flere faktorer som påvirker vekstraten (mer om dette senere i diskusjonen). Det gjør det mulig at de likevel er avsatt i samme tidsrom. Alderen tilsier at landformene er endemorener dannet under den lille istid (for etablerte kronologier fra den lille istid i nærområdet se kap. 2.5). En stor blokk like utenfor punktet lichen-10 har kartlav som er minst dobbelt så store. Punktene lichen-5 og lichen-6 består også av kartlav som er for store

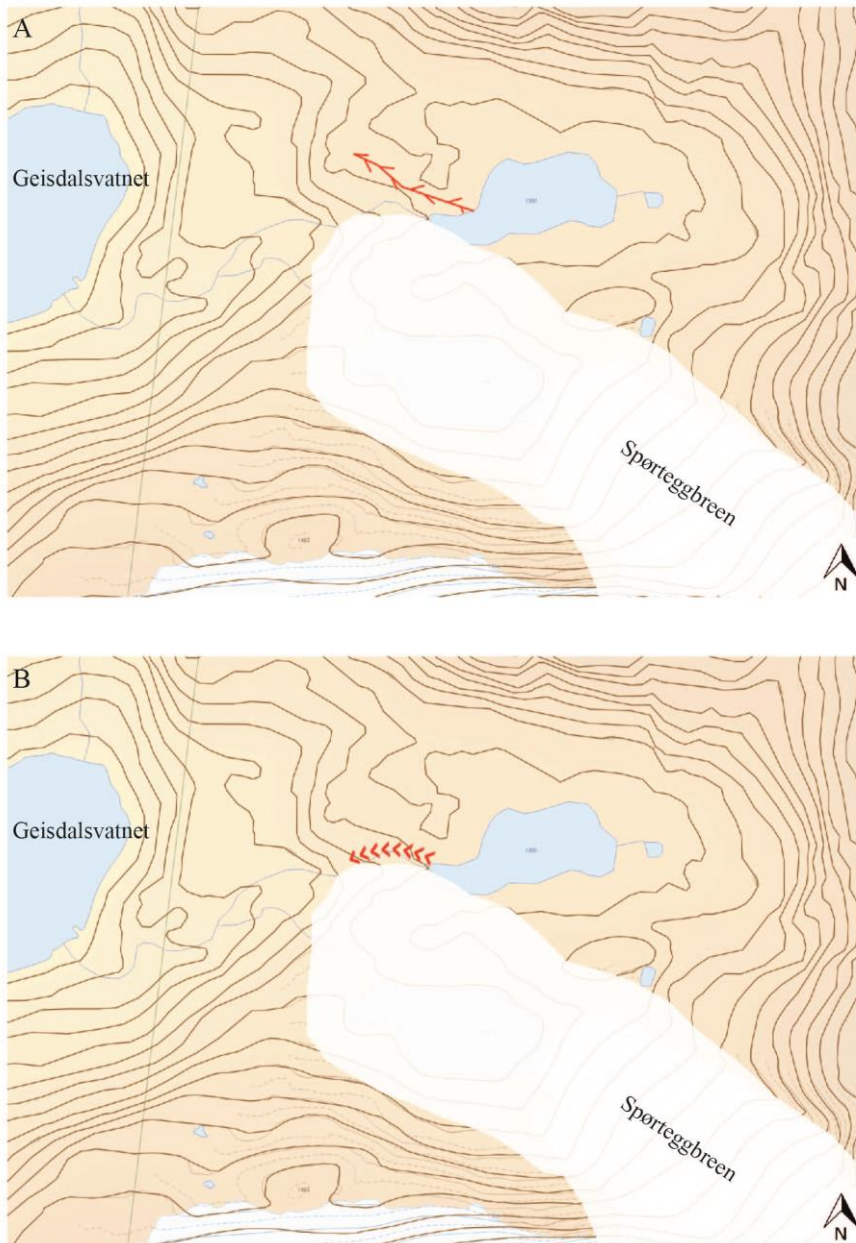
5. Diskusjon

til å kunne datere ved bruk av lichenometri. Det innebærer at Spørteggbreens største utbredelse under den lille istid strakk seg til punktet lichen-10. Området utenfor dette punktet har vært isfritt i en lengre periode.

Moreneryggene som er avsatt i vannet (figur 4-1), tolkes også til å være fra den lille istid. Siden de er fragmenterte og lokalisert under vann, er det vanskelig å si særlig mer om dem. De er likevel en indikasjon på hvordan brearmen til Spørteggbreen var under den perioden. Den lengste moreneryggen lokalisert helt sør i vannet ser ut til at den tidligere har hengt sammen med den større, nest ytterste randmorenen (lichen-1), som har et aldersestimert mellom år 1928 og 1940.

Gjelet som følger moreneryggene under vann, har trolig blitt dannet av smeltevann fra breen. For at vann skal erodere et gjel, kreves det voldsomme krefter. En teori er at Geisdalsbreen (brearm fra Spørteggbreen) lå over de to små vannene (øst for Geisdalsvatnet) og demmet opp smeltevann. Når trykket har vært stort nok, har demningen bristet, og det oppdemte vannet har fosset ut (figur 5-1). Det forklarer også hvorfor området tett ved vannet består av bart fjell. I løpet av prosessen har løsmassene blitt spylt bort av store vannmengder. Jettegryten som er lokalisert på det bare fjellområdet, er et annet tegn på at det har forekommet en hendelse hvor vann under voldsomt trykk har erodert i berggrunnen. Om det har vært en engangshendelse eller har skjedd flere ganger, er uvisst. Det er godt mulig at forløpet har blitt gjentatt opptil flere ganger, kanskje så hyppig som hver vinter over en viss tidsperiode. Jettegryten som er observert midt mellom de to vannene, støtter forslaget om at tappingen har hendt flere ganger.

5. Diskusjon



Figur 5-1: Kraftig forenklet illustrasjon som viser Geisdalsbreen demme opp smelte vann. Under tilstrekkelig trykk har breen gitt etter, og vannet har med stor kraft fosset gjennom og ned til Geisdalsvatnet. De røde pilene viser området hvor løsmaterialet har blitt spylt bort, og hvor ene jettedytten har blitt dannet.

Lichenometri fra én av ryggene nordøst for Geisdalsvatnet (lokalitet nr. 3 i kap. 4.1) har et gjennomsnitt på 178 mm, og er dermed for gammel til å dateres med denne metoden. Det ble i tolkningsdelen (kap. 4.1) skrevet at ryggen som er vendt mot to av de andre randmorenene, trolig er fra samme brefremrykk. Lichenometrimålingen (lichen-3) tilsier dog at moreneryggen ble avsatt et sted mellom 1822 og 1844. Et argument for at alderen er feil, er at dersom breen hadde avsatt morenen under den lille istid, ville dateringene ved punktene lichen-5 og lichen-6 vært betydelig yngre. Siden de to sistnevnte lokalitetene indikerer at

5. Diskusjon

breen under den lille istid ikke nådde over haugen, ville den heller ikke nådd ned til lichen-3. Alderen på morenen er altså eldre enn kartlavens størrelse vil tilsi (årsaker og diskusjon rundt dateringsmetoden beskrives i kap. 5.1.2). Sett med randmorener ligger godt utenfor morenene som er datert til den lille istid. Det innebærer at de må være eldre enn den perioden, hvis ikke ville fremrykket ødelagt de respektive landformene. Det er kjent at brefremrykkene ved Jostedalsbreen under Erdalen event gikk godt utenfor maksimumsutbredelsen fra den lille istid, og det ble avsatt to sett med randmorener både ved Nigardsbreen og i Erdalen (Rye med flere, 1997; Dahl med flere, 2002). Det kan stemme med de to parallelle ryggene som er observert nordøst for Geisdalsvatnet. I Vanddalen er det datert morener fra samme periode som støtter hypotesen om at randmorenene ble avsatt rundt 10 000 kal. år BP (Nesje med flere, 1991; Dahl med flere, 2002). Terrenget hvor den minste morenen (lichen-3) er lokalisert, er relativt bratt, noe som kan ha medført at randmorener fra det andre brefremrykket under samme periode kan ha rast ut.

Området mellom stølene og Geisdalsvatnet er preget ulike typer massebevegelser, særlig grove massestrømmer (debris flows) og skred. Skredmaterialet fra Myrhyrna er resultat av steinsprang, steinskred, snøskred og løsmasseskred. På motsatt side av Geisdøla er det spor etter tidligere elveløp og spylefelt som svinger seg mellom randmorener. Litt lenger ned i dalen er landskapet karakterisert av dødisterreng og det finnes to tydelige dødisgroper. Landformen indikerer at breen i en periode ikke var dynamisk aktiv i det området. Isrester har blitt liggende under løsmateriale, og etter isen smeltet, ble det igjen forsenkninger i form av dødisgroper (Sulebak, 2007).

De eldste kvartærgeologiske landformene i Geisdalen er sannsynligvis randmorenene og den glasifluviale avsetningen ved stølene (omtalt under lokalitet 6 og 7, kap. 4.1). Den glasifluviale avsetningen, som består av mye finkornet materiale, ble trolig til mens det lå en bre i dalbunnen av Jostedal (figur 5-2 og 5-5). Breen nådde en høyde på rundt 700 moh., som akkurat er nok til å sende en brearm inn mot Geisdalen hvor stølene er i dag. Spørteggbreen var også i en aktiv fase og sendte smeltevann nedover Geisdalen og videre mot Jostedal. På grunn av breen som lå ved stølene, ble smeltevannet demmet opp og det ble dannet en innsjø. Glasifluvialt materiale, erodert av Spørteggbreen og transportert med smeltevannsløpet, munnet dermed ut i en bredemmet sjø. De rolige omgivelsene i vannet førte til at også det finere materialet ble avsatt og dannet et delta. Senere har breen i Jostedal trukket seg tilbake, mens Spørteggbreen har rykket enda lengre ned Geisdalen. Spørteggbreen har gått over den glasifluviale avsetningen og dannet endemorenene ovenfor stølene og på motsatt side av

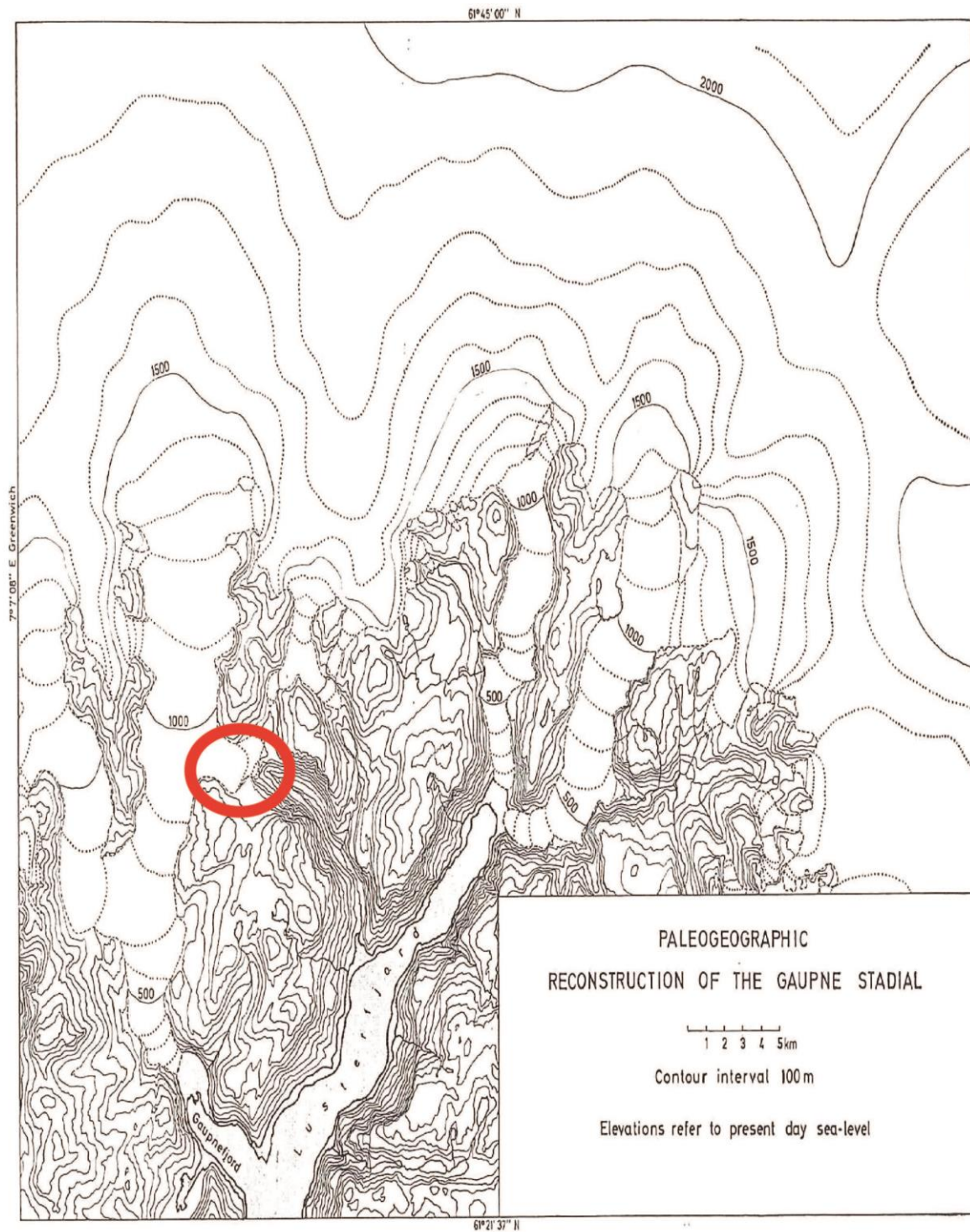
5. Diskusjon

Geisdøla (opp fjellsiden mot Myrhyrna). Denne kronologien forklarer det fine materiale med morenemateriale på toppen. Teorien støttes av Vorren (1973) som har kommet fram til en lignende teori for Vigdalen (østlig hengedal til Jostedal, rundt 10 km sør for Geisdalen). Deglasiasjonsforløpet i Jostedalsområdet er delt inn i flere klimastratigrafiske enheter, hvor to av dem er av vesentlig interesse for dette studiet. Den første enheten er Gaupne stadial, som var preget av klimaforverring og resulterte i at breer gjorde fremrykk (Vorren, 1973). I Vigdalen er det avsetninger som gjør det mulig å rekonstruere flere faser av denne stadialen. I løpet av starten på stadialen var det en bre som kom ned Vigdalen og gikk sammen med en bre som kom vestfra. Etter alt å dømme var det en bre som okkuperte dalbunnen i Jostedal som gikk sammen med breen fra Vigdalen. Etter at de skiltes, avsatte begge breer endemorener i dalen. Bretungen fra breen i Jostedal var høyere etter at de to breene skiltes, sammenlignet med den tidligere fase, noe som tyder på at breen gjorde fremrykk i Gaupne stadial og kulminerte i en periode kalt Storhaugfasen (figur 5-3). I Vanndalen er det funnet sidemorener som også er tolket til å være fra Gaupne stadial. Morenen er avsatt i et pass mellom Vanndalen og en tilgrensende dal i sør. Den går opp til 1250 moh., og tolkes til å være avsatt av tilførsel både fra indre deler av Vanndalen og vest fra Jostedal (Vorren, 1973).

Etter Gaupne stadial fulgte en periode hvor breene trakk seg tilbake. Deretter stagnerte de, og flere breer gjorde nye fremrykk i en periode som blir kalt Høgemo stadial (Vorren, 1973). Blant avsetningene i denne perioden er det de som er observert i Vigdalen som er av størst betydning. Det finnes sidemorener rundt 760 moh. ved nordsiden av Vigdalen, og foran dem er det en terrasse med en høyde på rundt 740 moh. Terrassen indikerer at det ble dannet en bredemmet sjø foran breen i løpet av Høgemo stadial (figur 5-3). Også vest for Jostedal er det observert sidemorener på en høyde rundt 760- 800 moh. som er avsatt av breen som lå i dalbunnen. Det er mulig å skille mellom avsetningene fra de to periodene med økt breaktivitet. Avsetninger dannet foran breer ved Høgemo stadial består utelukkende av glasifluvialt, finere materiale, i kontrast til avsetninger fra Gaupne stadial (Vorren, 1973).

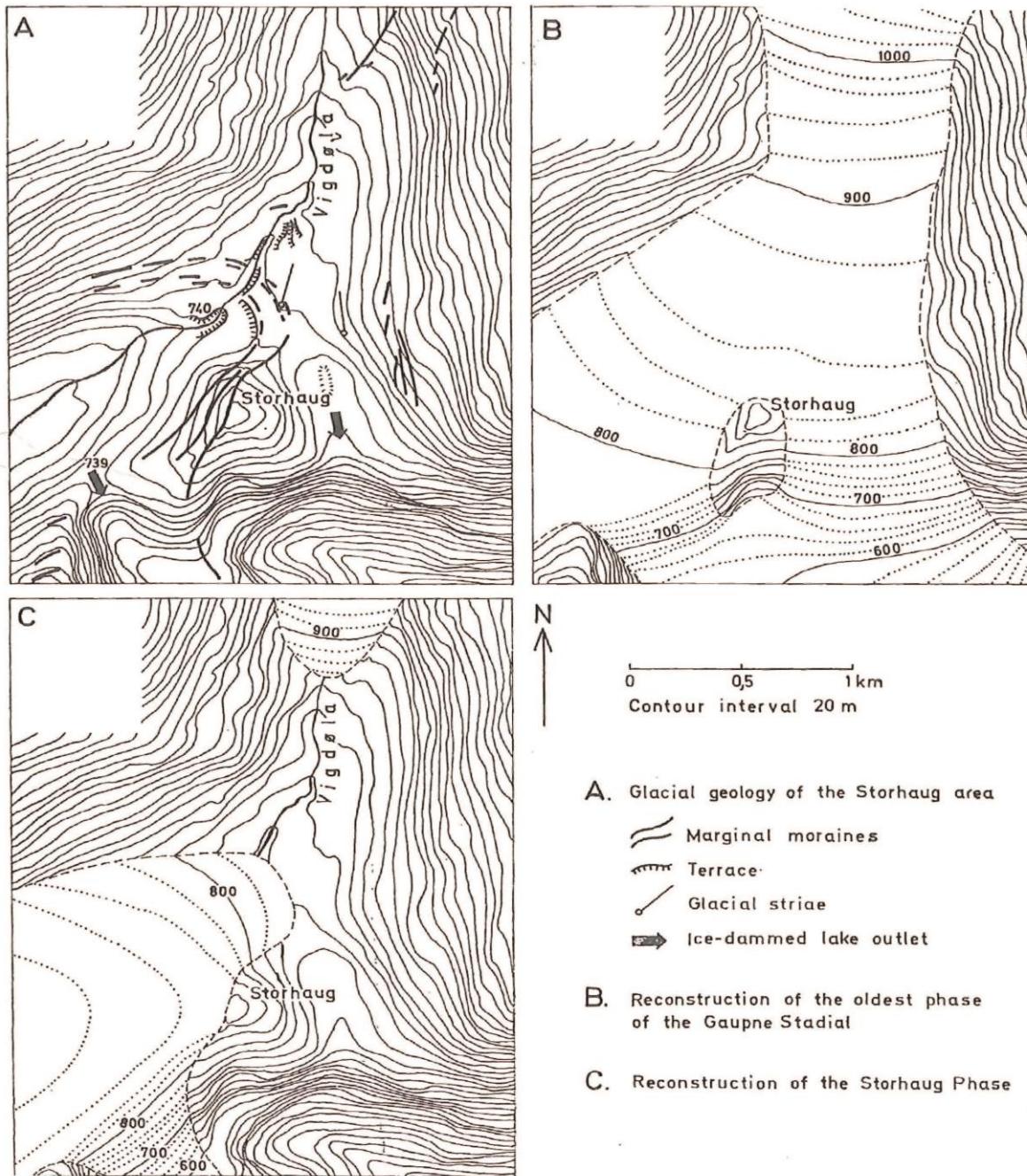
Observasjoner gjort i Vigdalen av Vorren (1973) ser ut til å stemme godt med det antatt eldste hendelsesforløpet i holosen i Geisdalen. Det virker dermed som at teorien med en bredemmet sjø ved stølene, stemmer, sett i lys av terrassen og den glasifluviale avsetningen i Vigdalen (figur 5-4).

5. Diskusjon



Figur 5-2: Skissen viser at breen som okkuperte dalbunnen i Jostedal, sendte en brearm inn Vigdalen under Gaupne stadal. Lustrafjorden og Gaupnefjorden vises nederst i bildet. Hentet fra Vorren, 1973, s. 26.

5. Diskusjon



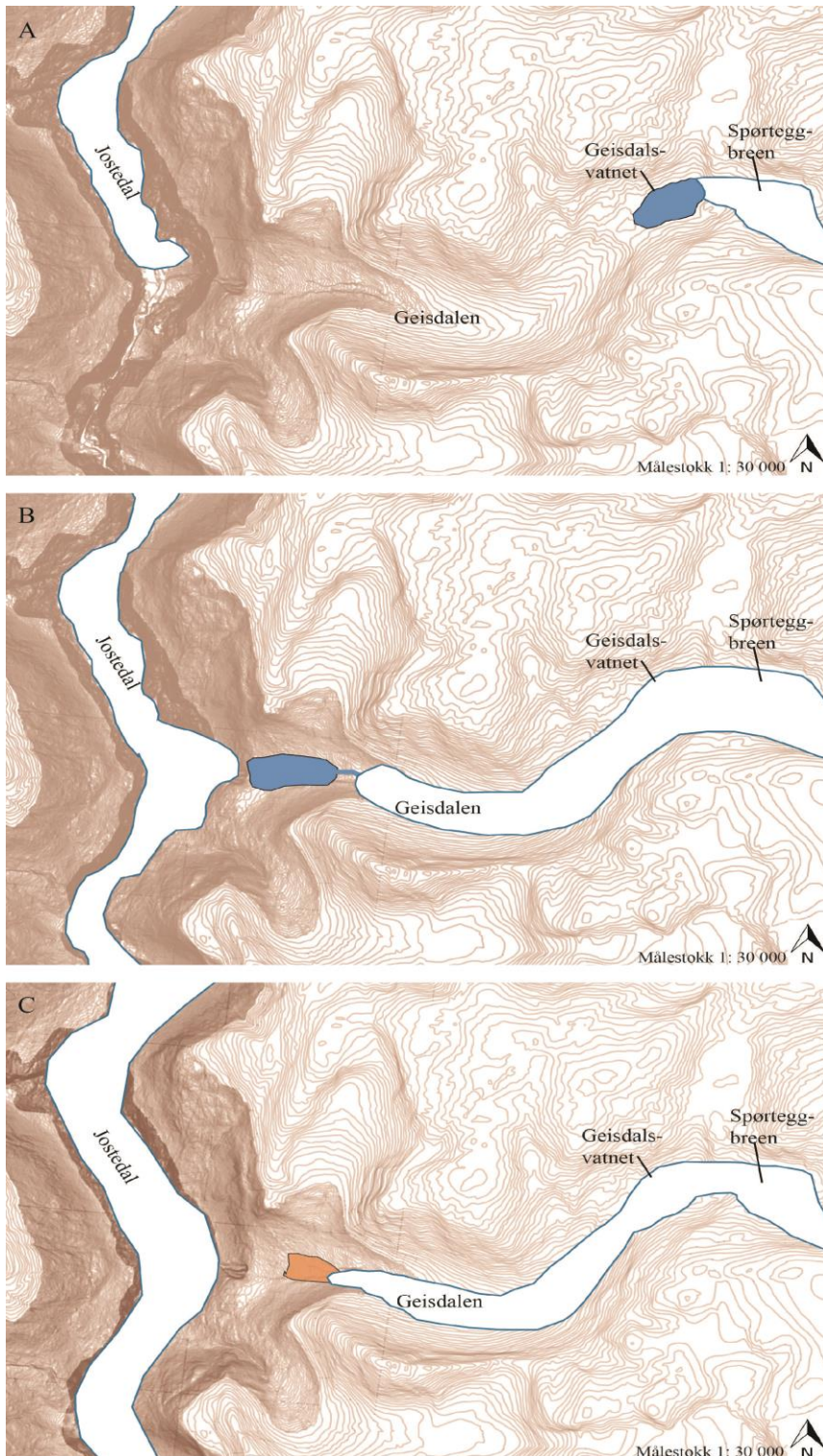
Figur 5-3: Rekonstruksjon av breens bevegelse i Vigdalen i løpet av to faser i Gaupne stadial. A: Landformer og skuringsstriper dannet av bre i området rundt Storhaug i Vigdalen. Pilene indikerer hvor bredemmet sjø har drenert. B: Eldste fase av Gaupne stadial viser at breen fra Vigdalen har gått sammen med breen fra Jostedal og krysset over et pass ned mot Dalsdalen. C: Breene fra Vigdalen og Jostedal skilles ved Storhaug. Denne perioden har fått navnet Storhaugfasen. Modellen er hentet fra Vorren, 1973, s. 12.

5. Diskusjon



Figur 5-4: Glasifluviale avsetninger i Vigdalen sett i forbindelse med tilsvarende avsetninger i Geisdalen. Bakgrunnskart hentet fra Norge i bilder.

5. Diskusjon



Figur 5-5: Konseptmodell viser hvordan den glasifluviale avsetningen ble dannet ved stølene. A: Breen som ligger i dalbunnen av Jostedal, er på vei ned dalen, og Spørteggbreen strekker seg til Geisdalsvatnet. B: Breen i Jostedal sender en brearm inn Geisdalen. Samtidig har Spørteggbreen rykket lenger ned i Geisdalen, og sender smeltevann ned mot Jostedal. Smeltevannet blir demmet opp av breen i Jostedal, og det dannes en bredemmet sjø. Finere materiale blir avsatt i rolige omgivelser. C: Breen i Jostedal trekker seg tilbake, og Spørteggbreen rykker enda lenger frem og går over den glasifluviale avsetningen (markert med oransje farge), hvor det blir dannet endemorener. NB! Konseptmodellen er kraftig forenklet for å fremheve hvordan den glasifluviale avsetningen ved stølene ble dannet. Bevegelsesmønsteret til breene er ikke nødvendigvis riktig, særlig med tanke på breen i Jostedal (fremrykk/ tilbaketrekking).

5. Diskusjon

Vorren (1973) opererer med aldre basert på kalkuleringer av marin grense, kystlinjediagram, pollenanalyser og korrelasjon med andre studier. Randmorener som er omtalt under Gaupne og Høgemo stadial, observert blant annet i Vigdalen og Vanndalen, er således ikke datert. Periodene med økt breaktivitet er plassert i en kronologi som synes å passe med et regionalt hendelsesforløp. Aldrene Vorren (1973) baserer funnene sine på, viser at Gaupne stadial varte fra 9800 ± 200 ^{14}C -år BP til 9500 ± 200 ^{14}C -år BP, og Høgemo stadial sluttet ca. 9100 ± 200 ^{14}C -år BP (Vorren, 1973). En betydelig svakhet er at feilmarginene på 200 år pluss/minus fører til at den første stadialen har overlappende årstall. Ved å kalibrere aldre startet Gaupne stadial rundt 11 230 kal. år BP og sluttet 10 800 kal. år BP (aldrene har tatt utgangspunkt i medianen av ett standardavvik). Høgemo stadial tok slutt ca. 10 250 kal. år BP. Hvor pålitelige estimatene er, beror det noe usikkerhet rundt. Sedimentkjerner boret ved Hellemyrane (sørøst for Nigardsbreen/nordvest for Geisdalen) viser at Jostedal var isfri før breene rykket frem under Erdalen event (startet ca. 10 100 kal. år BP) (Dahl med flere, 2002). Ved å ta utgangspunkt i den forutsetningen, er det et tidsrom på kun 150 år som skiller slutten på Høgemo stadial og begynnelsen på Erdal event. Usikkerheten ligger derfor i spørsmålet om hvor lang tid det tok for at dalbunnen i Jostedal ble isfri. Det virker usannsynlig at breen trakk seg helt tilbake fra Jostedal i løpet av 150 år. Nesje med flere (1991) har tolket tidsforløpet rundt Gaupne og Høgemo stadial til å være i begynnelsen av preboreal, altså ca. 11 500 kal. år BP. Trolig hendte Høgemo stadial enda tidligere, mens kalkuleringen av starten Gaupne stadial ikke er helt feil med tanke på resten av kronologien fra området. Uavhengig av aldre Vorren (1973) opererer med, må den glasifluviale avsetningen ved stølene i Geisdalen blitt avsatt i god tid før 10 100 kal. år BP.

5.1.2 Feilkilder rundt bruk av lichenometri

Hvorvidt vekstraten til kartlav er stabil gjennom hele livssyklusen, er omdiskutert. Et studie av kartlav med størrelser over 40 mm viser at vekstraten har en form som en parabel, hvor veksten skjer hurtigst når kartlavet har en størrelse på mellom 10 og 50 mm. Etter 50 mm avtar vekstraten (Bradwell og Armstrong, 2007). I studiet til Bradwell (2010) vises det til at vekstraten heller tar form som en tilnæringslinje. Vekstraten vil da øke med kartlavets størrelse helt til den har en maksimum størrelse på 30 mm (Bradwell, 2010).

Det er flere faktorer som kan påvirke kartlavens utvikling, blant annet klima (og mikroklima), substrat og konkurranse (Innes, 1985). Konkurranse fra andre arter kan føre til negativ vekst

5. Diskusjon

og resultere i at kartlavet minsker i størrelse (Armstrong, 2002). I løpet av kartleggingen i breforlandet til Spørteggbreen ble det observert at rhizocarpon geographicum er i sterk konkurranse med andre typer lavforekomster. Det kan derfor være mulig at størrelsen på kartlavene ville vært større dersom andre typer lav ikke hadde vært tilstede. Porøsitet og næringsinnhold er også av vesentlig betydning i henhold til kartlavens krav til leveområde (Armstrong, 1974). Kartlav har størst utbredelse på grove steinoverflater hvor de får godt feste og tilgang på fukt (Innes, 1985). Blant andre faktorer som kan påvirke kartlavens utbredelse, kan det nevnes temperatur, lysintensitet, aspekt, snødekke, forurensning, hvor høyt over havet lokaliteten er, hvor mye lokaliteten blir eksponert for vind etc. (Innes, 1985). Ved interpolering av vekstrater mellom forskjellige steder bør disse faktorene tas i betraktning.

Årsaken til at punktet lichen-3 har fått en alder som tilsvarer at morenen er avsatt under den lille istid i stedet for under Erdalen event, som den er tolket til å være, er trolig relatert til snødekke. I løpet av feltoppholdet på sensommeren ble det observert flere snøfonner i nærheten av lichen-3. Lokaliteten er vendt mot nord og er like under en knaus som fører til at morenen ligger mye i skyggen. Snøen blir liggende ekstra lenge i området på grunn av manglende smelting av soloppvarming. Det kan derfor tyde på at lokaliteten er dekket av snø store deler av året, noe som har resultert i «snow kill». Ved snow kill evner ikke bestanden å opprettholde fotosyntese, og kartlavet dør ut og fører til at deler av kartlavet flasser av substratet (Beschel, 1973; Benedict, 1990, 1993; Hansen, 2008).

Korrelasjonen mellom kartlav undersøkt i dette studiet, gjort med aldersestimaterne fra andre studier, kan inneholde unøyaktigheter i form av hvilket tidsrom målingene ble utført. Ligning 4, som i de fleste tilfeller gir eldst alder for kartlavene, er basert på målinger fra Nigardsbreen utført i 1991. De andre ligninger for vekstrater (ligning 1, 2 og 3) har grunnlag dannet på 1970- og 1980-tallet. Kartlavstørrelser de er korrelert med, er sannsynligvis noe større i dag, noe som kan gi utslag i at aldersestimaterne er for gamle. Hvor stort avvik det er snakk om, er usikkert.

5.2 Valg av borelokalitet

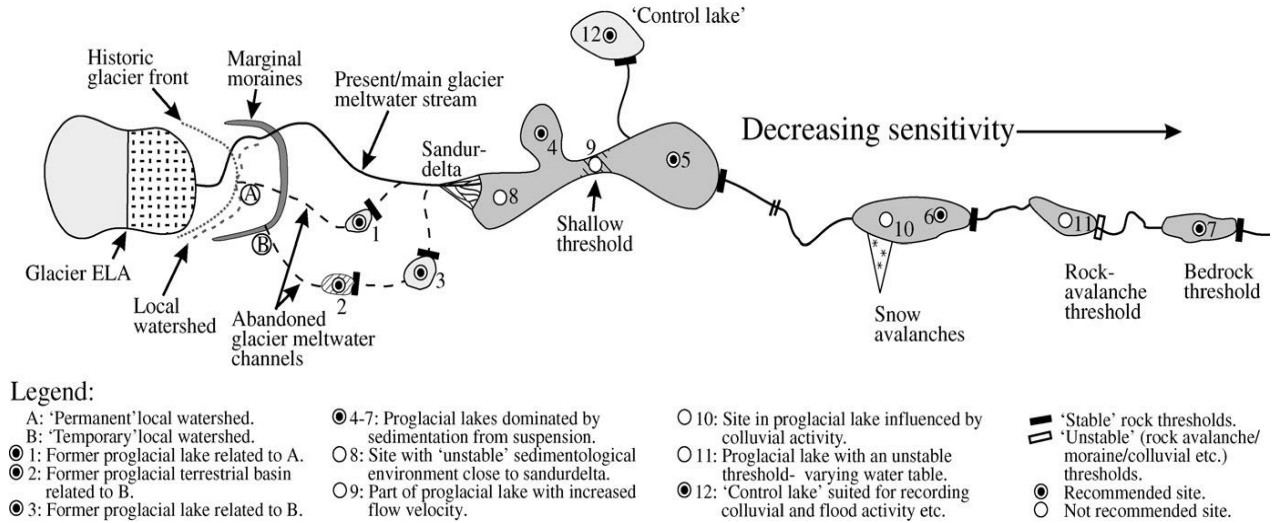
Ved valg av borelokalitet er det flere faktorer man må vurdere (figur 5-6). De mest relevante for Geisdalen er oppsummert nedenfor.

- Breen drenerer i større eller mindre omfang breslam i form av minerogent (ikke-organisk) materiale til en innsjø nedstrøms, noe som er en indikator på breaktivitet (Karlén, 1981). Hvor stort område av nedslagsfeltet som er dekket av bre, er avgjørende for mengden breslam som transporteres til innsjøen. Innsjøens avstand til breen, og om transporten går via et eller flere andre vann, er også vesentlig (Nesje med flere, 1991).
- Nedslagsfeltet bør være anvendelig for hele perioden man vil innhente informasjon fra. Det innebærer at innsjøen plukker opp bresignaler uavhengig av om breen er stor eller liten (Dahl med flere, 2003).
- Innsjøen bør være demmet opp av en berggrunnsterskel, og være minst mulig utsatt for forstyrrelser som for eksempel snøskred og gjenavsetning av sedimenter (Dahl med flere, 2003).
- For å få med mest mulig av den kontinuerlige stratigrafien, bør boringen foregå hvor sedimenttykkelsen er størst. Det bør ikke være i nærheten av delta eller elvemunning, da det kan føre til miksing av vannsøylen (Dahl med flere, 2003).

På bakgrunn av nevnte forutsetninger ble Geisdalsvatnet ansett som en egnet borelokalitet. Borelokaliteten er med god avstand fra de to deltaene som er ved vannet, i tillegg til tilstrekkelig distanse fra elvemunningen. Det var dessverre ikke mulig å innhente informasjon om bunntopografi og sedimenttykkelse før boringen ble igangsatt. De to kjernene (GEP-114 og GEP-214) som ble tatt med 37 meters mellomrom, viser at det er 2,1 meter forskjell i dybde mellom dem, noe som kan antyde at bunnforholdene er temmelig jevne.

5. Diskusjon

Site selection related to glacier-melt water induced sedimentation from suspension at proglacial sites



Figur 5-6: Valg av borelokalitet ved proglasiale områder. Til venstre i modellen vises breen, og dagens smeltevann strømmer gjennom en endemorene og munner ut i et delta. Breslammet transporteres videre via flere aktuelle borelokaliteter. Hvite sirkler representerer områder som ikke er anbefalt for å ta innsjøkjerner, mens svarte sirkler viser steder som er gunstige lokaliteter uten eksterne forstyrrelser. Modellen er hentet fra Dahl med flere, 2003, s. 280.

Basert på figur 5-6 hentet fra Dahl med flere (2003), kan det tenkes at Geisdalsvatnet samsvarer med lokaliteten som er representert som nr. 5. Smeltevannet fra Spørteggbreen drenerer gjennom et sett med endemorener før det munner ut i Geisdalsvatnet. Kjernene (GEP-114, GEP-214 og GES-114) er tatt med god avstand fra deltaet, samtidig som de ikke er for nær vannets terskel. Området virker ikke å være påvirket av skred av betydning (figur 5-7).

5. Diskusjon



Figur 5-7: Valg av borelokalitet for stempelprøvetaker og HTH-kjernetaker illustrert ved to kryss. Deltaene, elvemunningen og breen er også med i bildet. Ryggsekk er med som målestokk.

5.3 Metoder for brerekonstruksjon

5.3.1 XRF-skanning

XRF-skanning av sedimentkjerner har den siste tiden vist seg å være et nyttig verktøy for å analysere den geokjemiske sammensetningen blant parametrene. Metoden tar relativt kort tid, og siden den er ikke-destruktiv er det fullt mulig å utføre andre typer analyser av samme sedimentprøve i etterkant (teknisk beskrivelse kap. 3.2.3). XRF-skanning blir blant annet brukt i forbindelse med rekonstruksjon av bre og klima (for eksempel Bakke med flere, 2010; Giralt med flere, 2011; Vasskog med flere, 2011; Vasskog med flere, 2012; Røthe med flere, 2015). Resultatet av skanningen vises i form av tellerater som representerer de ulike parametrene som er til stede i prøven. Til tross for at metoden anvendes i flere sammenhenger, er det nødvendig å tolke dataene med forsiktighet. Det finnes mange fallgruver som kan resultere i feiltolkning av hva proxyene egentlig viser. Hvilken type røntgenstrålerør som velges for skanningen, avhenger av hva slags parameter man vil oppnå

5. Diskusjon

informasjon om. I dette studiet ble det benyttet et kromrør, som er best egnet til å oppdage parametere med lavere atomnummer i periodesystemet (Z). Som en konsekvens vil fluorescensen av parametere med medium Z-verdi være vanskeligere å fange opp (Croudace med flere, 2006). XRF-skanningen har tendens til å bli påvirket av prøvens kornstørrelse, mineralogi og tetthet (Croudace med flere, 2006).

Ujevn sedimentoverflate, sprekker og gap er eksempler på andre forhold som påvirker resultatet. Hvis sedimentkjernen har ulik høyde på overflaten eller inneholder sprekker, vil ikke røntgenskanningen klare å holde en konstant avstand til prøvens overflate (Croudace med flere, 2006). Før skanningen av GEP-214 begynte, ble det derfor skrapet bort et tynt lag med sedimenter for å jevne ut overflaten. Det forhindrer også at eventuelt porevann ved overflaten som tørker inn og danner sprekker, har mulighet til å påvirke telleraten. Sprekker kan også enkelt identifiseres i bildet som blir produsert i første steg av skanningen. En annen utfordring med tolkning av XRF-data er relatert til våte sedimenter. Tellerater til våte sedimenter kan ofte være lavere enn de hadde vært dersom sedimentene var tørre, som en følge av at de er mindre kompakte og har høyere vanninnhold. Det gir videre utfordringer angående kornstørrelser (Croudace med flere, 2006).

Organisk innhold i en sedimentkjerne kan påvirke XRF-data på flere måter. En økning av organisk innhold kan føre til at den totale telleraten for alle målte parametere i kjernen blir redusert. Med andre ord trenger ikke en observert økning eller reduksjon av tellerater for en parameter nødvendigvis å bety at det har vært en endring i tilførselen av den parameteren, men kan like enkelt være et resultat av endringer i organisk innhold (Löwemark med flere, 2011). For å begrense omfanget av påvirkningen organisk materiale kan ha for andre parametere, er det nødvendig å normalisere telleratene mot en kjent standard. Aluminium regnes som godt egnet til normalisering fordi grunnstoffet finnes i rikelige mengder, er lite biologisk aktivt og er sjelden utsatt for redoksprosesser (Löwemark med flere, 2011).

En annen utfordring knyttet til XRF-skanning er at røntgenfluorescens fra atomer dypere i sedimentkjernen først må gjennom et øvre lag med sedimenter på vei til detektoren. På den gjennomgangen kan deler av fluorescensen bli absorbert av overliggende atomer. Det kan også forekomme at fluorescens fra én parameter forsterker en annen parameters fluorescens som følge av en interaksjon mellom de to. Det vil resultere i at fluorescensen til den første parameteren blir redusert, mens den andre parameteren får tilsvarende forsterket fluorescens (Löwemark med flere, 2011). Denne feilkilden er både vanskelig å forebygge og å oppdage,

5. Diskusjon

men ved å være klar over sjansen for at det kan forekomme, er man forberedt på at dataene ikke nødvendigvis viser reelle verdier.

På grunnlag av de mange nevnte feilkilder, må man være forsiktig ved tolkning av data fra røntgenfluorescens. Som et resultat kan man ikke forvente at XRF-skanning gir data av høy kvalitet. Metoden regnes som semi-kvalitativ fordi skanningen måler verdier i form av tellerater i stedet for faktisk konsentrasjon av ulike geokjemiske parametere (Löwemark med flere, 2011).

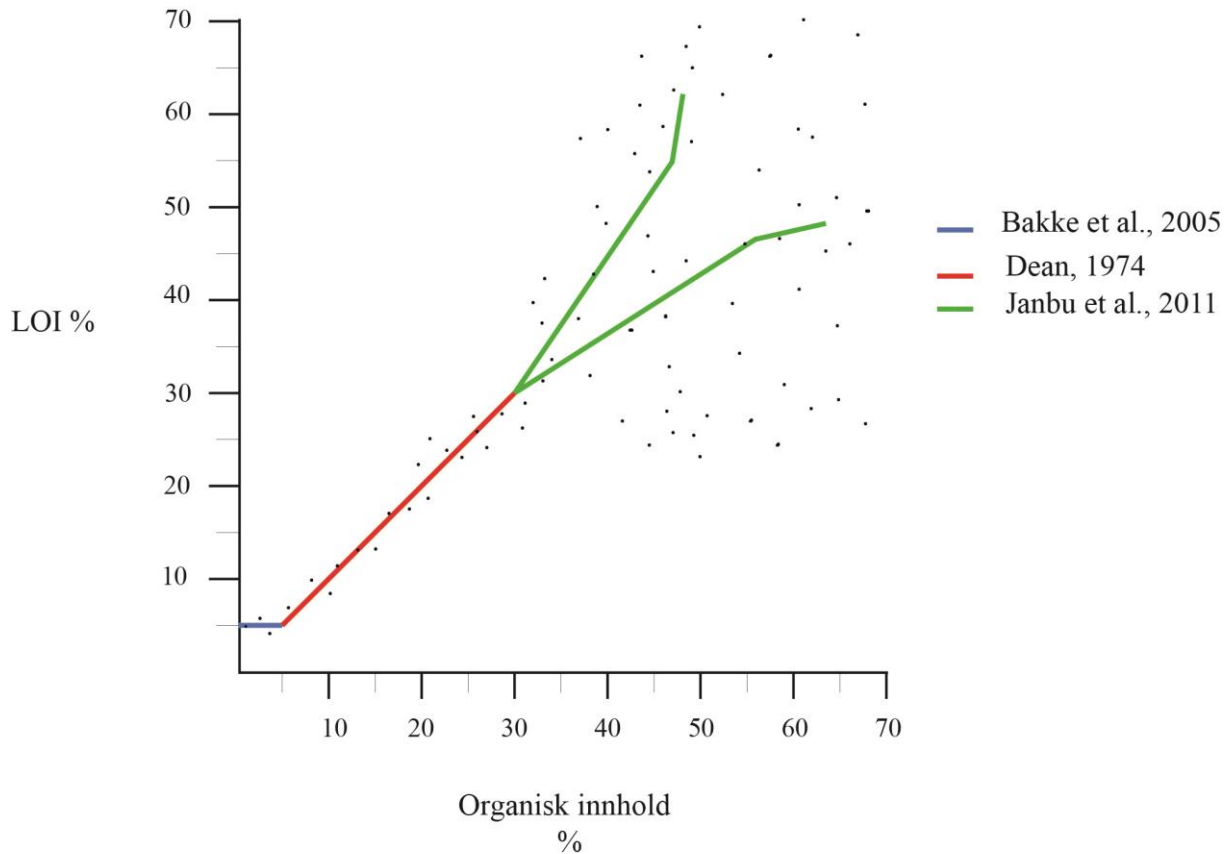
5.3.2 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet er en metode som brukes av flere som indikator på breerodert materiale (for eksempel Snowball, 1993; Colman med flere, 1996; Shakesby med flere, 2007; Vasskog med flere, 2012). I likhet med kjemiske parametere, er magnetisk susceptibilitet også sterkt sensitiv til endringer i organisk innhold (Rack med flere, 1992).

5.3.3 Glødetapsanalyse og tørr massetetthet (LOI og DBD)

Glødetapsanalyse brukes som en proxy for å si noe om organisk innhold i en prøve. Ved å brenne prøver fra innsjøsedimenter vil det organiske innholdet forsvinne. Prøvene blir veid både før og etter brenning, noe som resulterer i informasjon om hvor stor andel materiale som er glødet bort. Pioneren bak analysemetoden utviklet det han mente var et tilnærmet lineært og robust forhold mellom de to komponentene (Dean, 1974). I ettertid er det gjort observasjoner som tyder på at glødetapsanalyser ikke er like nøyaktig som først antatt. Bakke med flere (2005) viser at når glødetapsverdier er under 5 %, vil ikke analysen være sensitiv nok til å fange opp variasjoner på grunn av bakgrunnsstøy. Videre er det gjort studier som viser at forholdet mellom organisk innhold og andel glødetap begynner å bryte sammen når glødetapsverdier overstiger 30 %. Ved 60 % og utover er det ikke lenger noen synlig trend mellom de to komponentene (Janbu med flere, 2011) (figur 5-8).

5. Diskusjon

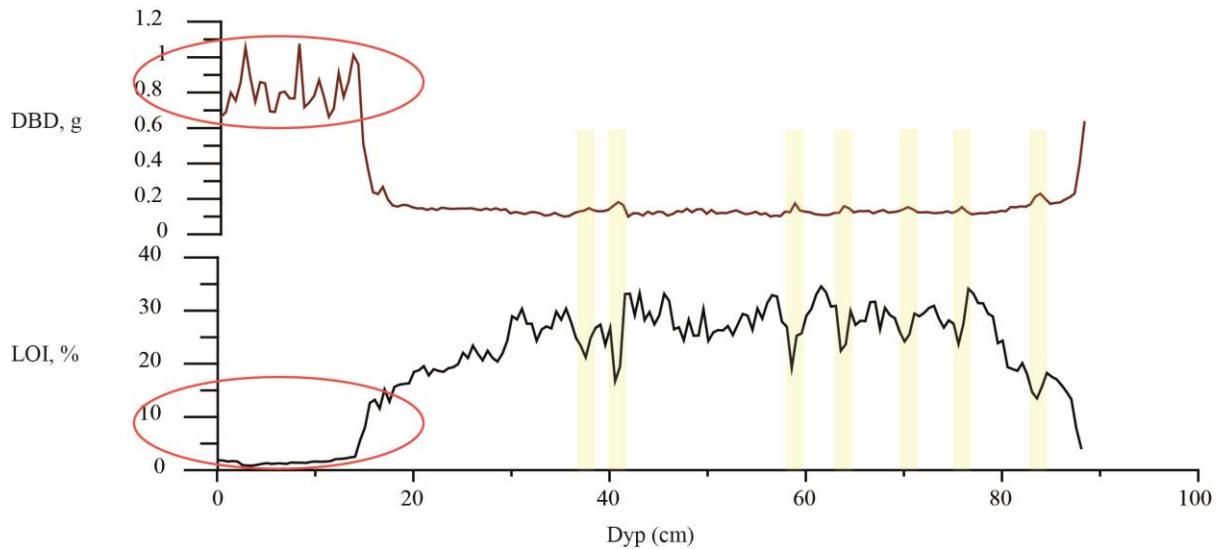


Figur 5-8: Konseptmodell som fremstiller forholdet mellom glødetap og mengden organisk innhold oppgitt i prosent. Dean (1974) (rød linje) viser at forholdet mellom glødetap og organisk innhold er robust og tilnærmet lineært. Bakke med flere (2005) (blå linje) hevder at glødetap <5 % ikke er sensitiv nok til å fange opp endringer pga. bakgrunnsstøy. Ved glødetapsverdier over 30 % viser Janbu med flere (2011) (grønn strek) at forholdet begynner å bryte sammen, og ved 60 % er det ingen synlig trend.

Som et alternativ til glødetapsanalyser kan tørr massetetthet (DBD) benyttes som et mål på endringer i brestørrelse. Fordelen med tørr massetetthet er at analysen har potensiale til å fange opp små endringer i silt-produksjon, som er en indikasjon på breakaktivitet (Bakke med flere, 2005). Denne analysemetoden har de siste årene blitt brukt av flere som et tillegg til eller erstatning for glødetapsanalyse alene (se for eksempel Bakke med flere, 2005; Vasskog med flere, 2011; Vasskog med flere, 2012; Røthe med flere, 2015).

I dette studiet er det også tydelig at variasjonen blant glødetap under 5 % uteblir (figur 4-14). Ved å sammenligne analysemetodene er det stor forskjell i variasjon blant de øverste 14 cm i GEP-214 (figur 5-9).

5. Diskusjon



Figur 5-9: De øverste 14 cm i GEP-214 har glødetapsverdier under 5 %, og viser svært liten variasjon. Til sammenligning viser samme sekvens i sedimentkjernen flere signifikante topper blant data som representerer tørr massetetthet (DBD, g/cm³). Gule barer indikerer de syv tynne lagene omtalt i kapittel 4.4.3 og tabell 4-2, som gjør utslag både i glødetap og tørr massetetthet (negativ korrelasjon).

Som vist i figur 5-9 er det ingen glødetapsverdier som overstiger 35 %. Det kan se ut til at de når en «takhøyde» de ikke kan gå over, muligens på grunn av et ustabil forhold mellom organisk innhold og proxyen glødetap. Det er sannsynligvis det samme tilfellet som Janbu med flere (2011) beskriver som et forhold som vil starte å bryte sammen når glødetapsverdier blir høyere enn 30 %. På grunnlag av dette er tørr massetetthet best egnet å bruke når Spørteggbreen skal rekonstrueres de siste ~1000 år.

5.3.4 Korrelasjonsanalyse

For å finne ut hvilke parametere i GEP-214 som forklarer mesteparten av variasjonen i totale tellerater fra XRF-skanningen, er det utført en korrelasjonsanalyse (tabell 5-2). Korrelasjonskoeffisienten går fra 1 til -1, hvor 1 representerer et perfekt positivt forhold mellom x og y, i dette tilfellet mellom en utvalgt parameter og total tellerate. På tilsvarende måte er en korrelasjonskoeffisient på -1 en indikasjon på et perfekt negativt forhold mellom de to variablene. Korrelasjonsanalysen er utført med utgangspunkt i XRF-parameterne fremstilt i figur 4-15 (med unntak av inkoherens). Fem av dem (kalsium, titan, jern, kalium og silisium) utmerker seg med korrelasjonskoeffisient (Pearsons ρ) høyere enn 0,7. De vil danne grunnlag for videre tolkning av kjernen.

5. Diskusjon

Kalsium, titan, jern, kalium og silisium er grunnstoff som er integrert i klastisk materiale. Klastisk materiale er sedimenter forvitret fra berggrunnen, og brukes derfor til å reflektere breerosjon (Rothwell med flere, 2006; Guyard med flere, 2007; Bakke med flere, 2010; Stepanova med flere, 2015). Kalsium er muligens minst pålitelig av de fem parameterne fordi grunnstoffet har lett for å bli påvirket av biologiske prosesser. Titan regnes som en relativt god proxy for terrestrisk erosjon fordi den er en viktig komponent i mange mineraler og derfor finnes i rikelige mengder (Löwemark med flere, 2011). Flere studier bruker titan som indikator for glasial erosjon av berggrunn basert på tilførsel av minerogent materiale til innsjø (for eksempel Bakke med flere, 2009; Fey med flere, 2009; Brunschön med flere, 2010). Jern er et ustabil grunnstoff og egnes til å indikere redoks-prosesser (Croudace med flere, 2006; Olsen med flere, 2012). Partikler med finere kornstørrelser, for eksempel leire, er gjerne beriket på kalium og silisium. Siden kalsium og kalium ofte gjenspeiler samme prosesser, er kalium gjerne å foretrekke fordi det ikke blir like lett påvirket av eksterne prosesser (Croudace med flere, 2006).

De fem geokjemiske parameterne fra XRF-skanningen vil bli sammenlignet med data fra magnetisk susceptibilitet, glødetapsanalyse og tørr massetetthet fra GEP-214. Magnetisk susceptibilitet regnes som proxy for minerogent materiale på grunn av magnetiseringsevnen til mineralene. Prinsippet er at magnetisk susceptibilitet øker i takt med økt breaktivitet (Snowball, 1993). Glødetapsanalyser er et mål på hvor mye organisk materiale fra en sedimentkjerne som forsvinner ved brenning av en prøve. Utregning av andelen organisk og ikke-organisk materiale indikerer variasjon blant produksjon av breslam og biologiske prosesser (Dean, 1974; Heiri med flere, 2001). Magnetisk susceptibilitet og glødetapsanalyser er inverst korrelert og brukes som proxy på variasjon i brestørrelse (Shakesby med flere, 2007). Som følge av utfordringer relatert til glødetapsanalyser (kap. 5.3.3), blir tørr massetetthet også brukt for å tolke GEP-214.

5. Diskusjon

Tabell 5-2: Korrelasjonsanalyse av 11 XRF-parametere sett i forbindelse med total tellerate for GEP-214. Grønne felt markerer korrelasjonskoeffisient over 0,7, mens røde felt representerer negativ korrelasjon. De fem parameterne som har positiv korrelasjon over 0,7 med total tellerate (kalsium, titan, jern, kalium og silisium) danner grunnlag for videre tolkning av GEP-214.

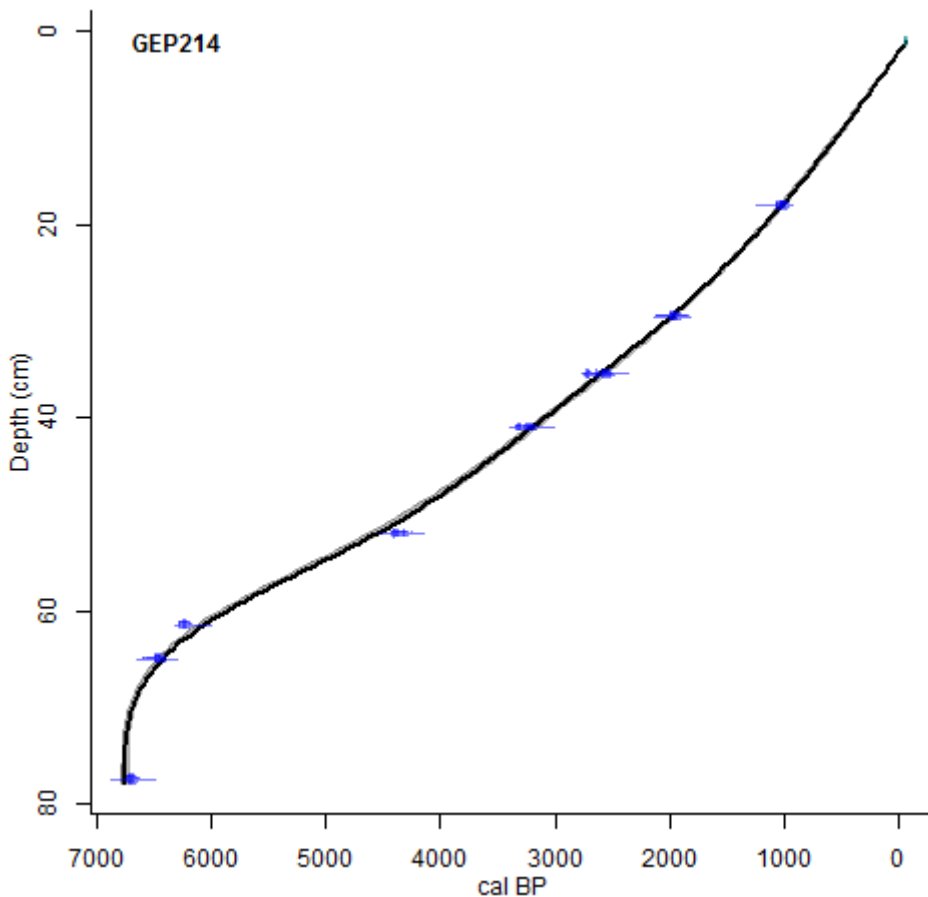
	<i>Kcps</i>	<i>Ca</i>	<i>Ti</i>	<i>Fe</i>	<i>K</i>	<i>Si</i>	<i>Al</i>	<i>Sr</i>	<i>Rb</i>	<i>Ar</i>	<i>Cl</i>	<i>Cs</i>
Kcps	1											
Ca	0,73	1										
Ti	0,76	0,96	1									
Fe	0,74	0,94	0,99	1								
K	0,73	0,96	0,99	0,98	1							
Si	0,70	0,94	0,94	0,91	0,96	1						
Al	0,68	0,83	0,85	0,83	0,86	0,86	1					
Sr	0,45	0,80	0,75	0,74	0,77	0,73	0,64	1				
Rb	0,60	0,88	0,92	0,92	0,93	0,87	0,78	0,75	1			
Ar	0,27	0,62	0,65	0,66	0,67	0,65	0,55	0,51	0,65	1		
Cl	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02	-0,02	-1,01	-0,02	0,00	-0,01	-0,03	1	
Cs	-0,28	-0,41	-0,41	-0,40	-0,41	-0,39	-0,34	-0,35	-0,38	-0,24	-0,03	1

I kapittel 5.5 vil de fire enhetene (A, B, C og D) i GEP-214 tolkes med grunnlag i korrelasjonsanalysen. Resultatene vil sammenlignes med data fra glødetapsanalyse, tørr massetetthet og magnetisk susceptibilitet.

5.4 Alder-/dypmodell

En rekonstruksjon uten kronologi kan sammenlignes med en historie uten årstall (Blaauw og Heegaard, 2012, s. 380). Resultatet fra radiokarbondatering (kapittel 4, tabell 4-3) danner grunnlaget for alder-/dybdemodellen (figur 5-10). Radiokarbonaldrene behøver å bli omgjort til kalenderår fordi mengden ^{14}C i atmosfæren har variert gjennom tidene (Stuiver, 1982). ^{14}C -år har tidligere blitt sammenlignet med årringer i trær, hvor det ble oppdaget at førstnevnte år varer lengre enn kalenderår. Videre har dateringer av koraller fra havet blitt sett i relasjon til årringer, og det ble oppdaget et avvik mellom «atmosfærisk» og «oseanisk» ^{14}C -aldre som opprinnelig hadde identiske kalenderår (Stuiver med flere, 1998). Likevel bør en ta hensyn til feilkilder når årringer skal benyttes for kalibrering av ^{14}C -dateringer. Årringer gir ikke en jevn representasjon av sesongene siden mesteparten av treveksten forekommer på våren og forsommeren. Fra år til år vil også tykkelsen på årringene variere, noe som fører til et variabelt årlig ^{14}C -bidrag på en tiårsskala (Stuiver med flere, 1998).

5. Diskusjon



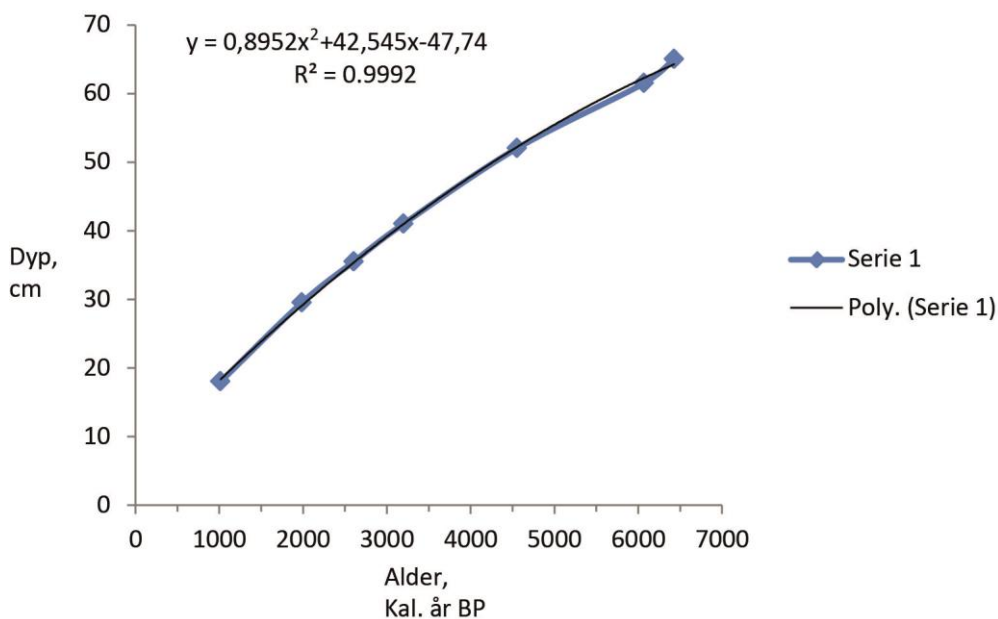
Figur 5-10: Alder-/dypmodell basert på makrofossiler fra GEP-214. Svart linje viser best tilpasset graf, mens grå skygge representerer ett standardavvik. De blå punktene indikerer hvor makrofossilene er lokalisert i kjernen. Innstillingen smooth spline ble brukt for å fremstille grafen best. Rundt 6500 og 2000 kal. år BP blir sedimentasjonsraten brattere.

Alder-/dypmodellen representerer en kronologi som gjenspeiler sedimentasjonsraten i Geisdalsvatnet. Modellen ble bearbeidet i Clam i statistikkprogrammet R. Resultatene viser at mellom ca. 65 og 30 cm dyp (ca. 6500 og 2000 kal. år BP) er sedimentasjonsraten relativt lineær med en gradvis økning i alder mot bunnen av kjernen. De øverste 30 cm av GEP-214 (ca. 2000 kal. år BP til nåtid) har noe brattere kurve. Like under 65 cm dyp (rundt 6500 kal. år BP) forekommer det en brå endring i grafen som resulterer i at den blir svært bratt. Trenden vedvarer til bunnen av kjernen. Det kan være flere potensielle grunner til den hurtige endringen, og i det følgende vil de mest relevante årsakene bli redegjort.

Ved å ekskludere den eldste makrofossilen (Poz-64867) vil det være naturlig å tenke at grafen fortsetter tilnærmet lineært mot bunnen av GEP-214. Med det utgangspunktet er det grunn til å tro at alderen til nevnte makrofossil er for ung og at det er en feilkilde som har påvirket

5. Diskusjon

dateringen. Blant de enkleste feilkildene er at makrofossiler blir kontaminert under tilberedelser, siden de sjelden blir utført i et sterilt miljø (Wohlfarth med flere, 1998). Det kan eksempelvis være under prosessen med å plukke makrofossiler fra en kjerne, under vaskingen, eller når de skal veies og tørkes. Dersom våte makrofossiler blir oppbevart over en lengre periode før dateringen utføres, blir de lettere utsatt for kontaminering av bakterier eller andre mikroorganismer. Denne feilkilden kan unngås ved å utføre prøvetakingen rett etter sedimentkjernen blir splittet og bevare makrofossilene frosne (Colman med flere, 1996). En annen årsak som kan føre til at makrofossilen er eldre enn forventet, angår dybden i sedimentkjernen prøven blir plukket fra, særlig dersom toppen av kjernen mangler (Colman med flere, 1996). Det kan forekomme forstyrrelser under selve prøvetakingen eller i prosessen med å frakte og splitte kjernen som bidrar til at makrofossilen blir forskjøvet lengre opp i kjernen. Dermed blander makrofossilen seg inn blant eldre materiale, og sedimentasjonsraten blir fremstilt på en feilaktig måte.



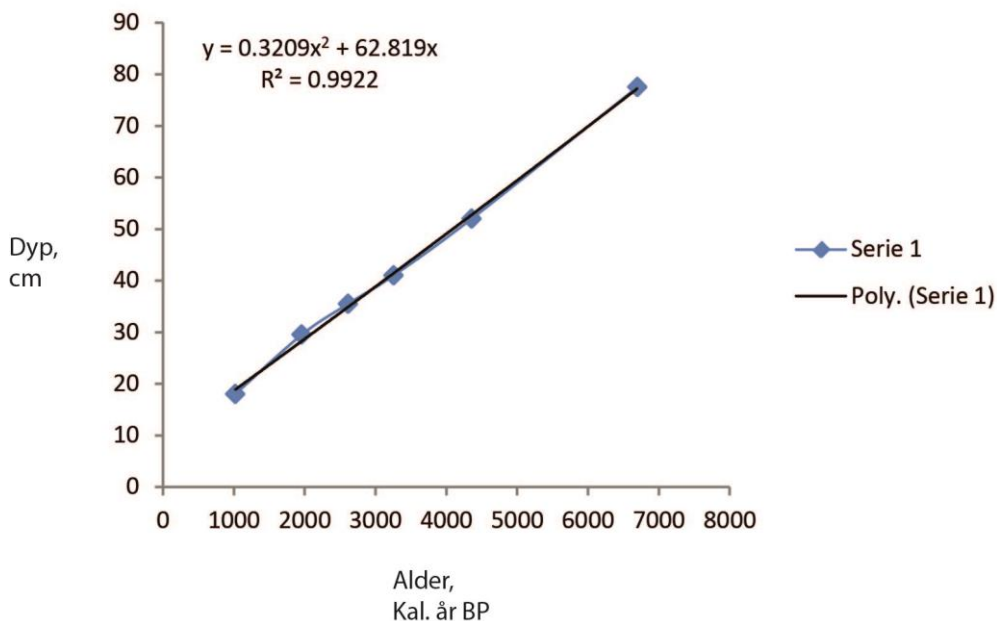
Figur 5-11: Alder-/dypmodell fra Geisdalsvatnet med den eldste daterte makrofossilen (Poz-64867) utelatt. Grafen utgjør en jevnere linje sammenlignet med modellen hvor alle åtte dateringene er med (figur 5-10). Merk at grafen går motsatt vei sammenlignet med figur 5-10.

Ved å utelate den eldste dateringen og legge til en polynomial trendlinje, vil en få ligningen $y = 0,8952x^2 + 42,545x - 47,74$, som har en korrelasjonskoeffisient på 0,9992. Bytter man ut x i ligningen med dypet i kjernen, 88,18 cm, får man vite at sedimentene i bunnen av GEP-214 er estimert å være 10 665 kal. år BP (figur 5-11).

5. Diskusjon

En annen mulighet til den bratte knekken i alder-/dypmodellen (figur 5-10) er at to av makrofossilene har en estimert alder som er eldre enn plasseringen i GEP-214 skal tilsi (Poz-64866 og Poz-64865). Hardvannseffekten er en feilkilde som fører til at dateringer får en for gammel alder. Hardvannseffekten er et resultat av at karbon som ikke er i likevekt med atmosfæren, men heller stammer fra eldre karbonat fra oppløsning av jordsmonn, blir inkorporert i prøven (Fowler med flere, 1986). Det er også en fare for at eldre makrofossiler blir vasket inn blant nylig avsatt materiale som følge av kraftig regnskyll eller lignende prosesser. Mellom 7300 – 6300 og 5900 – 5400 kal. år BP var det perioder med økt snøskredaktivitet ved Spørteggbreen (Nesje med flere, 2007). Det kan ha resultert i at makrofossiler som opprinnelig var avsatt på land, ble transportert og avsatt på nytt i Geisdalsvatnet.

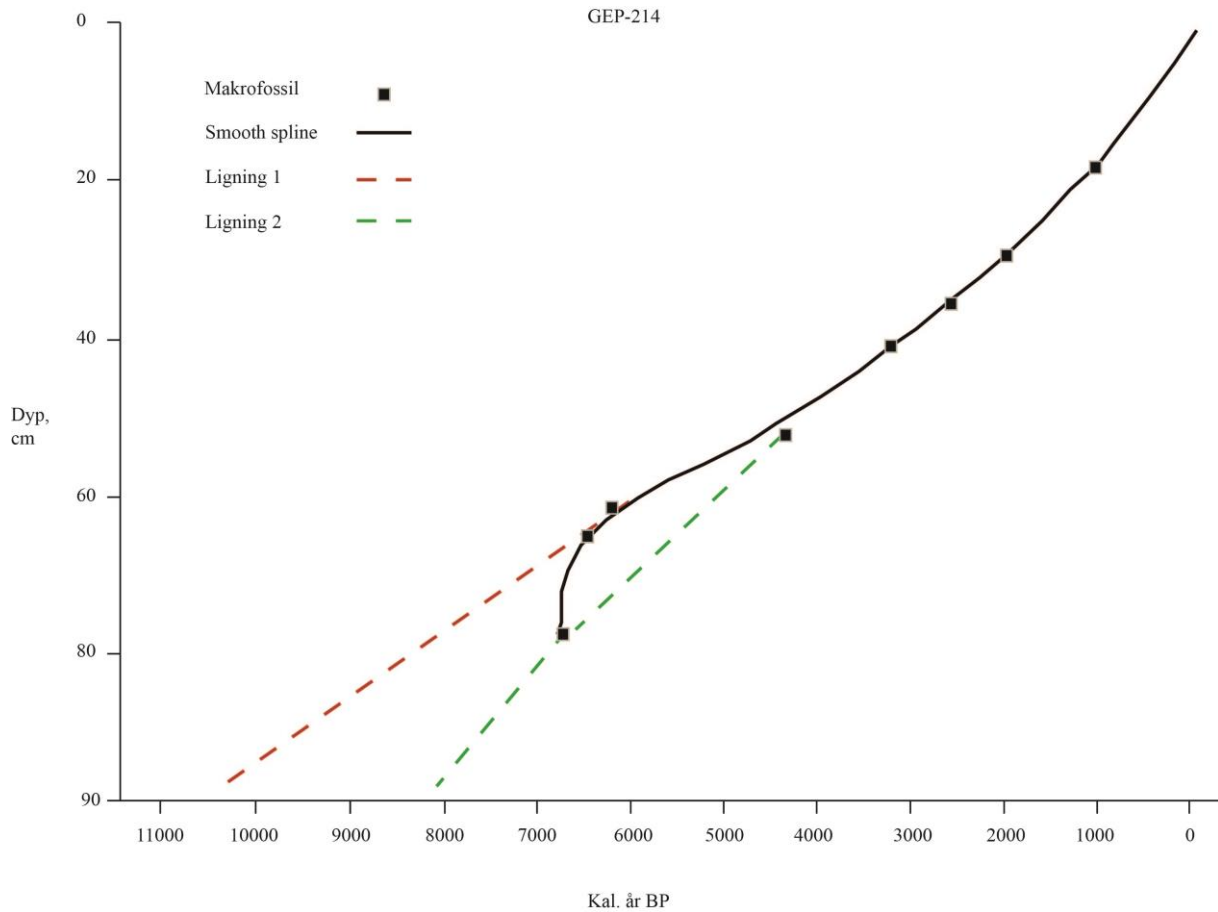
Ved å ekskludere Poz-64866 og Poz-64865 (henholdsvis nest eldste og tredje eldste dateringer) får grafen nærmest en lineær linje (figur 5-12). Som et resultat vil bunndateringen i kjernen være yngre enn dersom den eldste dateringen fjernes (figur 5-11). En polynomial ligning ($y = 0.3209x^2 + 62.819x$) uten de to nevnte makrofossilene, resulterer i en alder på 8035 kal. år BP på 88,18 cm dyp. Ligningen har en korrelasjonskoeffisient på 0,992 som tilsier at den stemmer godt med dateringene.



Figur 5-12: Alder-/dypmodell fra Geisdalsvatnet uten dateringer av makrofossilene Poz-64866 og Poz-64865 gir bunnsedimentene i kjernen en alder på 8035 kal. år BP.

5. Diskusjon

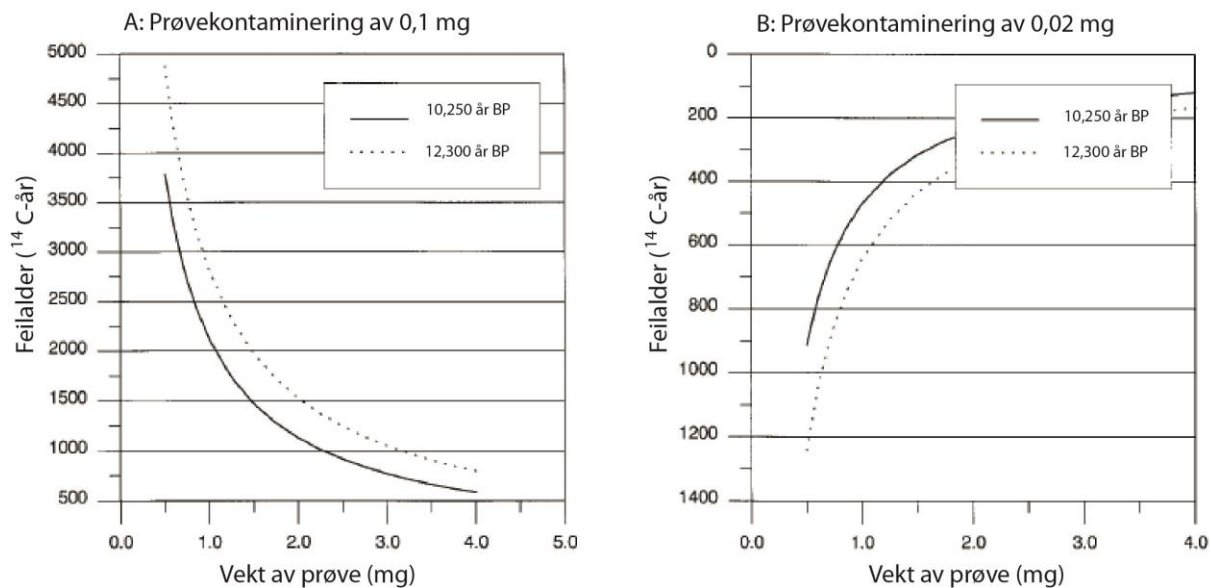
For å illustrere hvilken betydning de to ligningene har, sammenlignet med den originale alder-/dypmodellen, er det laget en figur hvor grafene tilhørende begge ligningene er ekstrapolert til bunnen av GEP-214 (figur 5-13).



Figur 5-13: Den originale alder-/dypmodellen plottet mot de to ulike ligningene. Rød stiptet linje viser ligning 1, hvor den eldste makrofossilen er ekskludert. Grønn stiptet linje representerer ligning 2, hvor tredje eldste og nest eldste makrofossil er tatt bort. Bunnsedimentene i GEP-214 får en alder som varierer fra 10 665 til 8035 kal. år BP avhengig av hvilken ligning som blir brukt til å ekstrapolere alderen til 88,18 cm dyp.

Hvor stor betydning en kontaminering av eldre eller yngre karbon har for en prøve, er avhengig av størrelsen på prøven (figur 5-14). Karboninnholdet har sammenheng med makrofossilens tørrvekt, og sannsynlighet for å oppnå korrekt aldersestimert øker derfor med vekten (Wohlfarth med flere, 1998).

5. Diskusjon



Figur 5-14: Resulterende feil i alder med prøver som har forventet alder på 10 250 (heltrukket svart linje) og 12 300 (prikket linje) ^{14}C -år. A viser hvordan en prøve blir kontaminert av nyere materiale som veier 0,1 mg, og B når materialet med moderne karboninnhold veier 0,02 mg. Figuren er modifisert fra Wohlfarth med flere, 1998, s. 145.

Laboratoriet i Poznan, som utførte dateringene, anbefaler at innholdet av karbon i hver prøve skal være rundt 1 mg. Hvor stort karboninnholdet i prøvene som ble innsendt var, er usikkert, men siden alle kom tilbake med et aldersestimert med en feilmargin på ± 30 ^{14}C -år, er det grunn til å anta at innholdet var tilstrekkelig. Den eldste makrofossilen er blant prøvene som veier minst (tabell 4-3), så det er likevel en mulighet for at vekten har påvirket sannsynligheten for å oppnå korrekt alder. I tillegg er det større usikkerhet rundt dateringer av gammelt materiale.

Et tredje alternativ på den brå endringen i alder-/dypmodellen (figur 5-10) kan forklares av en voldsom økning i sedimentasjonsraten. Det innebærer at dateringer av samtlige makrofossiler stemmer, og at ekstremnedbør har ført til at en langt større andel sedimenter har blitt avsatt i Geisdalsvatnet (tabell 5-3).

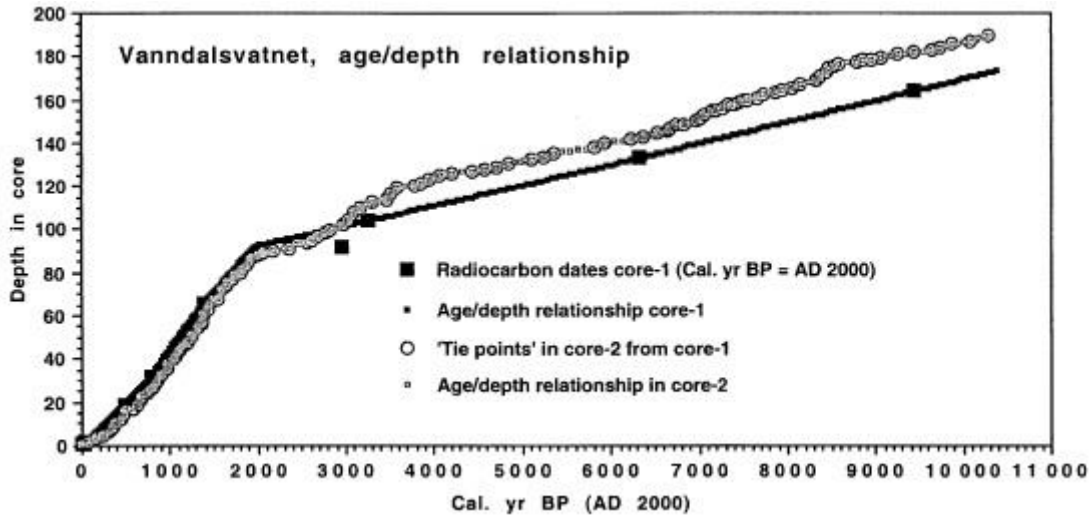
5. Diskusjon

Tabell 5-3: Sedimentasjonsrate for Geisdalsvatnet basert på dateringer av åtte makrofossiler fra GEP-214. Størst sedimentasjonsrate er i tidsrommet rundt ~ 6500 kal. år BP og de siste 2000 kal. år BP.

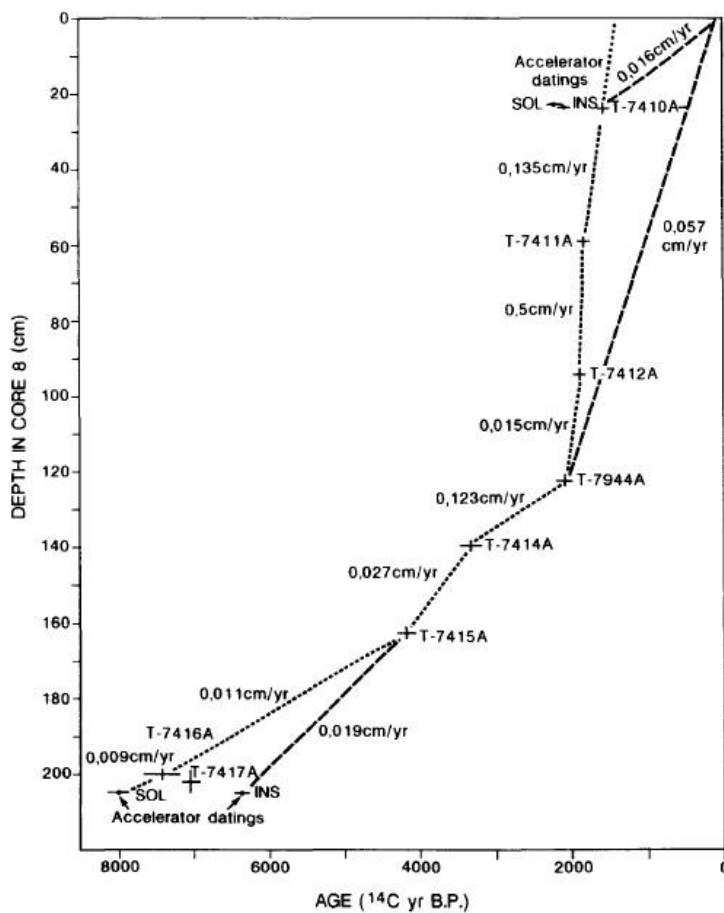
Tidsrom (kal. år BP)	Årlig sedimentasjonsrate (mm)
1020 – 1958	1,23
1958 – 2614	0,92
2614 – 3256	0,86
3256- 4358	0,99
4358 – 6243	0,50
6243 – 6457	1,63
6457 – 6697	5,21

Ved å ta utgangspunkt i at dateringene representerer dypet de er plukket fra i GEP-214, er det laget en sedimentasjonsrate fra Geisdalsvatnet for de siste ~6500 kal. år BP (tabell 5-3). Tidsrommet er regnet ut med grunnlag i middelveidien av ett standardavvik for hver datering og regnet ut til tidsrommet til den neste dateringen ble avsatt. Resultatet viser at i tidsrommet hvor de to eldste makrofossilene ble sedimentert (Poz-64867 og Poz-64866), fra 6697 til 6457 kal. år BP, var gjennomsnittlig årlig sedimentasjonsrate så høy som 5,21 mm. De neste 200 årene var raten moderat, før den sank enda mer mellom ~6200 og ~4300 kal. år BP. Deretter steg den gradvis, og i løpet av de siste 2000 år økte den til et gjennomsnitt på 1,23 mm årlig. Til sammenligning var gjennomsnittlig sedimentasjonsrate i Vanndalsvatnet 5,7 mm per år fra ~2140 til sedimentoverflaten (Nesje med flere, 1991). Det er forventet at tykkelsen på årlig sedimentasjon er større i Vanndalsvatnet enn i Geisdalsvatnet på grunn av innsjøens volum. Omkretsen til Vanndalsvatnet og Geisdalsvatnet er henholdsvis 1,4 og 2,5 km. Det medfører at organisk og minerogent materiale som transporteres til Geisdalsvatnet har et større areal å fordele seg utover.

5. Diskusjon



Figur 5-15: Alder-/dypmodell fra Vanndalsvatnet basert på to sedimentkjerner. Sedimentasjonsraten har en brå knekk rundt 2000 kal. år BP (BP er år 2000). Hentet fra Nesje med flere, 2007, s. 275.



Figur 5-16: Alder-/dypmodell fra Vanndalsvatnet. Vertikale barer viser dateringer, mens horisontale linjer indikerer aldrene med ett standardavvik (alder er oppgitt i ^{14}C -år). Årlig sedimentasjonsrate (oppgitt i cm) er oppført langs grafen. Sedimentasjonsraten øker rundt 4000 og 2000 ^{14}C -år. Modellen er hentet fra Nesje med flere, 1991, s. 97.

5. Diskusjon

Begge alder-/dypmodellene fra Vandalsvatnet (figur 5-15 og 5-16) viser en markant knekk rundt 2000 kal. år BP (legg merke til at aksene til figur 5-15 går motsatt vei sammenlignet med aksene til figur 5-10 og 5-16). Grafen fra Geisdalsvatnet (figur 5-10) viser også en økning i sedimentasjonsraten rundt samme tidsperiode, men den er langt fra like markant som de to førstnevnte. Området rundt Vandalsvatnet er mer utsatt for snøskred på grunn av nærliggende bratte fjellsider og terreng, noe som kan ha betydning for avsetningen i den proglasiale innsjøen (Nesje med flere, 2007).

5.5 Holosen brevariabilitet i Geisdalsvatnet

I kapittel 5.5 vil de fire enhetene i GEP-214 bli tolket. Inkludert i tolkningen vil det være diskusjon rundt hvilke perioder det har vært bre i nedslagsfeltet til Geisdalsvatnet.

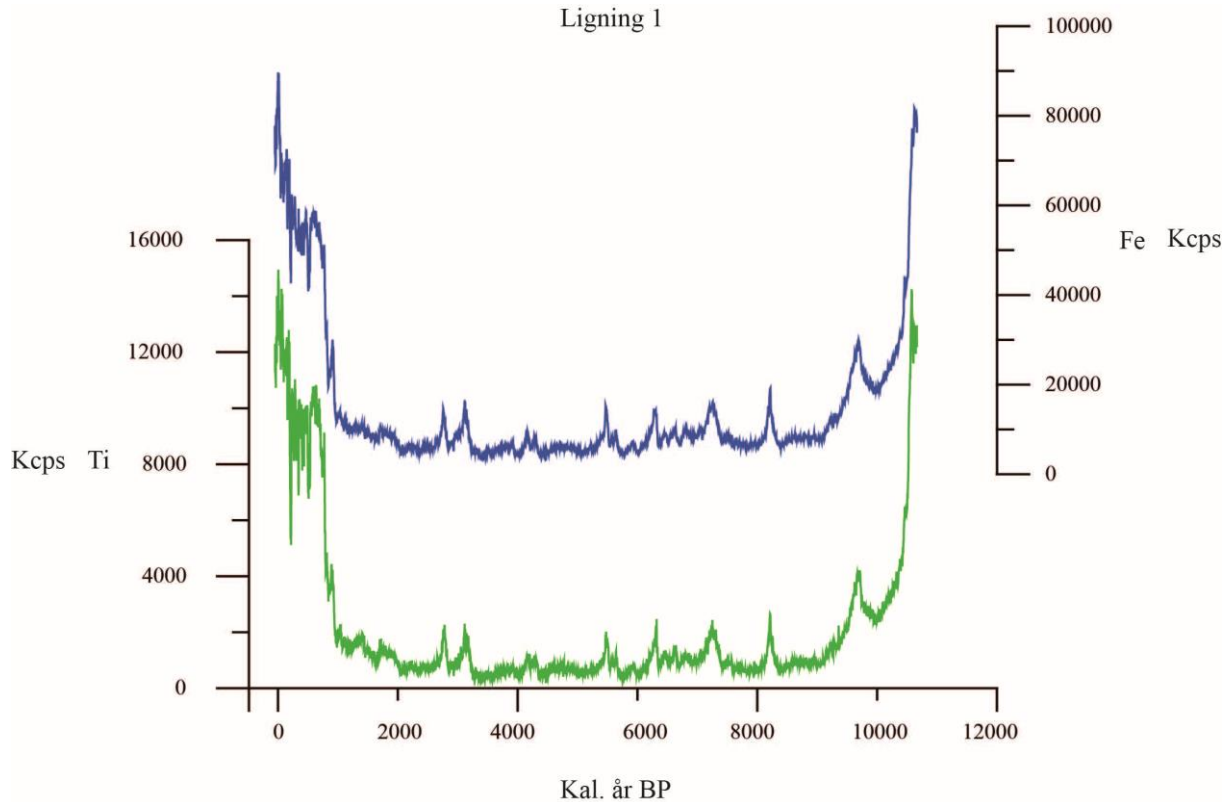
5.5.1 Enhet A – Finse event og deglasiasjon

For å finne ut i hvilken periode de sedimentære lagene som utgjør enhet A, ble avsatt, er det en forutsetning å finne ut om alder-/dypmodellen stemmer. Kort oppsummert fra kapittel 5.4, er det tre alternativer som kan forklare grafen som utgjør den opprinnelige alder-/dypmodellen (figur 5-10); 1) Den eldste makrofossilen (Poz-64867) har et aldersestimert som er yngre enn faktisk alder; 2) nest eldste og tredje eldste makrofossil (Poz-64866 og Poz-64865) har blitt kontaminert, og faktisk alder er yngre, eller; 3) dateringer av samtlige makrofossiler stemmer, og knekken i alder-/dypmodellen er forårsaket av for eksempel ekstremnedbør.

For å kunne si noe mer om de to ligningene presentert overfor, er det vesentlig å sette dem i en kontekst. Alderne som resulterer fra ligningene, er derfor plottet opp mot parametere fra innsjøsedimentkjernen (GEP-214) for å finne ut om høyere tellerater korrelerer med kjente glasiale episoder (figur 5-17 og 5-18). Den første ligningen ($y = 0,8952x^2 + 42,545x - 47,74$) gir som tidligere nevnt, en alder på 10 665 kal. år BP i bunnen av GEP-214 (5-17). Det indikerer at toppene dypest i kjernen kan stemme overens med forrige deglasiasjon, som tok slutt for rundt 10 000 kal. år BP (Corner, 1980; Nesje og Dahl, 1993; Barnett med flere, 2001). Høyere tellerater registreres videre rundt 8200 og 7200 kal. år BP. Det er i samsvar med dateringer fra Finse event (Nesje med flere, 2006). Jern og titan er valgt til å fremstille dataene fordi de brukes som proxy for terrestrisk erosjon, og indikerer tilførsel av minerogent

5. Diskusjon

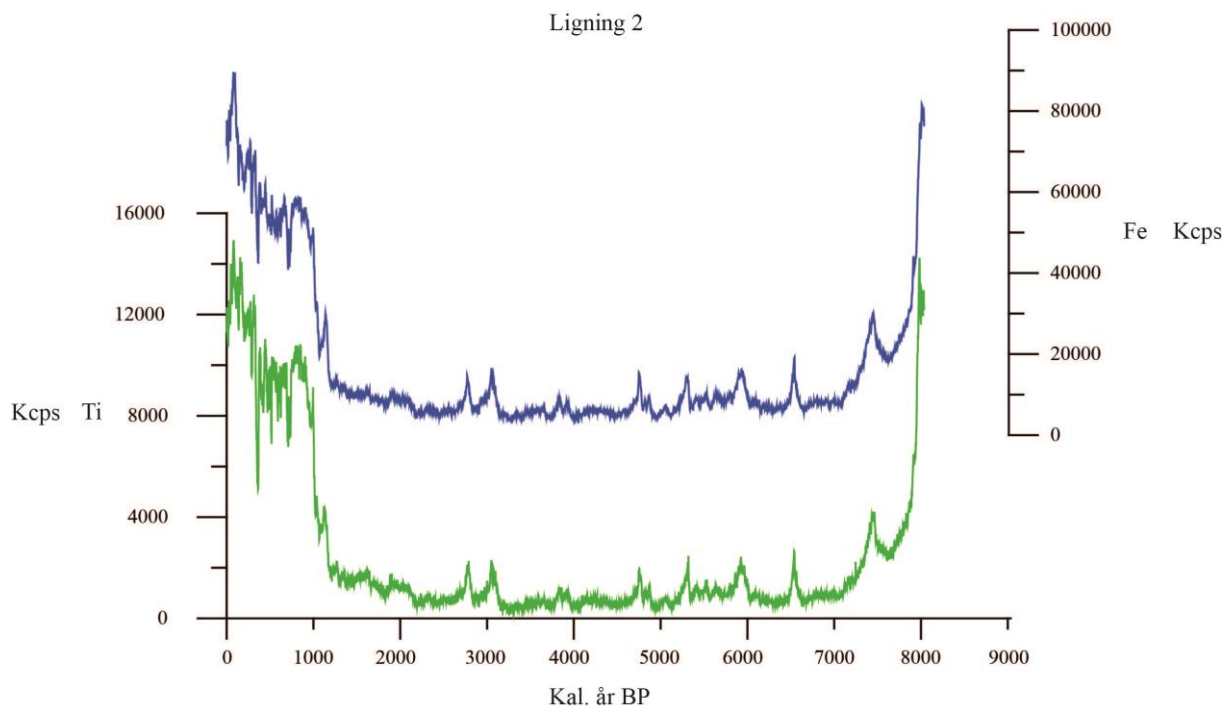
materiale til innsjøer (Bakke med flere, 2009). Jern og titan viser i tillegg de samme trendene som flere andre XRF-parametere (kalsium, kalium og silisium), og er dermed representative for variasjonen i GEP-214 (se figur 4-15 for presentasjon av alle parameterne). Dersom alle XRF-parametere skulle fremstilles i figur 5-17, ville de fleste overlappet, og grafen ville bli vanskeligere å lese. Det samme gjelder for figur 5-18.



Figur 5-17: XRF-parametere titan (Ti, grønn linje) og jern (Fe, blå linje) målt i tellerater (kcps) plottet på en x-akse basert på ligningen $y = 0,8952x^2 + 42,545x - 47,74$. Sedimentene i bunnen av GEP-214 får en alder på 10 665 kal. år BP.

Den andre ligningen ($y = 0.3209x^2 + 62.819x$) gir en alder som er langt yngre enn ligning nr. én. De eldste sedimentene i GEP-214 får en estimert alder på 8035 kal. år BP (figur 5-18). Spesielt økningen i tellerater rundt 7900 kal. år BP korrelerer godt med dateringen fra Vandalsvatnet som ble avsatt under Finse event, hvor det er antatt å ha skjedd et brefremrykk ca. 7900 kal. år BP (Nesje med flere, 2006).

5. Diskusjon



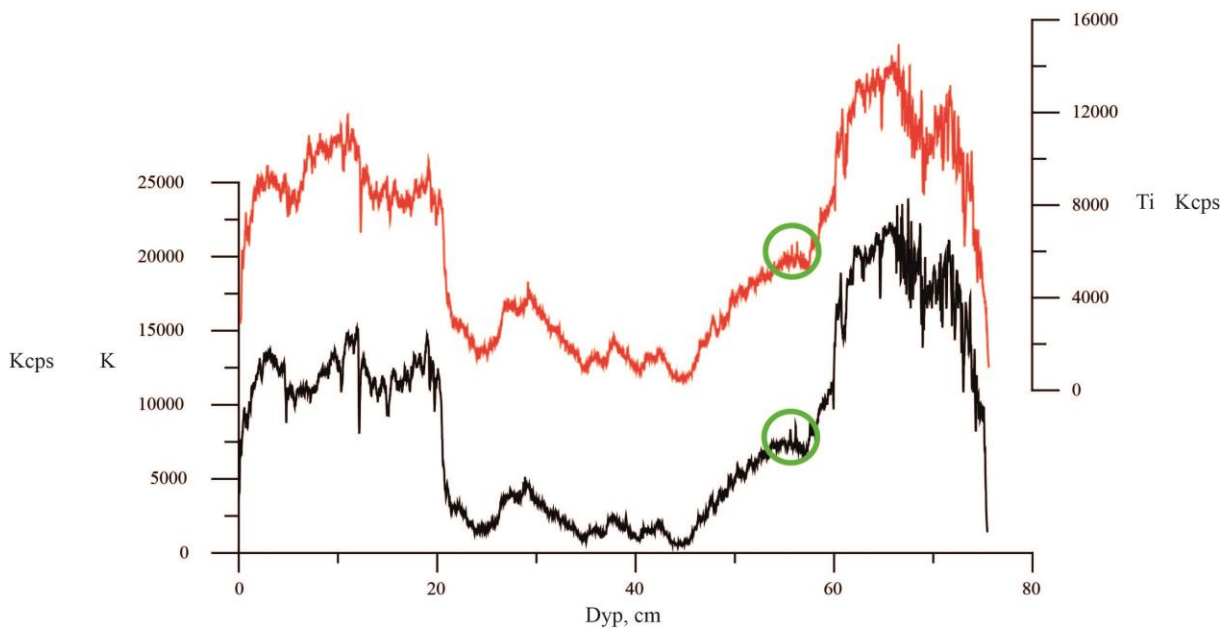
Figur 5-18: XRF-parameterne titan (Ti, grønn linje) og jern (Fe, blå linje) målt i tellerater (kcps) plottet på en x-akse basert på ligningen $y = 0.3209x^2 + 62.819x$. Sedimentene i bunnen av GEP-214 får en alder på 8035 kal. år BP.

Etter sammenligning av de to figurene, som representerer alder-/dypmodell hvor henholdsvis dateringen av den eldste makrofossilen (Poz-64867, figur 5-17) og makrofossil nr. 6 og 7 (Poz-64865 og Poz-64866, figur 5-18) er utelatt, er det fortsatt uklart hvilke dateringer som eventuelt gir feil alder. Den første ligningen indikerer at toppene i bunnen av GEP-214 viser slutten på deglasiasjonsforløpet. De neste økningene i tellerater indikerer tilstedeværelsen av Finse event ved Spørteggbreen, noe som også er dokumentert i Vanndalsvatnet (Nesje med flere, 2006). Ved bruk av ligning nr. 2, er Finse event trolig representert blant de eldste sedimentene i kjernen. Med andre ord er brefremrykkene under Finse event sannsynligvis representert i GEP-214 uansett hvilken ligning som stemmer best med virkeligheten.

En observasjon gjort ved sammenligning av de to sedimentkjernene (GEP-114 og GEP-214), er årsak til at alternativet rundt ligning nummer to skal undersøkes mer detaljert. Ligning nummer to innebærer at nest eldste og tredje eldste dateringer av makrofossiler ikke har riktig alder i henhold til plasseringen i kjernen. I det følgende skal sedimentene som utgjør nederste del av GEP-214, sammenlignes med to lag observert i GEP-114 og ses i lys av ligning nummer to.

5. Diskusjon

Som vist i figur 4-12, består bunnen av GEP-114 av diamikton og grovere sedimenter, deriblant grus og små stener. Sedimentenes blå-grå farge skiller seg ut, og dette er et lag som ikke finnes i den andre kjernen (GEP-214). Siden kjernene er tatt med ca. 40 meter avstand fra hverandre i samme proglasiale vann, eliminerer det muligheten for at det nederste laget i GEP-114 er et lokalt fenomen. Årsaken til at laget ikke finnes i GEP-214, er sannsynligvis fordi bunnlaget i GEP-114 er eldre enn sedimentene som utgjør bunnen av GEP-214. Det innebærer at det eldste laget i GEP-214 finnes et sted med litt avstand fra de dypeste sedimentene i GEP-114. XRF-parametere, deriblant kalium og titan, gjør utslag rundt 56 og 55,5 cm dyp i GEP-114 (figur 5-19). Dypet korrelerer med et markant, lysegrått lag i kjernen. Laget gjør imidlertid ikke utslag i magnetisk susceptibilitet, men det kan være på grunn av andre faktorer som spiller inn (for eksempel organisk innhold; se kap. 5.3.2 for begrensninger av metoden). Sedimentene rundt 55 cm dyp i GEP-114 kan synes å stemme med nederste del av GEP-214, og laget har samme farge i begge kjernene (figur 5-20).



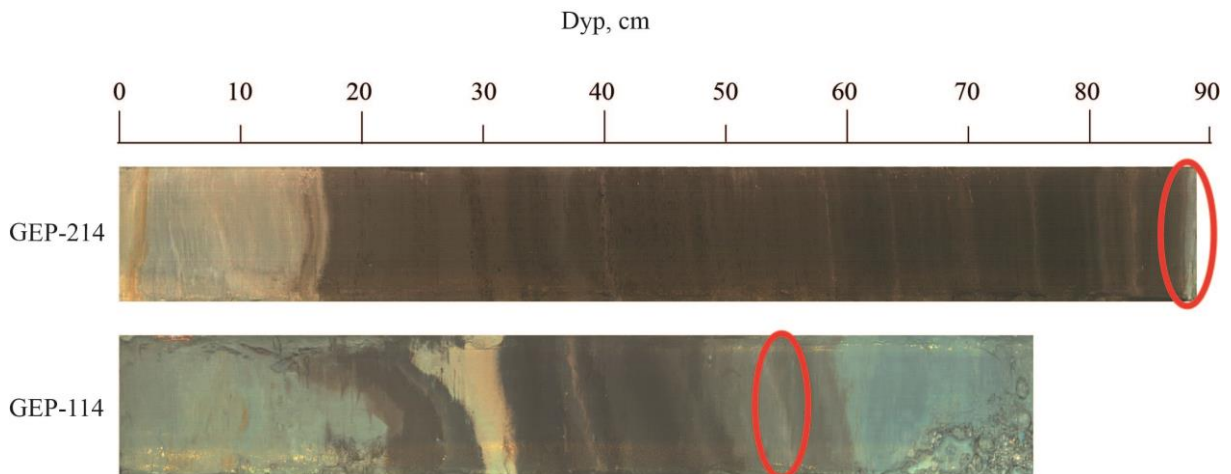
Figur 5-19: Kalium og titan gjør utslag ved 56 og 55,5 cm dyp i GEP-114. Utslagene er markert med grønne sirkler.

Ved å ta utgangspunkt i at de to lagene representerer samme hendelse, støtter det hypotesen om at ligning nr. 2 stemmer. Det er fordi sedimentene i bunnen av GEP-114 er for grove til å være avsatt under Finse event. Brefremrykkene under Finse event var trolig ikke omfattende nok til å avsette morener i Geisdalsvatnet, da bremarginen sannsynligvis var ovenfor det

5. Diskusjon

øverste vannet (figur 4-9). Et argument er at fremrykkene under den lille istid ved Spørteggbreen kun har produsert finere sedimenter avsatt i Geisdalsvatnet. Siden det ikke er observert randmorener eller andre landformer dannet under brefremstøtene i løpet av Finse event, er det grunn til å tro at de har blitt ødelagt av senere fremrykk, trolig fra den lille istid. Det gir videre indikasjoner på at Spørteggbreen under den lille istid var større enn den var rundt 8200 kal. år BP. Siden breen på den tiden ikke avsatte grovkornede partikler som stener og grus, som bevises ved avsetninger i Geisdalsvatnet, er det heller ingen grunn for at det var tilfellet under Finse event. Sedimentene i bunnen av GEP-114 må derfor være avsatt i en periode med betydelig breaktivitet eldre enn 8200 kal. år BP. Et alternativ er at bunnen representerer deglasiasjonen ved Spørteggbreen (muligens lokalitet 7, figur 4-7 og 4-10).

Fire kjerner fra Vanndalsvatnet inneholder også et bunnlag bestående av diamikton og grovkornede sedimenter. Like ovenfor det usorterte materialet finnes et lag med finkornede sedimenter. Den samme inndelingen observeres i GEP-114, hvor materialet i det eldste laget blir mer finkornet oppover i kjernen. Lagene i kjernene fra Vanndalsvatnet er tolket som sedimenter avsatt under deglasiasjonen (Nesje med flere, 1991; Nesje med flere, 2006). Det er ikke utført dateringer av bunnsedimentene, men ifølge Nesje med flere (2006) er overgangen fra det eldste lysegrå laget til gytje rundt 9000 kal. år BP.



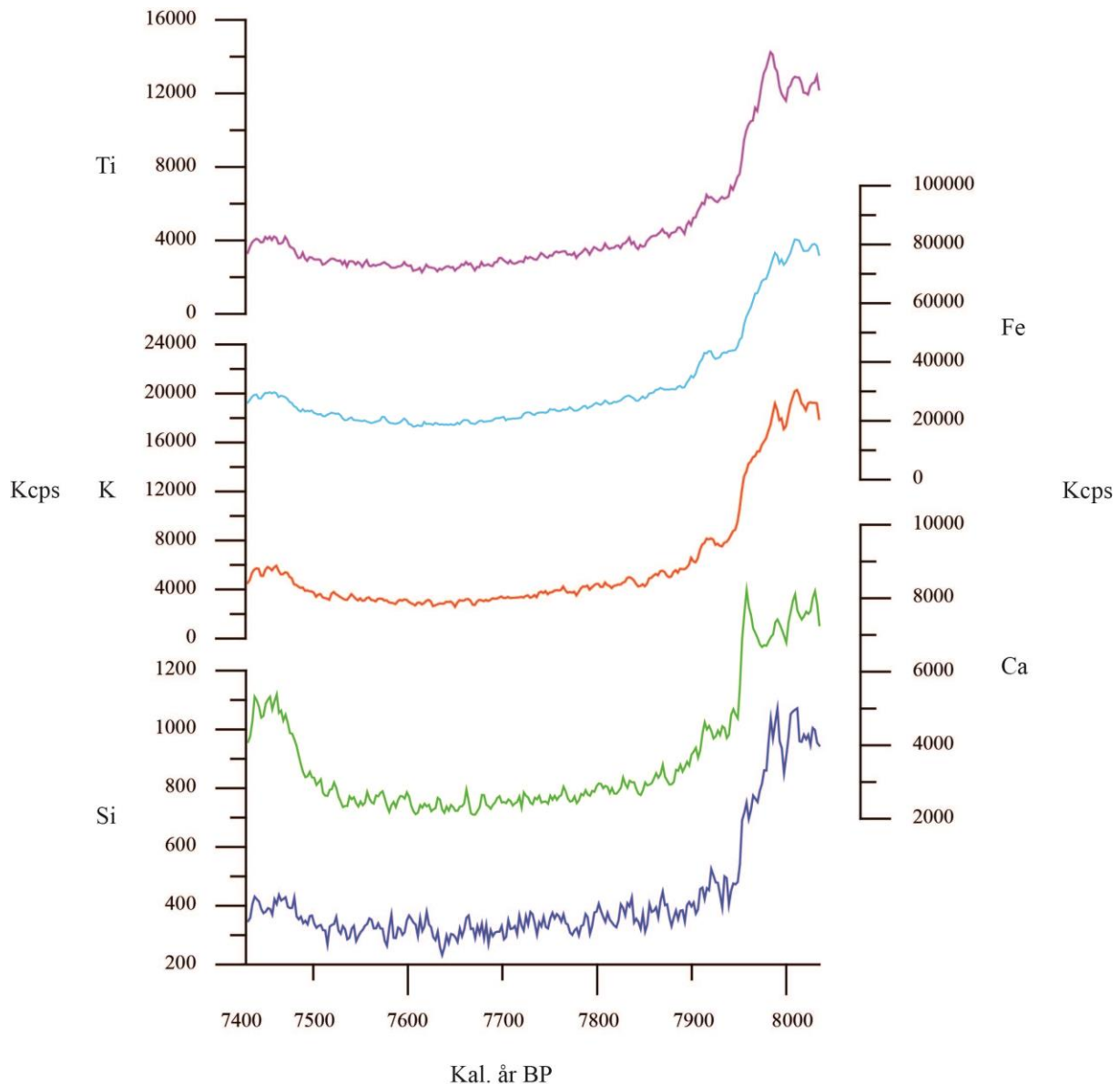
Figur 5-20: Laget rundt 55 cm dyp i GEP-114 er muligens det samme laget som observeres i bunnen av GEP-214.

5. Diskusjon

Basert på dette, vil de to eldste enhetene (enhet A og B) tolkes med grunnlag i ligning nummer to. Siden det ikke er observert indikasjoner på at dateringene på de yngre makrofossilene ikke stemmer, vil tolkningen av enhet C og D være basert på aldre fra den originale alder-/dypmodellen (figur 5-10).

Trenden i XRF-parameterne og de fysiske proxyene DBD og LOI, tyder på at bunnen av GEP-214 består av minerogent materiale. Glødetap viser som ventet et inverst forhold til dem. Samtlige XRF-parametere viser høye tellerater med tre signifikante topper fra 8032 – 7982 kal. år BP (figur 5-21). Deretter er det en brå nedgang i tellerater, før de stabiliserer seg med relativt lave verdier (for eksempel rundt 3000 tellerater for titan og kalium). Til tross for en nedgang i tellerater, er de likevel høyere enn gjennomsnittlig tellerater for enhet B (figur 4-15). Mot slutten av enhet A, stiger telleratene for de fem geokjemiske parameterne på nytt, men oppnår ikke like høye tellerater som i begynnelsen av enheten. Verdiøkningen representerer lag 1, omtalt i tabell 4-2, og vil bli videre diskutert under enhet B.

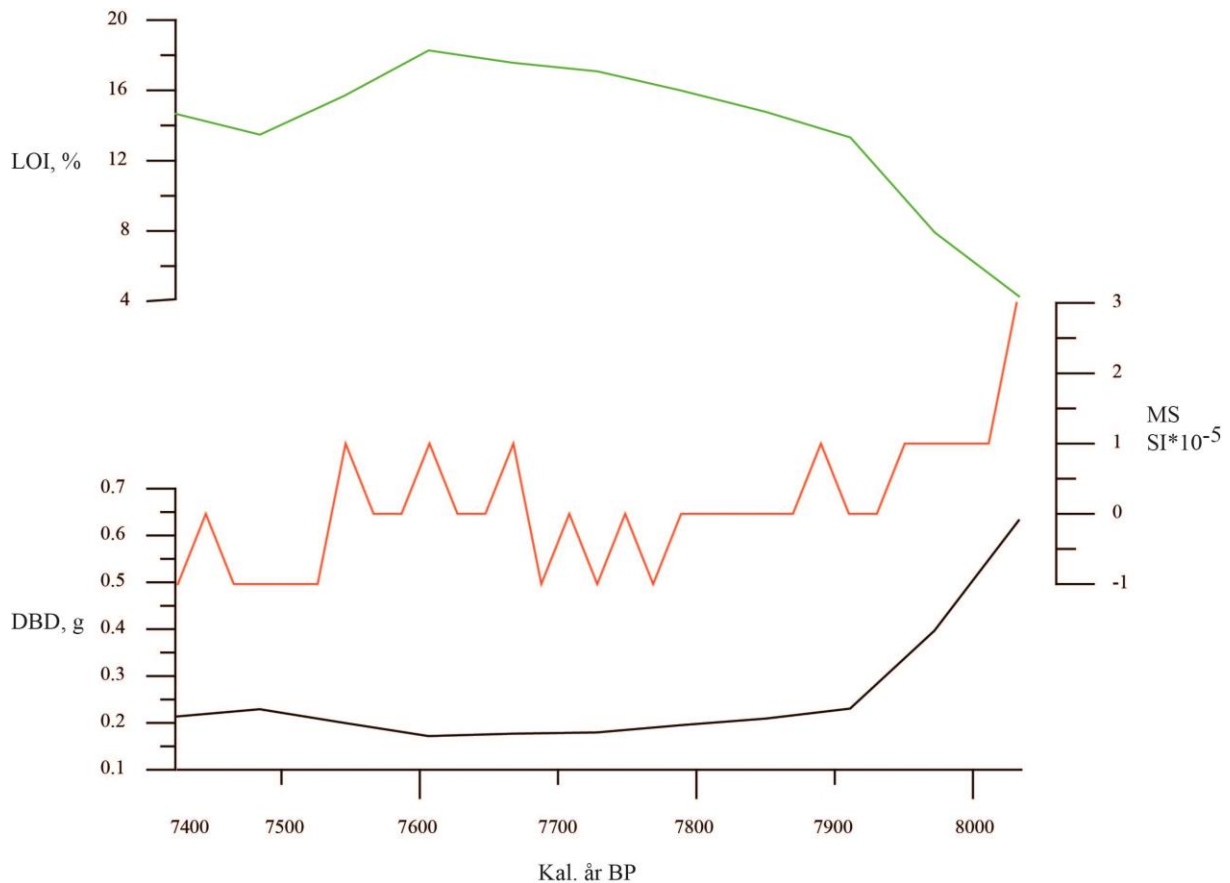
5. Diskusjon



Figur 5-21: Enhet A (8035 – 7425 kal. år BP) i GEP-214 representert av parameterne silisium (Si), kalsium (Ca), kalium (K), jern (Fe) og titan (Ti), oppgitt i tellerater (kcps). Parameterne viser stort sett de samme trendene, med noen avvik.

Tørr massetetthet viser høye verdier (rundt $0,6 \text{ g/cm}^3$) i bunnen av GEP-214 og avtar kraftig i løpet av de to første cm. Deretter stabiliserer verdiene seg rundt $0,2 \text{ g/cm}^3$ og viser tegn til en liten økning mot 7300 kal. år BP. Glødetap viser nøyaktig motsatt trend som tørr massetetthet, hvor prosentandelen starter lavt i bunnen av kjernen, stiger brått, for deretter å avta mot slutten av enhet A. Magnetisk susceptibilitet viser flere topper, men fordi hele spekteret er innenfor verdier fra -1 til 3, er ikke variasjonen signifikant (figur 5-22). Til sammenligning er verdiene for magnetisk susceptibilitet i toppen av GEP-214 rundt $130 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ (figur 4-13).

5. Diskusjon



Figur 5-22: Verdier for tørr massetetthet (DBD, oppgitt i g/cm³), magnetisk susceptibilitet (SI*10⁻⁵) og glødetap (%) i enhet A, (8000 – 7400 kal. år BP) i GEP-214. Tørr massetetthet og glødetap viser negativ korrelasjon, mens magnetisk susceptibilitet viser liten variabilitet i verdiene.

Proxyene som brukes til tolkning i dette kapittelet, kan alle si noe om variasjoner i bresignal. Tolkningen om minerogent materiale samsvarer godt med visuell tolkning av kjernen, som viser at sedimentene har en blå-grå farge, og markerer en distinkt overgang til gytje (figur 4-12). Fra rundt 7890 – 7540 kal. år BP går innholdet i kjernen over fra å være dominert av minerogent materiale til mer organisk innhold. Begynnelsen på enhet A er på grunnlag av dette tolket til å være et resultat av sedimenttilførsel fra bre. Som nevnt i kapittel 5.4, korrelerer det godt med dateringer fra Finse event gjort ved Vanndalsvatnet (Nesje med flere, 2006). Nedgangen i tellerater og tørr massetetthet utover i enheten, indikerer at Spørteggbreen smelter tilbake og trekker seg ut fra nedslagsfeltet.

I forkant av Finse event var klimaet preget av høye sommertemperaturer, lave vintertemperaturer og relativt lav årlig nedbørsmengde. Rundt 8200 kal. år BP sank sommertemperaturene, samtidig som både vintertemperaturer og årlig nedbørsmengde økte (Nesje med flere, 2006). Det kan ha vært et resultat av enorme mengder med tilførsel av

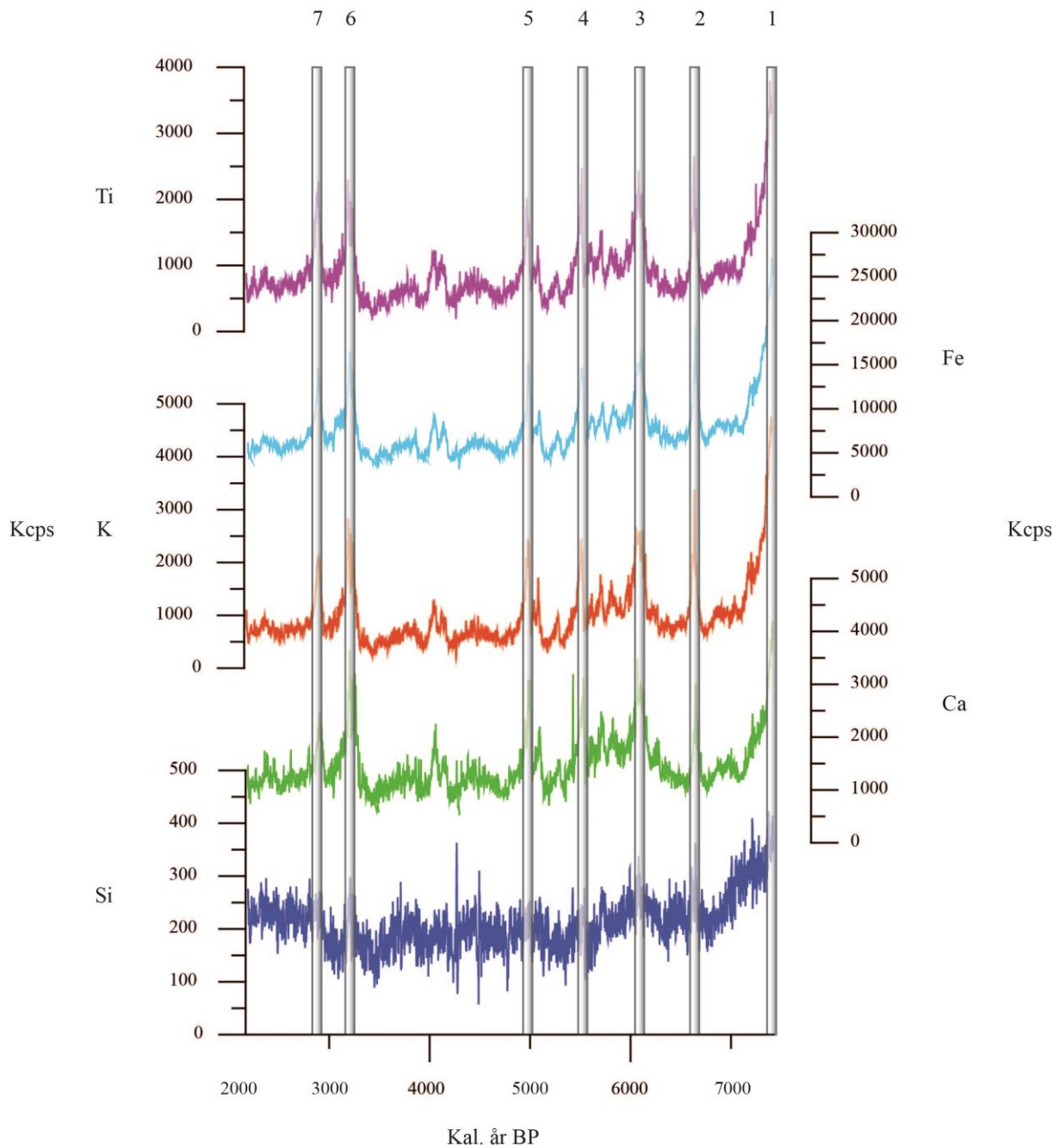
5. Diskusjon

ferskvann i havet. Tilførsel av ferskvannet var følger av hendelser hvor bredemte sjøer i Nord-Amerika brast, og førte til endringer i sirkulasjonsmønsteret i Nord-Atlanterhavet (Alley med flere, 1997; Clarke med flere, 2004; Alley og Ágústsdóttir, 2005). Navnet på brefremrykket stammer fra bevis på en glasial episode fra Hardangerjøkulen ved Finse (Dahl og Nesje, 1994). Både analyser av innsjøsedimentkjerner fra Vanndalsvatnet og pollenanalyser tyder på at brefremrykkene av Spørteggbreen var forårsaket av milde vintre og økende nedbør. Det er karakteristiske trekk for positiv tilstand av nordatlantisk oscillasjon (Nesje med flere, 2006; Imhof med flere, 2012). Pollenanalyser fra Jotunheimen viser at tregrensen i området var lavere i tidsrommet rundt Finse event (Barnett med flere, 2001). En kombinasjon av høyere sommertemperaturer og redusert vinternedbør, førte til at tilbaketrekkingen av Spørteggbreen startet i etterkant av 7900 kal. år BP (Nesje med flere, 2006).

5.5.2 Enhet B – Holosen klimaoptimum

Enhet B er karakterisert av syv intervaller som slår ut med høyere tellerater (tabell 4-2). Felles for lagene er at det er mulig å se dem med det blotte øye, og har en lys/grå farge (figur 4-12). Til tross for at toppene er distinkte, oppnår de tellerater som kun er rundt 20 – 25 % av maksimumsverdien i GEP-214. Eksempelvis har kalium rundt 4000 tellerater i de syv lagene, mens de høyeste verdiene for samme parameter (observert i toppen av kjernen, enhet D), ligger nærmere 20 000 tellerater. Med unntak av de syv intervallene, har enhet B relativt homogene verdier blant XRF-parameterne (figur 5-23). XRF-parameterne og visuell undersøkelse av GEP-214 indikerer at de syv lagene består av mindre organisk materiale enn resten av enhet B.

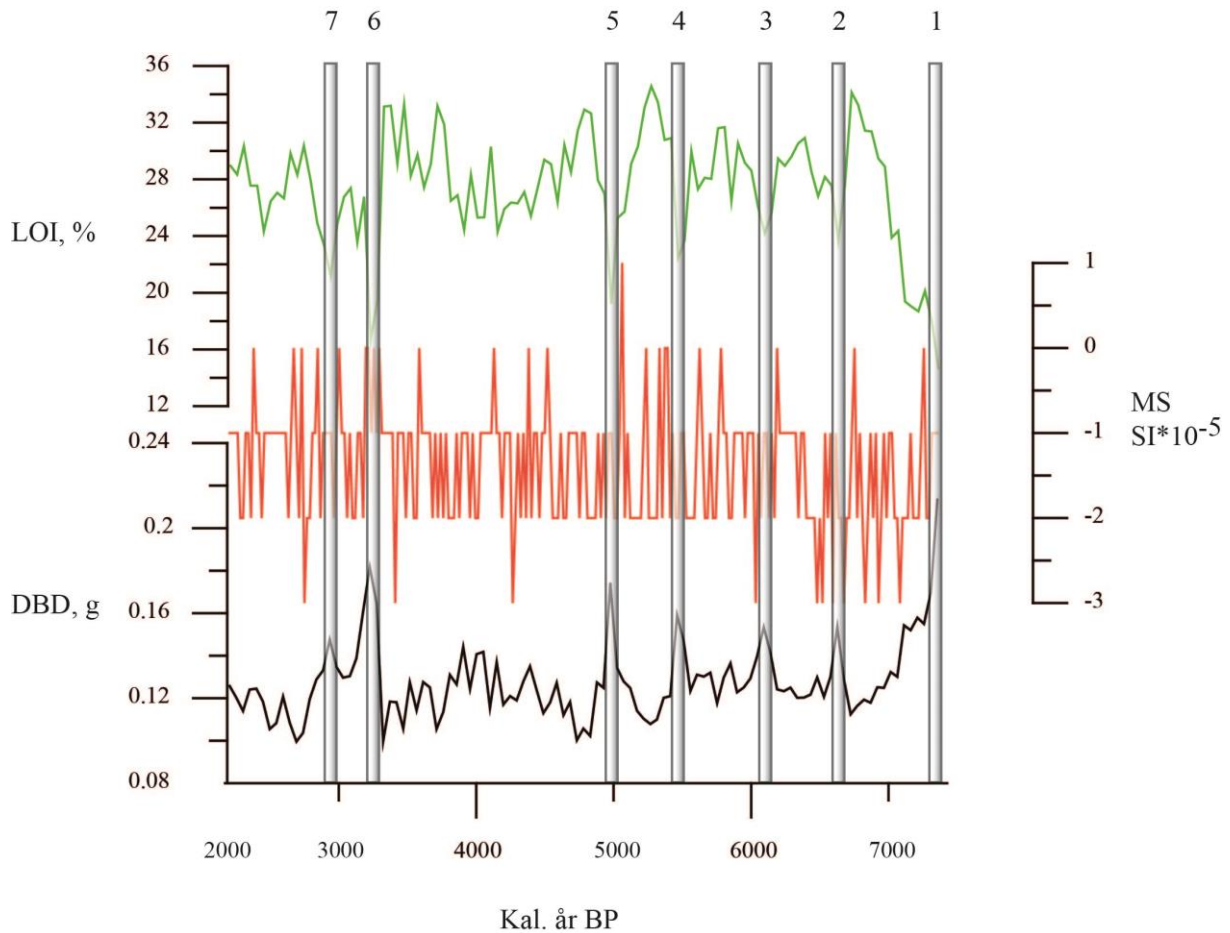
5. Diskusjon



Figur 5-23: I enhet B (7400 – 2100 kal. år BP) viser XRF-parameterne (Si, Ca, K, Fe og Ti) stort sett de samme trendene. Vertikale barer indikerer de syv lagene som slår ut med høyere tellerater (omtalt i tabell 4-2).

Resultater av tørr massetetthet viser en økning i tetthet på samme dyp som de syv lagene er registrert (figur 5-24). Glødetapsanalysen viser som forventet lavere verdier blant de samme lagene, og er negativt korrelert med tettheten. Magnetisk susceptibilitet er konsentrert rundt -1 og er dermed bare en indikasjon på bakgrunnsstøy.

5. Diskusjon

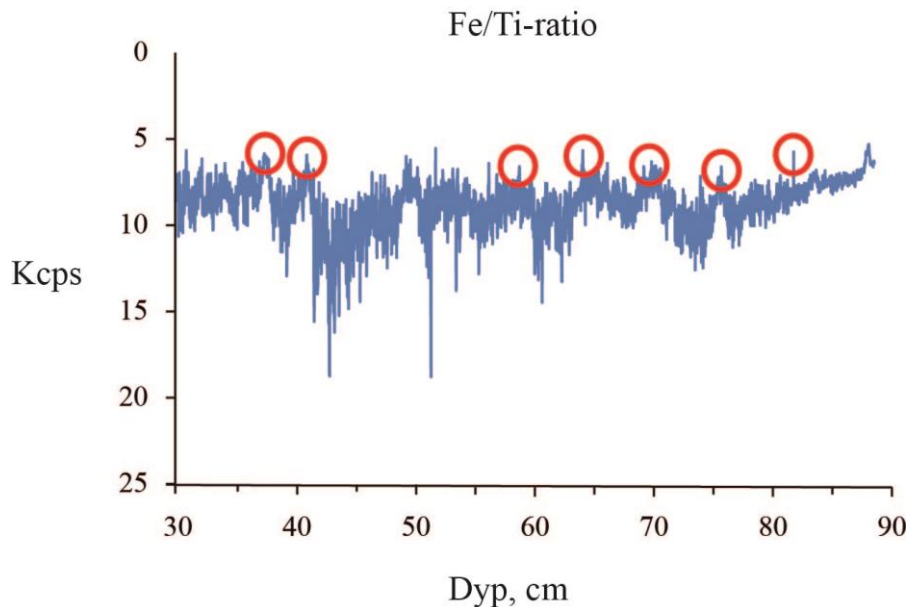


Figur 5-24: Verdier for tørr massetetthet (DBD, oppgitt i g/cm^3), magnetisk susceptibilitet ($\text{SI} \cdot 10^{-5}$) og glødetap (%) i enhet B (7400 – 2100 kal. år BP) i GEP-214. Vertikale barer indikerer de syv lagene omtalt i tabell 4-2. DBD og LOI viser negativ korrelasjon, mens MS-verdier hovedsakelig viser støy og er konsentrert rundt lave verdier.

Den lyse fargen som karakteriserer samtlige av de syv lagene, kan tolkes som et signal på innhold av minerogent materiale. Dette er til tross for at de ikke gir utslag i magnetisk susceptibilitet. En forklaring på hvorfor lagene ikke gjør utslag i denne proxyen, kan være på grunn av vanninnholdet i kjernen. Dersom vanninnholdet hadde vært lavere, ville det trolig resultert i signifikante utslag også i magnetisk susceptibilitet (Rack med flere, 1992). Fe/Ti-ratio gir utslag på de samme dybdene i GEP-214 som de omtalte lagene (figur 5-25). Ratioen indikerer redoksprosesser, hvor ett element blir redusert, mens det andre blir oksidert (Brunschön med flere, 2010). I dette tilfellet er jerninnholdet høyt i forhold til forekomsten av titan, som videre kan tolkes til at sedimentene i lagene har gått gjennom en oksidasjon. Det kan være et resultat av at sedimentene har tatt opp oksygen. Med tanke på relieffet fra Spørteggbreen til Geisdalsvatnet, vil smeltevann fra breen normalt sett transporteres og avsettes i det proglasiale vannet i løpet av kort tid. Det er ikke sannsynlig at sedimentene

5. Diskusjon

erodert av breen rekker å ta opp oksygen nok til å gjennomgå en oksideringsprosess. Med det som grunnlag, er det grunn til å tro at sedimentene i de syv lagene har blitt avsatt på land først, blitt oksidert, deretter blitt vasket ut og re-sedimentert i Geisdalsvatnet. Lagene tolkes dermed som paraglasiale sedimenter (Ballantyne, 2002; Støren med flere, 2008). Dersom utvaskingen av sedimentene for eksempel skyldes ekstremnedbør eller flom, vil prosessen (nedbøren) starte plutselig, uten særlig oppbygning. Hadde sedimentene derimot vært avsatt som følge av breaktivet, ville en gradvis trend vært synlig, siden breer bruker lengre tid på å gjøre fremrykk. Det er ikke observert noen gradvis oppbygning av utslagene i kjernen. Følgelig støtter det antagelsen om at lagene er avsatt av en plutselig, hurtig prosess.



Figur 5-25: Fe/Ti-ratio gir utslag ved samme dyp som de syv lagene er observert (tabell 4-2). Utslagene er markert med røde ringer, og indikerer redoksprosesser.

Tidligere forskning viser at de fleste breer i Sør-Norge enten smeltet helt bort, eller trakk seg kraftig tilbake, i løpet av tidsrommet 8000 – 5000 kal. år BP (Nesje med flere, 1991; Rye med flere, 1997; Barnett med flere, 2001; Nesje, 2009). Pollenanalyser viser at nedsmeltingen/tilbaketrekkingen var et resultat av høyere temperaturer. Som nevnt i kapittel 2.5, var temperaturen minst 2,7°C/1,8°C varmere enn dagens temperaturer (henholdsvis med og uten dagens klimatiske effekt av Jostedalsbreen) (Nesje med flere, 1991; Bjune med flere, 2005). De fem eldste, lyse lagene observert i enhet B, har en estimert alder som strekker seg fra 6780 – 5500 kal. år BP. Siden Spørteggbreen er en relativt liten platåbre, med høy likevektslinje, er

5. Diskusjon

det grunn til å anta at den smeltet bort i løpet av denne perioden (klimaoptimum). Det støtter antagelsen om at det er en annen prosess enn breaktivitet som forklarer avsetningen av de ikke-organiske lagene. Manglende utslag i magnetisk susceptibilitet kan på grunnlag av dette være fordi sedimentasjonen skjer i en periode hvor Spørteggbreen sannsynligvis ikke var tilstede i nedslagsfeltet, og dominansen av organisk materiale overkjører det minerogene signalet (Rack med flere, 1992). Dersom innstillingene til apparatet hadde vært stilt på en lavere range (0,1 i stedet for 1), ville resultatet sannsynligvis vist mer variasjon. Det gjelder for hele GEP-214.

Med unntak av de syv lagene, er enhet B en relativt homogen sekvens i GEP-214, med organisk innhold som dominerende materiale. Enheten representerer klimaoptimum, og analyser av kjernen indikerer at breen i nedslagsfeltet til Geisdalsvatnet ikke eksisterte i denne perioden (7400 – 2100 kal. år BP). De syv intervallene med lysere sedimenter, er tolket til å vise hendelser med stor avrenning med innhold av paraglasiale avsetninger. Fem av dem (lag 3 til og med 7, tabell 4-2), korrelerer med perioder med økt snøskredaktivitet ved Vanndalsvatnet (Nesje med flere, 2007). Det støtter teorien om at det ikke er (direkte) breaktivitet som har avsatt dem, men heller eksterne prosesser, som for eksempel nedbør og/eller snøskred. Avsetninger fra snøskred består som regel av grovkornede, minerogene sedimenter (Nesje med flere, 2007). Det er ikke observert i GEP-214. Topografien rundt Geisdalsvatnet er heller ikke særlig bratt, noe som reduserer sannsynligheten for at det er snøskred som har avsatt de syv lagene. Det er heller trolig at kraftig nedbør har forårsaket avrenningen, noe som også kan være utløsende årsak til snøskredene ved Vanndalsvatnet.

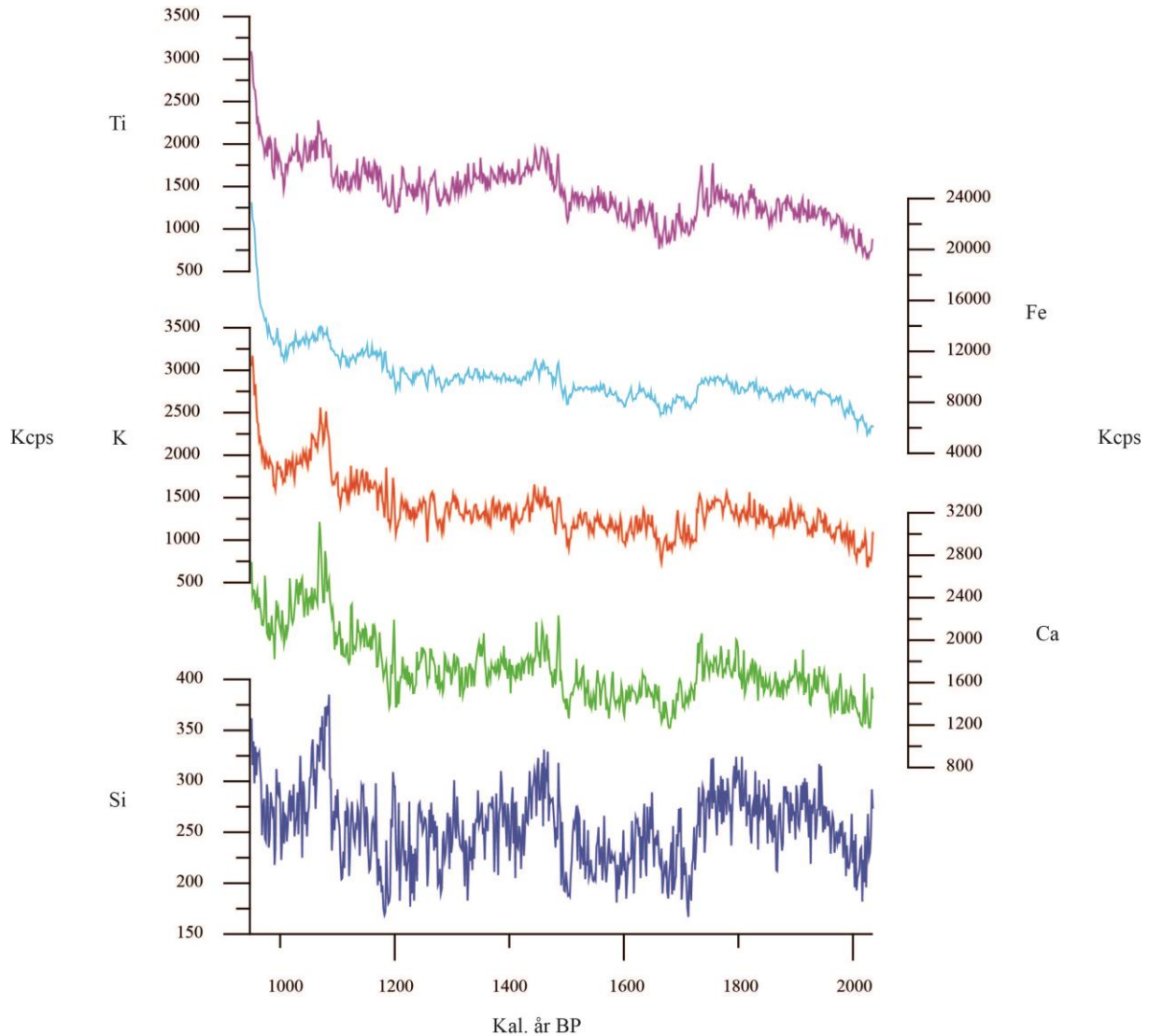
5.5.3 Enhet C – Neoglasial

Som beskrevet i kapittel 4.2.3, har enhet C en lysere farge enn enhet B. Fargen er lysebrun med et tydelig gråskjær. Det tyder på at materialet går fra å være dominert av organisk materiale, til å inneholde mer minerogene sedimenter. Samtlige proxyer for brevariasjon omtalt under enhet C, viser en økende trend (med unntak av glødetap som er inverst korrelert).

Rundt 2000 kal. år BP begynner telleratene for de utvalgte XRF-parameterne (silisium, kalsium, kalium, jern og titan) å øke forsiktig (figur 5-26). Trenden fortsetter til 1700 kal. år BP, hvor telleratene plutselig synker. Deretter øker verdiene igjen, og etter litt varierende nivåer, stiger telleratene brått rundt 1500 kal. år BP. Den neste signifikante toppen observeres

5. Diskusjon

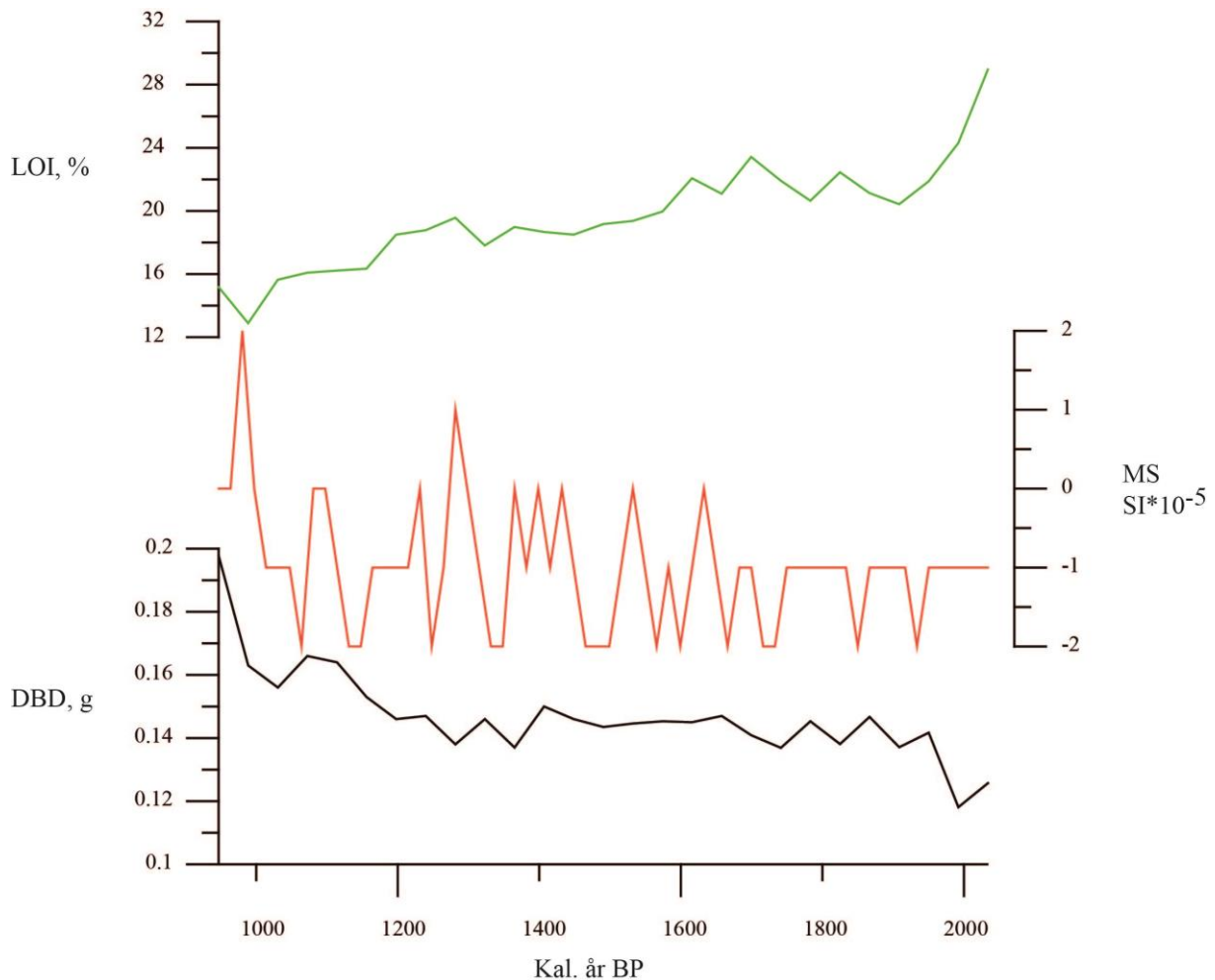
ved 1100 kal. år BP, som også er høyeste verdi blant silisium og kalsium i enhet C. Etter en gradvis økning fra 1000 kal. år BP, oppnår titan, jern og kalium høyeste tellerater rundt 950 kal. år BP.



Figur 5-26: I enhet C (2000 – 950 kal. år BP) i GEP-214 er det en svak økning i tellerater for kalsium, kalium, jern og titan. Silisium viser en mindre tydelig trend.

Vekten av tørr massetetthet blant sedimentene viser en økende trend i denne enheten (figur 5-27). Materialet som ble brent bort under glødetapsprosessen, går fra 30 % rundt 2000 kal. år BP, og synker til 13 % rundt 1000 kal. år BP. Mot slutten av enhet C vises det en svak økning i glødetap. Umiddelbart etterpå stiger glødetapet noe. Trenden for magnetisk susceptibilitet viser i samsvar med tettheten en svakt økende trend.

5. Diskusjon



Figur 5-27: Verdier for tørr massetetthet (DBD, oppgitt i g/cm³), magnetisk susceptibilitet (SI*10⁻⁵) og glødetap (%) i enhet C (2000 – 950 kal. år BP) i GEP-214. Vekten av tørr massetetthet stiger gjennom hele sekvensen, hvor glødetapsverdiene synker på tilsvarende vis. Magnetisk susceptibilitet viser en økende trend.

Det er i slutten av enheten, rundt 950 kal. år BP, at de største utslagene forekommer. Toppen kommer etter en gradvis økning fra ca. 1000 kal. år BP. Det blir tolket som at breen kommer tilbake til nedslagsfeltet, og proxyene indikerer tilførsel av glasielle sedimenter. Det er første gang Spørteggbreen drenerer til Geisdalsvatnet siden Finse event (8200 kal. år BP, enhet A). Denne fremveksten av breer kalles neoglasial, og tidsrommet for breaktiviteten varierer fra én region til en annen (Karlén og Matthews, 1992; Dahl og Nesje, 1994; Bakke med flere, 2010; Vasskog med flere, 2012). På Jostedalsbreplatået ble den første breen etter Finse event, formet rundt 5300 kal. år BP. I Sprongdalen, en østlig brearm til nordre del av Jostedalsbreen, er det indikasjoner på en signifikant neoglasial episode, stedfestet til ca. 3900 kal. år BP (Nesje med flere, 1991). Sammenlignet med breer lokalisert vest for Spørteggbreen, regnes neoglasial ved Breheimen å være betraktelig senere. Klare indikasjoner på breaktivitet er først

5. Diskusjon

til stede etter 2500 kal. år BP (Shakesby med flere, 2007). Denne perioden stemmer godt med indikasjoner på neoglasial i Jotunheimen. Tre større glasiøle episoder fant sted fra 2500 – 1900 kal. år BP (Matthews med flere, 2000).

Sedimentkjerner fra Vanndalsvatnet indikerer at Spørteggbreen hadde en neoglasial episode mellom 4900 – 4800 kal. år BP (Nesje med flere, 2006). Det er mulig at den kan korrelere med lag nummer 5 (tabell 4-2). I dette studiet er episoden derimot tolket som en paraglasial avsetning, og gir utslag i Fe/Ti-ratio. Tolkningen er støttet av forekomsten av seks andre intervaller med identiske egenskaper, som verken i dette studiet, eller i Nesje med flere (2006), blir ansett som direkte signal på breakaktivitet. Fra samme kjerne fra Vanndalsvatnet er det konkludert med at det var seks glasiøle episoder mellom 2000 – 1400 kal. år BP (Nesje med flere, 2006). Det er ingen signifikante utslag i GEP-214 i det aktuelle tidsrommet, men visuell studie av kjernen viser at innholdet har en mer gråaktig farge (figur 4-12). Det kan tyde på at Spørteggbreen eksisterte, men kun sendte svært begrensede mengder med smeltevatn til nedslagsfeltet til Geisdalsvatnet. Den delen av Spørteggbreen som drenerer til Vanndalsvatnet, har eksistert kontinuerlig siden 1400 kal. år BP (Nesje med flere, 2006).

Én årsak til ulike tidsrom for neoglasialer, kan være på grunn av lokalitetsendring av den Nord-Atlantiske vestavind, som påvirker nedbørsmønsteret (Bakke med flere, 2008). Matthews med flere (2000) har omtalt fire andre potensielle årsaker til hvorfor indikasjoner på neoglasialer i Sør-Norge ikke er synkrone. Den første grunnen er på grunn av ulikheter i nedslagsfeltets topografi. Det innebærer at nedslagsfelt med større høydeforskjell reagerer hurtigere på en senkning av likevektslinje, sammenlignet med nedslagsfelt med jevnere topografi. Årsak nummer to er relatert til omfanget av minerogene sedimenter som reflekterer brevariasjon. Platåbreer sender klare signaler til distale nedslagsfelt, mens sedimenttilførsel fra botn- og dalbreer kan være vanskelig å oppdage på grunn av liten input. En tredje årsak har sammenheng med nedslagsfeltets hydrologi. Dreneringsrutene spiller en stor rolle, i tillegg til hvor stort område av nedslagsfeltet som består av bre. Den siste årsaken beskrevet av Matthews med flere (2000), angår glasiøle versus ikke-glasiøle signaler, og hvor det er bakgrunnsstøy som kan påvirke tolkningen av brefremrykk. Videre er det også viktig å ta hensyn til hvilke faktorer som er viktige for ulike breer. For maritime breer, deriblant Jostedalsbreen, er snøakkumulasjon på vinterstid den viktigste årsaken til brevariasjon. Det gjelder ikke i like stor grad for mer kontinentale breer. Breer i Jotunheimen, for eksempel, er i større grad kontrollert av sommertemperaturer i ablasjonssesongen (Nesje med flere, 2000).

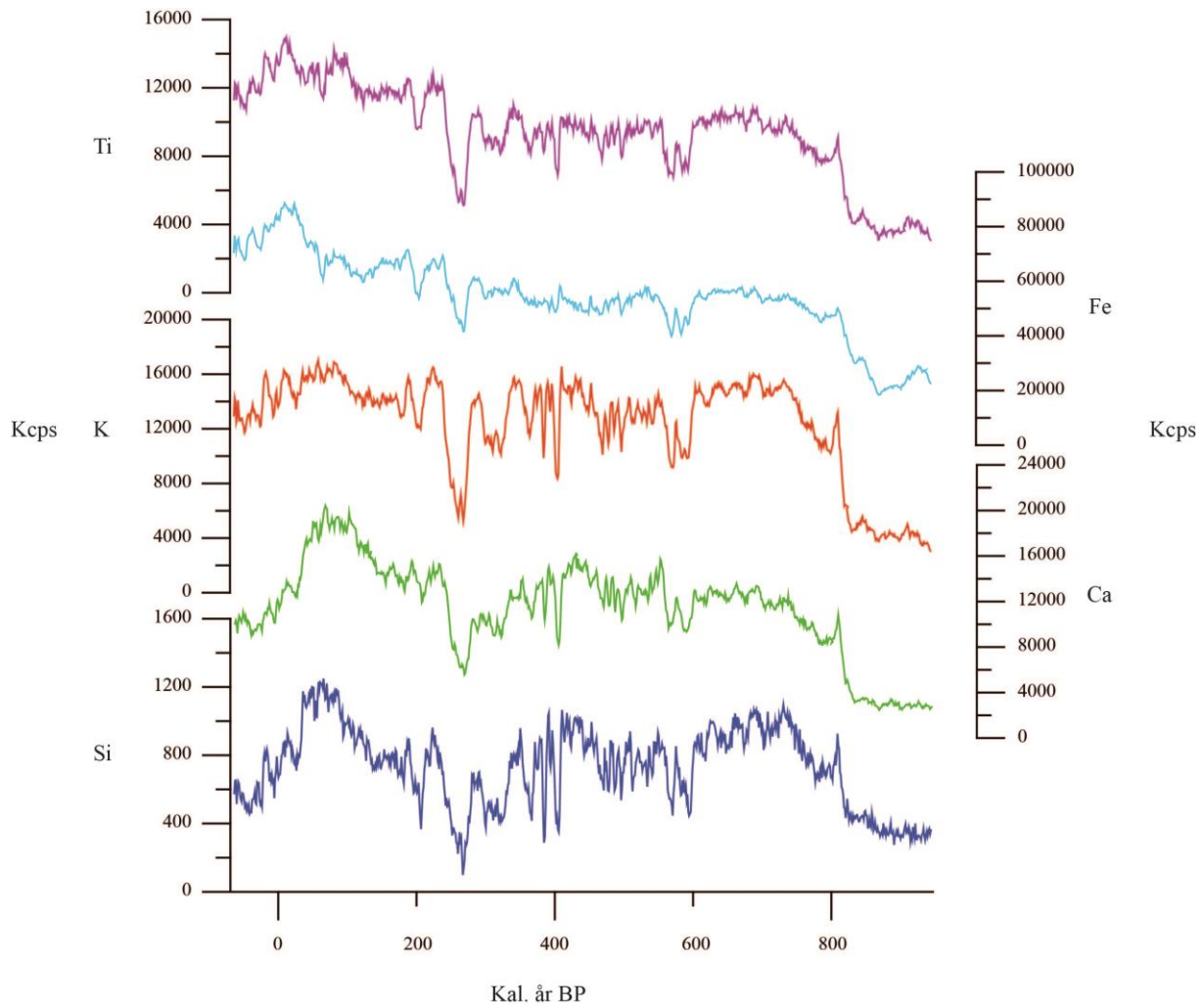
5. Diskusjon

Spørteggbreen er vel 130 km fra kysten, og kan dermed regnes for å være lokalisert på skillet mellom et maritimt og et kontinentalt klima.

5.5.4 Enhet D – Den lille istid

Hele enhet D (950 kal. år BP til nåtid), som er den øverste sekvensen av GEP-214, er tolket til å være dominert av minerogent materiale produsert av Geisdalsbreen. Det er mye variabilitet blant XRF-parameterne (figur 5-28). Telleratene er forholdsvis høye, og viser fortsettelsen på neoglasial (enhet C). Rundt 820 kal. år BP stiger telleratene brått for samtlige XRF-parametere. En liten nedgang følger, deretter forholder telleratene seg relativt stabile fra 750 – 600 kal. år BP. Rundt 600 og 570 kal. år BP observeres det to intervaller med identisk reduksjon av tellerater. Tilsvarende nedgang i verdier finnes også rundt 420, 375, og 260 kal. år BP. Nedgangen i tellerater rundt 260 kal. år BP viser de laveste verdiene observert i hele enhet D. Felles for alle reduksjonene i tellerater, er at de etterfølges av en like bratt stigning. 120 kal. år BP begynner er gradvis stigning i tellerater, og kulminerer i to signifikante topper. Toppene oppnår de høyeste telleratene i enhet D. Med unntak av kalium, er toppene også de med høyeste verdier observert i hele GEP-214. De høyeste telleratene for kalium finnes i enhet D (Finse event). Mot toppen av kjernen viser silisium og kalsium en kraftig reduksjon i tellerater, mens resten av parameterne viser en moderat nedgang. Det har også vært tilfellet de siste 10 kal. år BP.

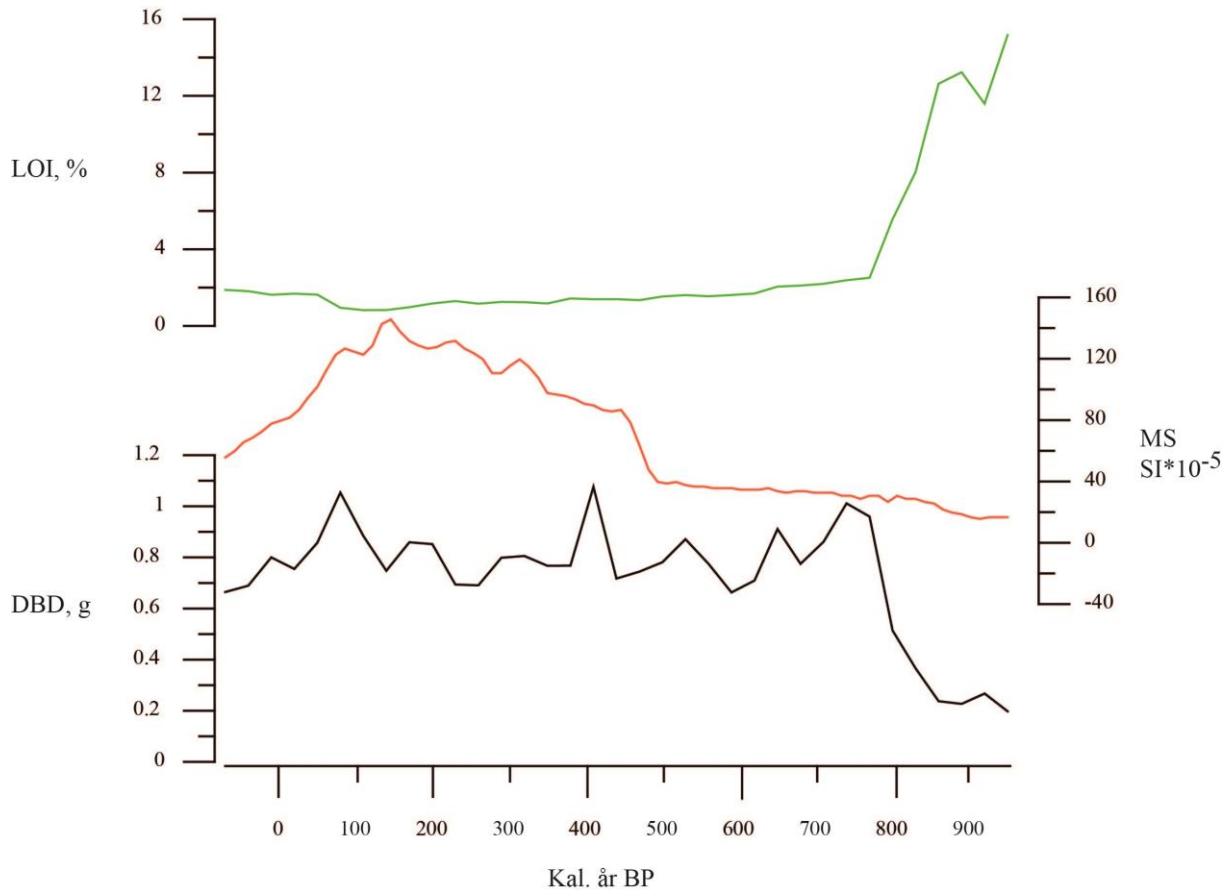
5. Diskusjon



Figur 5-28: XRF-parameterne (silisium, kalsium, kalium, jern og titan) viser god korrelasjon i enhet D (950 kal. år BP til nåtid). Trenden viser en kraftig økning blant samtlige parametere rundt 800 kal. år BP, og tellerater holder seg relativt høye til 260 kal. år BP. Ved 260 kal. år BP er det en reduksjon i tellerater, før de stiger på nytt.

De høyeste verdiene for tørr massetetthet og magnetisk susceptibilitet gjennom hele GEP-214 er representert i enhet D (950 kal. år BP til nåtid). For glødetap er de tilsvarende laveste verdiene observert i denne enheten (figur 5-29). I likhet med XRF-parameterne, viser også tørr massetetthet en markant økning i verdier rundt 800 kal. år BP. Dette er i motsetning til glødetapet, som viser et tilsvarende inverst forhold. Glødetap forblir godt under 5 % til toppen av sedimentkjernen. Tørr massetetthet viser derimot variasjoner, og tre topper er signifikante med en vekt over 1 g/cm^3 . Verdier for magnetisk susceptibilitet viser en betydelig økning først rundt 500 kal. år BP. Etter den største toppen i magnetisk susceptibilitet, ca. $135 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ (rundt 100 kal. år BP), synker verdiene gradvis mot toppen av GEP-214.

5. Diskusjon



Figur 5-29: Verdier for tørr massetetthet (DBD, oppgitt i g/cm^3), magnetisk susceptibilitet ($\text{SI} \cdot 10^{-5}$) og glødetap (%) i øverste enhet i GEP-214 (950 kal. år BP til nåtid). Både DBD og MS når sine høyeste verdier gjennom hele kjernen i enhet D, mens LOI har de laveste glødetapsverdiene i kjernen ($<4\%$).

Til tross for at verdiene for XRF-parameterne, tørr massetetthet og magnetisk susceptibilitet i begynnelsen av enhet D er lave sammenlignet med resten av enheten, er de av vesentlig betydning. Fra 950 – 800 kal. år BP har for eksempel kalium tellerater rundt 5000, mens verdier for samme parameter i enhet B (7400 – 2100 kal. år BP) ligger rundt 700 tellerater (med unntak av de syv lagene som gjør større utslag). De andre parameterne, samt DBD og MS, viser den samme trenden. Den grå fargen på kjernen, i tillegg til økning av tellerater og DBD (og negativ korrelasjon med LOI), indikerer at tidsrommet mellom 950 – 800 kal. år BP består av minerogent materiale.

Årsaken til at det minerogene signalet er svakere fra 950 – 800 kal. år BP, sammenlignet med perioden etter 800 kal. år BP til nåtid, kan være fordi et annet vann har fanget opp signalene først (Karlén, 1981; Nesje med flere, 1991; Dahl med flere, 2003). Da breen kom tilbake til nedslagsfeltet, etter å ha vært borte siden Finse event, var bremarginen etter alt å dømme ved dagens posisjon eller enda høyere. Det har medført at breslammet ble transportert til vannet

5. Diskusjon

ovenfor (øst) for Geisdalsvatnet (figur 4-9), hvor de groveste sedimentene ble avsatt. Kun finere materiale ble fraktet videre og avsatt i Geisdalsvatnet. Rundt 800 kal. år BP kan Spørteggbreen ha vært stor nok til å gå over det første vannet. Som et resultat av dette, har bresignalet blitt avsatt direkte i Geisdalsvatnet, og signalet i GEP-214 er derfor sterkere. De fem intervallene (600, 570, 420, 375 og 260 kal. år BP), omtalt med bratt reduksjon i tellerater etterfulgt av en tilsvarende bratt økning, er indikasjoner på at breen har trukket seg tilbake over det øverste vannet. I disse tilfellene vil sedimenttilførselen plutselig endres fordi Geisdalsvatnet blir det andre vannet breslammet dreneres til, og hvor det første vannet fanger opp de groveste sedimentene.

Rundt 250 kal. år BP forekommer det en økning i tellerater, tørr massetetthet og magnetisk susceptibilitet. Alderen tilsvarende tidsrommet rundt 1700 (AD), og er tolket til å være starten på den lille istid. Siden den glisiale hendelsen er i relativt nær fortid, vil aldrene heretter omtales som AD. Det er tatt forbehold om at aldrene er basert på en alder-/dypmodell hvor toppen representerer år 0 (nåtid) (mer om dette diskuteres i slutten av kapittelet). Etter en periode med svingninger i verdier, skjer det en gradvis stigning i verdier som starter rundt 1830. Det regnes til å være begynnelsen på fremrykket som representerer maksimumutbredelsen under den lille istid ved Spørteggbreen. XRF-parameterne titan og jern kulminerer i 1840. Silisium, kalsium og kalium, i tillegg til tørr massetetthet, viser høyeste verdier i 1870, samtidig som glødetapsanalysen viser sin laveste verdi. Den største toppen i magnetisk susceptibilitet kommer tidligere enn de andre proxyene, og indikerer en tid rundt 1810. Den andre signifikante toppen i magnetisk susceptibilitet, derimot, kulminerer i 1870, og korrelerer godt med silisium, kalsium, kalium og tørr massetetthet.

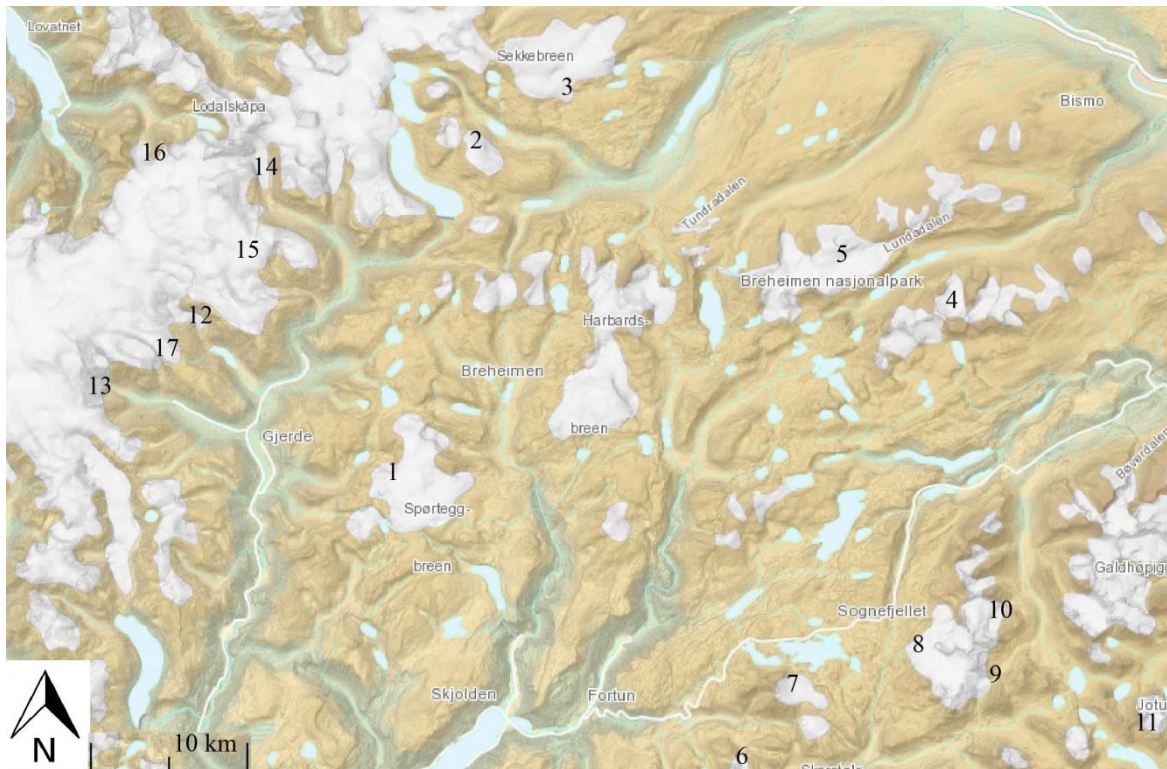
Lichenometri av morener viser at breene i Breheimen hadde forholdsvis synkrone brefremrykk mellom 1845 – 1852. Det inkluderer Tverreggibreen, Storegrovbreen, Ytstebreen (Hestbrepiggane) og Nordre Holåbreen (figur 5-30) (Winkler med flere, 2003). I vestlige og sentrale deler av Jotunheimen er det også flere breer som gjorde fremrykk som kan korreleres med brevariasjonen i Geisdalen. Styggedalsbreen, Fannaråkbreen, Bøverbreen, Bjørnbreen, Storbreen og Visbreen er noen av breene som har avsatt lille istid-morener i tidsrommet fra 1835 – 1848. Tilsvarende morener er fraværende i østlige deler av Jotunheimen (Matthews, 2005). Fremrykkene kan korrelere med økningen av titan og jern i GEP-214 rundt 1840. Mellom 1837 – 1846 gjorde også flere breearmer fra Jostedalsbreen fremrykk, deriblant Nigardsbreen, Bergsetbreen, Lodalsbreen, Fåbergstølsbreen, Bødalsbreen og Tuftebreen (Bickerton og Matthews, 1993).

5. Diskusjon

Rundt 1870-tallet rykket de fire nevnte breene i Breheimen frem på nytt (Tverreggibreen, Storegrovbreen, Ytstebreen og Nordre Holåbreen) (Winkler med flere, 2003). I vestlige deler av Jotunheimen var fremrykkene noen år tidligere. For Styggedalsbreen, Fannaråkbreen, Bøverbreen, Bjørnbreen, Storbreen og Visbreen var fremrykkene hovedsakelig konsentrert rundt 1865. I likhet med breaktiviteten rundt 1840, er det ingen indikasjoner som tyder på at østlige deler av Jotunheimen hadde synkrone fremrykk i dette tidsrommet (Matthews, 2005). Noen år senere, mellom 1873 – 1876, rykket fire breearmer fra Jostedalsbreen frem (Nigardsbreen, Bergsetbreen, Lodalsbreen og Fåbergstølsbreen) (Bickerton og Matthews, 1993).

Til tross for at brefremrykkene av Spørteggibreen synes å korrelere med breer i tilgrensende regioner, er det vesentlige forskjeller. Morenene ved Nigardsbreen datert til tidsrommene mellom 1837 – 1846 og 1873 – 1876, indikerer brefremrykk i etterkant av maksimumsutbredelsen av den lille istid. Den ytterste lille istid-morenen i breforlandet til Nigardsbreen, er datert til 1748 (Bickerton og Matthews, 1993; Nesje og Dahl, 2003). Blant de fem andre brearmene fra Jostedalsbreen diskutert her, kulminerer også Fåbergstølsbreen og Bødalsbreen i første halvdel av 1700-tallet. Bergsetbreen og Tuftebreen nådde sine maksimumsutbredelser i siste halvdel av 1700-tallet. Dateringer av ytterste morener avsatt under den lille istid ved Lodalsbreen, indikerer et tidsrom så sent som 1830-tallet. Denne dateringen er imidlertid noe tvilsom da det er få kartlav som er datert (Bickerton og Matthews, 1993). Den generelle trenden for største lille istid-utbredelse i Jotunheimen, er at de fleste fant sted i løpet av 1700-tallet (figur 5-31). Noen breer, for eksempel Bjørnbreen og Visbreen, kulminerte i første halvdel av 1700-tallet. Andre breer, inkludert Bøverbreen og Styggedalsbreen, nådde toppen rundt 1790-tallet (Matthews, 2005). De seneste maksimumsutbredelsene under den lille istid, finnes i Breheimen. Med noen unntak, viser lichenometri at de fleste breer kulminerte betydelig senere enn Jostedalsbreen og breer i Jotunheimen. Morener ved Storegrovbreen, for eksempel, tyder på at breen var størst rundt 1830 (Winkler med flere, 2003). Dersom tolkningen av proxyene fra Geisdalen stemmer, noe som avhenger av alder-/dypmodellen, tyder det på at Spørteggibreen nådde sin maksimumutbredelse under den lille istid atskillig senere enn Jostedalsbreen og breene i Jotunheimen. Naturlignok stemmer maksimumutbredelsen av Spørteggibreen under den lille istid best med andre breer i Breheimen. Videre diskusjon rundt den lille istid i Geisdalen, gis i slutten av dette kapitlet.

5. Diskusjon

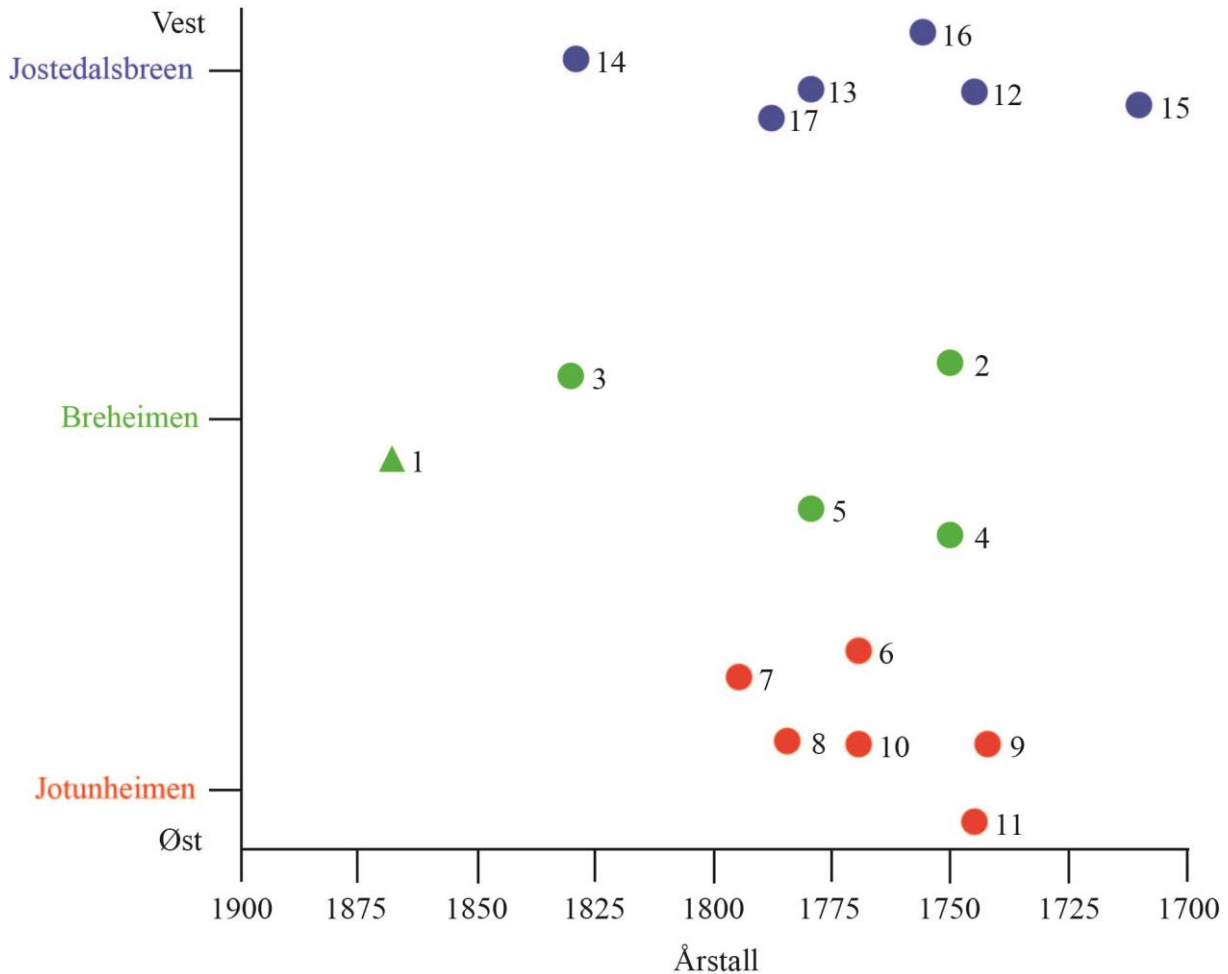


Figur 5-30: Oversiktskart som viser Jostedalsbreen, Breheimen og Jotunheimen. Lokalitetsnumrene representerer følgende breer: 1: Spørteggbreen, 2: Tverreggibreen, 3: Storegrovbreen, 4: Ytstebreen, 5: Nordre Holåbreen (Breheimen), 6: Styggedalsbreen, 7: Fannaråkbreen, 8: Bøverbreen, 9: Bjørnbreen, 10: Storbreen, 11: Visbreen (Jotunheimen), 12: Nigardsbreen, 13: Bergsetbreen, 14: Lodalsskåpa, 15: Fåbergstølsbreen, 16: Bødalsbreen, 17: Tuftebreen (Jostedalsbreen). Bakgrunnskart er hentet fra Kartverket, 2015.

Maunder minimum, en periode med lav solflekkaktivitet rundt 1645 - 1715, forklarer ca. 74 % av temperaturvariabiliteten på den nordlige halvkule i det nevnte tidsrom. En slik reduksjon i solflekkaktivitet gjorde at solinnstrålingen ble mindre intensiv. Det resulterte i at klimaet ved starten av den lille istid, var betraktelig kjøligere (Lean med flere, 1995). Senere forskning mener derimot at lavere sommertemperaturer alene ikke kan forklare de signifikante brefremrykkene som var tilfellet gjennom flere tiår (Nesje og Dahl, 2003). En mulig årsak til de omfattende brefremrykkene i Sør-Norge under den lille istid, er antatt å være økt vinternedbør i form av snø. Den økte nedbørsmengden i første halvdel av 1700-tallet, var trolig et resultat av positiv NAO-indeks (Nord-Atlantisk oscillasjon) (Nesje og Dahl, 2003; Nesje med flere, 2008). NAO-indeksen viser relative forskjeller i atmosfærisk trykk mellom Island og Asorene, og endringer i NAO er i stor grad styrende for vinterklimaet i Nord-Europa. Værsystemet fører til samtidige endringer av temperatur og nedbør (Hurrell, 1995; Nesje med flere; 2000, Imhof med flere, 2012). Kort forklart er en positiv NAO-indeks i

5. Diskusjon

Norge assosiert med milde vintrer og økt vinternedbør, som fører til at breers massebalanse vokser og breene rykker frem (Imhof med flere, 2012).



Figur 5-31: Maksimumutbredelse under den lille istid representert av brearmer fra Jostedalbreen, breer i Breheimen og i Jotunheimen. Nigardsbreen (12) kulminerte i 1748, i overkant av 120 år tidligere enn Spørteggbreen (1). Det er større variasjon for når breene i Breheimen nådde sin største utbredelse, som varierer fra 1750 – 1870. I Jotunheimen er det registrert en klynge fra 1740 – 1790 hvor de fleste breer kulminerte. Merk at det er usikkerheter rundt dateringen av nr. 14 (Lodalbreen). Forklaring på lokalitetsnummer finnes under figur 5-30.

Siden dette studiet er basert på kvartærgeologisk kartlegging og lichenometri, tillegg til innsjøsedimenter, vil resultatene fra alle metodene nå diskuteres under ett. Flere usikkerheter rundt aldersestimatene som representerer den lille istid, gjør at det er vanskelig å fastslå et tidsrom for når Spørteggbreen nådde sin maksimumutbredelse. Den første potensielle feilkilden er relatert til sedimentkjernen (GEP-214). Det er uvisst om kjernen har med toppen, altså om de nyeste avsatte sedimentene er med i kronologien. Siden HTH-kjernen (GES-114) med større sannsynlighet inkluderer toppsedimentene, er det forsøkt å korrelere de to kjernene. Det har vist seg å være vanskelig på grunn av at innholdet i kjernen tatt med

5. Diskusjon

stempelprøvetaker (GEP-214), er i langt større grad komprimert sammenlignet med sedimentene fra HTH-kjernen. Utfordringen kunne vært løst ved å blydatere (^{210}Pb) prøver fra HTH-kjernen, men finansiering av oppgaven strakk ikke til. For enkelhets skyld er det derfor antatt at GEP-214 inneholder toppsedimentene. Kronologien (alder-/dypmodellen) tar derfor utgangspunkt i at alderen i toppen av GEP-214 er 0 år (nåtid). Videre har dateringer av makrofossilene plukket fra GEP-214 en feilmargin på ± 30 år. Som en følge av dette vil for eksempel den største toppen i titan, som er tenkt til å representere den lille istid maksimum, oppnå et aldersestimert som spenner fra 1810 – 1870 (1840 ± 30 år). Det overlapper med den største toppen observert i dataene fra tørr massetetthet, hvor feilmarginen er fra 1840 – 1900 (1870 ± 30 år).

Som tabell 5-1 (kap. 5.1.1) viser, er det kun én morene (lichen-10) som ved bruk av lichenometri er datert til å være avsatt på 1870-tallet. Moreneryggen er avsatt på et relativt flatt parti nordvest for Geisdalsbreen (figur 4-9). Lichen-10 er tolket til å være en fortsettelse av lichen-1, og representerer dermed maksimumsutbredelsen av Spørteggbreen under den lille istid. Siden dateringsmetoden gir en minimumsalder, er det lite sannsynlig at det er alderen på lichen-10 som er for gammel, men mer trolig at aldersestimertene av de fem andre morenene er for unge. Vekstraten til kartlavene kan være påvirket av flere faktorer. Randmorenene hvor punktene lichen-1 og lichen-2 er utført, er avsatt i bratt terreng, noe som kan ha medført at deler av avsetningen har rast ut. Det kan ha resultert i at de største kartlavene, som gir de eldste aldre, ikke er inkludert i målingen. En annen faktor som kan ha påvirket vekstraten til *rhizocarpon geographicum*, er relatert til hvor store deler av året lokalitetene ligger under snødekke (for mer informasjon, se kap. 5.1.2). Det er også vesentlig å vurdere påvirkningen som smeltevannsløpet, som drenerer gjennom moreneryggene, har. Det er sannsynlig at elven bidrar til mindre gunstige vekstvilkår. Hver av disse faktorene kan ha bidratt til at punktene lichen-1 og lichen-2 har aldersestimert som er yngre enn realiteten. Med det tatt i betraktning, er det indikasjoner som peker på at Spørteggbreen under den lille istid var størst rundt 1870.

Foruten feilkilder relatert til lichenometri, er det andre årsaker som kan beskrive hvorfor de fleste brearmene fra Jostedalsbreen kulminerte rundt 120 år tidligere enn Spørteggbreen under den lille istid. Med positiv NAO-indeks og økt nedbør som årsak til brefremrykk, kan det forklare tidsmessige ulikheter blant breer. Som nevnt i kapittel 5.5.3, er maritime breer i større grad kontrollert av akkumulasjonssesongen, mens temperaturer i ablasjonssesongen har større betydning for kontinentale breer. Grensen som skiller de to bretypene i Sør-Norge fra hverandre, går omtrent 150 km fra kysten (Nesje med flere, 2000). Spørteggbreen er lokalisert

5. Diskusjon

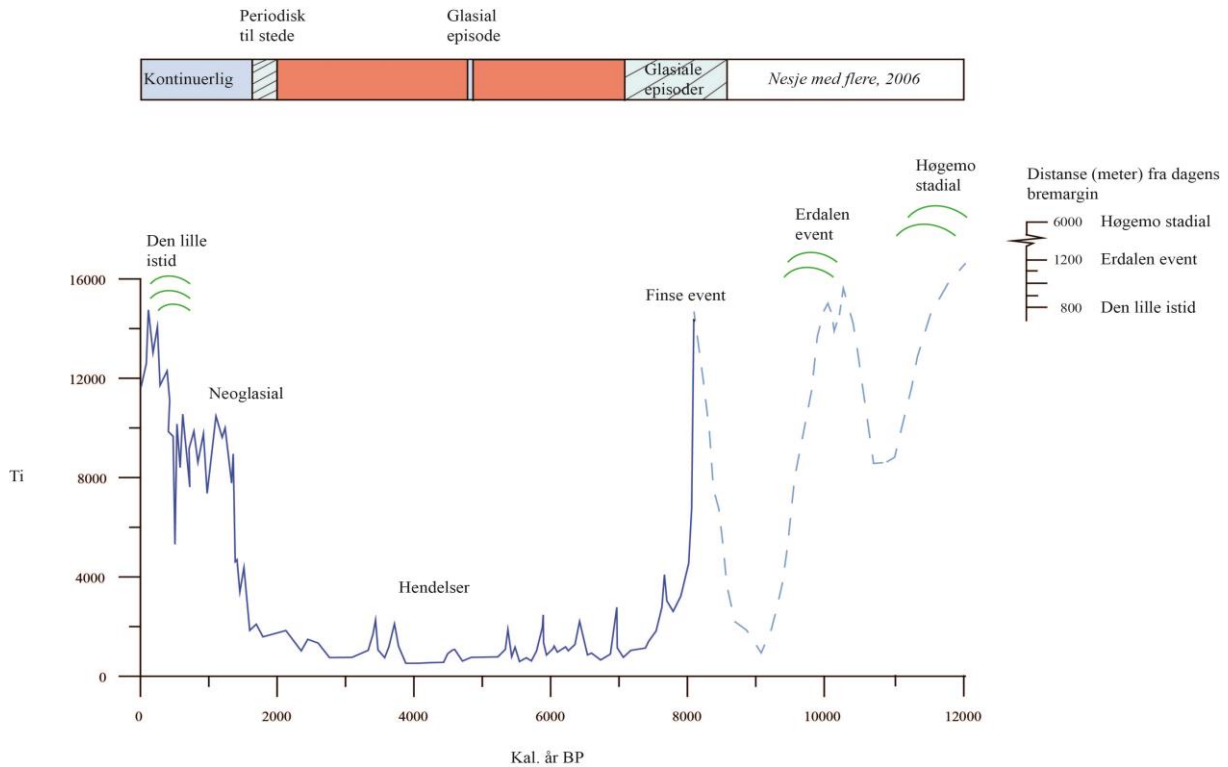
mellom Nigardsbreen, som er regnet som en maritim bre, og Storbreen, som etter definisjonen er en kontinental bre (figur 5-30) (Nesje med flere, 2000). Siden Spørteggbreen kan regnes som å være lokalisert på skillet mellom to klimatiske systemer, oppstår det usikkerheter rundt hvilke faktorer som er viktigst for breaktivitet i Geisdalen. Det er i tillegg andre forhold som påvirker Spørteggbreen, deriblant breens aspekt og responstid. Med unntak av én bre (Bødalsbreen), har alle brearmene fra Jostedalsbreen omtalt i dette kapitlet, et sørøstlig aspekt (figur 5-30). Det er i motsetning til den delen av Spørteggbreen som rekonstrueres i dette studiet, som er vendt mot nordvest. Det kan ha bidratt til at brearmer fra Jostedalsbreen har akkumulert nedbør i form av snø i perioder hvor Spørteggbreen ikke har fått tilført tilstrekkelige snømengder til å forårsake et brefremrykk. Kort oppsummert er det flere omstendigheter, både relatert til feilkilder og naturlige klimatiske forskjeller, som kan forklare hvorfor Spørteggbreen nådde sin største utbredelse under den lille istid langt senere sammenlignet med andre breer i Sør-Norge.

5.6 Oppsummering av holosen brevariabilitet i Geisdalen

Den eldste avsetningen kartlagt i Geisdalen, finnes ved stølene (figur 4-6 og 4-7, lokalitet 6 og 7). Flere endemorener går over en glasifluvial terrasse. Terrassen har blitt dannet i forbindelse med en bredemmet sjø, hvor en bre som okkuperte dalbunnen i Jostedal, har demmet opp smeltevann fra Spørteggbreen. Etter breen i Jostedal trakk seg ut fra Geisdalen, rykket Spørteggbreen over den glasifluviale avsetningen og dannet flere randmorener. Dette hendte trolig i løpet av Høgemo stadial (figur 5-5). Deretter trakk Spørteggbreen seg kraftig tilbake. De neste morenene som observeres, ble trolig avsatt i løpet av Erdalen event (figur 5-32). To sett med randmorener, ca. 1200 meter utenfor dagens bremargin (figur 4-3 og 4-9), indikerer to brefremrykk, som trolig samsvarer med lignende morenerygger avsatt henholdsvis rundt 10 100 – 10 050 og 9700 kal. år BP ved Nigardsbreen (Dahl med flere, 2002). Basert på innsjøsedimenter og datering av makrofossiler, inntraff neste glasiiale episode rundt 8000 kal. år BP, noe som sammenfaller med Finse event. Rundt 7800 kal. år BP trakk Spørteggbreen seg tilbake og ut fra nedslagsfeltet. Breen forble borte fra nedslagsfeltet frem til 1000 kal. år BP. I denne lengre perioden ble sedimentasjonen av gytje kun avbrutt av syv intervaller med minerogentholdig materiale. Samtlige intervaller er tolket som avrenningsmateriale i form av paraglasiale avsetninger. Proxyene brukt i dette studiet indikerer at Spørteggbreen kom tilbake til nedslagsfeltet rundt 1000 kal. år BP. Neoglasialen er det første signalet på bretilførsel siden Finse event. Spørteggbreen har eksistert kontinuerlig i nedslagsfeltet siden

5. Diskusjon

starten på neoglasial, og kulminerte i løpet av den lille istid, trolig rundt 1870 AD, noe som er betydelig senere enn nærliggende breer i regionen (figur 5-31).



Figur 5-32: Oppsummeringsfigur som viser variasjoner i titan, korrelert med morener og aldrer fra lichenometri. Heltrukket linje viser tellerater for titan fra GEP-214, mens stiplet linje er basert på antatte verdier. Grønne kurvede linjer indikerer randmorener i relativ størrelse til hverandre. Aksen på høyre side angir distansen randmorener fra de ulike brefremrykkene er avsatt fra dagens bremargin. Baren øverst i figuren viser korrelasjon med glasiāl episođer registrert i Vanndalsvatnet (Nesje med flere, 2006).

6. Konklusjon

Formålet med dette studiet har vært å rekonstruere variasjoner i Spørteggbreen gjennom holosen. Det har blitt gjort ved hjelp av kvartærgeologisk kartlegging av Geisdalen, lichenometri på randmorener i breforlandet, og sedimentkjerner fra Geisdalsvatnet. Resultatene fra metodene har videre blitt analysert, og danner grunnlag for følgende konklusjoner:

1. Kvartærgeologisk kartlegging har bidratt til å vise utbredelsen av ulike brefremrykk av Spørteggbreen. Ved bruk av lichenometri har flere av morenene blitt datert til å være avsatt under den lille istid. Samme metode har videre gitt indikasjoner på hvilke områder som har vært isfrie i en lengre periode, og avgrenser dermed Spørteggbreens utbredelse i moderne tid.
2. Analyser av innsjøsedimenter fra Geisdalsvatnet viser at vannet i perioder har mottatt smeltevann fra Spørteggbreen. Siden eldre morener kan bli ødelagt av større, nyere brefremrykk, har analyser av sedimentkjernen (GEP-214) vært viktig for å oppnå en kontinuerlig kronologi og danner utgangspunkt for å estimere aldre for perioder med breaktivitet i Geisdalen. Datering av makrofossiler fra sedimentkjernen er korrelert med aldersestimatene gjort basert på lichenometri, og korrelasjon av resultater fra de ulike metodene har vist seg å være avgjørende for å finne Spørteggbreens utbredelse under den lille istid.
3. Nordøst for Geisdalsvatnet, omtrent 1200 meter fra dagens bremmargin, finnes to parallelle sett med morenerygger som er tolket til å representere brefremrykkene fra Erdalen event (10 100 – 10 050 og 9700 kal. år BP).
4. Etter Erdalen event fulgte en periode med lite breaktivitet. Deretter rykket Spørteggbreen frem på nytt. Fremrykket startet trolig rundt 8200 kal. år BP og varte til 7800 kal. år BP, og korresponderer med Finse event. Denne glasiale episoden finnes kun spor etter i innsjøsedimentene, da moreneryggene sannsynligvis er ødelagt av yngre brefremstøt.
5. Umiddelbart etter Finse event fulgte en lengre tidsperiode hvor breen var helt borte fra nedslagsfeltet. I holosen klimaoptimum og midt-holosen, mellom 7800 – 1000 kal. år BP, er det ingen bresignal i Geisdalsvatnet. Perioden er derimot karakterisert av syv hendelser som avbryter den organiske sedimentasjonen. Avsetninger fra hendelsene tyder på at materialet er paraglasialt, og kan være avsatt i perioder med store mengder nedbør.

6. Konklusjon

6. Det første signalet på en neoglasial ved Spørteggbreen er registrert basert på analyser fra innsjøsedimenter, og er antatt å være ca. 1000 kal. år BP. Siden da har breen eksistert kontinuerlig i nedslagsfeltet.

7. Rundt 1700 (-AD-) startet den lille istid ved nordvestlige del av Spørteggbreen. Brefremrykkene er dokumentert ved bruk av kvartærgeologisk kartlegging, lichenometri og sedimentkjerner. Innsjøsedimentene indikerer at breen nådde sin maksimumutbredelse rundt 1870. To sett med randmorener ca. 800 meter fra dagens bremargin, datert til rundt 1870, indikerer den største utbredelsen Spørteggbreen har hatt siden Erdalen event.

8. Resultatene viser, med noen avvik, god korrelasjon med innsjøsedimenter fra Vanndalsvatnet. I perioder med breaktivitet, deriblant Finse event, neoglasial og den lille istid, er Geisdalsvatnet egnet for å vise variabilitet. I tidsrommet 7800 – 1000 kal. år BP er det ingen bresignal i vannet, og lokaliteten er dermed ikke egnet til brerekonstruksjon i denne perioden.

9. Når bremarginen er ovenfor det øverste vannet, øst for Geisdalsvatnet, vil dette trolig føre til en sorteringsprosess der det groveste materialet i smeltevannet avsettes, mens kun finere materiale transporteres nedstrøms til Geisdalsvatnet. Resultatet er at bresignalet i Geisdalsvatnet trolig har en ikke-lineær respons på Spørteggbreens størrelse ettersom brefronten ligger ovenfor eller nedenfor det øverste vannet. Variabilitet i minerogent materiale kan derfor ikke knyttes direkte til brestørrelse.

Videre arbeid

Rekonstruksjon av nordvestlige del av Spørteggbreen har blant annet ført til kunnskap om hvordan brefluktasjoner distanserer seg fra hendelser ved nærliggende breer. Studiet har videre hatt fokus på å skille forskjellige prosesser i innsjøsedimentkjernen fra hverandre. Dette har vært utført for å påpeke om breen i utvalgte perioder var til stede i nedslagsfeltet eller ikke. For å si mer om klimatiske betingelser i Geisdalen, bør videre arbeid vektlegge kalkulering av likevektslinje, og deretter rekonstruksjon av nedbørsmengder. Flere innsjøsedimentkjerner bør tas i Geisdalsvatnet for å oppnå en pålitelig korrelasjon mellom dem. For å tidfeste de glasiale episodene, blant annet deglasiasjon, Finse event, neoglasial og den lille istid, bør det tas flere dateringer både i bunnen og toppen av kjernen. Det vil også være formålstjenlig å benytte blydatering (^{210}Pb) fra HTH-kjernen. Innhenting av innsjøsedimentkjerner fra en annen lokalitet vil være gunstig som bruk som en «kontrollsjø». Åsetvatnet, sørøst for Spørteggbreen, er trolig en god lokalitet for dette, og kan stedfeste om mindre fluktasjoner blir plukket opp i Geisdalsvatnet, og om variasjoner i breen reflekteres når Spørteggbreens utbredelse er liten.

Referanser

- Aa, A. R. & Sønstegeard, E. 2006. Geologi og kvartærgeologi i Breheimen. *Breheimen - Mørkrisdalen: Geologi og landformer*, 111.
- Alley, R. B. & Ágústsdóttir, A. M. 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1123-1149.
- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. & Clark, P. U. 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 483-486.
- Andersen, B. G. 1980. The deglaciation of Norway after 10,000 B.P. *Boreas*, 9, 211-216.
- Armstrong, R. A. 1974. The Descriptive Ecology of Saxicolous Lichens in an Area of South Merionethshire, Wales. *Journal of Ecology*, 62, 33-45.
- Armstrong, R. A. 2002. The effect of rock surface aspect on growth, size structure and competition in the lichen *Rhizocarpon geographicum*. *Environmental and Experimental Botany*, 48, 187-194.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K. & Nesje, A. 2010. A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1246-1262.
- Bakke, J., Lie, O., 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*, 2, 202-205.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S. O., Nesje, A. & Bjune, A. E. 2008. Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change*, 60, 28-41.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. & Paasche, Ø. 2005. 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. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Barnett, C., Dumayne-Peaty, L. & Matthews, J. A. 2001. Holocene climatic change and tree-line response in Leirdalen, central Jotunheimen, south central Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 117, 119-137.
- Benedict, J. B. 1990. Lichen Mortality Due to Late-Lying Snow: Results of a Transplant Study. *Arctic and Alpine Research*, 22, 81-89.
- Benedict, J. B. 1993. A 2000-year lichen-snowkill chronology for the Colorado Front Range, USA. *The Holocene*, 3, 27-33.
- Beschel, R. E. 1973. Lichens as a Measure of the Age of Recent Moraines. *Arctic and Alpine Research*, 5, 303-309.
- Bickerton, R. W. & Matthews, J. A. 1993. Little ice age variations of outlet glaciers from the Jostedalbreen ice-cap, Southern Norway: A regional lichenometric-dating study of ice-marginal moraine sequences and their climatic significance. *Journal of Quaternary Science*, 8, 45-66.
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A. & Birks, H. J. B. 2005. Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15, 177-189.
- Blaauw, M. & Heegaard, E. 2012. Estimation of Age-Depth Relationships. In: Birks, H. J. B., Lotter, A. F., Juggins, S. & Smol, J. P. (eds.) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Springer Netherlands.

Referanser

- Bowman, S. 1990. *Radiocarbon dating*, Berkely: University of California Press, London: British Museum.
- Bradley, R. S. 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, Academic Press.
- Bradwell, T. & Armstrong, R. A. 2007. Growth rates of *Rhizocarpon geographicum* lichens: a review with new data from Iceland. *Journal of Quaternary Science*, 22, 311-320.
- Bradwell, T. 2010. Studies on the growth of *Rhizocarpon geographicum* in NW Scotland, and some implications for lichenometry. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 92, 41-52.
- Brunschön, C., Haberzettl, T. & Behling, H. 2010. High-resolution studies on vegetation succession, hydrological variations, anthropogenic impact and genesis of a subrecent lake in southern Ecuador. *Vegetation History and Archaeobotany*, 19, 191-206.
- Christy, J. R., Norris, W. B., Redmond, K. & Gallo, K. P. 2006. Methodology and Results of Calculating Central California Surface Temperature Trends: Evidence of Human-Induced Climate Change? *Journal of Climate*, 19, 548-563.
- Clarke, G. K. C., Leverington, D. W., Teller, J. T. & Dyke, A. S. 2004. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews*, 23, 389-407.
- Colman, S. M., Jones, G. A., Rubin, M., King, J. W., Peck, J. A. & Orem, W. H. 1996. AMS radiocarbon analyses from Lake Baikal, Siberia: Challenges of dating sediments from a large, oligotrophic lake. *Quaternary Science Reviews*, 15, 669-684.
- 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 a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 51-63.
- 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. 1994. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4, 269-277.
- Dahl, S. O., Nesje, A., Lie, Ø., Fjordheim, K. & Matthews, J. A. 2002. Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalbreen, western Norway. *The Holocene*, 12, 17-25.
- 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.
- Dyurgerov, M. B. & Meier, M. F. 2000. Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97, 1406-1411.
- Fey, M., Korr, C., Maidana, N. I., Carrevedo, M. L., Corbella, H., Dietrich, S., Haberzettl, T., Kuhn, G., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Paez, M. M., Quintana, F. A., Schäbitz, F. & Zolitschka, B. 2009. Palaeoenvironmental changes during the last 1600 years inferred from the sediment record of a cirque lake in southern Patagonia (Laguna Las Vizcachas, Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 363-375.
- Fowler, A. J., Gillespie, R. & Hedges, R. M. 1986. Radiocarbon dating of sediments. 12th Int. Radiocarbon Conf., Trondheim, Norway, 1985, Proc., Radiocarbon 28 (2A), 441-450.

Referanser

- Giralt, S., Rico-Herrero, M. T., Vega, J. C. & Valero-Garcés, B. L. 2011. Quantitative climate reconstruction linking meteorological, limnological and XRF core scanner datasets: the Lake Sanabria case study, NW Spain. *Journal of Paleolimnology*, 46, 487-502.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P. & Mélières, 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*, 26, 2644-2660.
- Hansen, E. S. 2008. The application of lichenometry in dating of glacier deposits. *Geografisk Tidsskrift*, 108, 143- 151.
- Heiri, O., Lotter, A. & Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110.
- Hurrell, J. W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Imhof, P., Nesje, A. & Nussbaumer, S. U. 2012. Climate and glacier fluctuations at Jostedalbreen and Folgefonna, southwestern Norway and in the western Alps from the 'Little Ice Age' until the present: The influence of the North Atlantic Oscillation. *The Holocene*, 22, 235-247.
- Innes, J. L. 1985. A standard Rhizocarpon nomenclature for lichenometry. *Boreas*, 14, 83-85.
- IPCC. 2014. Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change.
- Janbu, A., Paasche, Ø. & Talbot, M. 2011. Paleoclimate changes inferred from stable isotopes and magnetic properties of organic-rich lake sediments in Arctic Norway. *Journal of Paleolimnology*, 46, 29-44.
- Jenkins, R., Gould, R. W. & Gedcke, D. 1995. Quantitative X-Ray Spectrometry. *Marcel Dekker*, 484.
- Karlén, W. 1976. Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lappland, Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 58, 1-34.
- Karlén, W. 1981. Lacustrine Sediment Studies. A Technique to Obtain a Continuous Record of Holocene Glacier Variations. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 63, 273-281.
- Karlén, W. & Matthews, J. A. 1992. Reconstructing Holocene Glacier Variations from Glacial Lake Sediments: Studies from Nordvestlandet and Jostedalbreen-Jotunheimen, Southern Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 74, 327-348.
- Lean, J., Beer, J. & Bradley, R. 1995. Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophysical Research Letters*, 22, 3195-3198.
- Löwemark, L., Chen, H. F., Yang, T. N., Kylander, M., Yu, E. F., Hsu, Y. W., Lee, T. Q., Song, S. R. & Jarvis, S. 2011. Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 1250-1256.
- Matthews, J. A. 2005. Little Ice Age' glacier variations in Jotunheimen, southern Norway: a study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate and lichen growth rates. *The Holocene*, 15, 1-19.
- Matthews, J. A., Dahl, S.-O., Berrisford, M. S., Nesje, A., Dresser, P. Q. & Dumayne-Peaty, L. 1997. A preliminary history of Holocene colluvial (debris-flow) activity, Leirdalen, Jotunheimen, Norway. *Journal of Quaternary Science*, 12, 117-129.
- Matthews, J. A. & Dresser, P. Q. 2008. Holocene glacier variation chronology of the Smørstabbtindan massif, Jotunheimen, southern Norway, and the recognition of century- to millennial-scale European Neoglacial Events. *The Holocene*, 18, 181-201.

Referanser

- Matthews, J. A., Olaf Dahl, S., Nesje, A., Berrisford, M. S. & Andersson, C. 2000. Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1625-1647.
- Mitchell, J. F. B., Lowe, J., Wood, R. A. & Vellinga, M. 2006. Extreme events due to human-induced climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364, 2117-2133.
- Nesje, A. 1992. A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24, 257-259.
- Nesje, A. 2005. Briksdalsbreen in western Norway: AD 1900-2004 frontal fluctuations as a combined effect of variations in winter precipitation and summer temperature. *The Holocene*, 15, 1245-1252.
- Nesje, A. 2009. Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2119-2136.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Bøe, A.-G. 2007. A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway. *The Holocene*, 17, 269-277.
- Nesje, A., Bjune, A. E., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Birks, H. J. B. 2006. Holocene palaeoclimate reconstructions at Vannalsvatnet, western Norway, with particular reference to the 8200 cal. yr BP event. *The Holocene*, 16, 717-729.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. 1993. Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: A review. *Quaternary Science Reviews*, 12, 255-261.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. 2003. The 'Little Ice Age' – only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Thun, T. & Nordli, Ø. 2008. The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation? *Climate Dynamics*, 30, 789-801.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R. 1991. Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, Western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10, 87-114.
- Nesje, A., Lie, Ø. & Dahl, S. O. 2000. Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, 15, 587-601.
- Nesje, A. & Matthews, J. A. 2012. The Briksdalsbreen Event: A winter precipitation-induced decadal-scale glacial advance in southern Norway in the ad 1990s and its implications. *The Holocene*, 22, 249-261.
- Oerlemans, J. 2005. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science*, 308, 675-677.
- Oerlemans, J. 2007. Estimating response times of Vadret da Morteratsch, Vadret da Palu, Briksdalsbreen and Nigardsbreen from their length records. *Journal of Glaciology*, 53, 357-362.
- Olsen, J., Anderson, N. J. & Knudsen, M. F. 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience*, 5, 808-812.
- Rack, F. R., Heise, E. A. & Stein, R. 1992. Magnetic susceptibility and physical properties of sediment cores from site 893, Santa Barbara basin: Records of sediment diagenesis or of paleoclimatic and paleoceanographic change? *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*, 146, 145-168.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. & Van Der Plicht, J. 2013. *IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP*.
- Renberg, I. & Hansson, H. 2008. The HTH sediment corer. *Journal of Paleolimnology*, 40, 655-659.

Referanser

- Rothwell, R. G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I. W. & Frenz, M. 2006. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 79-98.
- Rye, N., Nesje, A., Lien, R., Blikra, L., Eikenæs, O., Hole, P. & Torsnes, I. 1997. Glacial geology and deglaciation chronology of the area between inner Nordfjord and Jostedalbreen - Strynefjellet, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77, 51-63.
- Røthe, T. O., Bakke, J., Vasskog, K., Gjerde, M., D'andrea, W. J. & Bradley, R. S. 2015. Arctic Holocene glacier fluctuations reconstructed from lake sediments at Mitrahavøya, Spitsbergen. *Quaternary Science Reviews*, 109, 111-125.
- Shakesby, R. A., Smith, J. G., Matthews, J. A., Winkler, S., Dresser, P. Q., Bakke, J., Dahl, S.-O., Lie, Ø. & Nesje, A. 2007. Reconstruction of Holocene glacier history from distal sources: glaciofluvial stream-bank mires and a glaciolacustrine sediment core near Sota Sæter, Breheimen, southern Norway. *The Holocene*, 17, 729-745.
- Snowball, I. 1993. Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Kårsa valley, Lappland, Sweden, and their relevance to palaeoenvironmental reconstruction. *Terra Nova*, 5, 258-270.
- Sønstegaard, E., Aa, A. R. & Klakegg, O. 1999. Younger Dryas glaciation in the Alfoten area, western Norway; evidence from lake sediments and marginal moraines. *Norsk geologisk tidsskrift*, 79, 33-34.
- Stepanova, O. G., Trunova, V. A., Sidorina, A. V., Zvereva, V. V., Melgunov, M. S., Petrovskii, S. K., Krapivina, S. M., Fedotov, A. P. & Rakshun, Y. V. 2015. Investigating bottom sediments from proglacial Lake Ehoy (Eastern Sayan Ridge) by means of SR-XRF. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics*, 79, 118-121.
- Stuiver, M. 1982. A high-precision calibration of the AD radiocarbon time scale. *Radiocarbon*, 24, 1-26.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., J., B. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Van Der Plicht, J. & Spurk, M. 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
- Støren, E. N., Dahl, S. O. & Lie, Ø. 2008. Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene*, 18, 1179-1191.
- Sulebak, J. R. 2007. *Landformer og prosesser: En innføring i naturgeografiske tema*, Fagbokforlaget.
- Sørensen, J., Brodtkorb, E., Haug, I. & Fjellanger, J. 2013. Vannkraftkonsesjoner som kan revideres innen 2022. *Norges vassdrags- og energidirektorat*, Rapport nr. 49/2013, 316.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., Osullivan, P. E. & Oldfield, F. 1975. Magnetic Susceptibility of Lake Sediments. *Limnology and Oceanography*, 20, 687-698.
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D. 2011. A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*, 21, 597-614.
- Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J. F. & Birks, H. J. B. 2012. A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. *Quaternary Research*, 77, 192-204.
- Vorren, T. O. 1973. *Glacial Geology of the Area Between Jostedalbreen and Jotunheimen, South Norway*, Universitetsforlaget.
- Walker, M. J. C. 2005. *Quaternary dating methods*, Chichester, John Wiley.
- Widerøe, F. 1966. Flyfoto. 1833.

Referanser

- Winkler, S., Matthews, J. A., Shakesby, R. A. & Dresser, P. Q. 2003. Glacier variations in Breheimen, southern Norway: dating Little Ice Age moraine sequences at seven low-altitude glaciers. *Journal of Quaternary Science*, 18, 395-413.
- Wohlfarth, B., Skog, G., Possnert, G. & Holmquist, B. 1998. Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils. *Journal of Quaternary Science*, 13, 137-145.

Internettkilder

- Amundsen, 2012. Forskningsrådet: *Climate change and impacts in Norway – Westerly storms warm Norway* [Internett]. Tilgjengelig fra: http://www.forskningsradet.no/prognett-norklima/Nyheter/Westerly_storms_warm_Norway/1253979425485?lang=en. [Nedlastet 02.02.2015].
- eKlima, 2015. Meteorologisk institutt: *Normals: Monthly normal values* [Internett]. Tilgjengelig fra: http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39080&_dad=portal&_schema=PORTAL. [Nedlastet 26.01.2015].
- Kartverket, 2014. *Geodataprodukter* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://data.kartverket.no/download/content/geodataprodukter?korttype=3598&aktualitet=All&datastruktur=All&dataskema=All>. [Nedlastet 14.10.2014].
- Kartverket, 2015. *Norgeskart* [Internett]. Tilgjengelig fra: www.norgeskart.no. [Nedlastet 15.01.2015].
- NGU, 2011. *Nasjonal løsmassedatabase* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>. [Nedlastet 09.12.2014].
- Norge i Bilder, 2015. *Flyfoto* [Internett]. Tilgjengelig fra: www.norgebilder.no. [Nedlastet 28.01.2015].
- Norge i 3D (Norkart Virtual Globe). [Internett]. Tilgjengelig fra: www.norgei3d.no. [Nedlastet 13.10.2014].
- SeNorge, 2014. *Årsnedbør* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.senorge.no/>. [Nedlastet 26.01.2015].
- WMO (World Meteorological Organization), 2015. *What is climate?* [Internett]. Tilgjengelig fra: <https://www.wmo.int/pages/prog/wcp/cccl/faqs.html>. [Nedlastet 02.02.2015].

Appendiks

Appendiks 1: Glødetapsanalyse – GEP-214

Dyp (cm)	Vanninnhold	Tørrvekt	Glødetap %		Dyp (cm)	Vanninnhold	Tørrvekt	Glødetap %
0	0.77	0.66	1.88		23	0.93	0.15	18.49
0.5	0.68	0.69	1.81		23.5	0.94	0.14	19.16
1	0.72	0.80	1.63		24	0.93	0.14	19.36
1.5	0.58	0.75	1.68		24.5	0.94	0.15	19.96
2	0.59	0.86	1.63		25	0.93	0.15	22.07
2.5	0.41	1.05	0.95		25.5	0.94	0.15	21.09
3	0.28	0.88	0.83		26	0.98	0.14	23.42
3.5	0.22	0.75	0.83		26.5	0.87	0.14	21.91
4	0.26	0.86	0.98		27	0.89	0.15	20.65
4.5	0.26	0.85	1.17		27.5	0.92	0.14	22.45
5	0.18	0.69	1.30		28	0.93	0.15	21.13
5.5	0.21	0.69	1.16		28.5	0.92	0.14	20.42
6	0.27	0.80	1.25		29	0.97	0.14	21.88
6.5	0.26	0.81	1.24		29.5	0.92	0.12	24.30
7	0.23	0.77	1.17		30	0.95	0.13	28.96
7.5	0.24	0.77	1.43		30.5	0.96	0.12	28.35
8	0.44	1.08	1.39		31	0.95	0.11	30.35
8.5	0.26	0.72	1.39		31.5	0.95	0.12	27.56
9	0.28	0.74	1.34		32	0.94	0.12	27.55
9.5	0.29	0.78	1.54		32.5	0.86	0.12	24.32
10	0.36	0.87	1.61		33	0.80	0.11	26.45
10.5	0.32	0.77	1.55		33.5	0.83	0.11	27.05
11	0.24	0.66	1.61		34	0.80	0.12	26.66
11.5	0.25	0.71	1.69		34.5	0.79	0.11	29.83
12	0.40	0.91	2.05		35	0.70	0.10	28.31
12.5	0.33	0.77	2.10		35.5	0.82	0.10	30.38
13	0.41	0.86	2.19		36	0.80	0.12	27.90
13.5	0.57	1.01	2.38		36.5	0.82	0.13	24.92
14	0.63	0.96	2.51		37	0.78	0.13	23.37
14.5	0.79	0.51	5.56		37.5	0.76	0.15	21.21
15	0.82	0.37	8.03		38	0.84	0.13	24.87
15.5	0.86	0.24	12.64		38.5	0.82	0.13	26.75
16	0.86	0.23	13.23		39	0.78	0.13	27.38
16.5	0.87	0.27	11.59		39.5	0.70	0.14	23.56
17	0.88	0.20	15.17		40	0.98	0.16	26.77
17.5	0.94	0.16	12.88		40.5	0.75	0.18	16.73
18	0.94	0.16	15.64		41	0.78	0.16	19.49
18.5	0.94	0.17	16.08		41.5	0.81	0.10	33.13
19	0.93	0.16	16.22		42	0.77	0.12	33.19
19.5	0.93	0.15	16.34		42.5	0.78	0.12	29.13
20	0.94	0.15	18.49		43	0.80	0.11	33.30
20.5	0.93	0.15	18.78		43.5	0.80	0.13	28.24
21	0.96	0.14	19.57		44	0.79	0.11	29.75
21.5	0.93	0.15	17.81		44.5	0.81	0.13	27.43
22	0.92	0.14	18.98		45	0.81	0.13	29.10
22.5	0.95	0.15	18.67		45.5	0.79	0.11	33.18

Appendiks

Dyp (cm)	Vanninnhold	Tørrvekt	Glødetap %		Dyp (cm)	Vanninnhold	Tørrvekt	Glødetap %
46	0.81	0.11	31.87		69	0.91	0.13	28.62
46.5	0.81	0.13	26.49		69.5	0.92	0.14	26.04
47	0.79	0.13	26.88		70	0.92	0.15	24.19
47.5	0.82	0.14	24.43		70.5	0.94	0.14	25.57
48	0.82	0.12	28.32		71	0.95	0.12	29.47
48.5	0.81	0.14	25.30		71.5	0.92	0.12	28.95
49	0.78	0.14	25.32		72	0.93	0.13	29.60
49.5	0.77	0.12	30.30		72.5	0.93	0.12	30.53
50	0.91	0.14	24.31		73	0.97	0.12	30.92
50.5	0.87	0.12	25.90		73.5	0.95	0.12	28.51
51	0.92	0.12	26.36		74	0.95	0.13	26.81
51.5	0.93	0.12	26.30		74.5	0.98	0.12	28.17
52	0.94	0.13	27.11		75	0.94	0.13	27.57
52.5	0.92	0.14	25.41		75.5	0.92	0.15	23.71
53	0.92	0.12	27.41		76	0.92	0.13	27.54
53.5	0.91	0.11	29.38		76.5	0.97	0.11	34.13
54	0.93	0.12	29.07		77	0.96	0.12	33.25
54.5	0.92	0.13	26.39		77.5	0.94	0.12	31.43
55	0.92	0.11	30.42		78	0.92	0.12	31.38
55.5	0.92	0.12	28.51		78.5	0.94	0.13	29.47
56	0.86	0.10	31.44		79	0.94	0.12	28.90
56.5	0.90	0.11	32.92		79.5	0.93	0.13	23.89
57	0.87	0.10	32.65		80	0.92	0.13	24.37
57.5	0.92	0.13	27.94		80.5	0.95	0.15	19.38
58	0.87	0.12	26.98		81	0.92	0.15	19.01
58.5	0.91	0.17	19.22		81.5	0.93	0.16	18.68
59	0.90	0.13	25.30		82	0.90	0.15	20.13
59.5	0.85	0.13	25.72		82.5	0.91	0.17	17.99
60	0.93	0.12	29.09		83	0.88	0.21	14.67
60.5	0.90	0.11	30.32		83.5	0.88	0.23	13.48
61	0.92	0.11	33.06		84	0.89	0.20	15.69
61.5	0.93	0.11	34.57		84.5	0.90	0.17	18.28
62	0.95	0.11	33.45		85	0.91	0.18	17.57
62.5	0.96	0.12	30.78		85.5	0.90	0.18	17.08
63	0.96	0.12	30.91		86	0.93	0.20	15.98
63.5	0.92	0.16	22.45		86.5	0.91	0.21	14.77
64	0.88	0.15	23.67		87	0.91	0.23	13.32
64.5	0.94	0.12	29.98		87.5	0.83	0.40	7.91
65	0.91	0.13	27.31		88	0.67	0.63	4.16
65.5	0.92	0.13	28.11					
66	0.92	0.13	28.03					
66.5	0.91	0.12	31.61					
67	0.90	0.13	31.69					
67.5	0.91	0.14	26.47					
68	0.93	0.12	30.54					
68.5	0.90	0.13	29.18					

Appendiks

Appendiks 2: Magnetisk susceptibilitet – GEP-114

Dyp (cm)	Rådata, MS	(SI Drift corr.)		Dyp (cm)	Rådata, MS	(SI Drift corr.)
0	7	7		9.2	73	112
0.2	9	10		9.4	73	112
0.4	12	13		9.6	72	112
0.6	14	17		9.8	75	115
0.8	17	20		10	72	112
1	20	25		10.2	65	106
1.2	21	27		10.4	59	101
1.4	25	32		10.6	54	97
1.6	28	37		10.8	46	89
1.8	26	35		11	36	79
2	19	29		11.2	23	67
2.2	12	24		11.4	10	54
2.4	10	23		11.6	-1	44
2.6	7	22		11.8	-6	39
2.8	6	21		12	-6	40
3	5	21		12.2	-4	42
3.2	3	21		12.4	-2	44
3.4	1	19		12.6	-3	44
3.6	0	20		12.8	-8	39
3.8	-1	19		13	-12	36
4	-2	20		13.2	-14	34
4.2	-2	20		13.4	-16	33
4.4	-2	22		13.6	-14	35
4.6	-3	21		13.8	-16	33
4.8	-3	22		14	-19	31
5	-2	23		14.2	-19	32
5.2	0	26		14.4	-20	31
5.4	4	31		14.6	-21	30
5.6	11	39		14.8	-22	29
5.8	26	54		15	-20	32
6	47	76		15.2	-19	33
6.2	71	101		15.4	-18	35
6.4	85	115		15.6	-20	33
6.6	91	123		15.8	-23	30
6.8	91	124		16	-27	26
7	87	119		16.2	-27	26
7.2	82	115		16.4	-27	26
7.4	80	114		16.6	-25	29
7.6	86	120		16.8	-26	28
7.8	93	128		17	-10	25
8	96	131		17.2	-17	19
8.2	97	133		17.4	-20	17
8.4	94	131		17.6	-28	10
8.6	88	125		17.8	-30	7
8.8	79	117		18	-31	6
9	74	112		18.2	-30	8

Appendiks

Dyp (cm)	Rådata, MS (SI	Drift corr.		Dyp (cm)	Rådata, MS (SI	Drift corr.
18.4	-30	9		27.6	-65	-1
18.6	-29	9		27.8	-64	1
18.8	-27	11		28	-65	1
19	-26	13		28.2	-65	1
19.2	-25	14		28.4	-66	0
19.4	-25	15		28.6	-65	2
19.6	-26	15		28.8	-66	1
19.8	-27	14		29	-66	1
20	-28	15		29.2	-67	1
20.2	-29	14		29.4	-67	1
20.4	-31	13		29.6	-68	0
20.6	-34	11		29.8	-68	1
20.8	-37	9		30	-69	0
21	-39	8		30.2	-70	-1
21.2	-43	5		30.4	-69	1
21.4	-45	4		30.6	-70	0
21.6	-47	1		30.8	-71	-1
21.8	-48	2		31	-70	0
22	-51	-1		31.2	-71	-1
22.2	-51	0		31.4	-71	0
22.4	-52	-1		31.6	-71	-1
22.6	-52	0		31.8	-71	0
22.8	-53	0		32	-71	0
23	-53	0		32.2	-72	0
23.2	-55	-1		32.4	-73	-1
23.4	-55	0		32.6	-72	0
23.6	-55	-1		32.8	-73	0
23.8	-56	0		33	-73	-1
24	-57	-1		33.2	-73	0
24.2	-57	-1		33.4	-74	0
24.4	-58	-1		33.6	-74	-1
24.6	-59	-2		33.8	-74	-1
24.8	-59	-2		34	-74	0
25	-59	-1		34.2	-74	-1
25.2	-60	-2		34.4	-75	-2
25.4	-60	-1		34.6	-74	0
25.6	-60	-1		34.8	-75	-2
25.8	-61	-2		35	-75	-2
26	-62	-2		35.2	-75	-1
26.2	-61	0		35.4	-75	-1
26.4	-62	-1		35.6	-75	0
26.6	-62	0		35.8	-76	-2
26.8	-62	0		36	-76	-1
27	-62	1		36.2	-75	-1
27.2	-63	0		36.4	-76	-1
27.4	-64	-1		36.6	-75	0

Appendiks

Dyp (cm)	Rådata, MS (SI	Drift corr.		Dyp (cm)	Rådata, MS (SI	Drift corr.
36.8	-76	-2		46	-78	-2
37	-75	0		46.2	-78	-2
37.2	-76	-1		46.4	-76	0
37.4	-76	-2		46.6	-77	-1
37.6	-76	-2		46.8	-77	-2
37.8	-76	0		47	-76	0
38	-76	-1		47.2	-76	0
38.2	-76	-1		47.4	-76	0
38.4	-76	0		47.6	-76	1
38.6	-76	-1		47.8	-75	1
38.8	-77	-2		48	-76	0
39	-76	-1		48.2	-76	0
39.2	-77	-2		48.4	-77	-1
39.4	-77	-2		48.6	-76	0
39.6	-78	-2		48.8	-76	0
39.8	-76	-1		49	-76	0
40	-77	-2		49.2	-77	-1
40.2	-77	-1		49.4	-75	0
40.4	-77	-2		49.6	-75	0
40.6	-77	-1		49.8	-75	0
40.8	-77	-2		50	-75	1
41	-77	-1		50.2	-74	2
41.2	-77	-1		50.4	-75	0
41.4	-77	-1		50.6	-73	2
41.6	-77	-2		50.8	-74	1
41.8	-77	-1		51	-74	1
42	-77	-1		51.2	-73	1
42.2	-77	-1		51.4	-73	1
42.4	-78	-2		51.6	-74	0
42.6	-77	-1		51.8	-73	1
42.8	-77	-1		52	-72	2
43	-78	-2		52.2	-73	1
43.2	-77	-1		52.4	-72	3
43.4	-78	-2		52.6	-71	3
43.6	-79	-2		52.8	-72	2
43.8	-78	-2		53	-72	2
44	-78	-2		53.2	-72	2
44.2	-78	-2		53.4	-72	1
44.4	-78	-3		53.6	-71	3
44.6	-78	-2		53.8	-71	2
44.8	-78	-2		54	-71	3
45	-77	-1		54.2	-70	3
45.2	-78	-2		54.4	-70	4
45.4	-77	-1		54.6	-70	3
45.6	-77	-1		54.8	-71	2
45.8	-77	-1		55	-69	4

Appendiks

Dyp (cm)	Rådata, MS (SI	Drift corr.		Dyp (cm)	Rådata, MS (SI	Drift corr.
55.2	-69	3		64.4	-49	9
55.4	-69	3		64.6	-51	6
55.6	-70	3		64.8	-51	5
55.8	-69	3		65	-49	6
56	-68	4		65.2	-45	11
56.2	-69	3		65.4	-40	14
56.4	-69	2		65.6	-36	18
56.6	-67	5		65.8	-32	22
56.8	-68	4		66	-31	23
57	-67	4		66.2	-31	22
57.2	-69	2		66.4	-30	22
57.4	-68	3		66.6	-29	23
57.6	-67	4		66.8	-29	22
57.8	-67	3		67	-28	23
58	-68	2		67.2	-26	24
58.2	-67	3		67.4	-20	30
58.4	-65	4		67.6	-9	41
58.6	-65	4		67.8	9	58
58.8	-65	4		68	18	67
59	-64	4		68.2	1	50
59.2	-63	5		68.4	-20	28
59.4	-62	6		68.6	-25	24
59.6	-63	5		68.8	-27	21
59.8	-62	5		69	-36	11
60	-61	6		69.2	-40	7
60.2	-59	8		69.4	-39	7
60.4	-58	8		69.6	-38	7
60.6	-54	13		69.8	-37	8
60.8	-52	14		70	-37	6
61	-50	16		70.2	-38	5
61.2	-40	25		70.4	-38	5
61.4	-48	16		70.6	-36	6
61.6	-49	16		70.8	-35	7
61.8	-48	16		71	-32	9
62	-48	15		71.2	-30	10
62.2	-46	18		71.4	-30	9
62.4	-46	16		71.6	-34	6
62.6	-44	19		71.8	-33	5
62.8	-43	19		72	-32	6
63	-42	19		72.2	-33	4
63.2	-41	19		72.4	-33	4
63.4	-41	19		72.6	-32	4
63.6	-41	18		72.8	-32	4
63.8	-40	19		73	-31	4
64	-39	19		73.2	-29	7
64.2	-39	19		73.4	-29	6

Appendiks

Magnetisk susceptibilitet – GEP-214

Dyp (cm)	Rådata, MS (SI	Drift corr.		Dyp (cm)	Rådata, MS (SI	Drift corr.
0	39	39		9.2	74	31
0.2	53	43		9.4	66	23
0.4	60	49		9.6	65	22
0.6	65	52		9.8	67	23
0.8	70	56		10	65	21
1	77	61		10.2	65	20
1.2	80	63		10.4	65	20
1.4	83	65		10.6	64	19
1.6	89	70		10.8	64	19
1.8	98	78		11	65	19
2	106	85		11.2	64	18
2.2	118	96		11.4	64	18
2.4	129	106		11.6	64	18
2.6	134	110		11.8	65	19
2.8	133	108		12	64	17
3	132	106		12.2	64	16
3.2	139	112		12.4	65	17
3.4	153	126		12.6	64	17
3.6	157	129		12.8	64	16
3.8	150	121		13	65	16
4	145	115		13.2	65	16
4.2	142	112		13.4	63	14
4.4	141	110		13.6	63	14
4.6	142	111		13.8	62	12
4.8	145	114		14	64	14
5	148	115		14.2	64	14
5.2	143	110		14.4	60	10
5.4	142	107		14.6	64	14
5.6	138	103		14.8	63	12
5.8	129	94		15	62	12
6	129	94		15.2	61	10
6.2	135	99		15.4	60	9
6.4	139	103		15.6	57	5
6.6	135	98		15.8	54	3
6.8	128	91		16	53	2
7	120	81		16.2	52	0
7.2	118	80		16.4	51	-1
7.4	118	79		16.6	52	0
7.6	117	77		16.8	52	0
7.8	114	74		17	53	0
8	113	73		17.2	53	0
8.2	111	70		17.4	54	2
8.4	110	69		17.6	53	0
8.6	111	70		17.8	52	-1
8.8	103	62		18	52	-1
9	89	47		18.2	52	-1

Appendiks

Dyp (cm)	Rådata, MS (SI)	Drift corr.		Dyp (cm)	Rådata, MS (SI)	Drift corr.
18.4	52	-2		27.6	55	-1
18.6	53	0		27.8	54	-2
18.8	53	0		28	55	-1
19	53	-1		28.2	55	-1
19.2	52	-2		28.4	55	-1
19.4	53	-2		28.6	55	-1
19.6	53	-1		28.8	54	-2
19.8	53	-1		29	55	-1
20	53	-1		29.2	55	-1
20.2	54	-1		29.4	55	-1
20.4	54	0		29.6	55	-1
20.6	53	-2		29.8	55	-1
20.8	53	-1		30	55	-1
21	55	1		30.2	55	-1
21.2	55	0		30.4	55	-1
21.4	54	-1		30.6	55	-1
21.6	53	-2		30.8	55	-2
21.8	54	-2		31	55	-2
22	55	0		31.2	55	-1
22.2	54	-1		31.4	55	-1
22.4	55	0		31.6	55	-2
22.6	54	-1		31.8	56	0
22.8	55	0		32	55	-1
23	54	-1		32.2	55	-1
23.2	54	-2		32.4	55	-2
23.4	54	-2		32.6	56	-1
23.6	54	-2		32.8	56	-1
23.8	55	-1		33	56	-1
24	55	0		33.2	56	-1
24.2	54	-1		33.4	57	-1
24.4	54	-2		33.6	56	-1
24.6	55	-1		33.8	56	-1
24.8	54	-2		34	57	-1
25	54	-1		34.2	57	-1
25.2	56	0		34.4	56	-2
25.4	55	-1		34.6	56	-1
25.6	54	-2		34.8	57	0
25.8	54	-1		35	57	-1
26	55	-1		35.2	56	-2
26.2	54	-2		35.4	57	0
26.4	54	-2		35.6	56	-3
26.6	55	-1		35.8	56	-2
26.8	55	-1		36	56	-2
27	55	-1		36.2	57	-1
27.2	55	-1		36.4	57	-1
27.4	55	-1		36.6	57	0

Appendiks

Dyp (cm)	Rådata, MS (SI)	Drift corr.		Dyp (cm)	Rådata, MS (SI)	Drift corr.
36.8	56	-2		46	56	-2
37	57	-1		46.2	56	-1
37.2	57	-1		46.4	55	-2
37.4	57	-1		46.6	56	-2
37.6	57	-1		46.8	56	-2
37.8	56	-2		47	56	-1
38	57	-1		47.2	55	-2
38.2	57	0		47.4	56	-1
38.4	56	-1		47.6	55	-1
38.6	57	-1		47.8	56	-1
38.8	56	-2		48	55	-2
39	57	-1		48.2	56	-1
39.2	56	-2		48.4	55	-2
39.4	57	-2		48.6	55	-2
39.6	57	-1		48.8	55	-1
39.8	57	-1		49	56	-1
40	56	-2		49.2	56	-1
40.2	58	0		49.4	56	-1
40.4	57	0		49.6	55	-1
40.6	57	-1		49.8	56	0
40.8	57	0		50	56	-1
41	57	-1		50.2	55	-1
41.2	58	0		50.4	55	-2
41.4	57	-1		50.6	56	-1
41.6	57	-1		50.8	56	-1
41.8	57	-1		51	56	-1
42	56	-1		51.2	54	-3
42.2	57	-1		51.4	55	-2
42.4	55	-3		51.6	56	-1
42.6	57	-1		51.8	55	-2
42.8	56	-1		52	55	-1
43	57	-1		52.2	55	-2
43.2	56	-2		52.4	56	0
43.4	57	-1		52.6	55	-2
43.6	57	-1		52.8	55	-1
43.8	56	-2		53	55	-1
44	56	-2		53.2	55	-2
44.2	57	0		53.4	55	-1
44.4	56	-1		53.6	55	-1
44.6	56	-1		53.8	56	0
44.8	56	-1		54	55	-1
45	56	-1		54.2	55	-2
45.2	56	-2		54.4	55	-2
45.4	56	-1		54.6	55	-2
45.6	56	-2		54.8	56	-1
45.8	56	-1		55	55	-2

Appendiks

Dyp (cm)	Rådata, MS (SI)	Drift corr.		Dyp (cm)	Rådata, MS (SI)	Drift corr.
55.2	55	-2		64.4	55	-2
55.4	56	-1		64.6	55	-2
55.6	55	-1		64.8	55	-2
55.8	55	-1		65	56	-1
56	55	-1		65.2	56	0
56.2	55	-2		65.4	55	-1
56.4	55	-1		65.6	55	-2
56.6	55	-1		65.8	55	-2
56.8	54	-2		66	55	-1
57	55	-2		66.2	55	-2
57.2	55	-2		66.4	55	-2
57.4	54	-2		66.6	55	-1
57.6	55	-1		66.8	56	0
57.8	55	-2		67	55	-1
58	55	-1		67.2	55	-1
58.2	54	-2		67.4	54	-2
58.4	55	-1		67.6	55	-2
58.6	55	-1		67.8	55	-1
58.8	55	-2		68	55	-1
59	55	-2		68.2	55	-1
59.2	55	-1		68.4	55	-1
59.4	57	1		68.6	54	-2
59.6	55	-2		68.8	55	-1
59.8	55	-1		69	55	-1
60	55	-2		69.2	54	-1
60.2	55	-2		69.4	54	-3
60.4	55	-2		69.6	54	-1
60.6	55	-2		69.8	55	-2
60.8	55	-2		70	55	-1
61	56	-1		70.2	54	-1
61.2	56	0		70.4	54	-2
61.4	55	-2		70.6	55	-1
61.6	55	-2		70.8	54	-2
61.8	55	-2		71	55	0
62	55	-2		71.2	55	-1
62.2	56	0		71.4	55	-1
62.4	55	-2		71.6	55	-1
62.6	56	0		71.8	54	-1
62.8	56	0		72	55	-1
63	55	-2		72.2	54	-1
63.2	55	-1		72.4	54	-1
63.4	55	-2		72.6	54	-2
63.6	55	-2		72.8	54	-1
63.8	55	-1		73	54	-1
64	55	-1		73.2	54	-2
64.2	55	-2		73.4	53	-2

Appendiks

Dyp (cm)	Rådata, MS (SI)	Drift corr.		Dyp (cm)	Rådata, MS (SI)	Drift corr.
73.6	54	-2		82.8	51	-1
73.8	53	-2		83	51	-1
74	53	-3		83.2	51	0
74.2	53	-2		83.4	51	-1
74.4	52	-3		83.6	51	-1
74.6	54	-1		83.8	51	-1
74.8	53	-2		84	50	-1
75	53	-1		84.2	52	1
75.2	52	-3		84.4	52	0
75.4	53	-1		84.6	51	0
75.6	53	-2		84.8	52	1
75.8	53	-2		85	52	0
76	52	-3		85.2	51	0
76.2	53	-2		85.4	51	1
76.4	53	-2		85.6	50	-1
76.6	53	-1		85.8	50	0
76.8	53	0		86	50	-1
77	52	-2		86.2	51	0
77.2	52	-1		86.4	50	-1
77.4	52	-2		86.6	50	0
77.6	51	-3		86.8	50	0
77.8	52	-2		87	50	0
78	53	-1		87.2	50	0
78.2	52	-2		87.4	50	0
78.4	52	-1		87.6	50	1
78.6	51	-3		87.8	50	0
78.8	52	-2		88	50	0
79	52	-1		88.2	50	1
79.2	51	-2				
79.4	52	-1				
79.6	52	-1				
79.8	51	-2				
80	51	-2				
80.2	51	-3				
80.4	51	-2				
80.6	51	-2				
80.8	51	-2				
81	52	-1				
81.2	51	-2				
81.4	51	-2				
81.6	51	-2				
81.8	51	-1				
82	52	0				
82.2	50	-2				
82.4	50	-2				
82.6	51	-1				

Magnetisk susceptibilitet – GES-114

Dyp (cm)	Rådata, MS (SI	Drift corr.			
0	9	7			
0.2	17	16			
0.4	28	28			
0.6	33	34			
0.8	37	38			
1	52	54			
1.2	68	69			
1.4	81	83			
1.6	87	91			
1.8	93	96			
2	96	100			
2.2	96	101			
2.4	97	101			
2.6	98	102			
2.8	97	102			
3	92	98			
3.2	84	89			
3.4	78	84			
3.6	82	88			
3.8	81	87			
4	77	83			
4.2	71	78			
4.4	62	68			
4.6	51	58			
4.8	41	47			
5	36	43			
5.2	35	42			
5.4	33	40			
5.6	28	35			
5.8	20	28			
6	14	21			
6.2	10	18			
6.4	8	16			
6.6	7	15			
6.8	7	15			
7	7	14			
7.2	8	16			
7.4	9	17			
7.6	12	20			
7.8	17	25			
8	14	23			
8.2	3	11			
8.4	-3	6			