

Rekonstruksjon av bredemde sjøar og jøkullaup ved Gråfjellsbrea, Folgefonna

MASTERGRADSOPPGÅVE I GEOVITENSKAP

Marte Eimind Kvalnes



INSTITUTT FOR GEOVITENSKAP

UNIVERSITETET I BERGEN

September 2021

Samandrag

Global oppvarming og smeltande brear fører til aukande fare knytt til stabiliteten av brede mde sjøar og drenering ved jøkullaup. Eit jøkullaup er ei brå tapping av ein brede mde sjø med påfølgjande stor vassføring som igjen kan gje katastrofale følgjer i bre nære område. Potensialet for jøkullaup frå brearmen Gråfjellsbrea på Folgefonna i Vestland fylke er undersøkt med mål om å bidra med meir kunnskap rundt konsekvensane av bresmelting i framtida.

I denne studien er det utført kartlegging kring Urdavatnet og langs dreneringsløpet til eit eventuelt jøkullaup frå Gråfjellsbrea, presentert som eit kvartærgeologisk kart over nedslagsfeltet til Mysevatnet i Kvinnherad kommune. Innsjøsedimentkjernar er henta inn frå Mysevatnet og vidare analysert på EARTHLAB ved Institutt for geovitenskap. Fysiske og magnetiske eigenskapar av sedimenta er identifisert ved visuell logging, magnetisk susceptibilitet (MS), gråskalaverdiar og visualisering av CT-data.

Resultata viser at Gråfjellsbrea demmer opp eit vatn framom fronten, som i framtida kan føre til jøkullaup mot den regulerte innsjøen, Mysevatnet. Dersom smeltinga ved Gråfjellsbrea fortset, vil det kunne skje eit jøkullaup som kan frigjere 276 000 m³ smeltevatn. Veks breen derimot fram kan eit større og djupare vatn dannast og heile 3,2 millionar m³ smeltevatn vil kunne tappast ved jøkullaup.

Sedimentstudien frå Mysevatnet viser at det har vore flaumar truleg forårsaka av jøkullaup gjennom dei siste 3000 kal. år BP. Identifiserte brå endringar i innsjøsedimentet og kartlegginga nedstraums Urdavatnet tyder på fleire periodar med høg vassføring. Resultata frå denne studien samanlikna med andre studiar kring Folgefonna peikar på at jøkullaup frå Gråfjellsbrea kan koplast til endringar i klima, særleg i forbindelse med framvekst av breen.

Forord

Masteroppgåva markerer slutten på fem flotte og lærerike år som student ved Institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen. Det er ei rekkje personar som har bidrege til dette masterprosjektet som eg gjerne ynskjer å takke.

Først og fremst vil eg takke mine rettleiarar, hovudrettleiar professor Jostein Bakke og medrettleiarar senioringeniør Eivind Wilhelm Nagel Støren, professor Atle Nesje og stipendiat Johannes Hardeng, for all hjelp og rettleiing knytt til oppgåva. Bidraga deira har vore gode både under feltarbeidet, laboratoriearbeidet og i skriveprosessen.

Takk til Kristian Vasskog for å ta seg tid til å svare på mail angående prosessering av seismiske profil i programvara SeiSee. Vidare vil eg takke alle Ph.d.-studentane som deltok på CHESS Summer School 2020, for god hjelp og selskap under feltarbeidet ved Mysevatnet. Ei takk må òg rettast til Statkraft Energi AS for å gje oss tilgang til studieområdet, då tilkomstveg til området går gjennom ein stengd tunnel.

Eg ynskjer òg å rette ei takk til mine medstudentar som har bidrege til ei flott studietid i Bergen. Dei siste fem åra har bydd på mange kjekke ekskursjonar og feltkurs. Ei spesiell takk til Anne-Sofie og Ingebjørg for to artige år på masterstudiet. Takk til korrekturlesarane Ågot, Renate, Sigrid, Astrid og Siv Tanja for gode rettingar og konstruktive tilbakemeldingar.

Takk til familie og vener for alltid å vere støttande og gode. Sist, men ikkje minst, ei stor takk til min betre halvdel Martin Johannes for støtte og tolmod under arbeidet med oppgåva, og for at du vart med meg ut i felt i eit ulendt terreng, det set eg svært pris på.

Bergen, 2021

Marte Eimind Kvalnes

Innholdsliste

Samandrag	II
Forord	III
1. Introduksjon	1
2. Områdeskildring	3
2.1 Folgefonna og studieområdet	3
2.2 Berggrunnsgeologi	7
2.3 Klima.....	8
2.2.1 Holocene klima- og brefluktusjonar	9
2.2.2 Dagens klima.....	9
2.2.3 Klimaprognosar	11
2.4 Tidlegare arbeid ved Folgefonna	11
3. Teoretisk bakgrunn	13
3.1 Bredemde sjøar og jøkullaup	13
3.2 Jøkullaup frå Folgefonna.....	15
3.3 Innsjøsediment som jøkullauparkiv	16
4. Metodar	18
4.1 Feltundersøkingar.....	18
4.1.1 Kwartærgeologisk kartlegging	18
4.1.2 Batymetrisk kartlegging og seismiske undersøkingar	19
4.1.2 Kjerneprøvetaking	20
4.2 Laboratorieanalysar.....	21
4.2.1 Visuell logging	21
4.2.2 Computertomografi (CT)	21
4.2.3 Magnetisk susceptibilitet (MS)	24
4.2.4 Alderskronologi og radiokarbondatering	25
5. Resultat	26
5.1 Kwartærgeologisk kartlegging.....	26
5.1.1 Kartlegging av nedslagsfeltet til Mysevatnet.....	27

5.1.2 Kartlegging kring Urdavatnet.....	30
5.1.3 Kartlegging av dreneringsløp.....	35
5.2 Sedimentstudie.....	39
5.2.1 Batymetriske og seismiske undersøkingar.....	39
5.2.2 Skildring av innsjøsediment frå Mysevatnet.....	42
5.2.3 Aldersmodell.....	49
6. Diskusjon.....	52
6.1 Moglege feilkjelder.....	52
6.2 Potensiale for jøkullaup frå Urdavatnet i notid og fortid.....	54
6.3 Tolking av sedimentære einingar.....	57
6.4 Klimaendringar og jøkullauppotensiale gjennom holocen.....	63
6.5 Folgefonna i framtida.....	68
7. Konklusjon.....	69
Forslag til vidare arbeid.....	70
Kjeldeliste.....	71
Vedlegg 1: Prosessering av CT-data i Avizo Thermo Scientific.....	79
Vedlegg 2: Rådata frå sedimentanalysar.....	80

1. Introduksjon

Global oppvarming fører til at brear smeltar og trekk seg tilbake over heile verda (IPCC, 2013). Eit nytt og ope landskap som kjem fram gjev opphav til fleire fordjupingar i berggrunnen, der smeltevatn frå breen kan akkumulere og danne brede sjøar. Smeltevatn kan demmast opp av topografien og brefronten, eller av morene framom breen. Når brede sjøar av ulike grunnar vert ustabile, kan vatnet ved jøkullaup tappast ut av innsjøen raskt og plutsleg (Tweed og Russell, 1999). Den store vassføringa i eit jøkullaup kan gjere betydelege endringar nedstraums, både for menneske, busetnadar og infrastruktur (Carrivick og Tweed, 2016; Jackson og Ragulina, 2014).

Sidan 1700-talet er det registrert jøkullauphendingar frå minst 20 ulike brear i Noreg (Jackson og Ragulina, 2014). Eit av dei var det katastrofale jøkullaupet frå Demmevatnet ved Rembesdalskåka i 1893, som på rundt 24 timar vart tappa og gjorde store øydeleggingar i Simadalen (Liestøl, 1956). Ei større katastrofehendning var tappinga av den brede Nedre Glåmsjø under deglasiasjonen etter siste istid som førte til danninga av Jutulhogget på Austlandet (Berthling og Sollid, 1999).

I perioden mellom 1938 og 2009 er det dokumentert seks tappingar frå områda kring Folgefonna. Blomstølskardsbreen, Pyttabreen og Gråfjellsbrea er definert som område der jøkullaup potensielt kan inntreffe i framtida (Jackson og Ragulina, 2014). Ved Gråfjellsbrea si austlege bretunge, på vestsida av Sørfonna, har ein brede sjø kome fram ettersom breen har smelta tilbake. Innsjøen er av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) estimert å ha ein storleik på rundt 0,02 km², som potensielt vil kunne romme eit vassvolum på 0,1 millionar m³ (Jackson og Ragulina, 2014). Det er ikkje funne spor etter eller opplysningar om, tidlegare bretappingar i området.

Nagy og Andreassen (2019) har i ein NVE-rapport tatt i bruk fjernmåling ved Sentinel-2 optiske bilete i kartlegging av potensielle brede sjøar. For å kunne rekonstruere jøkullaup langt tilbake i tid, kan innsjøsediment brukast som paleoarkiv. Innsjøsediment frå proglasiale innsjøar har vorte nytta i studiar til å undersøkje klimaendringar og brevariasjonar (Bakke et al., 2005a; Bakke et al., 2005b; Bjune et al., 2005; Dahl og Nesje, 1994; Nesje et al., 2000a; Nesje et al., 2001; Rubensdotter og Rosqvist, 2009), samt til å forstå frekvensen av både flaumar og skred frå fortida (Johansson et al., 2020; Røthe et al., 2019; Støren et al., 2010; Vasskog et al., 2011; Xu et al., 2015). Studiar viser at jøkullaup er direkte kopla til brefrontvariasjonar og er ofte knytt til tilbaketrekkande brear (Jackson og Ragulina, 2014).

I denne masteroppgåva vert kvartærgeologisk kartlegging og innsjøsedimentstudie nytta til å undersøkje om ein kan avdekkje tidlegare jøkullauphendingar og om det er potensiale for jøkullaup frå Gråfjellsbrea i framtida. Prosjektet skal òg svare på følgjande problemstillingar:

- Er det potensiale for jøkullaup frå Urdavatnet i dag?
- Kan spor i terrenget og innsjøsedimenta nedstraums Gråfjellsbrea avsløre jøkullauphendingar frå fortida?
- Korleis påverkar klimaendringar potensialet for jøkullaup frå Gråfjellsbrea?

For å svare på desse problemstillingane er det henta opp sedimentkjernar frå den proglasiale innsjøen Mysevatnet, og utført laboratorieanalysar som visuell logging, CT-skanning, magnetisk susceptibilitet og radiokarbondatering. Instrument ved Earth Surface Sediment Laboratory (EARTH LAB) på Universitetet i Bergen er nytta i analysearbeidet. Ei kvartærgeologisk kartlegging over nedslagsfeltet til Mysevatnet er gjort ved studie av flyfoto, feltarbeid og utarbeiding av terreng- og høgdemodellar.

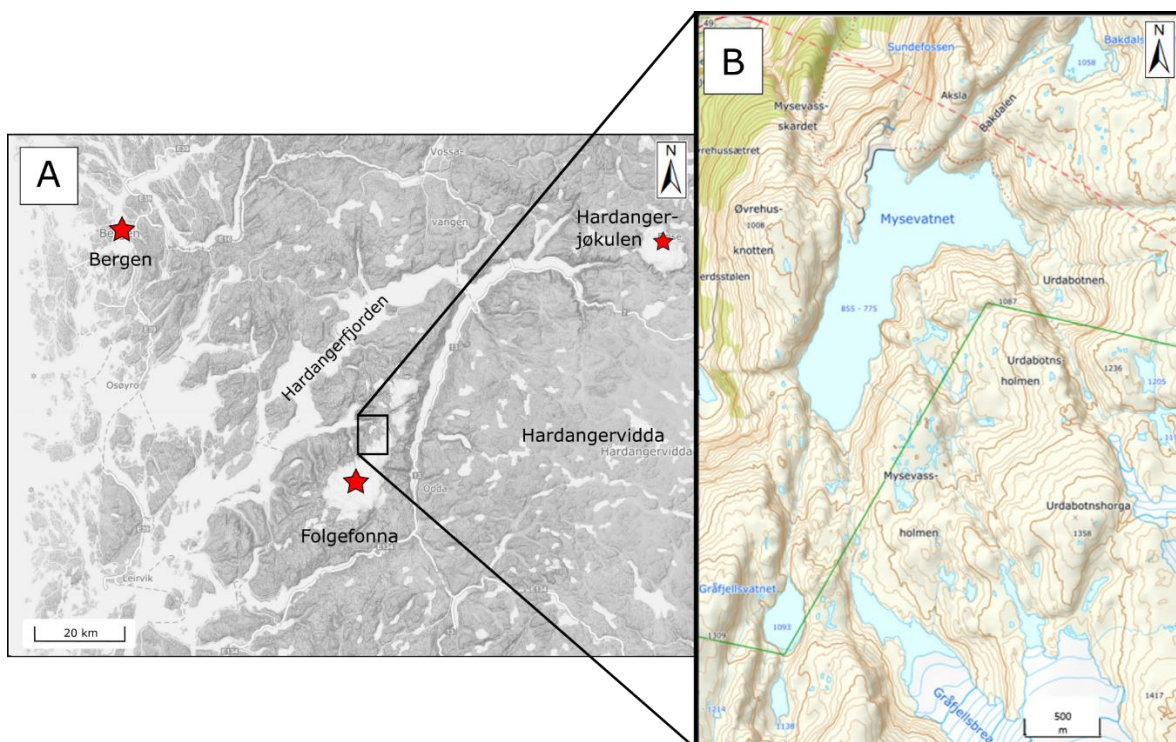
Kunnskap om ulike typar bredemde sjøar, jøkullaup og dreneringsmønster er viktig for å kunne førebu samfunnet på framtida der breane verda over er i rask endring. Smeltevatn inngår i det hydrologiske kretsløpet og er ei viktig kjelde til mellom anna vasskraft og drikkevatn. Denne masteroppgåva kan bidra til meir fokus på problemstillingar knytt til jøkullaup og smeltevatn som finn nye vegar ved bresmelting.

2. Områdeskildring

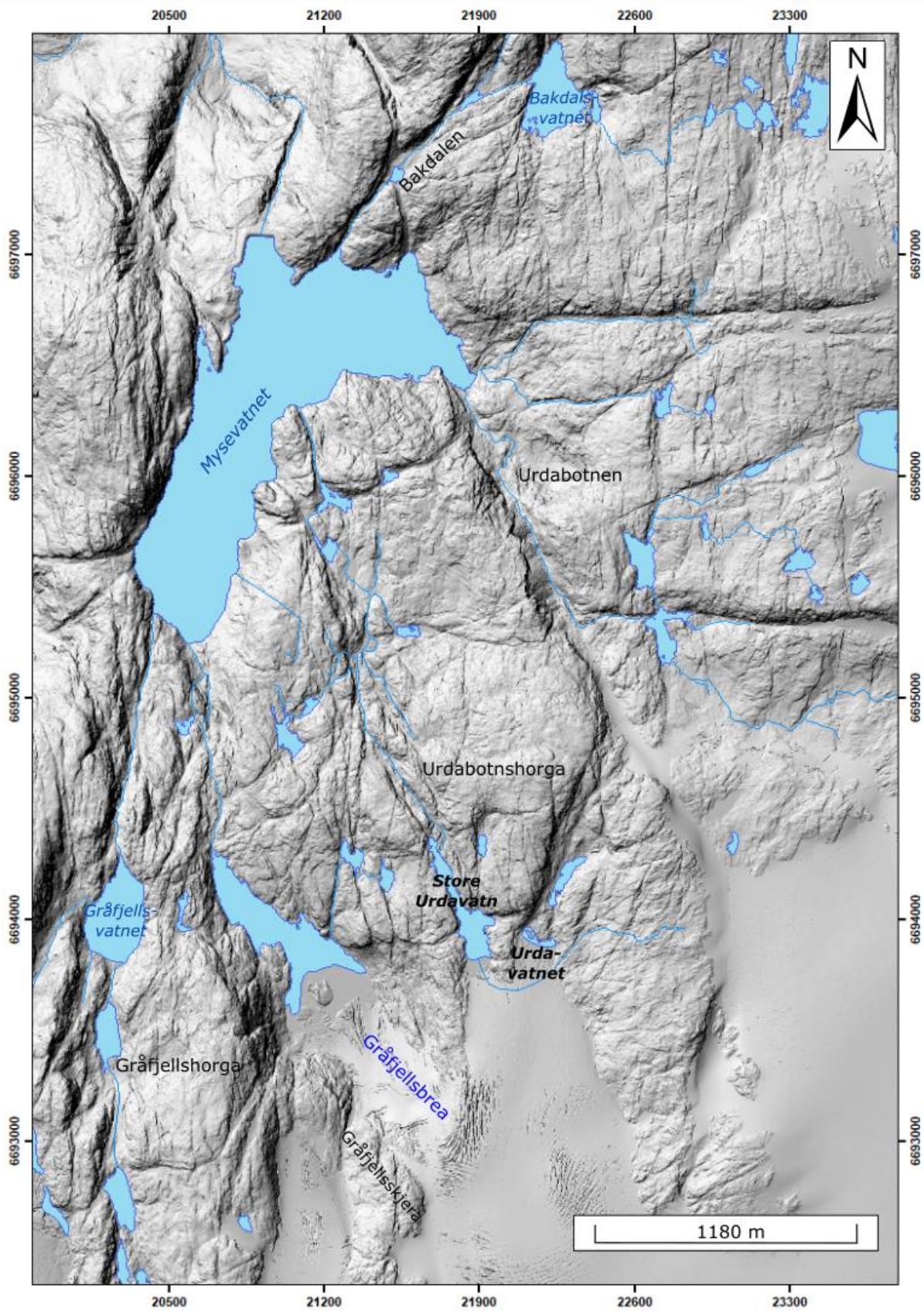
I dette kapitlet vert studieområdet skildra med omsyn til geografisk plassering og topografi, berggrunnsgeologi og klima. I tillegg vert tidlegare relevant arbeid frå området kring Folgefonna kort presentert.

2.1 Folgefonna og studieområdet

Folgefonna er ein platåbre lokalisert på Folgefonna halvøya mellom Hardangervidda i aust og Hardangerfjorden i vest (figur 2.1). Breen består av tre ulike delar; Sørfonna, Midtfonna og Nordfonna, som ligg i kommunane Etne, Kvinnherad og Ullensvang i Vestland fylke. Store deler av Folgefonna og nokre område rundt, totalt 545 km², ligg innanfor Folgefonna Nasjonalpark, som vart oppretta i 2005 (Miljødirektoratet, 2020). Sørfonna, som er sentral i denne studien, har eit areal på 164 km² og er Noreg sin tredje største bre (Andreassen et al., 2012). Platåbreen er opphav for fleire utløpsbrear, blant anna Gråfjellsbrea, Breidablikkbrea, Bondhusbreen og Buarbreen (Andreassen et al., 2012).



Figur 2.1: Oversiktskart over plassering av Folgefonna i Vestland fylke. A) Folgefonna er lokalisert vest for Hardangervidda og sør-aust for Bergen. B) Oversiktskart over studieområdet nedstrøms Gråfjellsbrea. Kartet er modifisert frå norgeskart.no (Kartverket, 2020a).



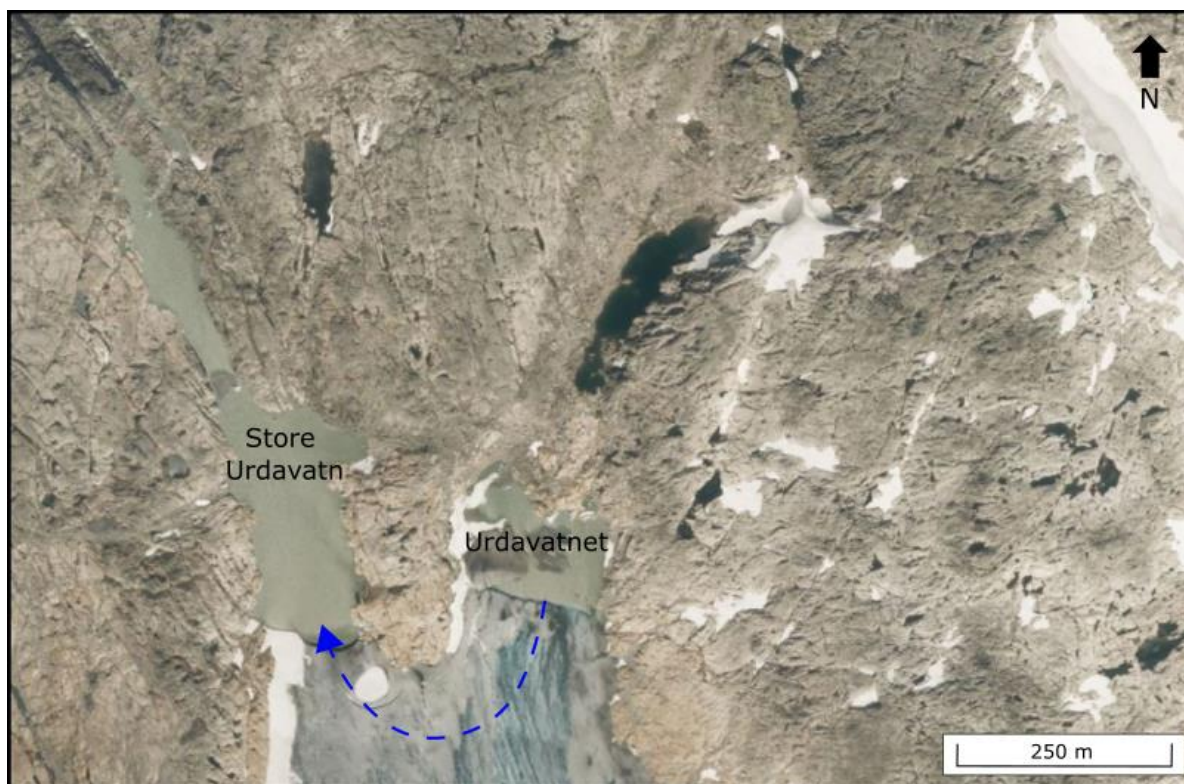
Figur 2.2: Oversiktskart over studieområdet med ein skuggrelieffmodell utarbeida frå ein DTM med 1 m oppløysing (Kartverket, 2021).

Gråfjellsbrea er ein utløpsbre lokalisert nord-vest på Sørfonna, mellom Gråfjellshorga (1373 moh.) og Urdabotnhorga (1358 moh.) i Kvinnherad kommune (figur 2.2). Breen har eit totalt areal på 8,77 km² og eit relieff på ca. 600 m med lågaste punkt ved 1078 moh. og høgste på 1645 moh (Andreassen et al., 2012). Breen vert i denne oppgåva delt inn i tre delar, og skildra som den vestre, midtre og austre Gråfjellsbrea (figur 2.3).



Figur 2.3: Bilete av Gråfjellsbrea frå oktober 2006, markert med inndeling av austre, midtre og vestre brearm. Foto: Hallgeir Elvehøy, NVE.

Austre Gråfjellsbrea er lokalisert sør for Urdabotnshorga og i fronten ligg to innsjøar ved 1210 og 1222 moh., skilde av ein terskel på 1242 moh. (figur 2.4). Det austlegaste vatnet har eit estimert areal på 0,02 km² som potensielt kan innehalde eit vassvolum på 0,1 millionar m³ (Jackson og Ragulina, 2014). Begge vatna er utan namn i Kartverket sine kart (Kartverket, 2020a), og vert i denne oppgåva kalla *Urdavatnet* og *Store Urdavatn*. Ifølgje Jackson og Ragulina (2014) er Urdavatnet kategorisert som ein bresjø med potensiale for jøkullaup i framtida. Eit eventuelt jøkullaup frå Urdavatnet vil drenere via Store Urdavatn (1210 moh.), før det renn vidare nordover til Mysevatnet (figur 2.2).



Figur 2.4: Flyfoto frå 2019 som syner brefronten ved austre Gråfjellsbrea og vatna i framom. Urdavatnet vil ved eit eventuelt jøkullaup drenere under isen mot Store Urdavatn (blå stipla linje). Flyfoto er henta frå norgebilder.no (Kartverket, 2020b).

Den midtre Gråfjellsbrea strekk seg langs Gråfjellsskjera i vest (figur 2.2). Framom brefronten ligg det eit større vatn, ein proglacial innsjø, utan namn omtrent 1049 moh. Medan vestre Gråfjellsbrea ligg mellom Gråfjellsskjera og Gråfjellshorga. Dei tre brearmene av Gråfjellsbrea, i tillegg til Breidablikkbrea lengst vest i nedslagsfeltet, drenerer nordover mot Mysevatnet.

Mysevatnet ligg omtrent 1,5 km nord for Gråfjellsbrea og har eit areal på kring 1 km². Vatnet har vore regulert av Statkraft sidan 1974 og nytta i kraftproduksjon (Statkraft, 2020).

Hovuddemningen ligg i nord og vasstanden i innsjøen varierer mellom 855 og 775 moh (figur 2.5). Før oppdemminga var det opphaveleg to avskilte vatn i området, Mysevatnet med størst areal i sør-vest og eit mindre vatn kalla Urdabottvatnet i nord-aust.

I tillegg til smeltevatn frå Gråfjellsbrea og Breidablikkbreen, får Mysevatnet òg tilførsel av smeltevatn frå Bondhusbreen via ein tunnel bygd gjennom fjellet, i samband med kraftproduksjon. Innsjøen har i alt fem elveinnløp, eit ved Urdabotnen, to i sør frå høvesvis Breidablikkbrea og Gråfjellsbrea, eit i sør-aust frå austre Gråfjellsbrea og Urdavatn, samt eit i nord som drenerer frå Bakdalsvatnet (figur 2.2). Frå Mysevatnet går vatnet via ein tunnel og inn i turbinane til Statkraft i Austrepollen.

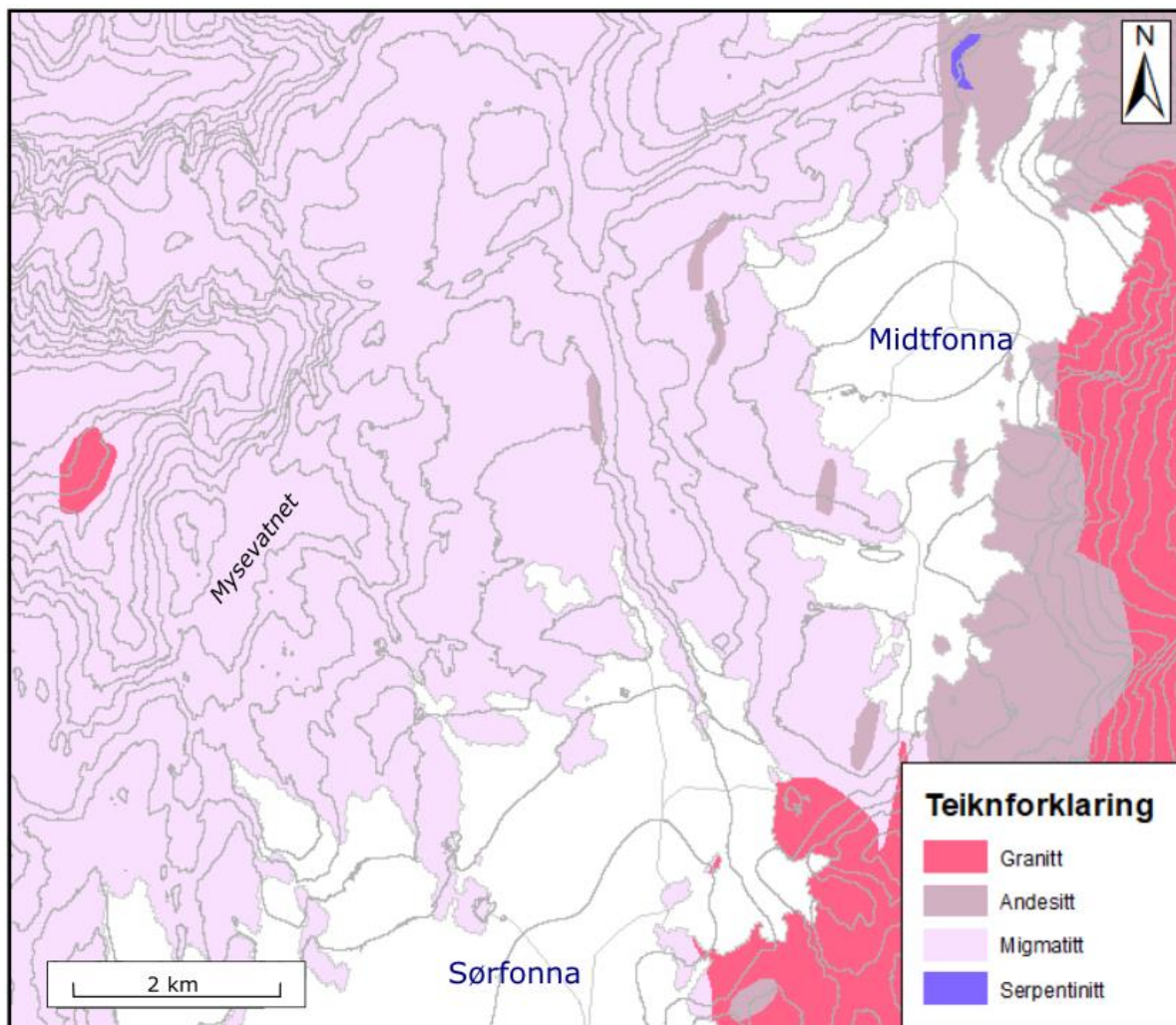
Topografien rundt Mysevatnet er prega av bratte fjellsider som strekkjer seg frå om lag 700 til 1000 moh., før ei slakare hellingsgrad. I fjellsidene er det spor etter skråningsprosessar og under høgste vassnivå er det strandlinjer. Området i nord og nord-vest er prega av kraftutbygging, med tilkomstveg og demningar.



Figur 2.5: Mysevatnet fotografert frå nord mot sør. Ved den austlege sida av innsjøen er fjellsidene bratte. Den vegetasjonslause og lyse berggrunnen rundt innsjøen viser kor høgt vasstanden går når magasinet er fullt. Foto: Marte Eimind Kvalnes.

2.2 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen på Folgefonnhalvøya består i hovudsak av grunnfjell, fyllitt og skyvedekkkje som ligg over kvarandre. Fyllitt er berre å finne enkelte stader på Folgefonnhalvøya, medan bergartar frå skyvedekkkjet er erodert heilt vekk (Fossen, 2004). Grunnfjellet består av prekambriske sedimentære og vulkanske bergartar som vart omdanna under den svekonorvegiske fjellkjededanninga for 1200-900 millionar år sidan og den kaledonske fjellkjededanninga for 600-400 millionar år sidan (Fossen, 2004). Bergartane som dominerer berggrunnen under Folgefonna er dermed metamorfe og vulkanske. I ettertid danna kollapsen av den kaledonske fjellkjeda grunnlag for fleire svake strukturelle soner i berggrunnen, til dømes den NV-SA orienterte Hardangerfjorden (Fossen og Hurich, 2005).



Figur 2.6: Berggrunnskart over området rundt Sør- og Midtfonna på Folgefonnhalvøya. Data er henta frå NGU sin nasjonale berggrunnsdatabase (NGU, 2021a). Høgdekoter med 100 m ekvidistanse er produsert frå ein DTM med 1 m oppløysing (Kartverket, 2021) og brededata for perioden 1999-2006 er henta frå Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE, 2021).

Figur 2.6 viser at berggrunnen kring Sør- og Midtfonna er dominert av bergartane migmatitt, granitt og andesitt, medan serpentinititt førekjem i mindre kroppar. I studieområdet nedstrøms Gråfjellsbrea og kring Mysevatnet består berggrunnen hovudsakleg av migmatitt.

2.3 Klima

Klima er vêret i eit bestemt område rekna over ein lengre tidsperiode. Det vert ofte presentert som «normalar» og refererer til gjennomsnittsvêret over ein periode på 30 år. Vinternedbør og sommartemperatur er avgjerande faktorar for danning av brear og korleis dei vil variere i storleik (Nesje et al., 2012). Fleire studiar viser at klima påverkar danninga av bredemde sjøar og at frontendringar gjev auka fare for jøkullaup (Carrivick og Tweed, 2013; Røthe et al., 2019; Tweed og Russell, 1999). Samanhengen mellom klima, brevariasjonar og jøkullaup gjer

at informasjon om paleoklima og dagens klima er spesielt viktig. I tillegg er klimaprognosar for framtida viktig for å kunne tilpasse seg.

2.2.1 Holocene klima- og brefluktuasjonar

Store klimavariasjonar gjennom holocen er vist i fleire studiar av brear i Noreg (Bakke et al., 2005a; Bakke et al., 2005b; Nesje et al., 1991). Tidleg holocen var prega av tilbaketrekkande isdekke grunna temperaturauke, med mindre breframstøyt i enkelte område forårsaka av kortvarige kuldeperiodar (Bakke et al., 2005b). På Nordfonna er overgangen mellom yngre dryas og holocen markert med tre breframstøyt; Jondal Event 1 (11 150-11 050 kal. år BP), Jondal Event 2 (10 550-10 450 kal. år BP) og Erdalen Event 1 (10 000-9 900 kal. år BP) (Bakke et al., 2005a; Bakke et al., 2005b).

Juli-middeltemperatur og vinternedbør gjennom holocen er rekonstruert av Bjune et al. (2005) basert på pollen- og mikrofossilanalysar av sediment frå ein innsjø i Matre og ELA-variasjonar på Nordfonna (Bakke et al., 2005a). Rekonstruksjonane syner at perioden 11 500-8000 kal. år BP var kald og tørr, etterfølgt av ein varm og våt periode fram til 4000 kal. år BP. Frå 4000 kal. år BP har sommartemperaturen og vinternedbøren minka gradvis (Bjune et al., 2005).

Radiokarbondateringar frå sedimentkjernar i Dravladalsvatnet viser at Folgefonna var fråverande i perioden frå 9600 kal. år BP til 5200 kal. år BP (Bakke et al., 2005b). Under den første Neoglasiale perioden frå 5200 kal. år BP til omtrent 2300 kal. år BP, vaks Folgefonna seg gradvis større. I løpet av dei siste 2200 kal. år BP har det vore høgfrequente endringar i utbreiinga av Folgefonna, frå små brear til brear større enn dagens (Bakke et al., 2005b).

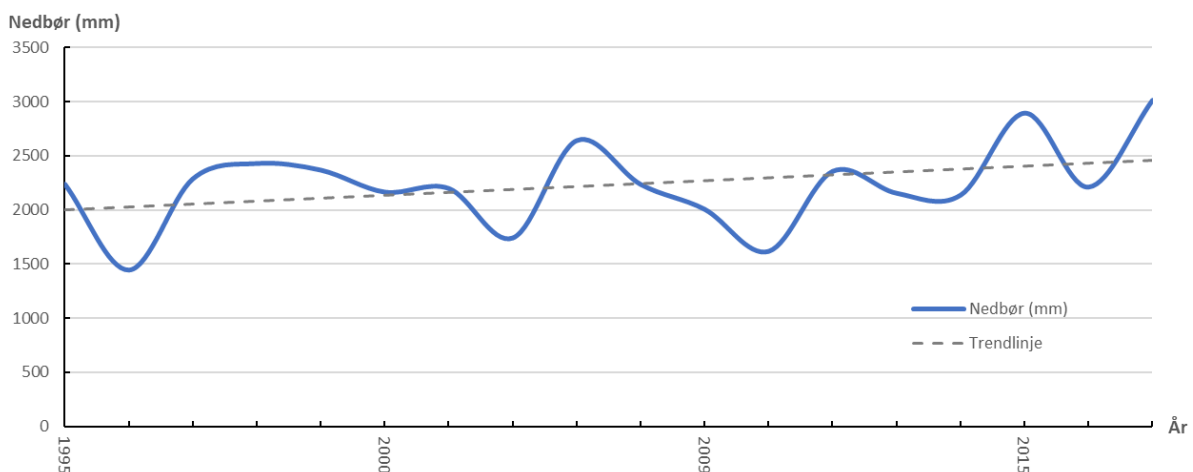
Under den vesle istida (LIA) hadde Nordfonna si maksimale utbreiing rundt år 1750, 1870 og 1930 (Bakke et al., 2005b), medan Sørfonna hadde størst utbreiing seint på 1870-talet og rundt 1890 (Nussbaumer et al., 2011). Frontmålingar utført av NVE og flyfoto frå Kartverket viser at Gråfjellsbrea sidan år 2002 har trekt seg tilbake om lag 1000 m, og heile 100 m berre sidan 2018.

2.2.2 Dagens klima

Vestlandet har eit maritimt klima som er påverka av den Nord-Atlantiske straumen og vestavindsbeltet. Varmt vatn og luftmassar vert transportert frå Mexicogolfen mot dei nordvestlege delane av Europa. Etter kvart som den milde og fuktige lufta møter den kalde polarfronten, dannast sterke lågtrykk som vert ført innover mot Norskekysten (Bakke et al., 2005b). I det luftmassane kjem innover land og treff fjellplatåa på Folgefonnhalvøya, vert

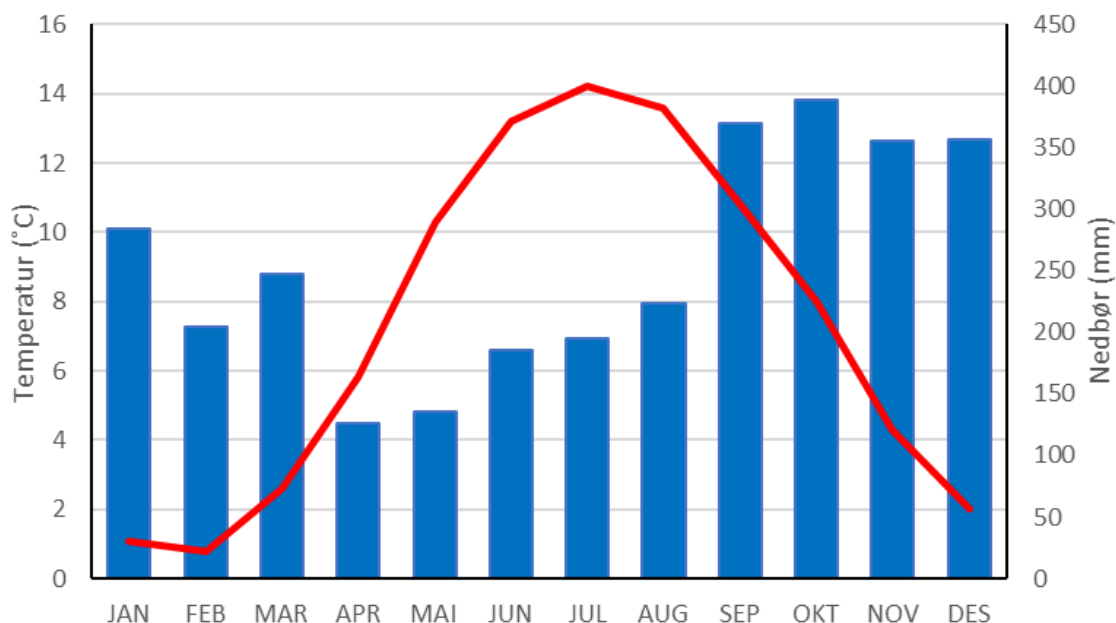
luftmassane pressa oppover og avkjølt, før lufta kondenserer og dannar orografisk forsterka nedbør (Ahrens og Henson, 2018). Dette fører til mykje nedbør om vinteren i området kring Folgefonna. Vintervêret på Vestlandet er påverka av den nord-atlantiske oscillasjonen (NAO). NAO er kjenneteikna ved trykkforskjellar over Island og Azorene. Ein positiv NAO vil gje sterke vestavindar og føre stormar mot Nord-Europa. Det fører til eit mildt vintervêr med mykje nedbør. Negativ NAO vil derimot gje årsak til færre og svakare stormar, og føre til kaldare og tørre vintrar (Ahrens og Henson, 2018). Folgefonna er ein temperert bre som er rekna å vere meir påverka av vinternedbør enn sommarterperatur (Bakke et al., 2005a). For innlandsbrear er derimot temperaturen om sommaren den viktigaste faktoren (Nesje et al., 2000b).

Målestasjonen ved Mauranger Kraftstasjon (33 moh.) ligg omlag 1,5 km i luftlinje frå studieområdet ved Mysevatnet. Målestasjonen har vore i drift frå 1977 til 2018 og nedbørsmålingane viser at årsnedbøren har auka frå 2000 mm/år til 2400 mm/år i perioden 1995 til 2017 (figur 2.7).



Figur 2.7: Årsnedbør for målestasjonen Mauranger Kraftstasjon i perioden 1995-2017. Trendlinja viser ei auke frå 2000 mm/år til 2400 mm/år. Data er henta frå eKlima.no (Meteorologisk institutt, 2020).

Temperaturdata er ikkje registrert ved målestasjonen i Mauranger, og nedbør- og temperaturmålingar er dermed henta frå målestasjonen på Indre Matre, som ligg sør på Folgefonnhalvøya, om lag 36 km i luftlinje frå Mysevatnet. I normalperioden 1961-1990 låg årsmiddeltemperaturen på 7,2 °C, med juli som varmaste og februar som kaldaste månad (figur 2.8).



Figur 2.8: Normalar for temperatur og nedbør frå Indre Matre målestasjon for perioden 1961-1990. Dei blå søylene viser nedbørsdata, medan den raude grafen viser temperatur. Data er henta frå eKlima.no (Meteorologisk institutt, 2020).

2.2.3 Klimaprognosar

Prognosar for klima er presentert i rapporten «Klima i Norge 2100» av Hanssen-Bauer et al. (2015). I rapporten er klimaendringar fram mot 2100 estimert med omsyn til ulike utsleppscenariorar med 1971-2000 som referanseperiode.

Ifølgje Hanssen-Bauer et al. (2015) er det venta eit mildare og våtare klima, med auka intensitet og frekvens av styrtregneepisodar. Den totale årsnedbøren i nedbørsregion Sogn og Fjordane/Nordhordland vil mot år 2100 auke med mellom 8 og 17 prosent. I tillegg vil tal på døgn med kraftig nedbør stige med 41 til 86 prosent. Temperaturen på Vestlandet er venta å auke med den lågaste stinginga på 1,2 °C og høgaste på 3,5 °C. Høgare temperaturar vil gje kortare snøsesong som igjen vil føre til ein reduksjon i total snømengde, særleg i høgareliggjande område på Vestlandet. Dersom temperaturane ikkje vert for høge kan likevel dei høgste fjellområda venta ei auke i snømengde (Hanssen-Bauer et al., 2015).

2.4 Tidlegare arbeid ved Folgefonna

Det fyrste vitskapelege arbeidet kring Folgefonna er boka «Om Sneebraen Folgefon» av Sjur A. Sexe utgjeve i 1864. I boka skildrar han fleire av brearmarmane ved Folgefonna, temperaturtilhøve og isrørsle, samt sprekkesystem i breen. Målingane kring breen nytta han til å utarbeida eit oversiktskart over Folgefonna og Folgefonnhalvøya (Sexe, 1864). Ei anna

viktig kjelde er fotografia Knud Knudsen tok ved både Buerbreen og Bondhusbreen frå 1870 og utover byrjinga av 1900-talet.

Johan Rekstad starta i 1900 med årlege frontmålingar ved fleire utløpsbrear frå Sørfonna (Nesje et al., 2004). Frå 1963 har NVE utført massebalansemålingar ved fleire brear på fastlandet (Andreassen et al., 2017). Ei rekkje glasiologiske målingar og undersøkingar vart utført i området kring Folgefonna knytt til kraftutbygginga som stod ferdig i løpet av 1970-talet (Nesje et al., 2004). Arve Tvede har i tillegg til ei hovudfagsoppgåve i naturgeografi ved UiO, gjort fleire publikasjonar knytt til glasiologi og klima ved Folgefonna (Dyrkorn og Tvede, 1973; Tvede, 1994).

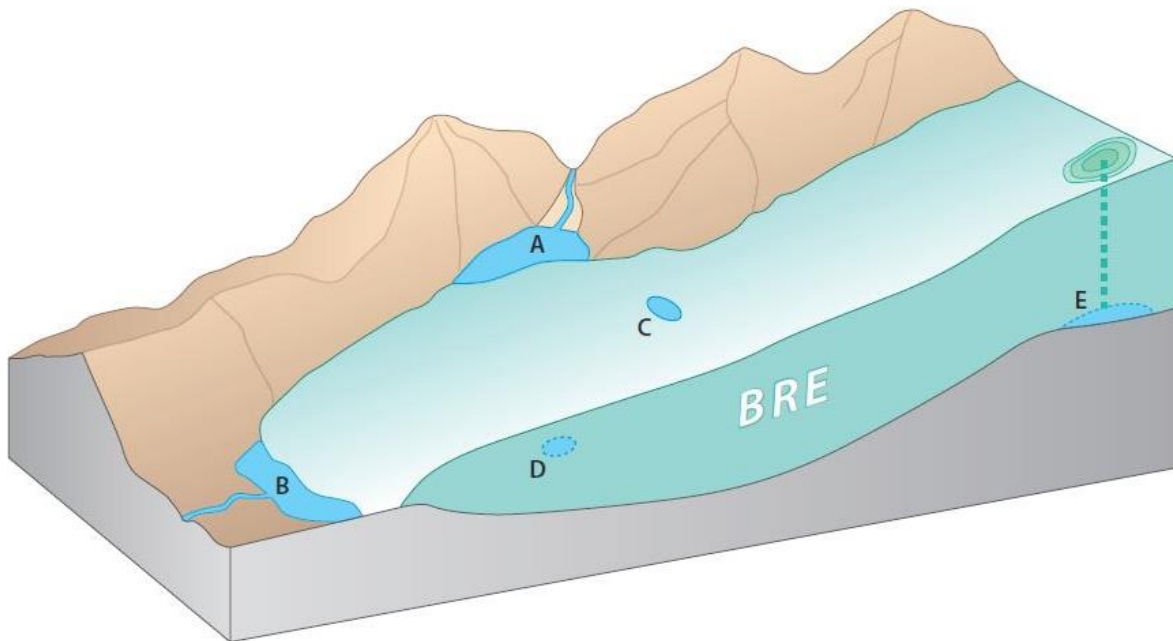
Etter 1990 er det gjort ei rekkje studiar på og kring Folgefonna. Bjelland (1998), Bakke (1999) og Simonsen (1999) gjorde hovudfagsoppgåver i høvesvis Buerdalen, på Nordfonna og i Bondhusdalen. I samband med stiftinga av Folgefonna Nasjonalpark vart det gjort kvartærgeologisk kartlegging av åtte dalføre (Bakke et al., 2000). Det er òg utarbeida fleire artiklar, masteroppgåver og doktorgradsavhandlingar i seinare tid knytt til brefluktuasjonar og klima, subglasial drenering og jøkullaup (Bakke et al., 2008; Bjune et al., 2005; Furdal, 2010; Førre, 2012; Haugland, 2021; Johansson, 2020; Røthe et al., 2019; Tvede, 2008).

3. Teoretisk bakgrunn

Kapittelet gjev ein kort introduksjon til bredemde sjøar og jøkullaup. I tillegg vert historiske, aktive og potensielle jøkullaup frå området kring Folgefonna presentert. Til slutt vert det skildra korleis innsjøsediment fungerer som arkiv for jøkullaup.

3.1 Bredemde sjøar og jøkullaup

Proglasiale innsjøar er vatn som ligg nedstrøms ein bre, og dei kan vere enten distale eller ismarginale (Carrivick og Tweed, 2013). Ein bredemd sjø er definert som eit vatn i direkte kontakt med breen. Smeltevattn kan demmast opp framføre breen av morene eller langs ismarginen avgrensa av topografien (Tweed og Russell, 1999). I tillegg kan bredemde sjøar kategoriserast som supraglasiale, englasiale eller subglasiale (figur 3.1).



Figur 3.1: Konseptskisse over ulike typar bredemde sjøar. Vatn kan demmast opp avgrensa av topografien og breen (A), eller av ein morenerygg framom breen (B). Vasskroppar kan også oppstå supraglasialt (C), englasialt (D) og subglasialt (E). Figuren er henta frå Bakke og Røthe (2018).

Stabiliteten til bredemde sjøar kan forstyrrest ved brå tappingar. Dette fenomenet vert kalla jøkullaup. Omgrepet kjem frå islandsk (*jökull=bre, hlaup=flaum*) og vart opphaveleg brukt om tappingar frå subglasiale sjøar under Vatnajökull i forbindelse med vulkanisme (Björnsson, 2003). Alle glasiale område i verda har i dag bredemde sjøar og ved ei plutselig tapping vil det kunne føre til store øydeleggande konsekvensar for bustadar og infrastruktur nedstrøms (Tweed og Russell, 1999)

I Noreg har bredemde sjøar og jøkullaup med endring i dreneringsmønster knytt til vekst og tilbaketrekking av brear (Jackson og Ragulina, 2014; Røthe et al., 2019). Sidan 1700-talet er det dokumentert jøkullaup frå om lag 20 ulike bredemde sjøar i Noreg. Jøkullaupa frå Demmevatnet ved Rembesdalskåka er av dei mest katastrofale (Jackson og Ragulina, 2014; Liestøl, 1956). Ei anna større hending var tappinga av den bredemde Nedre Glåmsjø under deglasiasjonen etter siste istid som førte til danning av Jutulhogget (Berthling og Sollid, 1999).

Ulike utløysande mekanismar kan vere årsak til plutselig tømning av bredemde sjøar og er avhengig av særtrekka ved den enkelte sjø og topografien kring (Tweed og Russell, 1999). Bredemde sjøar kan tappast blant anna ved at vassnivået stig over ei viss høgd, eller ved at vasstrykket vert større enn mottrykket i isen slik at vatnet bryt gjennom. I tillegg kan tappingar skje gjennom tunnelar i isen som utvidar seg ved termisk varme (Nye, 1976; Tweed og Russell, 1999). Hevertprinsippet byggjer på at vatn kan drenere gjennom allerede etablerte tunnelar inne i isen, ved trykkreduksjon i breen sitt dreneringssystem som er kopla til den bredemde sjøen. Andre utløysande mekanismar kan vere vulkansk- og seismisk aktivitet. Til dømes er jøkullaup på Island ofte knytt til vulkansk aktivitet, noko som utartar seg ved at varmt vatn fyller opp overfordjupingar under breen som igjen fører til at isen vert løfta opp og smeltevatnet drenerer subglasialt. Seismisk aktivitet kan danne svake soner i isen som igjen gjev moglegheit til at vatn kan trenge gjennom isen.

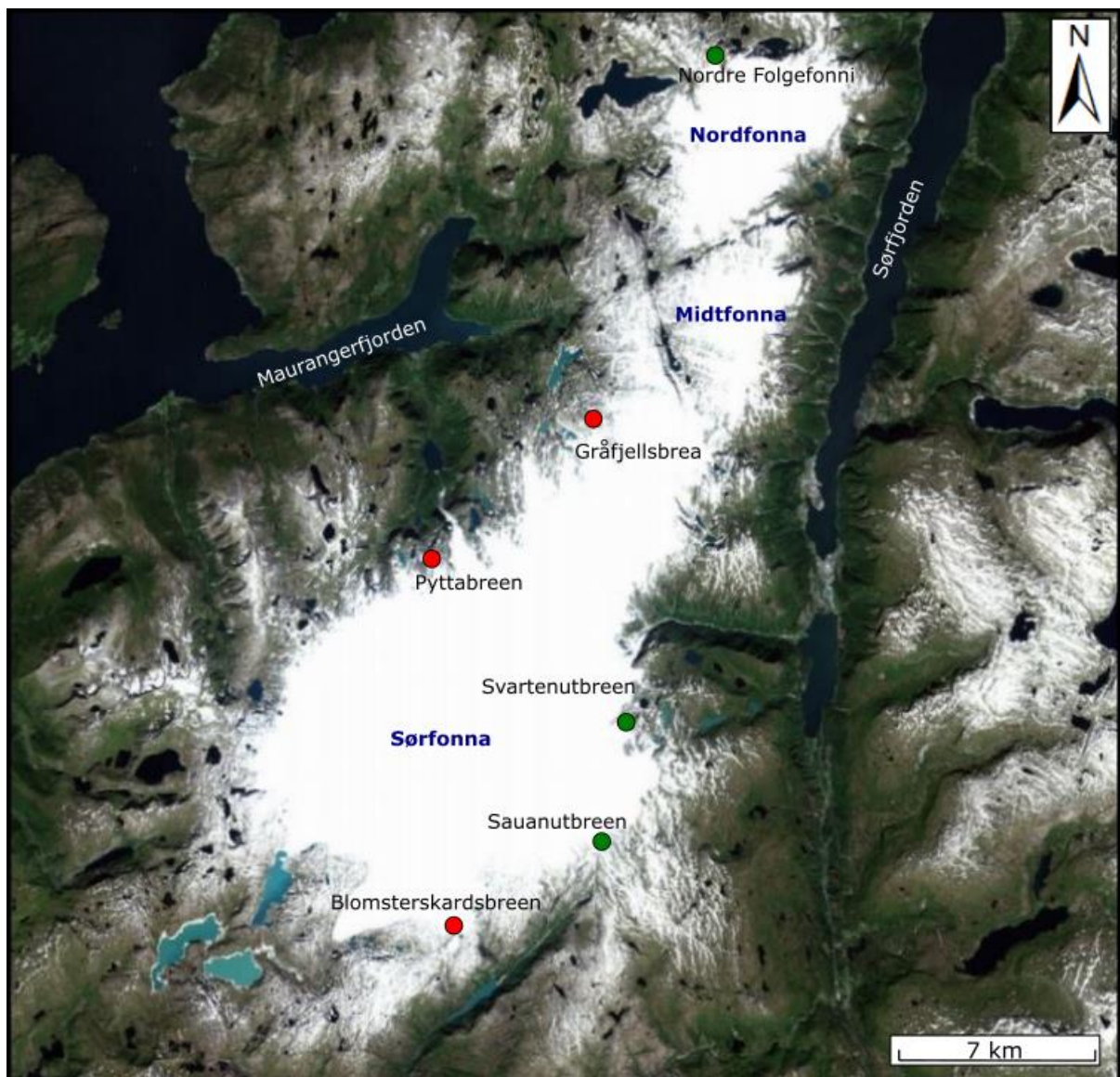
Ved dei store katastrofetappingane er det ofte referert til *glen mekanismen*, ein mekanisme der tappinga er avhengig av djupet i den bredemde sjøen. Ved eit djup h i sjøen, vil det horisontale stresset ved isdemninga overstige det vertikale stresset ved eit trykk

$$[P = (\rho_w - \rho_i) gh]$$

der ρ_w er tettleiken til vatn, ρ_i er tettleiken til is og g er tyngdeakselerasjonen (Tweed og Russell, 1999). Dersom den bredemde sjøen vert djupare enn høgda på isen, vil vatnet kunne lyfte isen og renne under. Vatn har høgare tettleik enn is og mekanismen er kopla saman med hydrostatisk kraft mot det overliggjande trykket frå isen (Bakke og Røthe, 2018).

3.2 Jøkullaup frå Folgefonna

På Folgefonna er det registrert seks område med bredemde sjøar (Jackson og Ragulina, 2014). Ved tre av desse er det registrert jøkullaup i historisk tid, og dei resterande bredemde sjøane er registrert med potensiale for jøkullaup i framtida (figur 3.2). Både Gråfjellsbrea og Pyttabreen har bredemde sjøar med potensiale for jøkullaup i framtida. Heilt sør på Sørfonna ligg Blomsterskardsbreen med fleire innsjøar i aust, som kan gje opphav til jøkullaup. Desse er ikkje av særleg fare då dei vil drenere inn i tunellar ved Sunnhordaland Kraftlag AS (Jackson og Ragulina, 2014).



Figur 3.2: Oversiktskart over område med bredemde sjøar der det har vore jøkullaup i historisk tid (grøne punkt) og der det er potensiale for jøkullaup i framtida (raude punkt). Kartet er modifisert etter norgeskart (Kartverket, 2020b).

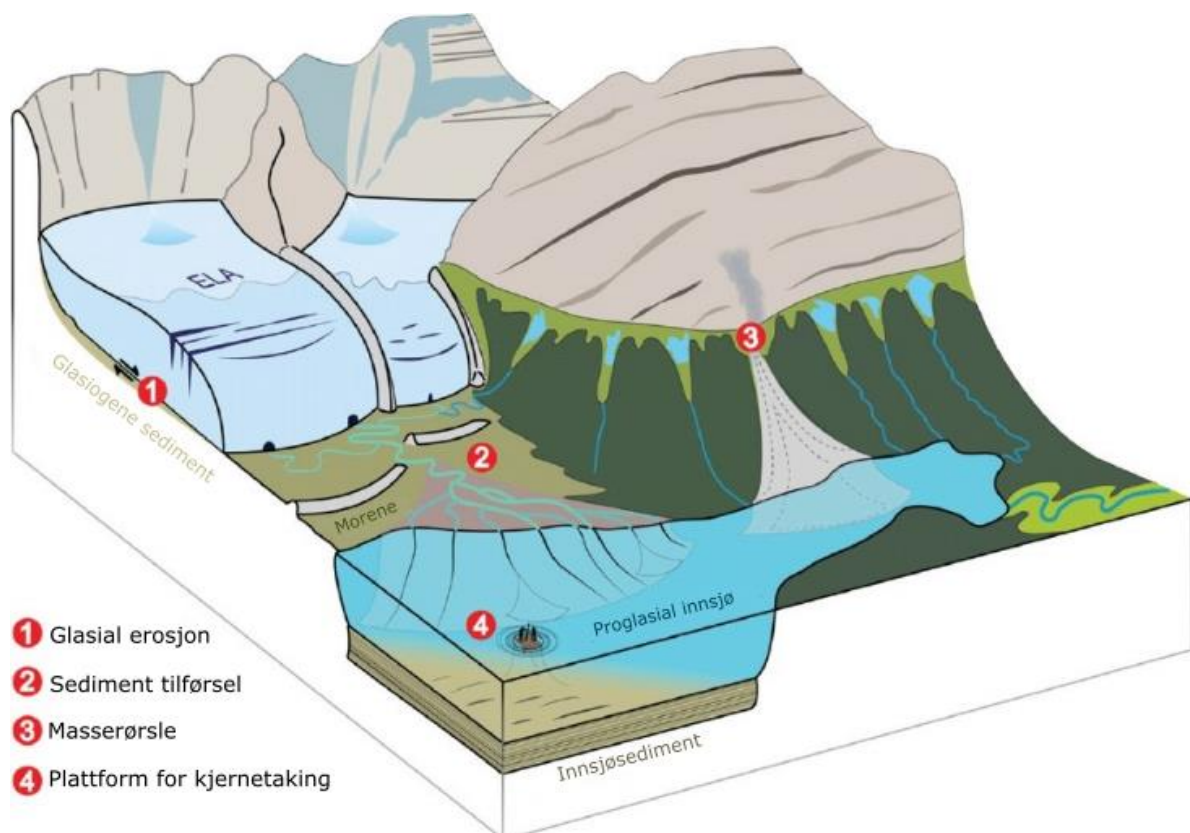
I september 2009 var det jøkullaup frå eit vatn ved Folgefonna Sommarskiser på Nordfonna, der omlag $12\,000\text{ m}^3$ smeltevatn drenerte under breen i løpet av få timar. På

vestsida av Sørfonna over Buardalen var det ein bredemd sjø ved Svartenutbreen. I løpet av sommaren 2002 vart denne tappa og det er estimert at ca. 1 million m³ smeltevatn drenerte ned mot Buarvatnet (Kjøllmoen, 2004).

Frå ein bredemd sjø ved Sauanutbreen var det i perioden mellom 1938 og 1962 ei rekkje jøkullauphendingar. Større flaumar med påfølgjande øydeleggingar for bygda Mosnes i Åkrafjorden, fann stad i 1944 og 1948, etter fleire dagar med kraftig nedbør. Den siste tappinga i 1962 førte til endå større skadar enn tidlegare og kostnadane for framtidig sikring vart for høge, noko som førte til at bygda vart fråflytta (Bakke et al., 2008; Jackson og Ragulina, 2014).

3.3 Innsjøsediment som jøkullauparkiv

Innsjøsediment er gode arkiv med moglegheit til rekonstruksjon av klimavariasjonar tilbake i tid (Gilli et al., 2013). Alle prosessar som har vore eller er aktive i eit nedslagsfeltet vert arkivert i den tilhøyrande innsjøen (Birks et al., 2000). Sediment som vert avsett i ein innsjø er eit resultat av enten autokton produksjon av organisk materiale eller tilførsel av alloktont materiale beståande av finkorna sediment frå nedslagsfeltet (figur 3.3).



Figur 3.3: Illustrasjonen syner ulike prosessar som virkar i nedslagsfeltet til ein proglacial innsjø. Modifisert frå van der Bilt et al. (2016).

Innsjøsediment er nytta til rekonstruksjon av paleoklima, mellom anna i studiar av skredprosessar (Støren et al., 2008; Vasskog et al., 2011), brevariasjonar (Bakke et al., 2005b; Karlén, 1976), pollenundersøkingar (Bjune et al., 2005), flaumhendingar (Bøe et al., 2006; Gilli et al., 2013; Støren et al., 2010) og jøkullauphendingar (Røthe et al., 2019; Xu et al., 2015). Studiar syner at jøkullaup- og flaumavsetjingar kan identifiserast som distinkte minerogene lag av sand eller silt med lågt innhald av organisk materiale (Bøe et al., 2006; Xu et al., 2015). Episodiske avsetjingar har ofte høgare massetettleik og kornstorleik enn den kontinuerlege bakgrunns sedimentasjonen. Sjølv om episodiske hendingar ofte skil seg frå bakgrunns sedimentasjonen i innsjøen, kan det vere vanskelege å skilje ulike prosessar frå kvarandre (Rubensdotter og Rosqvist, 2009).

4. Metodar

I følgjande kapittel vert det gjeve ein introduksjon til dei ulike metodane nytta under feltarbeidet, laboratoriearbeid og dataprosessering. Eventuelle feilkjelder knytt til metodane vil drøftast i kapittel 6.

4.1 Feltundersøkingar

Feltarbeidet i studieområdet vart utført i september 2020. Både batymetrisk kartlegging og kjerneprøvetaking i Mysevatnet vart gjort under feltarbeidet. Ved ein seinare anledning i september 2020 vart det gjort kartlegging i området ved Urdabotnen. Den kvartærgeologiske kartlegginga av nedslagsfeltet til Mysevatnet er i hovudsak basert på studie av flyfoto og digitale terreng- og høgdemodellar.

4.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging

For å få ei oversikt over dei aktive prosessane i nedslagsfeltet til Mysevatnet, vart det utarbeida eit kvartærgeologisk kart. Kvartærgeologiske kart gjev informasjon om lausmassar og landformer i eit område ved hjelp av linjer, punkt og polygon. Karta kan vere nyttige til ulike føremål, blant anna til vurdering av geofarar og kartlegging av naturressursar (Fredin et al., 2014). Lausmassar vert klassifisert som jordartar utifrå kva avsetjande agens som har verka, og dannar dermed eit grunnlag for tolking av den glasiale historia i eit område, i tillegg til ulike masserørsler som har funne stad gjennom holocen. Kvartærgeologisk kartlegging vert vanlegvis utført i målestokk 1:10 000, 1:50 000 eller 1:200 000, utifrå mengda informasjon som trengs til bruksområdet for kartet (Fredin et al., 2014).

Den kvartærgeologiske kartlegginga av studieområdet, nedslagsfeltet til Mysevatnet, vart utført i ESRI ArcMap 10.7 og er hovudsakleg basert på studie av flyfoto og digitale terrengmodellar (DTM), sidan feltobservasjonar i utgangspunktet vart gjort i området kring Mysevatnet. Digitale terrengmodellar med ei oppløysing på 1 m (Kartverket, 2021), innsjøar, elver og nedslagsfelt (NVE, 2021), lausmassepolygon (NGU, 2021b) og flyfoto frå 2019 (Kartverket, 2020b) er datagrunnlaget for karta. Over studieområdet er det tilgjengeleg flyfoto frå norgebilder.no for åra 1962, 2006, 2013 og 2019 (Kartverket, 2020b).

Ved hjelp av verktøyet *Hillshade* vart skuggerelieffmodellar utarbeida frå ein DTM med oppløysing på 1 m. Dette verktøyet presenterer strukturar i terrengoverflata i 3D, ved å bruke sola sin posisjon til overflata for å lage ulike innlysningar (Esri Resources, 2021). Ein høgdemodell er utarbeida ved å kombinere ein DTM og ein skuggerelieffmodell.

4.1.2 Batymetrisk kartlegging og seismiske undersøkingar

Eit batymetrisk kart over djupneforholda i Mysevatnet og Urdabotnvatnet vart i 1963 utarbeida av NVE. Då denne kartlegginga vart gjort før oppdemminga, var det nødvendig å gjere ei ny kartlegging av innsjøen i denne studien. Ei batymetrisk kartlegging av Mysevatnet vart gjennomført for å finne dei best eigna borelokalitetane. Kartlegginga av djupneforholda i innsjøen vart utført med eit ekkolodd av typen «Lowrance Elite 5HDI» tilhøyrande Universitet i Bergen. Ein gummibåt med påhengsmotor vart nytta til å køyre 18 transekt for undersøking av djupneforholda i innsjøen (figur 4.1). Sediment transportert frå nedslagsfeltet til ein innsjø vil generelt



Figur 4.1: Batymetrisk kartlegging av Mysevatnet med ekkolodd av typen «Lowrance Elite 5HDI». Foto: Marte Eimind Kvalnes

akkumulere i dei djupaste områda av innsjøen, der det òg er relativ lite erosjon.

Sedimentkjernar frå desse områda var dermed ynskjeleg og det kan vere mogleg å samle inn kontinuerlege arkiv som viser sedimentasjonsforholda langt tilbake i tid (Gilli et al., 2013).

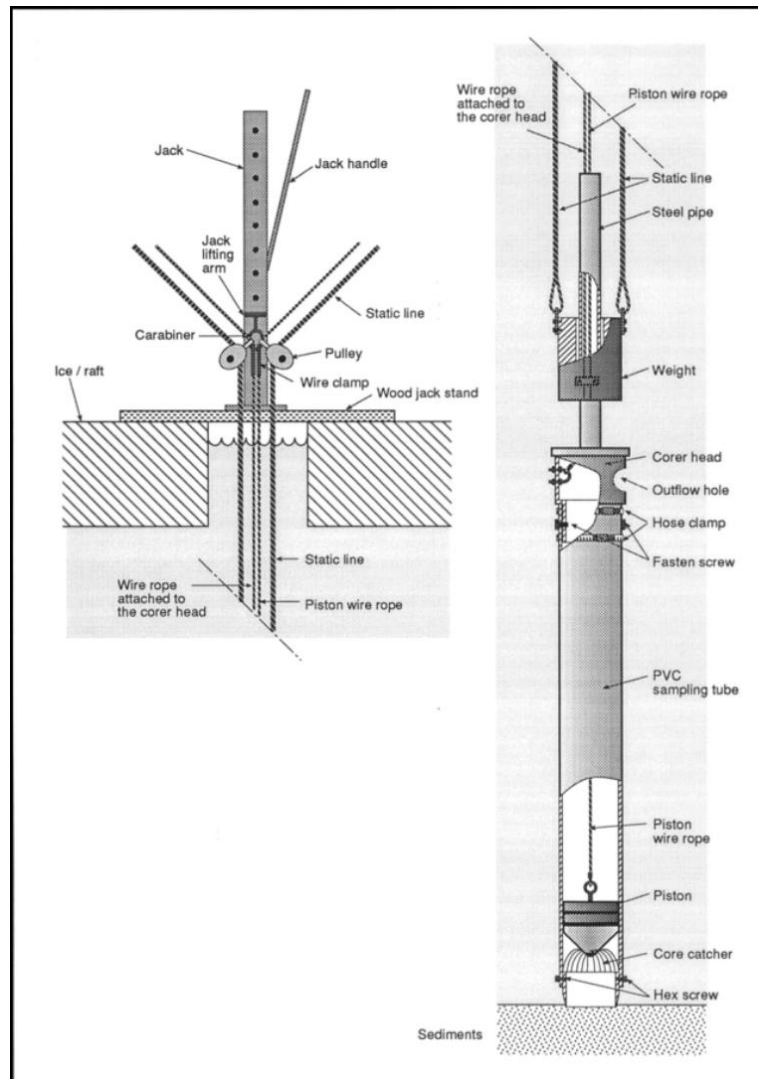
Det batymetriske kartet over Mysevatnet vart produsert i programmet *Reef Master 2.0* av ei rekkje djupnemålingar. Ei interpolering vart gjennomført med ei glatting ('smoothing') på 4, ei maksimal interpolering på 175 m og vassnivå 'offset' på 0 m.

CHIRP ('Compressed High Intensity Radar Pulse') vart nytta for å undersøkje tjuknaden på sedimenta, samt å definere overgangen mellom sediment og berggrunn. For innsamling av data vart det seismiske instrumentet «Edgetech 3100» frakta bak ein flåte og fleire transekt vart køyrt. CHIRP-systemet nyttar frekvensmodulerte lydimpulsar sveipa over eit heilt spekter av frekvensrekkevidda 2-16 kHz for 20 ms. Deretter vil retursignalet passere eit kompresjonsfilter som genererer høgoppløyste bilete av stratigrafien i innsjøen (Vasskog et al., 2013). Det vart totalt samla inn CHIRP-data frå tre seismiske profil (vedlegg 2). Ei visualisering av data er gjort i programvara *SeiSee 2.22.2*. I prosesseringa vart standard innstillingar nytta til framstilling av seismiske profil.

4.1.2 Kjerneprøvetaking

Ved hjelp av ein modifisert stempelkjerneprøvetakar (Nesje, 1992) og ein UWITEC gravitasjonskjerneprøvetakar vart fire sedimentkjernar henta opp frå Mysevatnet (tabell 4.1). Prøvetakinga gjekk føre seg frå ein flåte som var plassert over to gummibåtar.

Ein stempelkjerneprøvetakar består av tre hovudelement; eit PVC-røyr med ein sedimentfangar, eit stempel og eit lodd. Dei tre elementa var kopla til kvart sitt tau som vart sikra i flåten (figur 4.2). Stempelet vart trekt ned til botnen av plastrøyret der sedimentfangaren vart plassert, for å hindre sedimenta i å falle ut ved oppføring av systemet



Figur 4.2: Skisse som viser dei ulike elementa tilknytt ein modifisert stempelkjerneprøvetakar. Figuren er henta frå Nesje (1992).

frå vatnet. Loddet vart deretter plassert på toppen av røyret. Instrumentet vart så ført ned mot innsjøbotnen, før plastrøyret ved hjelp av loddet vart hamra vertikalt ned i sedimenta. Stempelet dannar eit vakuüm etter kvart som røyret vert fylt med sediment. Då røyret var fylt opp med sediment eller loddet byrja å sprete, har det nådd ugjennomtrengelege sediment eller berggrunn, og bør heisast opp til overflata igjen (Nesje, 1992). To av sedimentkjernane, MSP-120 (372 cm) og MSP-220 (162 cm), vart henta opp ved hjelp av ein stempelkjerneprøvetakar. Stempelet i stempelkjerneprøvetakaren kan danne forstyrringar i dei øvre delane av sedimentkjernar, men ein kan løyse dette ved å nytte ein gravitasjonskjerneprøvetakar (Bakke et al., 2005b).

Dette systemet kan ta opp sedimentkjernar på opptil 2 m ved gode høve. Prøvetakaren baserer seg på tyngdekraft og består av eit plastrøyr festa til eit stativ med eit lodd i toppen. For

prøvetaking førar ein systemet ned mot innsjøbotnen, før ein stabiliserer og hamrar det ned i sedimentet ved hjelp av loddet. Stempelet og ein pakning dannar vakuum, slik at sedimenta ikkje fell ut under opphenting. Sedimentkjernane MSG-220 og MSG-320 vart henta opp ved hjelp av ein UWITEC gravitasjonskjerneprovetakar.

Tabell 4.1: Oversikt over sedimentkjernar som vart henta opp frå innsjøbotnen i Mysevatnet under feltarbeidet i september 2020. Informasjon om kjerne ID, koordinatar, vassdjup, lengde og type kjerneprovetakar er presentert i tabellen.

Kjerne ID	Koordinatar	Vassdjup (m)	Lengde (cm)	Type
MSP-01-20	60°07'5.2"N 6°21'32.33"Ø	52	372	Piston-corer
MSG-02-20	60°07'5.2"N 6°21'32.33"Ø	52	88	UWITEC-corer
MSP-02-20	60°07'22.07"N 6°21'45.05"Ø	56	162	Piston-corer
MSG-03-20	60°07'22.07"N 6°21'45.05"Ø	56	99	UWITEC-corer

4.2 Laboratorieanalysar

På Universitet i Bergen vart sedimentkjernane splitta, opna og reinsa slik at analysar med instrument tilgjengeleg på EARTHLAB kunne utførast. Alle kjernane vart splitta på langs og separert i ein arbeidsdel og ein referansedel, nytta for høvesvis utplukking av prøvemateriale og ved instrumenttelle målingar.

4.2.1 Visuell logging

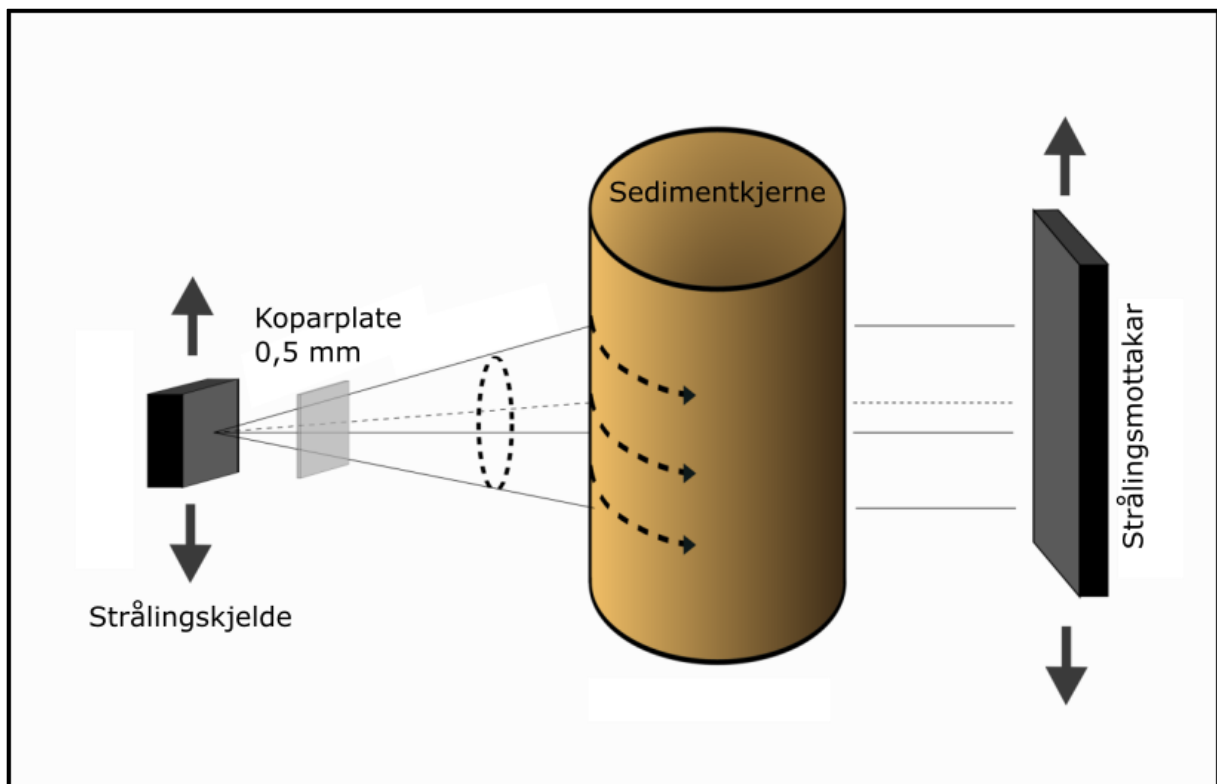
Kjernane vart først fotografert i ein «ITRAX XRF core scanner». Ei visuell logging vart så utført ved å dokumentere skilnadar i farge, kornstorleik, struktur og overgangar mellom einingane i sedimentkjernane. MSP-01-20 og MSP-02-20 vart skissert på millimeterpapir med viktige visuelle eigenskapar.

4.2.2 Computertomografi (CT)

Røntgen computertomografi (CT) er ein ikkje-destruktiv metode som gjev moglegheit for høgoppløyslege undersøkingar av massetettleiken til ulike gjenstandar i ein sedimentkjerne (Støren et al., 2010). Metoden vart primært utvikla til medisinske føremål, men har vist seg å vere eit nyttig verktøy i geologisk samanheng, særleg når det gjeld karakterisering av reservoarbergartar (Vinegar og Wellington, 1987), men òg til analysing av innsjøsediment (Orsi et al., 1994; Røthe et al., 2019; Støren et al., 2010; van der Bilt et al., 2018).

CT-skanning av ein sedimentkjerne kan utførast før eller etter splitting av kjernane. I dette tilfellet vart kjerne MSP-01-20 og MSP-02-20 del 1 av 2 skanna etter splitting, medan nedste del av kjerne MSP-02-20 vart skanna heil. Den halve kjernen vart dekkja med plastfilm for å

unngå uttørking, før den vart støtta opp av ein kunstig kjernedel. I skannaren vart kjerneprøven plassert mellom røntgenstrålekjelda og detektoren, før stråler vart sendt gjennom prøven (figur 4.3). For skanning frå alle vinklar, vart prøven bevegde vertikalt samtidig som den roterer. Detektoren tek imot røntgenstrålane og målar strålingsstyrken. Før ein byrjar skanninga vart strålingsintensiteten (I_0) spesifisert. Motteke strålingsintensitet (I) er avhengig av absorpsjonsevna til prøven, som igjen er proporsjonal med massetettleiken i prøvematerialet. Den målte strålingsintensiteten (I) vart oppgitt som gråskalaverdiar, der høge verdiar representerer høg massetettleik.



Figur 4.3: Konseptskisse av CT-skanning av ein sedimentkjerne. Røntgenstrålar vart sendt gjennom sedimentkjernen frå ei strålingskjelde til ein strålingsmottakar. Ved å til dømes plassere ei koparplate mellom strålingskjelda og sedimentkjernen kan ein redusere *beam hardening effect*. Modifisert etter Haugen (2020).

I denne studien vart ein *ProCon X-ray CT-ALPHA Computed Tomography* CT-skannar satt til 155 kV, 820 μ A og med eksponeringstid på 334 msek nytta. Bileta teke av skannaren har ei oppløysing på 53 μ m, som gjev gråskalaverdiar mellom 0 og 65 000 (16-bit skann), og tyder på stor forskjell i den relative tettleiken gjennom sedimentkjernane. Ein rekonstruksjon av 2D-bileta frå CT-skanninga til 3D-bilete vart køyrd i XRayOffice frå Fraunhofer.

For visualisering og prosessering av CT-data vart programmet Avizo Thermo Scientific 9.4.0 nytta. I programmet vart voxel-modellar produsert ved å bruke *Volume rendering*. *Colormap* vart nytta til visualisering av ulike deler av tettleiksspekteret, som til dømes å framheve

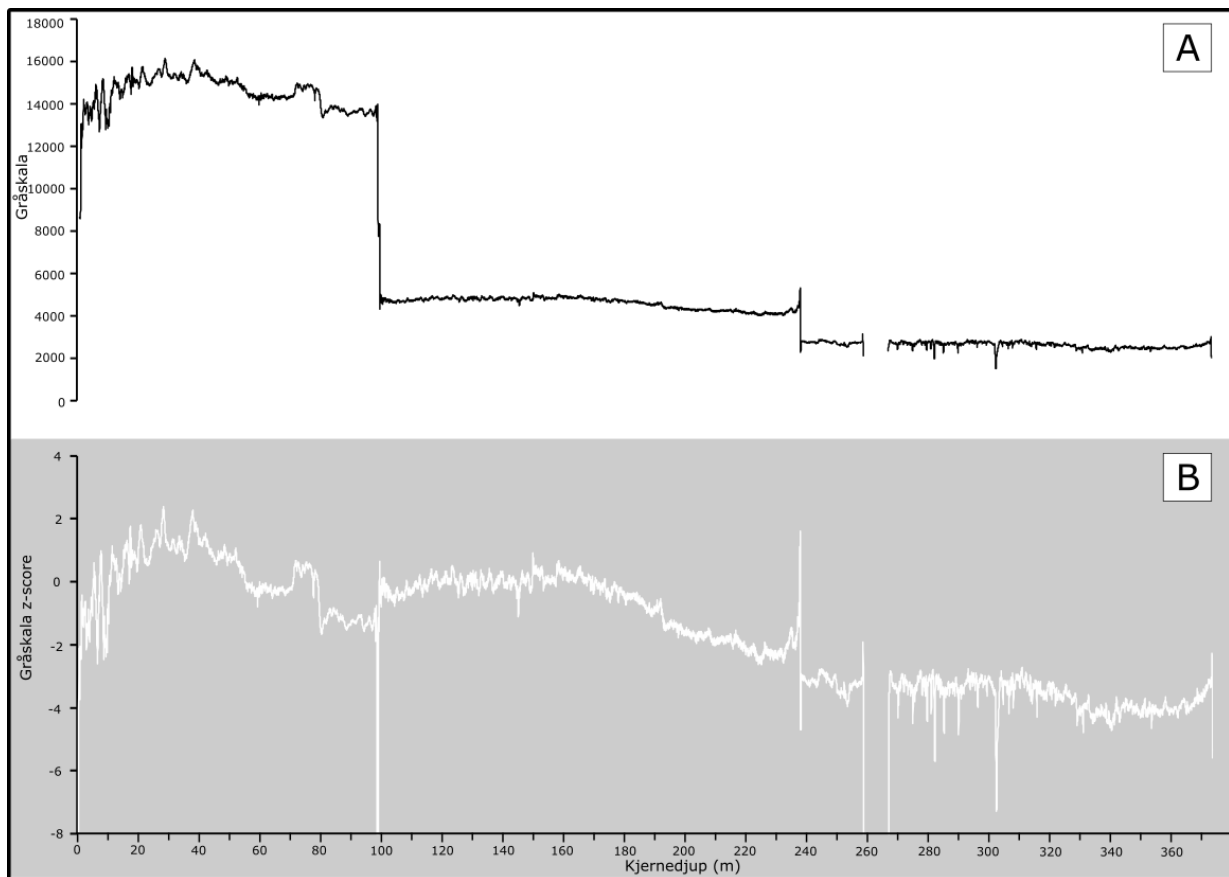
organiske fragment, vassinnhald, gasslommer og fordeling av sedimentpartiklar. Verktøya *Spline probe* og *Line probe* vart brukt til å hente ut gråskalaverdiar som datasett.

Gjennomsnittet av gråskalaverdiane til alle partiklane i ei linje gjennom voxel-modellen vert nytta og viser til tettleiksvariasjonane gjennom kjernen. Gråskalaverdiane i datasettet vart vidare normalisert, ettersom verdiane for dei ulike kjernedelane ikkje overlappa kvarandre. Ei oversikt over prosesseringa i Avizo er vist i vedlegg 1.

Ein av feilkjeldene ved CT-skanning er *beam hardening effect* eller strålingsherding. Låg-energiske røntgenstrålar har større sannsyn for å bli absorbert enn høg-energiske strålar, slik at røntgenstrålar i stor grad vert absorbert ytst i sedimentprøven. Dette fører til ein *cupping effect*, som viser til forma det lagar i eit tverrprofil. Effekten kan reduserast ved å plassere ei aluminium- eller koparplate framom strålingskjelda, slik at dei låg-energiske røntgenstrålane vert eliminert før dei strålar gjennom prøven (Cnudde og Boone, 2013).

Omarbeiding av gråskala-datasett

CT-skanning av sedimentkjernar gjev som nemnt gråskalaverdiar som representerer massetettleiken i eit sediment. Sidan dei lange kjernane er delt opp i fleire delar, er dei òg skanna kvar for seg. Figur 4.4A syner ein trend med ulik gråskala gjennom kvar kjernedel, der det er særleg stor skilnad mellom del 1 og del 2 av sedimentkjernen.



Figur 4.4: Framstilling av gråskalaverdiar og normaliserte gråskalaverdiar for kjerne MSP-01-20. A) viser korleis kvar kjernedel har fått ulik gråskala, noko som dannar trinn i grafen, særleg i overgangen mellom del 1 og del 2. B) viser ein samanhengande graf med gråskalaverdiar som er normalisert rundt dei øvste 1000-verdiane i kvar kjernedel.

Då gråskala-grafane for dei ulike kjernedelane ikkje overlappa kvarandre, var det nødvendig å normalisere datasettet. For samankopling av grafane vart det gjennomført ei normalisering rundt dei øvste 1000-verdiane i kvar kjernedel (figur 4.4B). Under CT-skanning er det fleire faktorar, mellom anna luft og andre gassar, som kan påverke kva gråskala ein får ut i datasettet.

4.2.3 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Magnetisk susceptibilitet (MS) er ei dimensjonslaus eining, der tilføring av eit ytre magnetfelt på ein prøve gjev magnetiseringa til materialet. Målet ein får ut viser mengda para-, ferro- og diamagnetiske mineral i sedimentet (Lecoanet et al., 1999). Metoden er enkel og rask, og gjev ingen forstyrringar i sedimenta (Thompson et al., 1975). Det ytre magnetfeltet vert påført sedimenta og ein får deretter ut den registrerte magnetiseringa av materialet.

Høge MS-verdiar vert ofte knytt til minerogene sediment, i motsetning til organisk materiale og gytje som gjev låge utslagsverdiar. Ekstremhendingar som skred eller flaum, samt auka breaktivitet kan koplast til minerogent materiale i innsjøsediment (Bøe et al., 2006; Snowball

og Thompson, 1990). Ved å nytte ein *Geotek Multisensor corelogger* med ein Bartington MS2 sensor vart målingar utført med eit intervall på 2 mm for sedimentkjernane MSP-01-20 og MSP-02-20.

4.2.4 Alderskronologi og radiokarbondatering

For innsjøsedimenta er det nødvendig å etablere ein alderskronologi, slik at endringar knytt til breen og andre prosessar i nedslagsfeltet til Mysevatnet kan tidfestast. Radiokarbondatering er basert på bestemminga av mengda radioaktive ^{14}C isotopar det er i daude organismar.

Kosmisk stråling fører til danning av ^{14}C i atmosfæren frå den stabile isotopen ^{12}C , før det vert teke opp av levande organismar gjennom fotosyntesen. Etter at organismen dør, stoppar opptaket av ^{14}C , og isotopen vert brote ned til ^{12}C med ei halveringstid på 5730 år (Lowe og Walker, 2014). ^{14}C -år refererer ikkje til kalenderår, sidan forholdet mellom ^{12}C og ^{14}C i atmosfæren har variert over tid. Radiokarbondateringar må dermed kalibrerast med *IntCal13* for terrestriske avsetjingar på den nordlege halvkule (Reimer et al., 2013), og ei post-bomb kalibreringskurve må nyttast for moderne ^{14}C -dateringar.

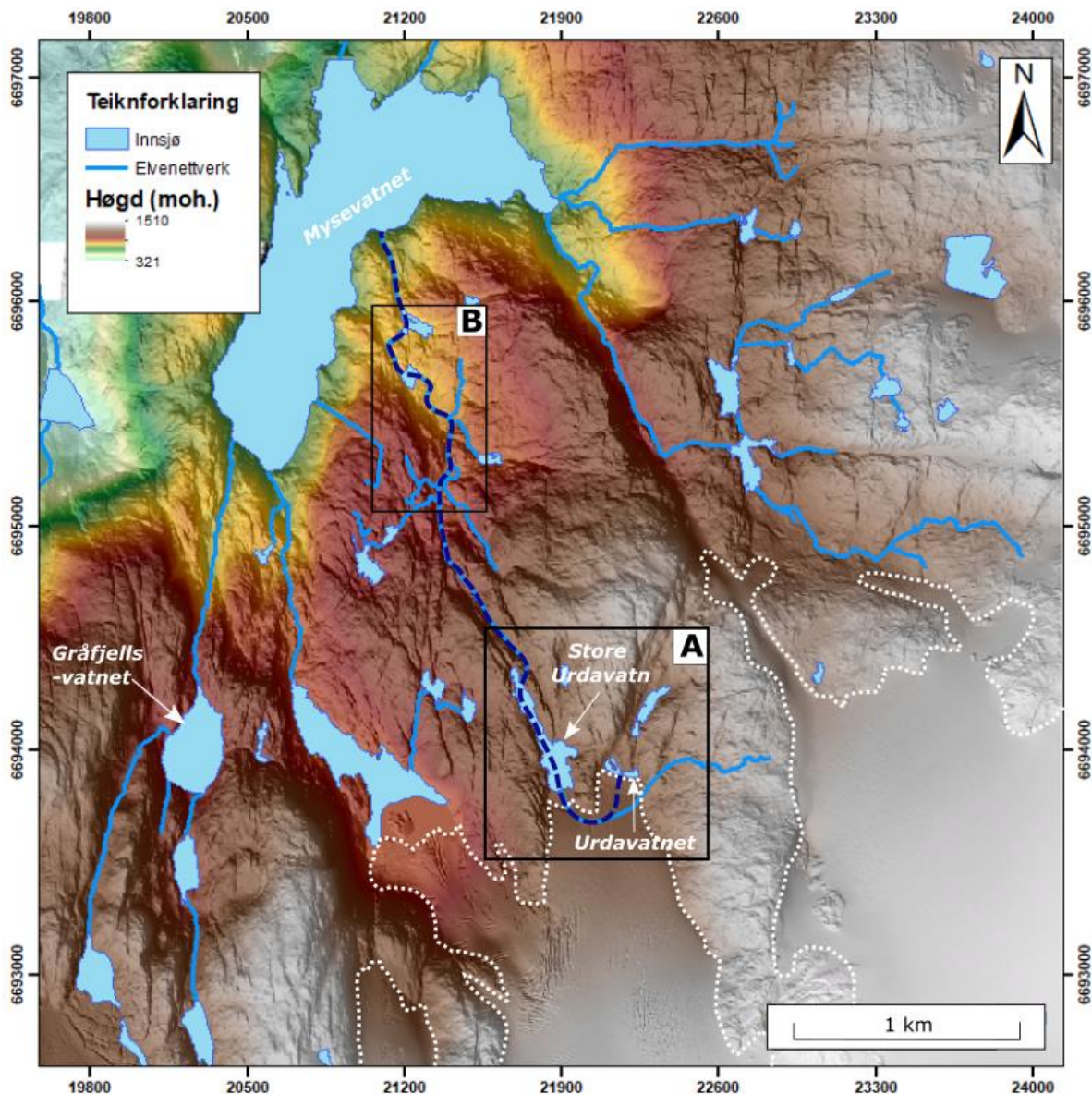
Totalt 11 prøvar med organisk materiale vart plukka ut frå ulike djup i sedimentkjernane, og fem av desse vart sendt vidare til BETA Analytic Testing Laboratory, i Storbritannia, for radiokarbondatering med akselerator massespektrometer (AMS). Før sending, vart prøvane plassert i steriliserte glas og tørka på 105 °C. Ein alder-djup modell vart produsert utifrå resultata frå dateringsprøvane for sedimentstratigrafien i MSP-01-20 med *Clam 2.3.8*. i programvara R. *Clam* produsere ikkje-bayseiske, klassiske aldersmodellar, i tillegg til å kalibrere enkle radiokarbonaldrar (Blaauw, 2010).

5. Resultat

Føremålet med kapittelet er å legge fram resultatene frå kartlegginga og innsjøsedimentstudien. Resultatene vert presentert ved skildring av observasjonar og enkle tolkingar, medan grundige tolkingar og diskusjon av resultatene vert vidare omtala i kapittel 6.

5.1 Kvartærgeologisk kartlegging

Basert på fjernanalysar og feltobservasjonar er studieområdet nedstrøms Gråfjellsbrea og kring Mysevatnet kartlagt. Resultatet frå kartlegginga av nedslagsfeltet til Mysevatnet er presentert som eit kvartærgeologisk kart (figur 5.2) og viser jordartar i studieområdet, avsett av prosessar som er og som har vore aktive. Eit potensielt jøkullaup frå Urdavatnet vil drenere nordover til Mysevatnet, via Store Urdavatn i vest, og gjennom eit myrområde på 960 moh. over Mysevatnet (figur 5.1). I kapittel 5.1.1 er det kvartærgeologiske kartet av nedslagsfeltet til Mysevatnet presentert og skildra. Kapittel 5.1.2 tek for seg ei detaljert kartlegging kring Urdavatnet, medan dreneringsløpet til eit eventuelt jøkullaup er skildra i kapittel 5.1.3.



Figur 5.1: To område langs dreneringsruta (blå stipla linje) til eit potensielt jøkullaup frå austre Gråfjellsbrea. A) viser området kring Urdavatnet og Store Urdavatn, medan B) representerer flatare område langs dreneringsløpet. Den kvite stipla linja markerer utbreiinga til breen basert på ein skuggerelieffmodell. Kartlegginga i område A og B er gjort på eit høgare detaljnivå. Terrenngmodellen er utarbeida i ArcMap 10.7 ved å kombinere ein DTM med ein skuggerelieffmodell.

5.1.1 Kartlegging av nedslagsfeltet til Mysevatnet

Det kvartærgeologiske kartet framstilt i figur 5.2 utgjer ei oversikt over alle tolkingar og er basert på observasjonar frå fjernanalyse og feltarbeid. Området langs dreneringsruta til eit potensielt jøkullaup frå Urdavatnet er skildra og diskutert vidare i dei neste delkapitla. Den kvartærgeologiske kartlegginga viser at studieområdet er dominert av bart fjell og bre. I tillegg er det akkumulerte lausmassar i forseinkingar og i område der terrenget flatar ut og breelvane mister kapasitet og kompetanse.

Dei høgareliggande fjellområda (>1000 moh.) i sør- og sør-aust er i hovudsak dominert av bre og bart fjell. I forseinkingar i terrenget, framom brearmene og kring vatna ligg det eit tynt lausmassedekke. I dei høgareliggande områda, som er dominert av bart fjell, er det spreidde avsetjingar av blokker, medan i lågareliggande terreng og forseinkingar er mykje av lausmassane dekkja av vegetasjon.

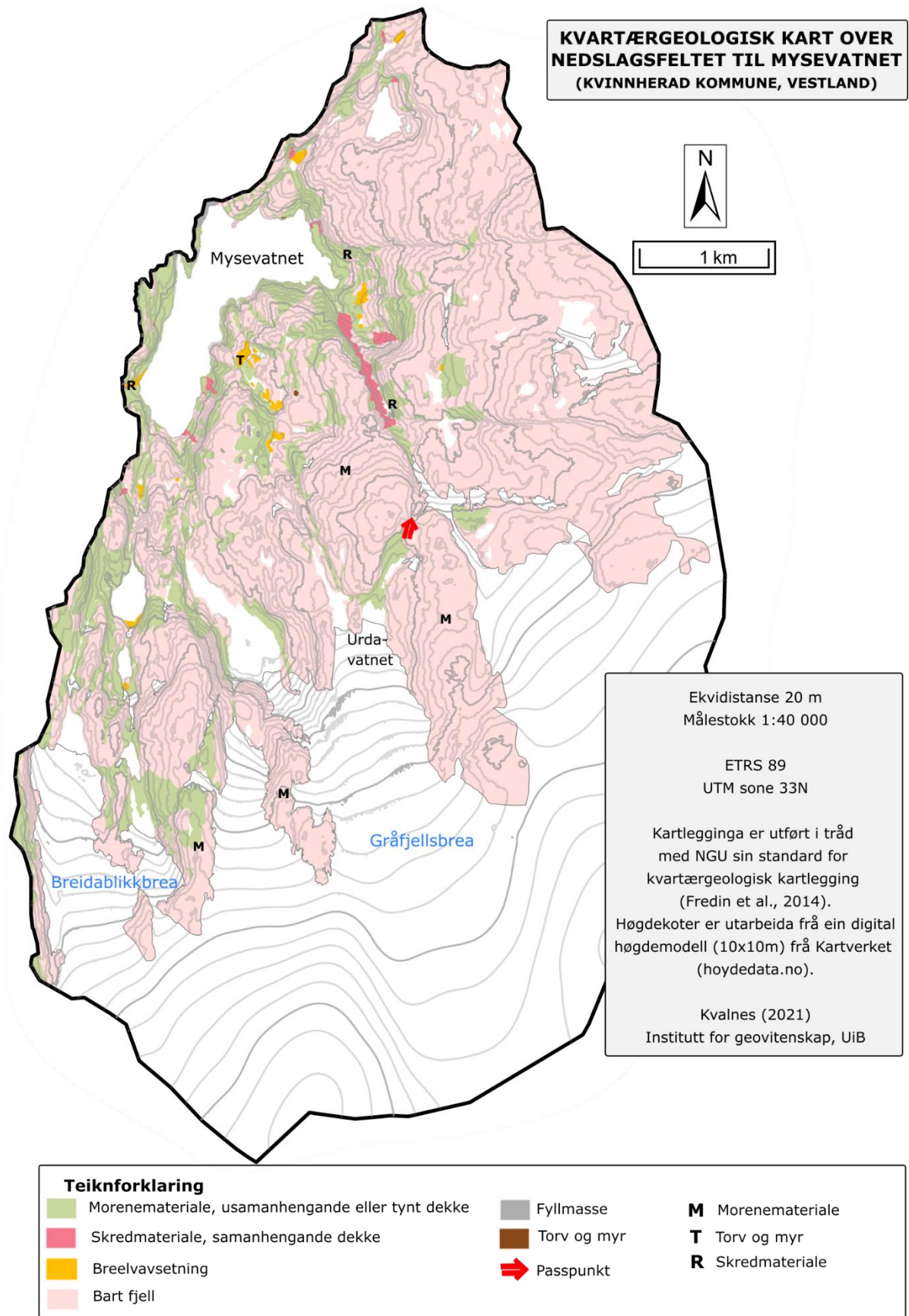
Omtrent 600 m nord-aust for Urdavatnet er eit område med nedskjeringar i berggrunnen med lausmassar beståande av silt til blokk. I fjellskråningane (25° til 45° grader) særleg på austsida av Mysevatnet og i dalen ned mot Urdabotnen er det kanta stein- og blokkrike lausmasseavsetjingar. Dei stein- og blokkrike avsetjingane har ingen tydeleg fallsortering. I områda der terrenggradienten til breelvane flatar ut og går inn i vatn er det sorterte avsetjingar med kornstorleiken sand til stein. Sør-aust for Mysevatnet på 960 moh. ligg eit fuktig område dekkja av vegetasjon, rundt eit vatn med areal på 0,009 km². Som nemnt i kapittel 2.1 er Mysevatnet regulert til kraftproduksjon (855-775 moh.), og det er difor ikkje bygd ut eit breelvdelta der breelvane møter innsjøen.

Tolking

Utifrå den kvartærgeologiske kartlegginga består nedslagsfeltet til Mysevatnet hovudsakleg av bart fjell og bre. Lausmassedekket i dei høgareliggande fjellområda, i forseinkingane langs elveløpet og framom brearmene er tolka til å vere usamanhengande og tynt morenedekke.

Nedskjeringane med lausmassar beståande av materiale frå silt til blokk nord-aust for Urdavatnet er tolka til å vere eit passpunkt med ei høgd på 1300 moh., der smeltevatn har drenert då Gråfjellsbrea har hatt ein større utbreiing enn i dag. Dette passpunktet og jøkullauppotensialet i samband med ein større bre vert skildra vidare i delkapittel 5.1.2.

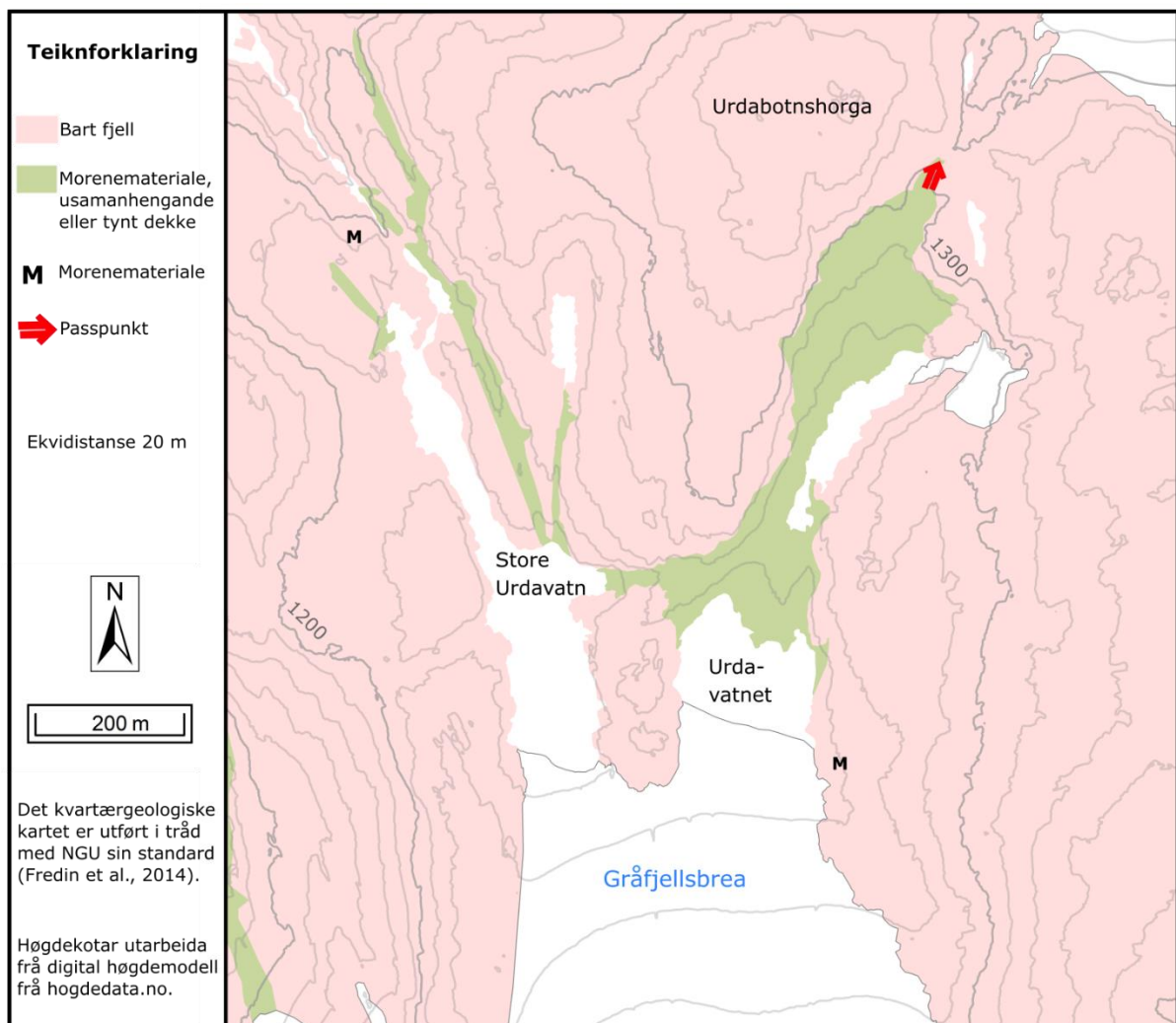
Dei blokkrike lausmasseavsetjingane i fjellskråningane ved Mysevatnet og i dalsida ved Urdabotnen er tolka til å vere ur avsett av steinsprang og steinskred, som har akkumulert over tid. Steinsprang er definert som enkelte berggrunnsfragment som lausnar og fell frå ei bratt fjellside, medan steinskred er skildra som utgliding av ei større og samanhengande masse av berggrunnsfragment (Braathen et al., 2004). Sorterte lausmasseavsetjingar i dei flate områda, der breelvane møter meir stillestående vatn, er tolka til å vere breelvavsetjingar. Det fuktige området 960 moh. sør-aust for Mysevatnet er tolka til å vere torv og myr, omkransa av vegetasjonsdekkja glasifluvialt materiale. Torv og myr består av organisk materiale som er delvis nedbrote og har ein tjuknad på >30 cm. Danning av torv og myr førekjem ofte i forseinkingar og lågareliggande terrengområde, der vasstilsiget er høgt.



Figur 5.2: Kvartærgeologisk kart over nedslagsfeltet til Mysevatnet. Kartet er produsert i ArcMap 10.7.

5.1.2 Kartlegging kring Urdavatnet

Urdavatnet er lokalisert 1222 moh. sør for Urdabotnshorga, og er avgrensa til topografien og austre Gråfjellsbrea i sør. Omtrent 150 m nord-aust for Urdavatnet ligg eit lite namnlaust vatn, og ca. 60 m nord for det namnlause vatnet er det observert eit passpunkt. Vest for Urdavatnet, skild av ein fjellrygg på omtrent 1242 moh, ligg Store Urdavatn eit langstrakt vatn på 1210 moh. Utifrå målingar på flyfoto frå 2019 (Kartverket, 2020b) har Urdavatnet eit areal på 0,023 km², medan Store Urdavatn er omtrent dobbelt så stort. Området kring vatna er dominert av bart fjell utan vegetasjonsdekkje. Nord for Urdavatnet og nord-aust for det vetle namnlause vatnet er det eit tynt og blokkrikt lausmassedekke (figur 5.3).

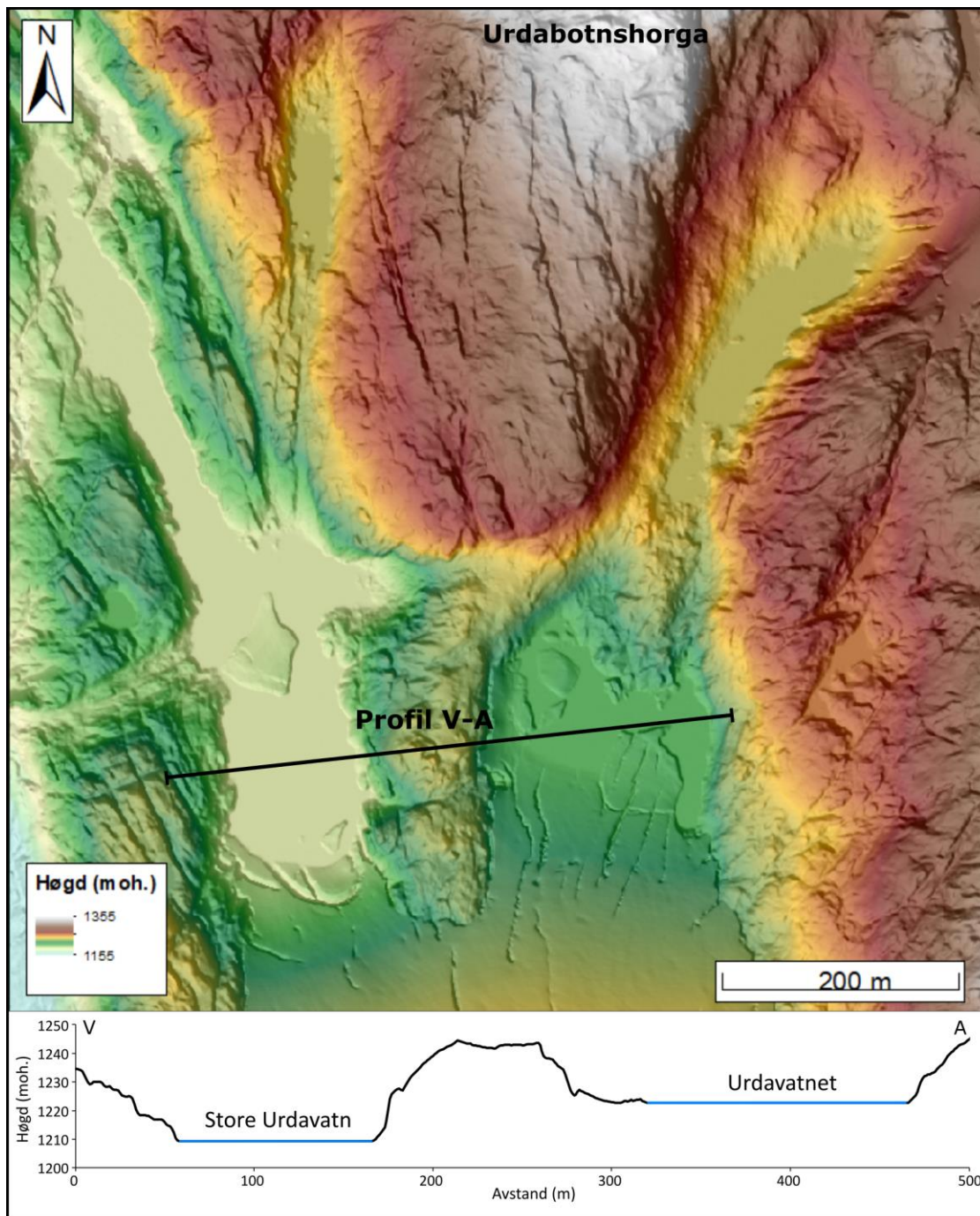


Figur 5.3: Utsnitt frå det kvartærgeologiske kartet (kapittel 5.1.1) i lågare målestokk frå området kring Urdavatnet.

Urdavatnet er ein ismarginal innsjø som er demd opp av breis i sør, og brefronten strekk seg frå fjellryggen i vest til fjellknausen i aust. Flybilette frå 2019 (figur 5.6) viser at breoverflata har sprekker og at isflak flyt på vatnet. Breoverflata til austre Gråfjellsbrea har ei generell

jamn stiging oppover, medan midtre Gråfjellbrea skil seg ut med ei brattare stiging og større omfang av bresprekkar. Drenering ved eit eventuelt jøkullaup frå Urdavatnet vil kunne skje under breen mot Store Urdavatn sidan vatnet ligg om lag 12 m lågare og smeltevatnet på grunn av gravitasjonen vil renne mot eit lågare område (figur 5.4). Volumet av Urdavatnet er rekna ved å nytte arealet, på 0,023 km² og høgdeskilnaden på 12 m mellom dei to vatna:

$$23\ 000\ m^2 \times 12\ m = 276\ 000\ m^3$$



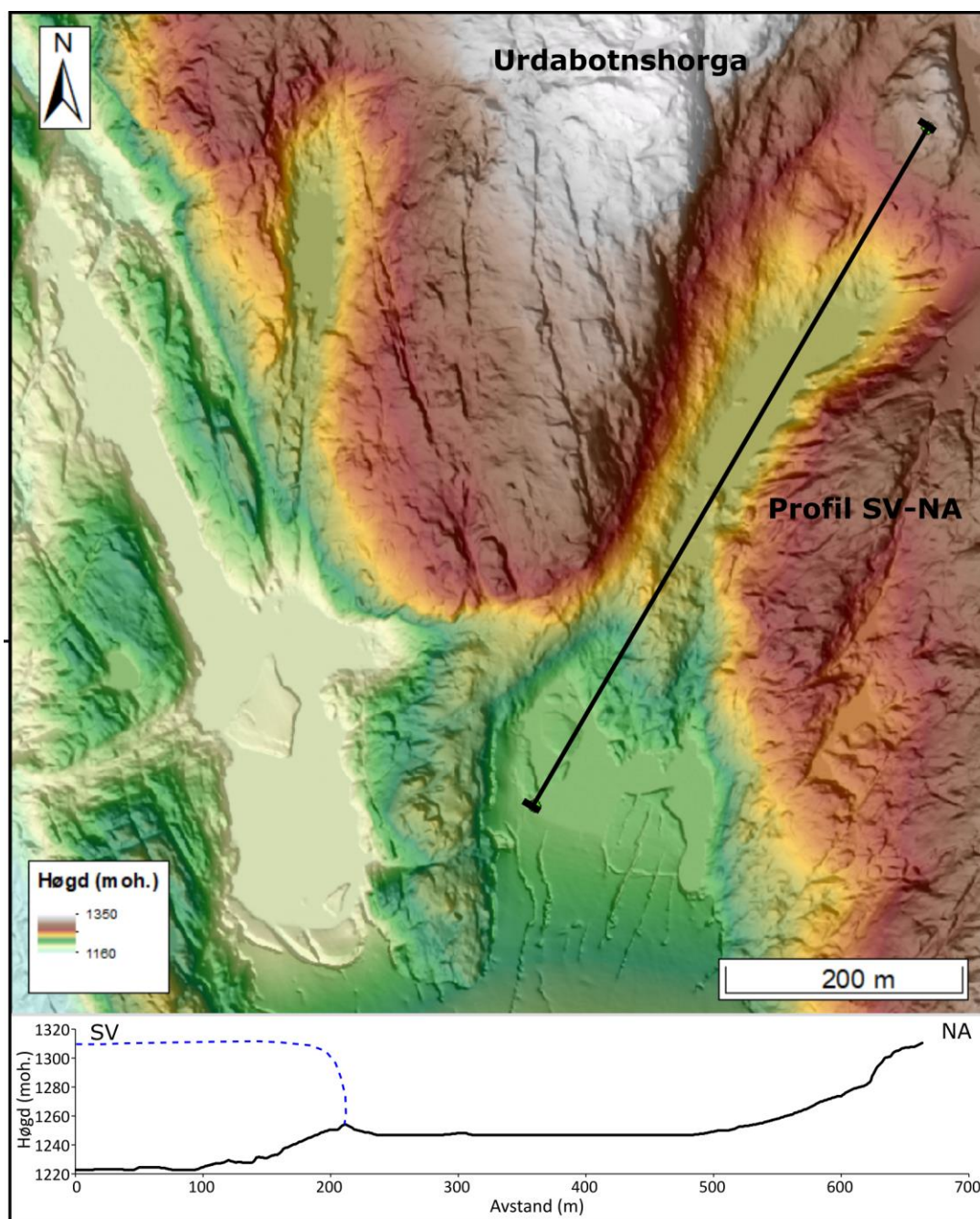
Figur 5.4: Høgdemodell og terrengprofil som viser høgdeforskjellen mellom Urdavatnet og Store Urdavatn. Høgdemodellen er produsert i ArcMap 10.7 utifrå ein DTM med ei oppløysing på 0,5 x 0,5 m (Kartverket, 2021).

Passpunktet 1300 moh. viser til at smeltevatn på eit tidspunkt då breen har hatt større utbreiing enn i dag har drenert i nord-austleg retning mot Urdabotnen. Brefronten til Gråfjellsbrea må då ha stått inntil Urdabotnshorga i nord og stengt for drenering i sør og vest. I tillegg må brefronten ha vore høgare enn utløpet ved passpunktet, slik at vatnet kunne drenere gjennom utløpet i nord-aust. Den breidde sjøen vil i dette tilfellet utifrå målingar på

høgdemodell truleg kunne ha eit areal på 0,061 km² og eit djup på rundt 53 m (figur 5.5). Eit volumestimat er rekna ved å nytte arealet og djupna i innsjøen:

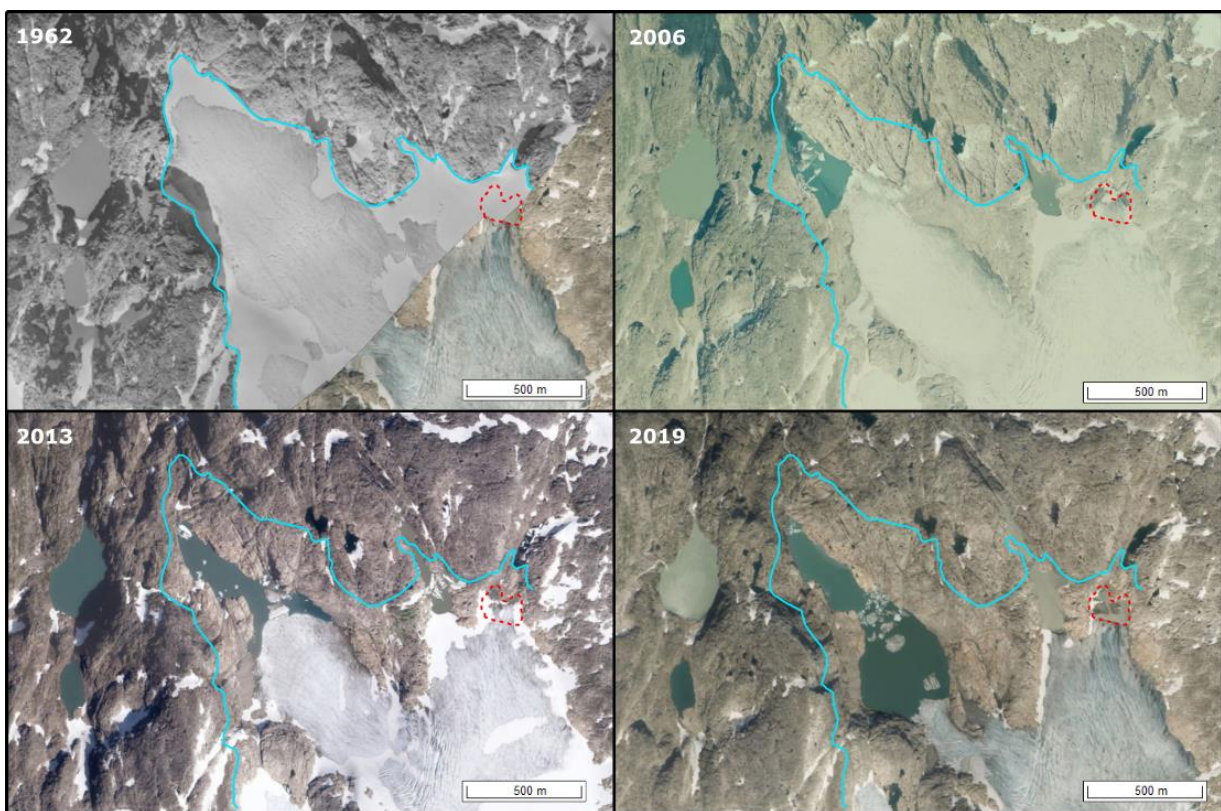
$$61\,000\text{ m}^2 \times 53\text{ m} = 3\,233\,000\text{ m}^3$$

Ved tilbakesmelting av brearmen frå dette stadiet, på eit tidspunkt då høgda på brefronten har minka til under høgda på utløpet ved passpunktet, har det vore potensiale for jøkullaup.



Figur 5.5: Høgdeprofil og plassering på kart som viser potensiale for ein breid sjø av større storleik enn dagens, dersom brefronten står om lag 200 m lenger nord-aust mot Urdabotnshorga. Den blå stipla linja i høgdeprofilen markerer ein tenkt posisjon for brefronten. Høgdemodellen er produsert i ArcMap 10.7 utifrå ein DTM med ei oppløysing på 0,5 x 0,5 m (Kartverket, 2021).

Ei samanlikning av flyfoto frå perioden 1962-2019 viser at storleiken på Urdavatnet har vorte større ettersom Gråfjellsbrea har smelta tilbake (figur 5.6). I 1962 var dei tre vatna framom midtre og austre Gråfjellsbrea heilt dekkja av snø og/eller is, og berre Gråfjellsvatnet er synleg i flyfoto. Flyfoto frå 2006 viser at den midtre brearmen stod omtrent midt i det proglasiale vatnet, medan store deler av Urdavatnet var dekkja av is. I 2013 var Urdavatnet i ferd med å vekse fram og midtre Gråfjellsbrea hadde smelta omtrent 200 m tilbake sidan 2006. I perioden 1962 til 2019 har den austre brearmen trekt seg tilbake rundt 500 m, til samanlikning har den midtre brearmen smelta tilbake over 1000 m. Arealet til Urdavatnet har frå 2013 til 2019 auka til over det tredobla, frå 0,007 km² til 0,023 km².



Figur 5.6: Urdavatnet og Gråfjellsbrea si utvikling i perioden 1962-2019. Raud stipla linje markerer Urdavatnet sin storleik basert på flyfoto frå 2019, medan den blå linja markerer utbreiinga til Gråfjellsbrea i 1962. Flyfoto er henta frå norgebilder.no (Kartverket, 2020b).

Oppsummering

Kartlegginga kring Urdavatnet viser at det ligg tre vatn framom austre Gråfjellsbrea. Utsnittet av det kvartærgeologiske kartet (figur 5.3) viser at området kring vatna i hovudsak består av bart fjell og tynt eller usamanhengande morenedekkeje. To av vatna, Urdavatnet og Store Urdavatn, er innsjøar avgrensa av topografien og brefronten i sør. Det namnlause vatnet omtrent 150 m nord-aust for Urdavatnet, er av mindre storleik og berre avgrensa av

topografien. Urdavatnet og Store Urdavatn har ein høgdeskilnad på omtrent 12 m og Urdavatnet har eit totalt areal på 0,023 km², som utgjer eit volum på 276 000 m³.

Passpunktet på 1300 moh. nord-aust for Urdavatnet indikerer drenering i nord-austleg retning på eit tidspunkt når breen har hatt større utbreiing enn dagens. Ved tilbakesmelting frå denne tilstanden kan eit vatn med eit volum på 3,2 millionar m³, ha forårsaka jøkullaup med større omfang enn tilhøva ved dagens situasjon.

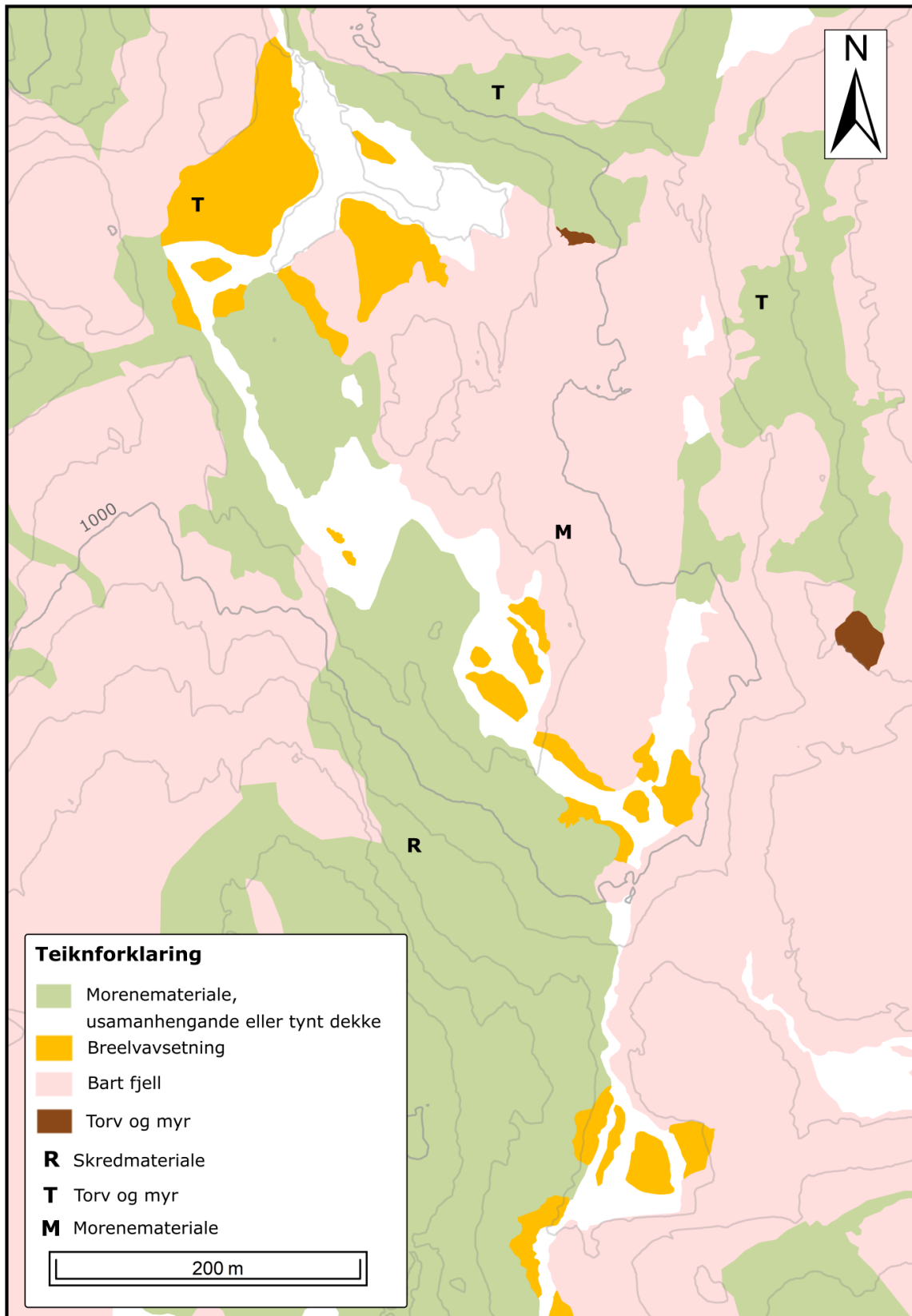
Samanlikning av flyfoto frå perioden 1962-2019 viser at breen har smelta mykje tilbake. I 1962 var heile Urdavatnet dekkja av snø og/eller is, til det begynte å kome fram i 2006. Dei siste åra, frå 2013 til 2019, har arealet av Urdavatnet vorte meir enn tredobla.

Målet med kartlegginga gjennom fjernanalyse kring Urdavatnet var å undersøkje om vatnet er bredeimt og om det er potensiale for jøkullaup i dag. Då flyfoto viser at det ikkje er noko synleg utløp, kan ein anta at drenering ved eit eventuell jøkullaup vil skje under breen og at det er isen som hindrar vatnet i å renne vekk i dag. Om det er potensiale for jøkullaup frå Urdavatnet i dag vert drøfta vidare i kapittel 6.2.

5.1.3 Kartlegging av dreneringsløp

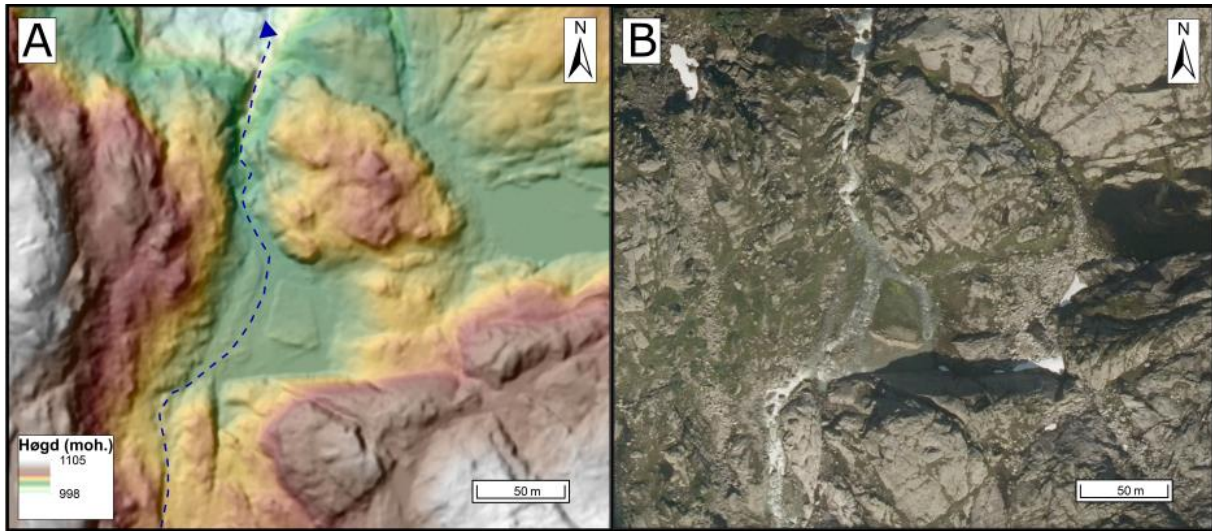
Frå austre Gråfjellsbrea renn smeltevatn i dag nordover mot Mysevatnet med eit relieff på 450 høgdemeter. Ved ein eventuell tapping av Urdavatnet vil drenering som nemnt kunne skje under breen mot Store Urdavatn. Vidare vil vatnet drenere gjennom utløpet til Store Urdavatn i nord og følgje elveløpet nedover eit bratt skar, før det når områder med slakare terrenggradient ved 1035 moh. og to små vatn ved ca. 970 moh. og 960 moh. Frå det flate området vil smeltevatn følgje eit bratt skar ned mot innløpet til Mysevatnet i sør-aust. Langs elveløpet i dei høgareliggande fjellområda (1200-1050 moh.) er det hovudsakleg bart fjell og tynt usamanhengande lausmassedekkkje, medan det i dei lågareliggande områda er sorterte lausmasseavsetjingar av sand til grus og stein.

Figur 5.7, utsnitt frå det kvartærgeologiske kartet, viser at elva som renn frå Store Urdavatn til Mysevatnet har erodert seg ned i lausmassane som ligg ved dei flatare områda. Nedover elveløpet er det tre område med tydeleg slakare terrenggradient ved 1035 moh., 970 og 960 moh. Kring elveløpet i desse områda er det lausmasseavsetjingar beståande av sand, grus, stein og organisk materiale, som både er med og utan vegetasjonsdekkje. Gjennom dei bratte skara som elveløpet følgjer, renn vatnet i forseinkingar og sprekker i berggrunnen.



Figur 5.7: Utsnitt frå kvartærgeologisk kart (kapittel 5.1.1) i lågare målestokk. Kartutsnittet viser kartleggingsområdet langs dreneringsløpet til austre Gråfjellsbrea, der ruta til eit potensielt jøkullaup også vil ta vegen. Høgdekotar er utarbeida frå ein digital høgdemodell frå hoydedata.no (Kartverket, 2021), med ein ekvidistanse på 20 m. Kartet er utført i tråd med NGU sin standard for kvartærgeologisk kartlegging (Fredin et al., 2014).

Langs elveløpet ved 1035 moh. flatar terrenget ut og elva deler seg i tre dreneringsvegar rundt ei langstrakt og ei meir avrunda øy, før vatnet samlar seg i eit elveløp der terrenget vert brattare. Den langstrakte og den meir avrunda øya består av lausmassar som hovudsakleg er dekkja av vegetasjon. I sørenden av den avrunda vegetasjonsdekte øya er ein sortert rygg med kornstorleiken sand til grus. Høgdemodellen viser terrengformer og dei naturlege dreneringsvegane, medan av flybilete kan ein sjå kor smeltevatt frå breen drenerer i dag, i tillegg til erosjonsspor av tidlegare drenering (figur 5.8).



Figur 5.8: A) viser høgdemodell over det flate område ved 1035 moh. og den avrunda øya med ein langstrakt rygg i sørenden. Blå stipla linje viser dreneringsretninga til elva. B) viser flyfoto frå 2019 over same område, og lausmassane kring elveløpet. Samanstilling av flybilete og høgdemodell viser at det er større mengder av lausmassar i dei lågareliggjande områda enn dei høgareliggjande områda. Høgdemodellen er produsert i ArcMap 10.7 ved å kombinere ein DTM med ein skuggerelieffmodell (Kartverket, 2021), medan flyfoto er henta frå norgebilder.no (Kartverket, 2020b).

Ved 970 og 960 moh. ligg det to små vatn som elva renn gjennom. Dei små vatna er omkransa av lausmassar dekkja av vegetasjon. Utifrå undersøking av flyfoto er dei vegetasjonsdekkja lausmassane tilsynelatande mørke og fuktige (figur 5.9). Figur 5.9 viser òg at det er fluvial erosjon langs elva der den svingar inn mot det vetle vatnet, noko som tyder på tidvis høgare vassføring.



Figur 5.9: Flyfoto frå 2019 av området med slakare terrenggradient ved 960 moh. langs elveløpet frå austre Gråfjellsbrea. I elvesvingen til venstre i biletet kan ein sjå spor etter høgare vassføring og på den austlege sida av det vetle vatnet har vegetasjonsdekkjet ein brun farge. Flyfoto er henta frå norgeibilder.no (Kartverket, 2020b).

Oppsummering og tolking

Kartlegginga rundt dreneringsløpet til eit eventuelt jøkullaup frå Urdavatn viser at smeltevatn vil drenere under breen og inn i Store Urdavatn, før det renn vidare nordover mot Mysevatnet. Utsnittet frå det kvartærgeologiske kartet (figur 5.7) viser at området kring og langs dreneringsløpet i hovudsak består av bart fjell, tynt morenedekke og breelvavsetjingar. I område der terrenggradienten flatar ut er det òg materiale av torv og myr.

Typisk i dei høgareliggande fjellområda er bart fjell med og utan blokkrikt morenemateriale. Der terrenget har ein slakare gradient er det tynt morenedekke med vegetasjon. Langs med dreneringsløpet i områda der terrenget flatar ut er det små vatn omkransa av breelvavsetjingar. Dei mørke vegetasjonsdekkja lausmassane ved dei små vatna er tolka til å vere torv og myr.

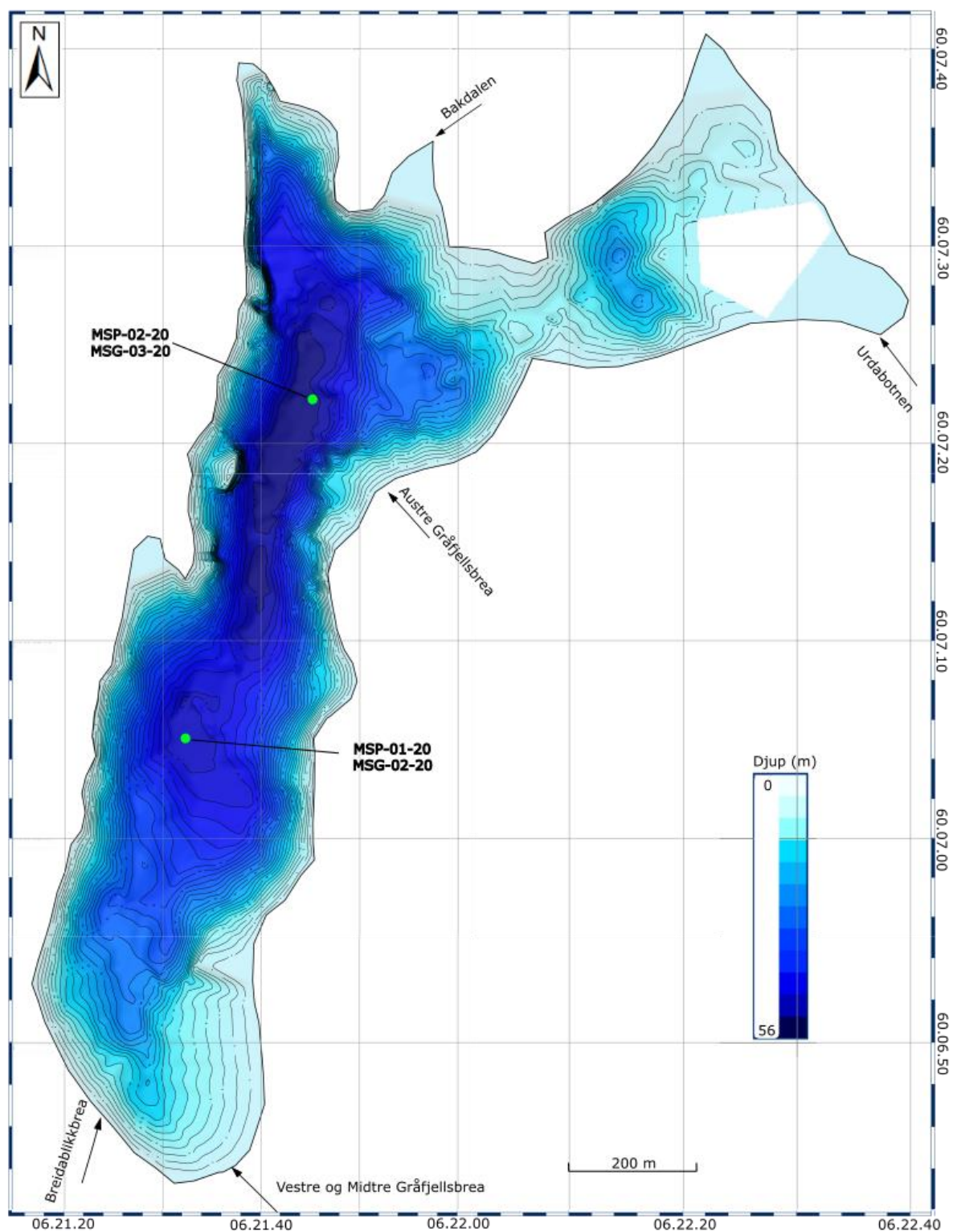
Eit potensielt framtidig jøkullaup vil òg følgje dagens elveløp. I områda med slakare terrenggradient dominerer breelvavsetjingar lausmassane. Ved 1035 moh. der elva deler seg i tre og terrenget flatar ut drenerer smeltevatn langs to øyer, noko som tyder på erosjon i materiale som tidelegare har vorte avsett der. Dei små vatna ved 970 og 960 moh. vil kunne dempe sedimenttransporten frå austre Gråfjellsbrea. Dei nemnte flate områda med breelv- og torvavsetjingar langs elveløpet er tolka til å vere kjeldeområde for sediment til Mysevatnet.

5.2 Sedimentstudie

Under feltarbeidet i september 2020 vart det utført batymetriske og seismiske undersøkingar av Mysevatnet. Med utgangspunkt i undersøkingane vart fire sedimentkjernar henta opp ved to lokalitetar i innsjøen (figur 5.10). Sedimentanalysar som visuell logging, MS og CT er utført på EARTHLAB med hovudfokus på dei to sedimentkjernane MSP-01-20 og MSP-02-20. Djup versus aldersmodellen er basert på tre radiokarbondateringar frå MSP-01-20 og utført i R-pakken *Clam* (kapittel 4.2.4).

5.2.1 Batymetriske og seismiske undersøkingar

For å finne godt eigna borelokalitetar vart det gjort batymetrisk kartlegging og seismiske undersøkingar ved hjelp av ekkolodd og CHIRP i Mysevatnet (figur 5.10 og 5.11).

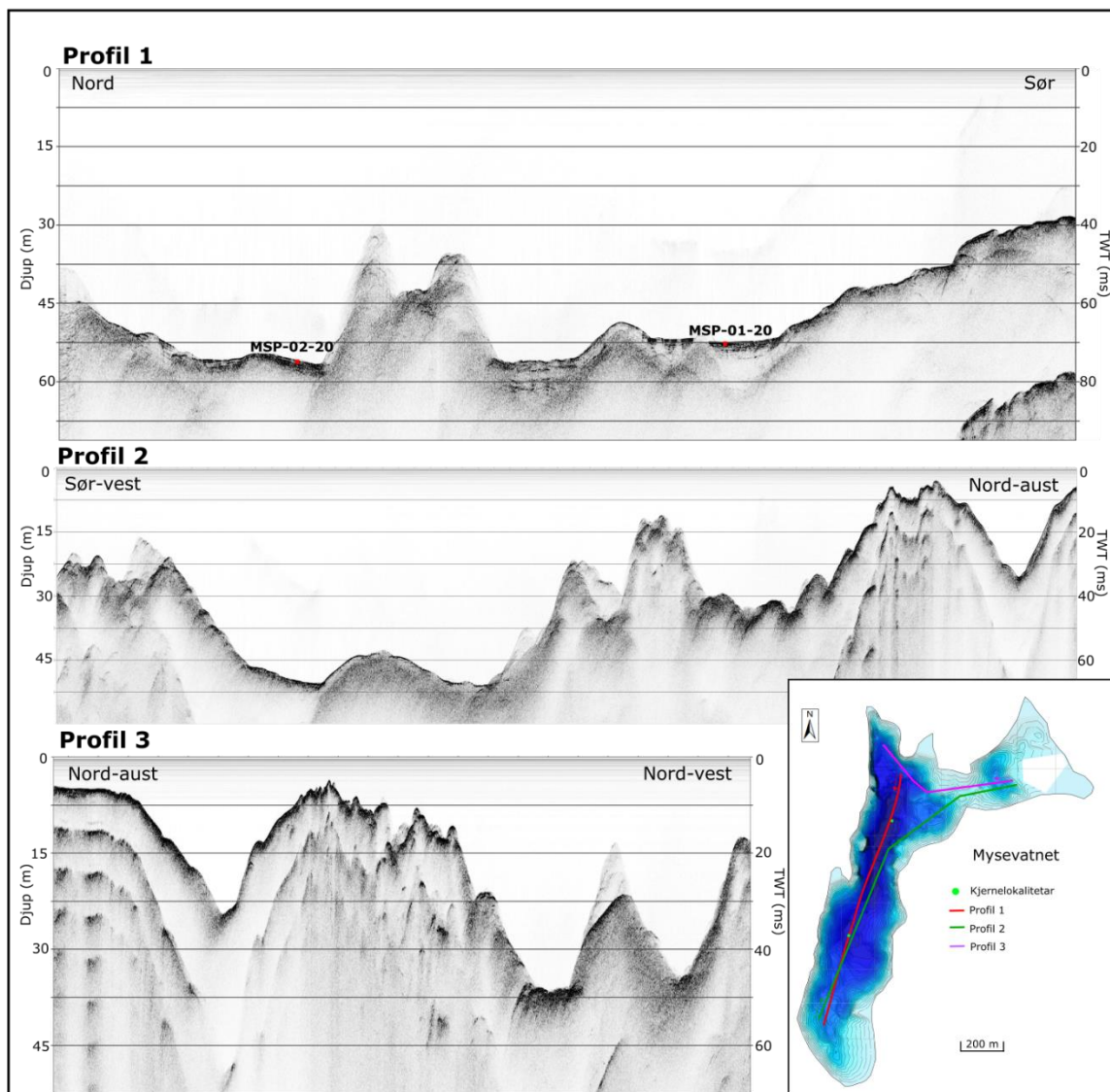


Figur 5.10: Batymetriske kart over Mysevatnet med ein ekvidistanse på 2 m produsert i *ReefMaster*. Sedimentkjernane er henta opp frå to av bassenga i innsjøen ved 52 og 56 m djup (grøne punkt). Pilene markerer innløpa til innsjøen. Det kvite området i kartet er utan data.

Det batymetriske kartet viser at innsjøen består av to større basseng, eit i sør og eit i nord (52-56 m djup), samt Urdabottvatn i nord-aust som er skild frå dei to større bassenga av ein grunn terskel (figur 5.10). Skråningane i innsjøen er bratte, med slakare helling ved elveinnløpa i

sør, nord og nord-aust. Kjernane MSP-01-20 og MSG-02-20 vart teke opp frå det flate partiet ved eit djup på 52 m sør i innsjøen, utanfor elveinnløpet frå vestre og midtre Gråfjellsbrea, samt Breidablikkbrea. Sedimentkjernane MSP-02-20 og MSG-03-20 er frå det djupaste området i innsjøen utanfor elveinnløpet frå austre Gråfjellsbrea, der potensielle jøkullaup vil ta vegen inn i innsjøen (figur 5.10). Kart og djupnemålingar er tilgjengeleg i vedlegg 2.

Under den seismiske undersøkinga av Mysevatnet vart det samla inn data frå tre profil, som alle er framstilt i figur 5.11. Dei seismiske profila saman med det batymetriske kartet viser tre relativt flate område ved ulike djup i innsjøen (figur 5.11), samt bratte skråningar opp mot vassoverflata. Den nord-austlege delen av innsjøen, tidlegare Urdabottvatn, har lite omfang av akkumulerte sediment og svært bratte sider opp mot strandlinja (figur 5.11).



Figur 5.11: CHIRP-profil av botnforholda i Mysevatnet. Dei seismiske profila er prosessert i programvara *SeiSee*. Avstanden på x-aksen er ikkje markert, sidan datainnsamlinga ikkje føregjekk med ein konstant fart. Kjernelokalitetar for MSP-01-20 og MSP-02-20 er markert med raude boksar i profil 1.

Profil 1 syner relativt flate innsjøbasseng med ein ujamn haugformasjon ved 30 til 43 m djup, som skil det sørlegaste bassenget frå bassenga i nord. Ein mindre haugformasjon ved 47 m djup ligg i overgangen til det nordlegaste bassenget. Profil 2 og 3 viser bratte skråningar opp mot strandlinja og enkelte grunnare område (5 m djup) mellom dei bratte fordjupingane.

5.2.2 Skildring av innsjøsediment frå Mysevatnet

Sedimentkjernane er som nemnt henta opp ved to lokalitetar i Mysevatnet (figur 5.10). MSP-01-20 er henta opp frå det sørlegaste bassenget, medan MSP-02-20 er henta frå midten av det nordlegaste bassenget nær innløpet frå austre Gråfjellsbrea.

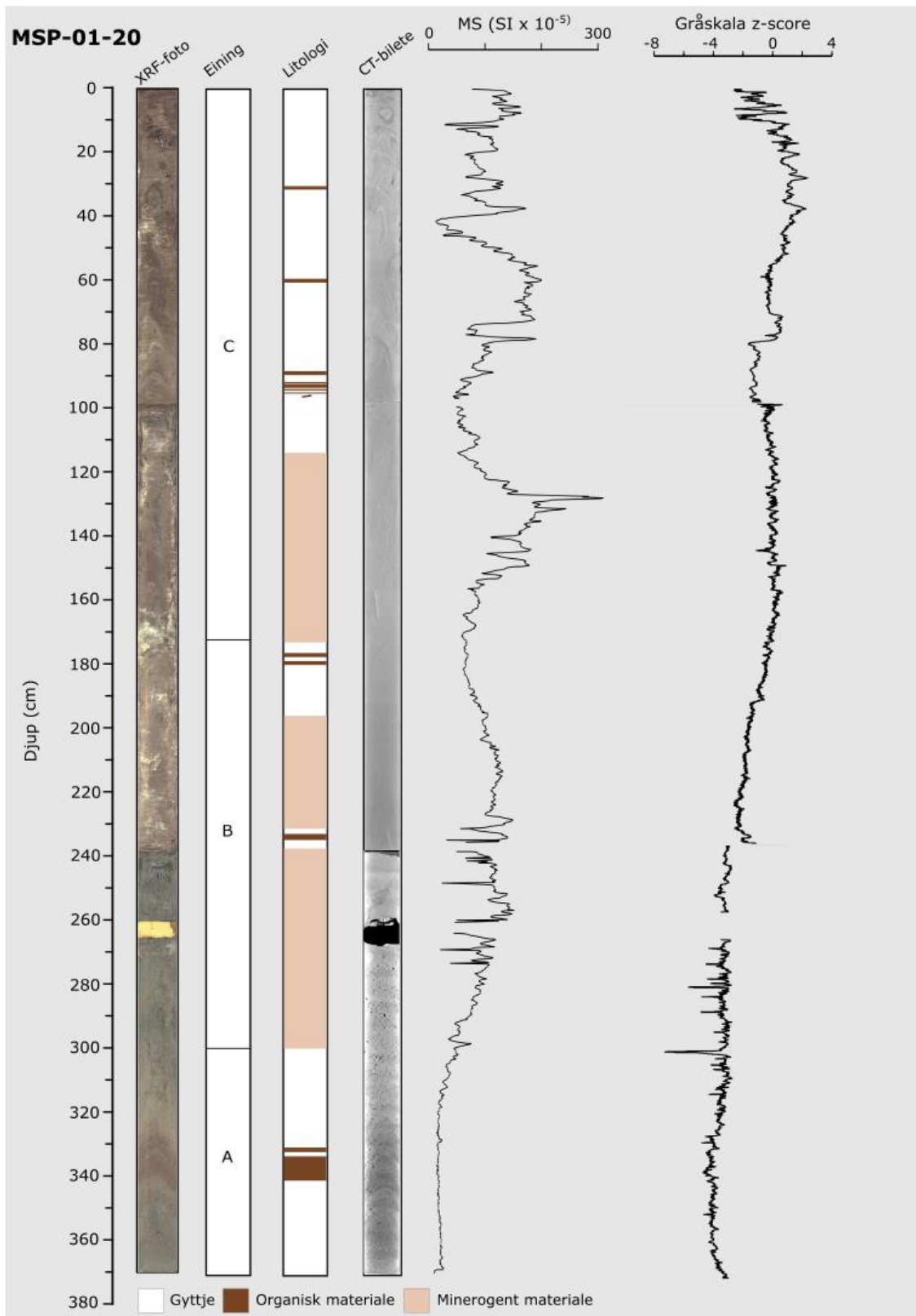
Etter transport av sedimentkjernane til Universitetet i Bergen, vart dei splitta på langs og vidare analysert. CT-skanning vart utført på nedre del av MSP-02-20 før splitting, medan resten av kjernen, samt heile MSP-01-20 vart skanna etter splitting. Visuell logging og CT-skanning viser at kjerne MSP-01-20 har fleire område med kaotiske sediment, medan MSP-02-20 er kaotisk i dei øvre 90 cm av kjernen. Rådata frå MS-målingar og CT-skanning er tilgjengeleg i vedlegg 2.

Basert på visuell logging, samt resultatet frå magnetiske analysar og CT-skanning er sedimentkjernane MSP-01-20 og MSP-02-20 frå Mysevatnet skildra utifrå fira litologiske facies:

- Sandlag (SA-lag): fin- til grovkorna sand
- Organisk materiale (OM): mørkt materiale med fragment av røter, blad og pinnar
- Minerogent materiale (MN-lag): leire/silt til fin sand
- Gytje (GY-lag): finkorna, brunt organisk-rikt sediment

I kjerne MSP-01-20 er det tre kaotiske lagpakkar ved djupa 236-195 cm, 173-97 cm og 80-0 cm (figur 5.12). Ei skildring av dei mindre forstyrre sekvensane i sedimentkjernen er dermed meir vektlagt enn dei kaotiske sedimenta. Basert på litologiske facies bestemt utifrå visuell logging og magnetisk susceptibilitet er kjernane delt inn i tre einingar (A-C) og framstilt i figur 5.12 og figur 5.14.

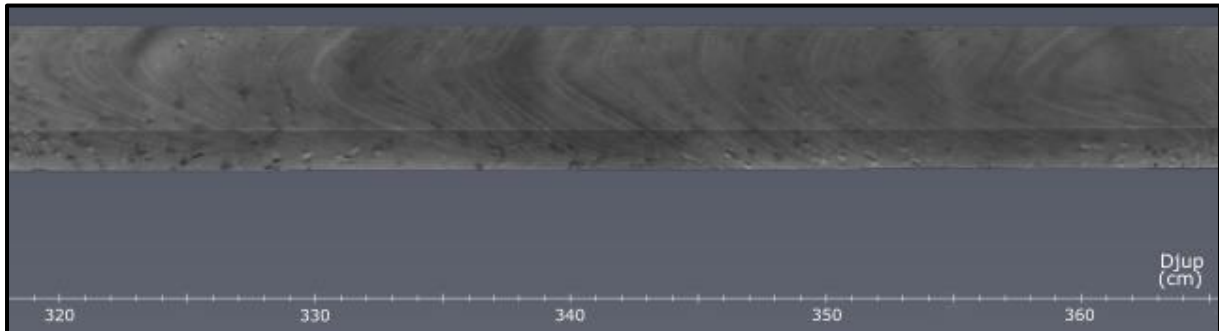
MSP-01-20



Figur 5.12: Framstilling av sedimentkjerne MSP-01-20 med resultat frå magnetiske og fysiske analysar. Frå venstre XRF-foto, einingar, litologiske facies, CT-bilete, MS og gråskala. MS er henta inn med ei oppløysing på 0,2 cm, medan gråskala har ei oppløysing på 0,02 cm. Det gule området i XRF-fotoet er oasis, som vart plassert der då sedimentet hadde forskjøve seg og sklidd utover.

Eining A (372-300 cm):

Sedimentet er hovudsakleg grått på farge og består av materiale med kornstorleiken leire/silt og har noko organisk innhald. Ved djupet 340-328 cm er materialet meir organisk-rikt enn sedimentet over og under. XRF-foto og visuell logging syner at sedimentet over og under det organiske har ein homogen struktur, medan CT-bilete avdekkjer enkelte 0,5 cm tjukke lag med vekslende mørke lågtettleikslag og lyse høgtettleikslag (figur 5.13). Overgangen til eining B er gradvis.



Figur 5.13: Ein 3D-voxel modell av intervallet 320-365 cm i eining A som viser hyppig variasjon i sedimentet med lyse høgtettleiks- og mørke lågtettleikslag.

MS-signalet har ein stigande trend, frå 7 til 64 SI 10^{-5} med eit gjennomsnitt på 20 SI 10^{-5} . Dei normaliserte gråskalaverdiane i eininga ligg mellom og -7 og -2 og har eit gjennomsnitt kring -4.

Eining B (300-173 cm):

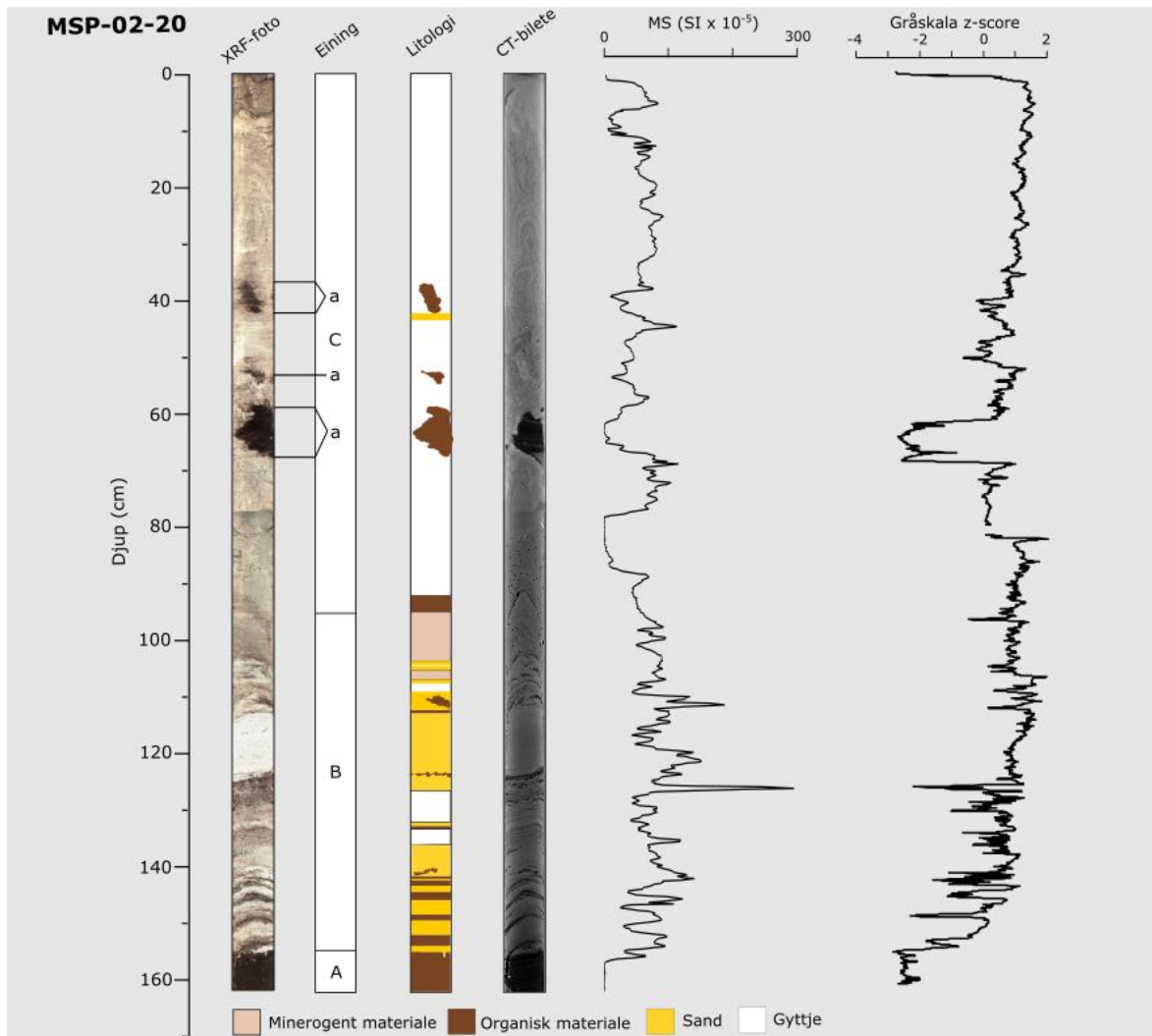
I denne eininga er sedimentet dominert av kornstorleiken silt og leire, i tillegg til sekvensar av gyttje med enkelte organiske lag. Eininga har ein grå farge i nedre del, og ein meir brun øvre del. Ved djupet 236-195 cm har sedimentet ein kaotisk struktur, som ikkje vert skildra vidare i detalj. MS-signalet i eininga ligg mellom 18 og 150 SI 10^{-5} med ein gjennomsnittsverdi på 94 SI 10^{-5} . Dei normaliserte gråskalaverdiane ligg mellom -7 og 0 og har eit gjennomsnitt på -3.

Eining C (173-0 cm):

Sedimentet i eininga består i hovudsak av kornstorleiken silt til fin sand med innslag av organisk materiale. CT-bilete av dei sedimentologiske strukturane syner at store deler av eininga truleg er omrørt, men at sedimentet er samansett av materiale med både låg og høg tettleik. Ved djupet 97-80 cm er det avbøygd opp til 0,5 cm tjukke vekslende lag av brune og lyse grå sediment. Dei øvste 80 cm av eininga er omrørt og består av organisk materiale, fin sand og røter. CT-bilete syner òg tynne vekslende høg- og lågtettsleikslag som både er avbøygd og orientert vertikalt. MS-signalet i eininga ligg mellom 10 og 309 SI 10^{-5} med

toppunkt ved 128,4 cm djup og ein gjennomsnittsverdi på $110 \text{ SI } 10^{-5}$. Dei normaliserte gråskalaverdiane varierer mellom -2 og 2, med ein gjennomsnittsverdi på 0.

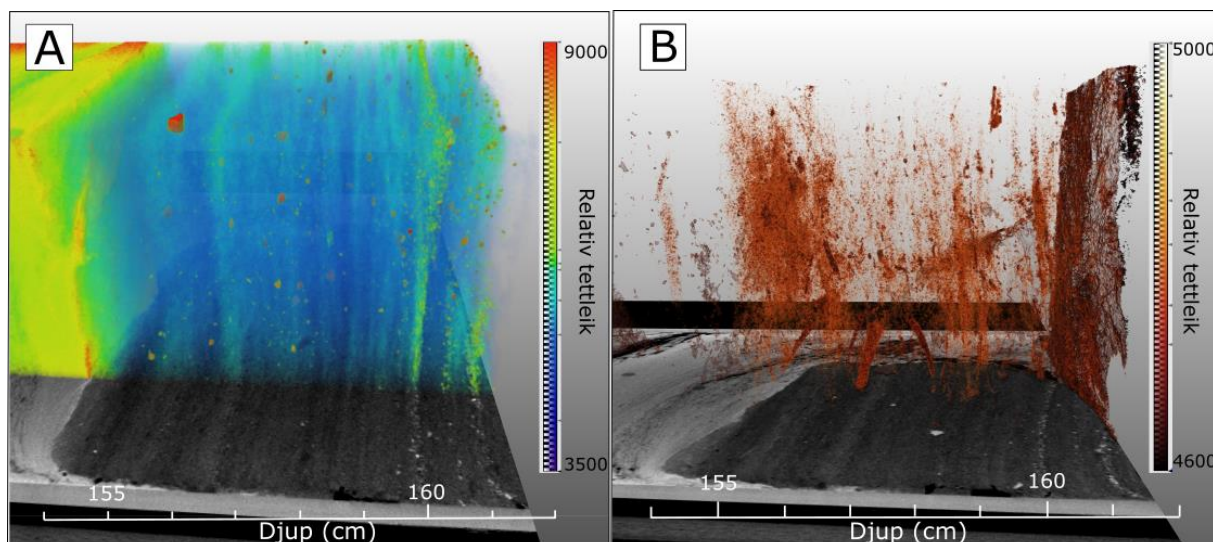
MSP-02-20



Figur 5.14: Framstilling av sedimentkjerne MSP-02-20 med resultat frå magnetiske og fysiske analysar. Frå venstre XRF-foto, einingar, litologiske facies, CT-bilete, MS og gråskala. MS er henta inn med ei oppløysing på 0,2 cm, medan gråskala har ei oppløysing på 0,02 cm.

Eining A (162-154 cm):

Sedimentet har ein mørkebrun farge og består av eit kompakt organisk materiale (figur 5.15). CT-biletet syner horisontale lag og enkelte partiklar med relativt høg tettleik (figur 5.15A), og at det er høgt innhald av terrestriske makrofossil i form av pinnar og fragment (figur 5.15B). I eining C er det tre organiske klumpar som liknar eigenskapane til eining A. MS-verdiane ligg mellom 0 og $2 \text{ SI } 10^{-5}$ i nedste del, før dei stig frå 6 til $21 \text{ SI } 10^{-5}$ mot toppen av eininga. Gråskalaverdiane i eininga er relativt låge, der dei normaliserte verdiane ligg mellom -2 og -4. Det er ei skarp grense til eining B over som kuttar skrått gjennom dei øvste laga i eining A.



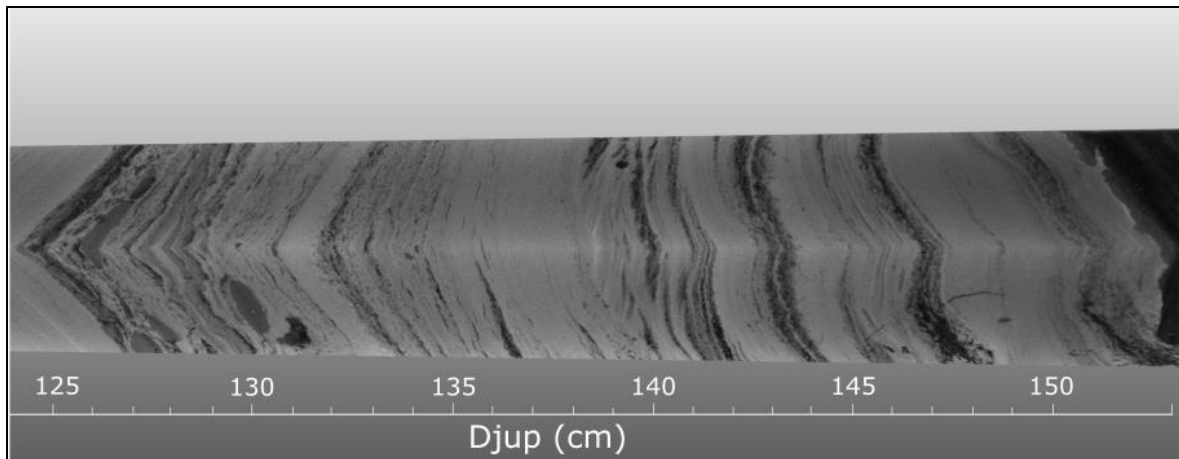
Figur 5.15: CT-bilete av eining A. I figur A) er materiale med høg tetthet gitt farge og bilete viser at eininga har horisontale lag og enkelte partiklar med høgare tetthet enn materialet rundt. I B) er berre materiale med låg tetthet synleg. Biletet viser at fleire terrestriske makrofossil i form av pinnar og mindre fragment opptre gjennom heile eininga.

Eining B (154-95 cm):

Sedimenta i eininga er dominert av kornstorleiken sand, men inneheld òg organiske horisontar, i tillegg til noko leire/silt materiale mot toppen.

I intervallet mellom 154-140 cm er det vekslende lag av sand og organisk materiale, der dei organiske laga er 0,5-1 cm tjukke og sandlaga er 1-2 cm tjukke. Mellom 140-130 cm består eininga av silt/leire med innhald av organisk materiale, og ved 132 cm djup er det eit omtrent 1 cm tjukt distinkt sandlag. Ved djup 130-125 cm er det linser av med høgt organisk innhald, og mellom 126-125 cm djup er det horisontale mørke organiske lag i tillegg til nokre SA-lag. I intervallet 125-114 cm er det eit massivt sandlag, som av overflatebilete og visuell observasjon ser ut til å vere utan struktur, men CT-bilete viser derimot hyppige små variasjonar i tetthet. Gjennom den øvste delen av eininga, ved 114-102 cm djup, er det hovudsakleg sand og organisk materiale. Ved djupna 140-138 cm og 114-110 cm er det skråstilte lag avkutta av overliggende lag (figur 5.16). Eininga går gradvis over i eining C med finare kornstorleik.

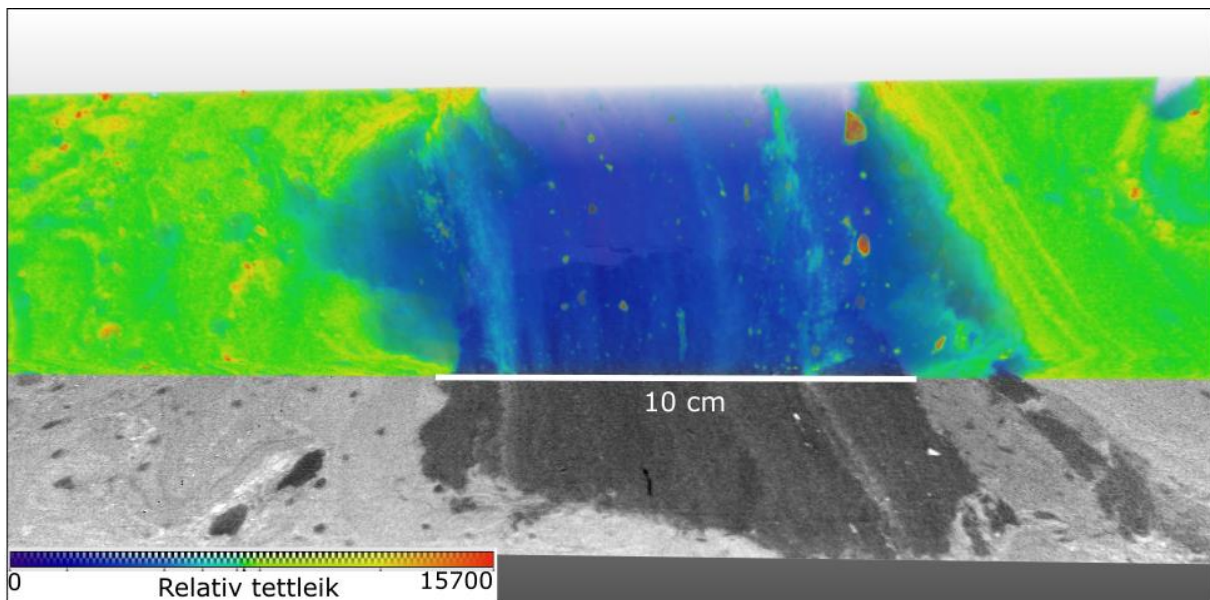
MS-verdiane varierer hyppig mellom 26 og 295 SI 10^{-5} , og toppunktet ligg ved eit djup på 126 cm. Den gjennomsnittlege MS-verdien i eininga ligg på 83 SI 10^{-5} . Dei normaliserte gråskalaverdiane varierer mellom -3 og 1 med eit gjennomsnitt på 0.



Figur 5.16: CT-modell frå nedre del av eining B. Lys farge refererer til materiale med høg tettleik, medan dei mørke laga har låg tettleik. Eininga består av vekselvise sand- og organiske-lag (154-140 cm), skråstilte lag avkutta av overliggande lag (skråsjikt: 1-40-138 cm), i tillegg er det silt og leire-lag med organiske linser ved 130-125 cm djup.

Eining C (95-0 cm):

Eininga har ein gråbrun farge og er dominert av korstorleiken silt/leire. I eining C er det innslag av tre organiske klumpar tilsvarande materialet i eining A. Den største av dei organiske klumpane er ved djupet 68-58 cm og CT-bilete syner enkelte tynne horisontale lag av materiale med høgare tettleik mellom lågtettleiksmaterialet (figur 5.17). Ved 42 cm djup er eit ca.1,5 cm tjukt lag av sand.



Figur 5.17: Figuren viser deler av eining C. Det farga biletet er ein 3D-modell av materiale med høg tettleik, medan svart-kvitt bilete er 2D slice som viser høg- og lågtettleikssediment. I intervallet 68-58 cm djup er den organiske klumpen vist med låg relativ tettleik, medan sedimentet over og under er visualisert med høgare relativ tettleik. Internt i den organiske klumpen syner 2D slice og 3D-modellen horisontale lag, samt enkelte sandpartiklar.

MS-verdiane ligg mellom 0 og 115 SI 10^{-5} med eit gjennomsnitt på 47 SI 10^{-5} . Dei normaliserte gråskalaverdiane varierer mellom -3 og 1,5 med ein gjennomsnittsverdi på 0.

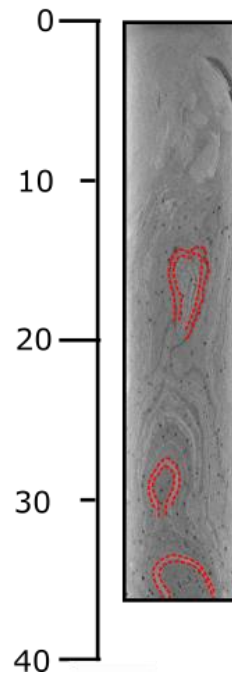
CT-biletet og visuell logging avslører svært omrørte sediment i dei øvre 35 cm av kjernen. Figur 5.18 viser avbøygde- og rundforma laminerte lag, samt gassbobler.

I MSP-02-20 fører vekslinga mellom SA- og OM-lag i eining B til hyppig variabilitet i MS- og CT-dataa. Ved djupet 154-140 cm er det fem slike vekslingar mellom SA-lag og OM-materiale, som viser til normalgraderte lag med høg tettleik i sand materialet og låg tettleik i dei organiske laga.

Oppsummering

Totalt vart det henta opp fire sedimentkjernar frå Mysevatnet og basert på visuell logging vart det bestemt å leggja vekt på kjernane MSP-01-20 og MSP-02-20. Resultata viser at kjernane som er henta opp ved dei to borelokalitetane skil seg frå kvarandre ved at MSP-02-20 inneheld høgare kornstorleik av sand i tillegg til linser av organisk materiale, medan MSP-01-20 inneheld materiale av finare materiale som silt, leire og organisk materiale. Lengda på sedimentarkivet i MSP-01-20 og MSP-02-20 skil seg òg frå kvarandre, då sistnemnte er omtrent 2 m kortare. Sedimentasjonsrata heilt sør i innsjøen er dermed tolka til å vere høgare enn midt i innsjøen.

Minerogene sediment og sandlag syner relativt høge verdier for MS (100-300 SI 10^{-5}), medan det er låge MS verdier (0-100 SI 10^{-5}) for OM og GY-lag. Gråskalaen viser høge verdier for minerogene sediment og sand (0-4 gråskala z-score), medan organisk materiale og gyttje har lågare gråskala verdier (-4-0 gråskala z-score). CT-bileta avdekkjer skråsjikt, linser av gyttje og organiske klumpar med horisontale interne lag med høgare tettleik. Toppen av begge kjernane består av kaotiske og omrørte sediment. MSP-01-20 har i tillegg kaotiske lagpakkar ved djupa 236-195 cm og 173-97 cm. I kapittel 6.3 vert dei sedimentære einingane i Mysevatnet tolka og diskutert i høve prosessar frå nedslagsfeltet.



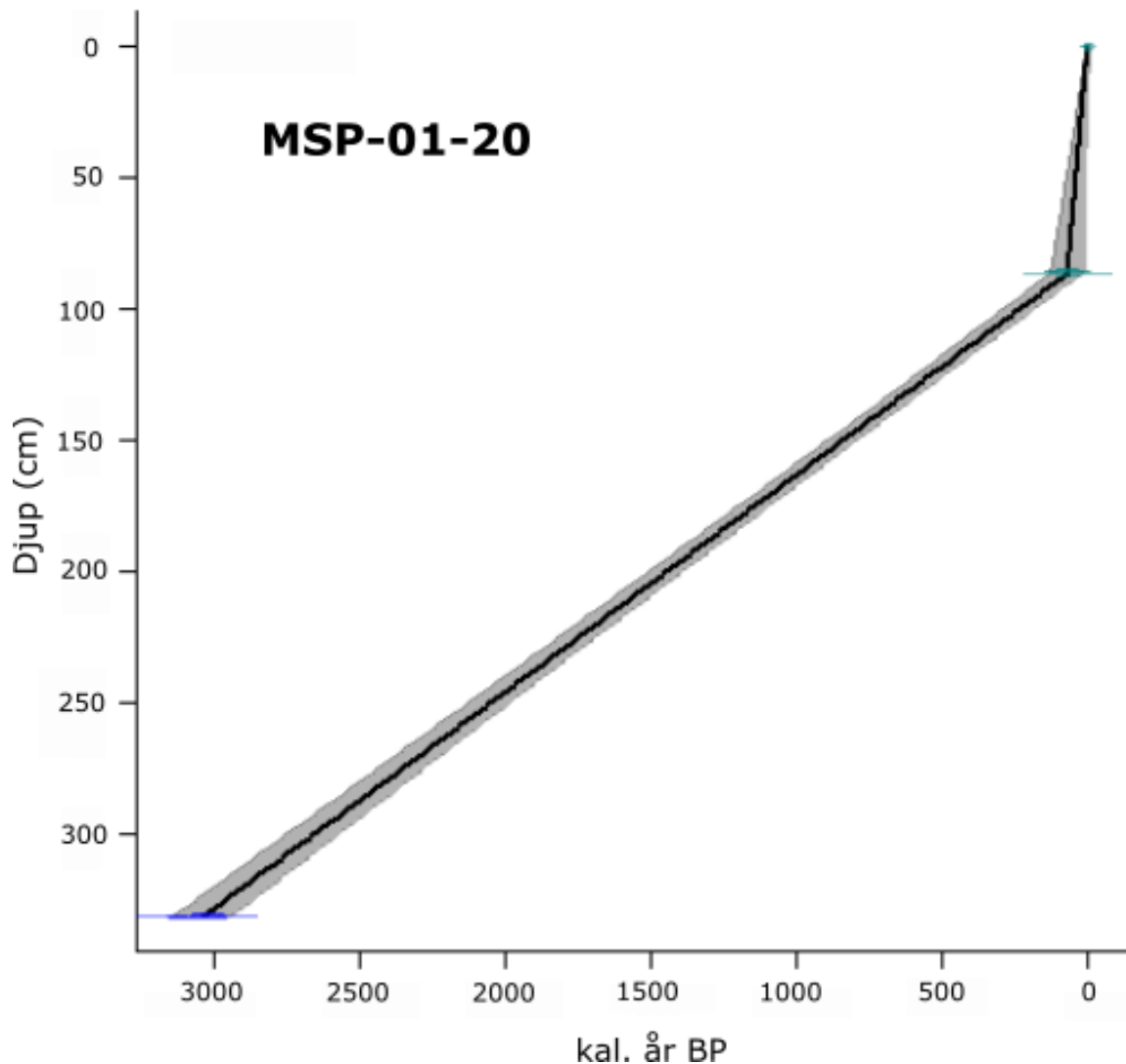
Figur 5.18: CT-bilete frå dei øvre 35 cm av kjerne MSP-02-20 med markerte avbøygde og rundforma lag.

5.2.3 Aldersmodell

For å kunne lage ein aldersmodell av sedimentstratigrafien i Mysevatnet, vart det gjort radiokarbondatering på to prøvar frå MSP-01-20 og tre prøvar frå MSP-02-20 (tabell 5.1). Sidan to av prøvane over botndateringane i MSP-02-20 gav inverterte radiokarbonaldrar, noko som tyder på at sedimenta er resedimentert, var det ikkje mogleg å danne ein aldersmodell for denne kjernen. For sedimentkjerne MSP-01-20 er det laga ein aldersmodell i programmet R med Clam-pakken (figur 5.19).

Tabell 5.1: Resultat frå radiokarbondatering av dei utplukka prøvane frå kjerne MSP-01-20 og MSP-02-20. Prøvenamn, lab ID, type materiale, radiokarbon alder (BP) og kalibrerte aldrar (1σ AD og BP) er presentert.

Prøvenamn	Lab ID	Type materiale	C¹⁴ alder	1σ kal. år AD (sannsyn)
MSP-01-20 86-87&98,5-99,5 cm	Beta-585594	Plante	1.096 \pm 0.004 fM	1997-2001 (0,928)
				1σ kal. år BP (sannsyn)
MSP-02-29 61-62 cm	Beta-579884	Plante	4110 \pm 30	4711 - 4523 (0,713)
MSP-02-20 98-99 cm	Beta-585595	Plante	3550 \pm 30	3925 – 3816 (0,626)
MSP-02-20 161,5-162 cm	Beta-579885	Plante	2910 \pm 30	3158 – 2960 (0,954)
MSP-01-20 331-332 cm	Beta-579883	Plante	2900 \pm 30	3084 - 2955 (0,759)



Figur 5.19: Alder-djup-modell for MSP-01-20 basert på to ^{14}C -dateringar. Aldersmodellen er produsert med Clam-pakken i programmet R (Blaauw, 2010). Den svarte linja viser medianen, medan det fylte grå området kring linja syner usikkerheita i aldersmodellen. Blå og grøne merker i modellen viser ^{14}C -dateringar.

Prøvene MSP-01-20 86-87 og MSP-01-20 98,5-99,5 vart ved BETA Analytic Testing

Laboratory slått saman, for å betre kunne analysere materialet av dei små prøvane (1,1-2,2 mg). Det vart det ved hjelp av Clam-pakken i programmet R laga ein lineær modell (Blaauw, 2010) som er ekstrapolert til år 2020 evt. ved 0 cm djup. Tabell 5.1 viser at botndateringane i kjerne MSP-01-20 og MSP-02-20 har radiokarbonaldrar på høvesvis 2900 ± 30 BP og 2910 ± 30 BP, tilsvarande aldrar mellom 3084-2955 kal. år BP.

Oppsummering

Tabell 5.1 viser at radiokarbondateringane frå sedimentstratigrafien i MSP-01-20 har aukande alder nedover i kjernen, medan MSP-02-20 har inverterte aldrar over botndateringane. Figur 5.19 viser alder-djup-modellen for MSP-01-20, der innsjøsedimentet ved 331 cm djup i kjernen går tilbake til 3084 kal. år BP. Dei inverterte aldrane i MSP-02-20 gjer at det ikkje er

mogleg å produsere ein aldersmodell for kjernen. Aldersmodellen og dateringane vert vidare diskutert og tolka i lys av dei sedimentære einingane frå Mysevatnet i kapittel 6.3.

6. Diskusjon

Føremålet med denne oppgåva er å avdekkje om det er potensiale for jøkullaup frå Urdavatnet i dag, om det er spor etter dette i terrenget og innsjøsedimenta nedstraums Gråfjellsbrea, og korleis klimaendringar påverkar potensialet for jøkullaup frå Gråfjellsbrea. I dette kapittelet er datagrunnlaget som vart presentert i kapittel 5 diskutert med omsyn til problemstillingane og gjennomførte analysar. I kapittel 6.1 vert moglege feilkjelder presentert. Potensialet for jøkullaup frå Urdavatnet i fortid og notid vert diskutert i kapittel 6.2, medan dei sedimentære einingane frå Mysevatnet vert tolka i lys av prosessar i nedslagsfeltet i kapittel 6.3.

Samanhengen mellom klimaendringar og jøkullaup gjennom holocen vert drøfta i kapittel 6.4, før potensialet for jøkullaup i området kring Folgefonna i framtida kort vert diskutert til slutt.

6.1 Moglege feilkjelder

Rekonstruksjonen av Gråfjellsbrea og brå endringar i sedimenta avsett i Mysevatnet, må vurderast med omsyn til usikkerheit i aldersmodellen (figur 5.19). Alderskronologien for MSP-01-20 er basert på to radiokarbondateringar, der den eine prøven opphavleg var to prøvar frå to ulike djup i kjernen (86-87 cm og 98,5-99,5 cm). Ved denne dateringa vil det i tillegg til usikkerheita horisontalt i aldersmodellen òg vere ei usikkerheit knytt til at det er 11,5 cm differanse mellom djupa til dei to samanslåtte prøvane. Prøvar av terrestriske makrofossil vart plukka ut frå innsjøsedimentet, for å unngå feilkjelder som *hardvannseffekten*, noko som fører til overestimering av alder ved at levande organismar i innsjøen tek opp gamalt karbon av materiale som kjem frå nedslagsfeltet (Shotton, 1972). Dette fører med seg ei anna feilkjelde, knytt til resedimentering av terrestrisk materiale på grunn av skred- og fluviale prosessar i nedslagsfeltet som fører til datering på gamalt materiale som ikkje representerer reel alder på når sedimenta vart avsett (Törnqvist et al., 1992). Resedimentering er ei særskilt aktuell problemstilling i Mysevatnet, sidan både bresmelting, skred- og flaumprosessar i nedslagsfeltet kan føre med seg terrestrisk materiale til innsjøen. Barnekow et al. (1998) hevdar at radiokarbondateringar burde utførast på nøye utvalde plantefossil, som skjøre blad og barnåler før pinnar og bark, som er meir resistente for nedbryting. I sedimentkjernane frå Mysevatnet var det vanskeleg å finne organisk materiale av denne typen, då det meste av materiale var svært fragmentert.

Kalibrering av ^{14}C år til kalenderår medfører òg usikkerheit. Særleg knytt til unge aldrar som kan indikere fleire periodar med tilsvarende ^{14}C -nivå i atmosfæren og i kalibreringskurva vert desse ofte framstilt som plata (Reimer et al., 2013). For å få ein meir robust aldersmodell for

stratigrafien i Mysevatnet, ville det vore nyttig med fleire radiokarbondateringar gjennom sedimentstratigrafien.

Det er òg feilkjelder i samanheng med kjerneprøvetaking i innsjøar. Den øvre delen av sedimentstratigrafien kan forstyrrast av stempelet på stempelkjerneprøvetakaren (Bakke et al., 2005b). Under boring, oppheising og transport av sedimentkjernar kan i tillegg sedimentet bli forskyve. Sedimentkjernane frå Mysevatnet er prega av svært kaotiske sediment med lag som er bogeforma, avrunda og orientert vertikalt. Bogestrukturen er truleg resultat av kjerneprøvetakinga, medan årsakene til dei kaotiske sedimenta kan vere fleire. Årsakene kring dei omrørte områda i sedimentkjernane vert vidare diskutert i kapittel 6.3. Den kvartærgeologiske kartlegginga er hovudsakleg basert på fjernanalysar, og tolkingar av lausmassane kring Urdavatnet og langs dreneringsruta til eit eventuelt jøkullaup, kunne gjeve andre og kanskje betre resultat ved grundig feltarbeid i desse områda.

I forbindelse med innhenting og tolking av seismikk er multiplar, støy og dårleg oppløysing dei største feilkjeldene (Schock og LeBlanc, 1990). CHIRP-metoden byggjer på reisetida til ei lydbølgje gjennom eit materiale og gjev ved berekning utifrå reisetida, tjuknaden på sedimentpakken. Sidan innsamling av seismisk data vart utført utan kunnskap om hastigheit i sedimenta, vil det vere usikkerheit knytt til reell tjuknad på avsetningane. Lengda på sedimentkjernane samsvarar likevel godt med CHIRP-målingane, noko som tyder på at den estimerte sedimenttjuknaden er truverdig.

CT-skanning kan gje ein *beam hardening* effekt, som skildra i kapittel 4.2.2, noko ein kan kompensere for ved å plassere ei koparplate mellom strålingskjelda og sedimentkjernen (Cnudde og Boone, 2013). Gråskalaverdiar er analoge med konvensjonelle DBD-målingar, sidan verdiane frå målt røntgenstråling korrelere sterkt med eller er lik tettleiken til materialet, gitt høg stråleenergi slik som nytta i dette studiet (Støren et al., 2010). Det kan oppstå ulik *beam hardening* dersom gråskalalinja gjennom sedimentkjernen er orientert litt skrått. Ei normalisering av gråskalaverdiane frå CT-dataa vart derfor utført for å kunne samanføre gråskalagrafane for dei ulike kjernedelane. I hovudsak er CT-bileta nytta for å kunne undersøkje dei ulike strukturane i sedimentet, og gråskalaen frå ortofoto er likevel ikkje påverka av ulikskapar i relativ tettleik mellom kjernedelane. Den største usikkerheita når det kjem til CT-dataa er likevel tolkinga av kva gråskalaverdiar som representerer dei ulike elementa; gyttje, vatn, organisk materiale og minerogene sediment i sedimentkjernen.

Det er fleire faktorar som kan føre til dårleg kvalitet på MS-målingane som er utført med punktsensor i overflata på sedimentkjernane. Blant anna kan ein ujamn kjerneoverflate og oppsamling av vatn under plastfilmen gje data som ikkje er reelle. Ved nokre område i sedimentkjernane, særleg i overgangane mellom kjernesplittane, var materiale sklidd utover og kjerneoverflata ujamn. MS-målingar frå desse områda bør vurderast med omsyn til at MS-målingane kan vere usikre.

6.2 Potensiale for jøkullaup frå Urdavatnet i notid og fortid

Basert på flyfoto frå 2006 vart Urdavatnet av Jackson og Ragulina (2014) definert som ein bresjø utan namn. Bresjøen vart rekna som ein lokalitet med potensiale for jøkullaup i framtida, men dreneringsveg var ikkje nemnt i rapporten. Kartlegginga av jøkullauppotensialet frå Urdavatnet viser at vatnet vil drenere under breen, gjennom Store Urdavatn og nordover mot Mysevatnet. Undersøking av flyfoto tyder på at Urdavatnet har auka i storleik sidan 2006 ettersom den austre Gråfjellsbrea har smelta tilbake. Kartlegginga avdekkjer eit passpunkt på 1300 moh. nord-aust for Urdavatnet som indikerer at smeltevatn frå austre Gråfjellsbrea har drenert nordover mot det som før oppdemminga av Mysevatnet vart kalla Urdabotnvatn. Under tilbakesmelting av austre Gråfjellsbrea, då vassnivå i innsjøen har minka til under den maksimale høgda på passpunktet, har det vore jøkullauppotensiale frå Urdavatnet.

For at jøkullauppotensiale frå Urdavatnet skal kunne eksistere må vatnet vere demd opp av breis i sør. Sidan Urdavatnet er i direkte kontakt med brefronten til austre Gråfjellsbrea, er det karakterisert som ein ismarginal innsjø. Føresetnaden at det er breis og ikkje ein fjellterskel som demmer opp for eit lågare utløp, gjer at Urdavatnet er definert som bredemd (Tweed og Russell, 1999). Observasjonen frå DTM om at Store Urdavatn ligg omtrent 12 m lågare enn Urdavatnet, samt at Urdavatnet ikkje har noko synleg utløp, indikerer at eventuell drenering ved jøkullaup vil gå subglasialt under breen, inn i Store Urdavatn, og derifrå nordover mot Mysevatnet.

Sidan djupneforhald i Urdavatnet er ukjend og ikkje innanfor oppgåva, er høgdeforskjellen på 12 m mellom dei to vatna, avgjerande for å kunne definere Urdavatnet som bredemd og bestemme kor mykje smeltevatn som kan frigjerast gjennom tapping av vatnet. Ved å nytte arealet på 0,023 km² og høgdeskilnaden på 12 m, vil maksimalt 276 000 m³ smeltevatn kunne frigjerast frå Urdavatnet under eit jøkullaup. Ein føresetnad for maksimum estimatet på 276 000 m³ er at Urdavatnet er 12 m eller djupare, og at det ikkje er ein fjellterskel under isen

som skil dei to vatna frå kvarandre når isen smeltar. For å setje det i perspektiv vart 11,5 millionar m³ smeltevatn frigjort under det svært øydeleggande jøkullaupet frå Rembesdalskåka mot Simadalen i 1937 (Jackson og Ragulina, 2014; Liestøl, 1956).

For å vurdere korleis jøkullaup vil påverke området nedstraums Gråfjellsbrea, bør ein gå utifrå at 276 000 m³ smeltevatn kan tappast i berre ei hending. Storleiken og vassføringa av flaumen som følgje av jøkullaupet er avhengig av tida det tek før den brede sjøen er tom for vatn. Under jøkullaup er vassføringa rekna å stige eksponentielt over eit par timar til dagar, for så å minke hurtig etter maksimalvassføringa (Björnsson, 2010). Det er ingen grunnlag for å kunne seie noko om varigheita på eit jøkullaup frå Urdavatnet. Eit døme er katastrofehendinga frå Rembesdalskåka, der Demmevatnet vart tømt på rundt fire timar, medan jøkullaupet frå Nordfonna varte i knappe to timar (Bakke og Røthe, 2018; Jackson og Ragulina, 2014). Med utgangspunkt i at Urdavatnet kan innehalde eit vassvolum på maksimalt 276 000 m³, vil ei tapping som varar i fire timar (slik som jøkullauphendinga frå Demmevatnet) utgjere ei vassføring på 16 m³/s. Eit tidsintervall på to timar, som hendinga ved Nordfonna, ville gitt ei vassføring på 32 m³/s. Dersom tappinga av den brede sjøen derimot berre hadde teke ein time, ville vassføringa vore dobbelt så stor, på 64 m³/s.

Passpunktet på 1300 moh. nord-aust for Urdavatnet og observasjonen om at det ikkje renn vatn der i dag tyder på at det har vore eit større vatn framom austre Gråfjellsbrea då breen hadde større utbreiing, og at dreneringa har endra retning i fortida. Utifrå målingar på DTM kan innsjøen ha hatt eit areal på 0,061 km² og eit djup på 53 m (kapittel 5.1.2). For at vassnivået i innsjøen skal kunne byggje seg opp til høgda på passpunktet må høgda på brefronten ha vore lik høgda på passpunktet (figur 5.5). Oppbygging av ein slik bredemd sjø krev ei bratt helling på brefronten, og ei såpass bratt helling er truleg noko urealistisk. Under tilbakesmelting av breen og seinking av vassnivå i innsjøen har det vore potensiale for jøkullaup, der heile 3,2 millionar m³ smeltevatn kan ha blitt frigjort i ei eller fleire hendingar (figur 5.5).

For å kunne seie noko om potensialet for framtidige jøkullaup frå Urdavatnet, samt subglasial topografi og istjuknad, ville det vore nyttig med omfattande breradarundersøkingar på Gråfjellsbrea. Kartlegging av Gråfjellsbrea med breradar var planlagt som ein del av feltarbeidet i masterprosjektet, men dei strenge tiltaka grunna koronapandemien gjorde at dette ikkje kunne gjennomførast.

Johansson (2020) har undersøkt istjuknad og subglasial topografi under Sørfonna ved å nytte interpoleringsmetoden av innsamla breradar-profil frå breen. Studien viser at den nordlege delen av Sørfonna er generelt tynnare (>300 m) enn den sentrale sørlege delen (200-600 m). Ved den austre og midtre Gråfjellsbrea viser modellen for subglasial topografi at istjuknaden ligg mellom 0-50 m, før den stig frå 51-350 m mot midten av Sørfonna. Då det berre er samla inn to breradarprofil på Gråfjellsbrea, eit langs vestkanten og eit langs austkanten av breutløparen, vil den subglasiale topografien i området vere eit resultat av interpolasjon. Lokale variasjonar under breen vil dermed ikkje kome tydeleg fram. Kartet over den subglasial topografien under Sørfonna viser at ei rekkje innsjøar kan dannast ettersom Gråfjellsbrea smeltar tilbake (Johansson, 2020).

Studiane av flyfoto viser at brefronten til midtre Gråfjellsbrea har gått tilbake omtrent 1000 m sidan 1962. Ved den austre Gråfjellsbrea som demmer opp Urdavatnet har breen smelta tilbake rundt 500 m over same periode. Dersom smeltinga skjer med same hastigheit i åra som kjem, vil potensialet for jøkullaup vere mogleg.

Nedover dagens elveløp frå den austre Gråfjellsbrea er det fleire flatare område som viser teikn til fluvial erosjon i dei representative lausmassane, og område der det ser ut til at smeltevatn kan ha teke vegen ved høgare vassføring. I glasiale område er det ofte vanleg å finne landformer og avsetjingar med erosjonsspor der elva til dømes ved vassføring høgare enn normalt har gjort endringar i landskapet. Jøkullaup i område nedstraums breane i Himalaya, kan på grunn av enorme mengder lausmassar, føre til flaumskred (Cui et al., 2010). I Noreg vil jøkullaupsediment i innsjøar likne meir på flaumsediment enn sediment frå flaumskred, sidan brenære område i hovudsak består av tynt morenedekke og bart fjell (Xu et al., 2015). Landskapet nedstraums Gråfjellsbrea skil seg ikkje frå denne forklaringa, då kartlegginga syner at området i stor grad består av tynt og usamanhengande morenedekke som ligg over bart fjell (kapittel 5.1).

Utifrå den kvartærgeologiske kartlegginga av studieområdet har det ikkje lukkast å finne tydelege glasiale landformer, men det er funne tynt dekkje av glasiale avsetjingar og breelvavsetjingar i nedseinkingar i berggrunnen. Både torvmateriale og breelvavsetjingar langs dagens elveløp er kjeldeområde for sediment i Mysevatnet. Sidan området nedstraums Gråfjellsbrea i hovudsak består av bart fjell er det ikkje heilt tydelege spor etter erosjon og høg vassføring, men utifrå flyfoto og DTM kan det sjå ut til at vatn i fortida har drenert gjennom andre elveløp enn dagens.

6.3 Tolking av sedimentære einingar

Føremålet med å undersøkje og analysere innsjøsediment frå Mysevatnet er å prøve å skilje dei ulike sedimentkjeldene i innsjøen frå kvarandre. Kartlegginga kring Urdavatnet og nedstraums austre Gråfjellsbrea viser at jøkullaup kan ha drenert gjennom Store Urdavatn og nordover mot Mysevatnet. Innsjøsedimentet er derfor undersøkt med målsetnad om å kunne identifisere sediment avsett av tidlegare jøkullaup. Analysar av sedimentstratigrafien i Mysevatnet gjer at bakgrunnsedimentasjon (GY-materiale) og glasialt signal (MN-materiale) kan skiljast frå kaotiske sediment og episodiske hendingar (SA-lag og OM).

Gyttje (GY) er tolka til å vere bakgrunnsedimentasjonen i Mysevatnet, der autokton produksjon av organisk materiale er rekna å vere den styrande prosessen. Gjennom GY-materialet i sedimentkjernane er det fleire diffuse lag med ulik tettheit som indikere variasjon i tilførsel av sediment frå nedslagsfeltet til Mysevatnet. Støren et al. (2010) og Vasskog et al. (2011) argumenterer for at slike avsetjingar i GY-materiale kjem av snøsmelte om våren eller periodar med mykje nedbør. Dei diffuse laga i GY-materiale er ikkje grundig analysert, då det er utanfor føremålet i studien, men vert klassifisert som bakgrunnsedimentasjon.

Minerogent materiale (MN) har høge verdiar for MS og høg tettheit, som indikerer lågt organisk innhald, og er tolka til å vera sediment produsert ved breerosjon. I MSP-01-20 er auka i MS mellom djupa 320-250 cm rekna til å ha ei samanheng med auka tilførsel av materiale som lett let seg magnetisere og som er produsert av aukande glasial erosjon oppstraums. Minerogene sediment med høg magnetisering vert vanlegvis knytt til brestorleik, men i nokre tilfelle kan høg erosjon som følgje av auka skredaktivitet, flaum eller kraftig nedbør òg føre minerogene sediment til innsjøen (Røthe et al., 2018).

Dei *kaotiske sedimenta* i MSP-01-20 ved djupna 236-195 cm, 173-97 cm og 80-0 cm, samt dei øvre 95 cm av MSP-02-20 viser til område med finkorna materiale som gyttje og brå innslag av organisk materiale, sandlag og minerogent materiale. I MSP-02-20 er dei organiske klumpane med horisontale lag av høgare tettheit mellom 68-58 cm tolka til å vere innvaska materiale frå nedslagsfeltet, enten som følgje av flaum- eller jøkullauphendingar. Regulering av vasstanden i Mysevatnet etter oppdemminga på 1970-talet kan òg ha bidrege til innvasking av organisk materiale til innsjøen.

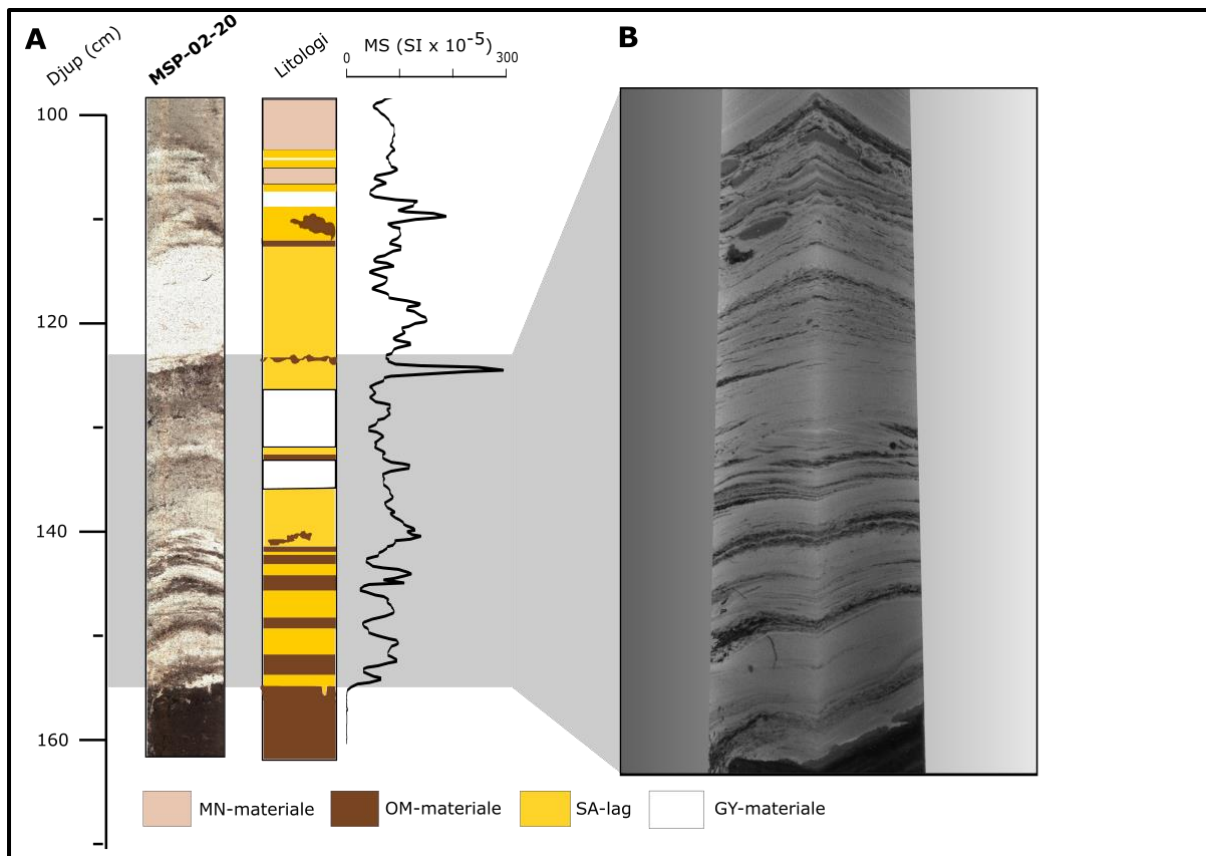
Det kan vera fleire forklaringar på årsaka til at sedimenta er kaotiske. Mest truleg har sedimenta vorte omrørte under kjerneboring, sidan sedimenta består av svært homogene kornstorleikar og har eit høgt vassinnhald kan dei lett forstyrrast ved boring. Denne typen

sediment er typiske flaumavsette sediment med god sortering som ikkje bind seg og dannar stabile sedimentære strukturar.

Sandlag (SA) og organisk materiale (OM) i MSP-02-20 er tolka til å vere avsett i episodiske hendingar, som flaum eller jøkullaup frå nedslagsfeltet. SA-laga viser høge verdiar for gråskala z-score som reflekterer materiale med høg tettleik, medan det organiske materialet viser til låge verdiar av gråskala z-score og representerer lågtettleikslag. For OM og SA-lag er det høvesvis låge og høge verdiar for magnetisk susceptibilitet.

Det organiske materialet i MSP-02-20 opptrer både som tynne lag, linser og klumpar. I den nedre del av eining B er lågtettleikslag av organisk materiale representert mellom SA-lag med høgare tettleik (figur 6.1). Variabiliteten i parametrane MS og CT, samt observasjon om at det er tjukke SA-lag etterfølgt av tynnare OM-lag og kryssjikt gjev indikasjonar på høg energi i avsetningsmiljøet. I Røthe et al. (2019) er distinkte minerogene lag med skarpe grenser til over- og underliggjande sediment tolka til å vere GLOF-hendingar. Dei distinkte minerogene sedimenta i Buarvatnet har finare kornstorleik enn andre sediment i innsjøen, noko som er motstridande då jøkullauphendingar er kopla til høg vassføring og derav aukande kornstorleik. Linsene av OM mellom 130-125 cm indikerer resedimentering av materiale som kan koplast til innvasking av organisk materiale frå nedslagsfeltet ved høgare vassføring i elvene som drenerer til innsjøen. Dei to intervalla (140-138 cm og 114-110 cm) med skråsjikt strukturar er tolka til å kome frå høgenergiske straumar i innsjøen.

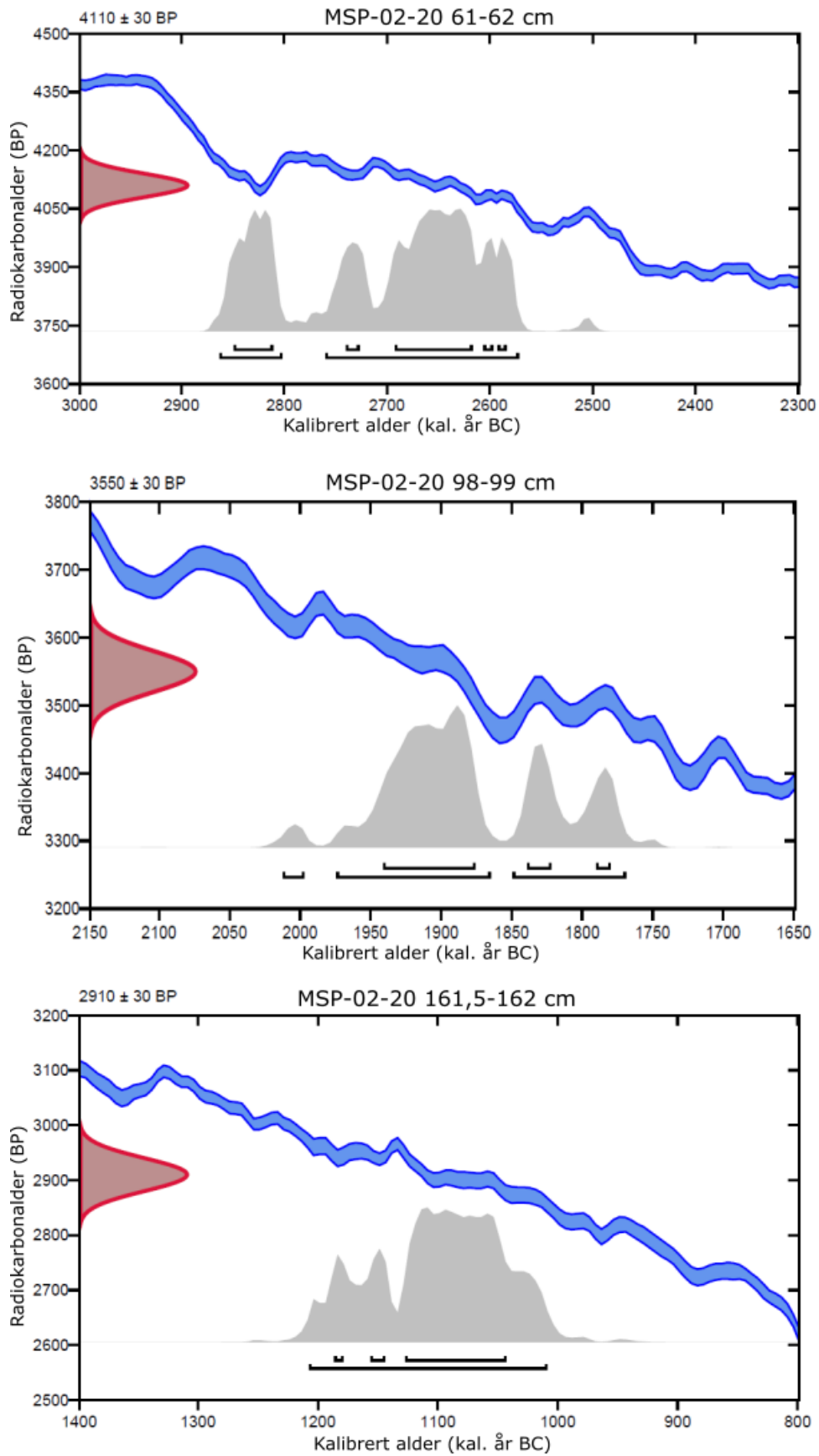
Flaumsedimentet i øvre og nedre del av sedimentarkivet skil seg frå kvarandre, noko som kan tyde på at sedimentet er avsett ved ulike prosessar, til dømes ved vanleg flaum eller jøkullaup. I nedre del av sedimentkjernane er det fleire tydelege lag av sand og organisk materiale, medan i øvre del av arkivet er sedimentet svært kaotisk med innvaska organisk materiale (figur 6.1).



Figur 6.1: A) XRF-foto, litologi og MS framstilt frå nedre del av MSP-02-20. I B) er nedre del av eining B framstilt med CT-bilete, som viser vekslende lag SA- og OM-lag med høvesvis høg og låg tettleik.

Sedimentet i botn av MSP-02-20 og den nedste dateringa (331-332 cm) i MSP-01-20 er datert til å vera avsett i tidsrommet 3084-2955 kal. år BP. Det er usikkerheit i aldersmodellen til MSP-01-20 med omsyn til at den berre er basert på to (opphavleg tre) dateringsprøvar, der to av prøvane er slått saman til ein prøve. Dei to samanslåtte prøvane er teke ut frå to ulike djup i kjernen (86-87 cm og 98,5-99,5 cm), der det ved kontinuerleg sedimentasjon ville gitt yngre alder oppover i sedimentsekvensen. I tillegg er det usikkerheit knytt til aldersmodellen då denne berre er basert på to dateringar, med utgangspunkt i at dei øvste sedimentlaga er frå 2020. Fleire radiokarbondateringar gjennom sedimentkjernen, samt bly-datering av den øvste delen av sedimentet ville gjort aldersmodellen for sedimentstratigrafien i Mysevatnet meir robust.

Datering av organisk materiale ved 61-62 cm og 98-99 cm i MSP-02-20 viser aldrar som er omtrent 1550 år eldre enn botndateringa (figur 6.2). Dei inverterte aldrane er truleg eit resultat av at jøkullaup har erodert i avsetjingar i nedslagsfeltet og at materialet er resedimentert i innsjøen.

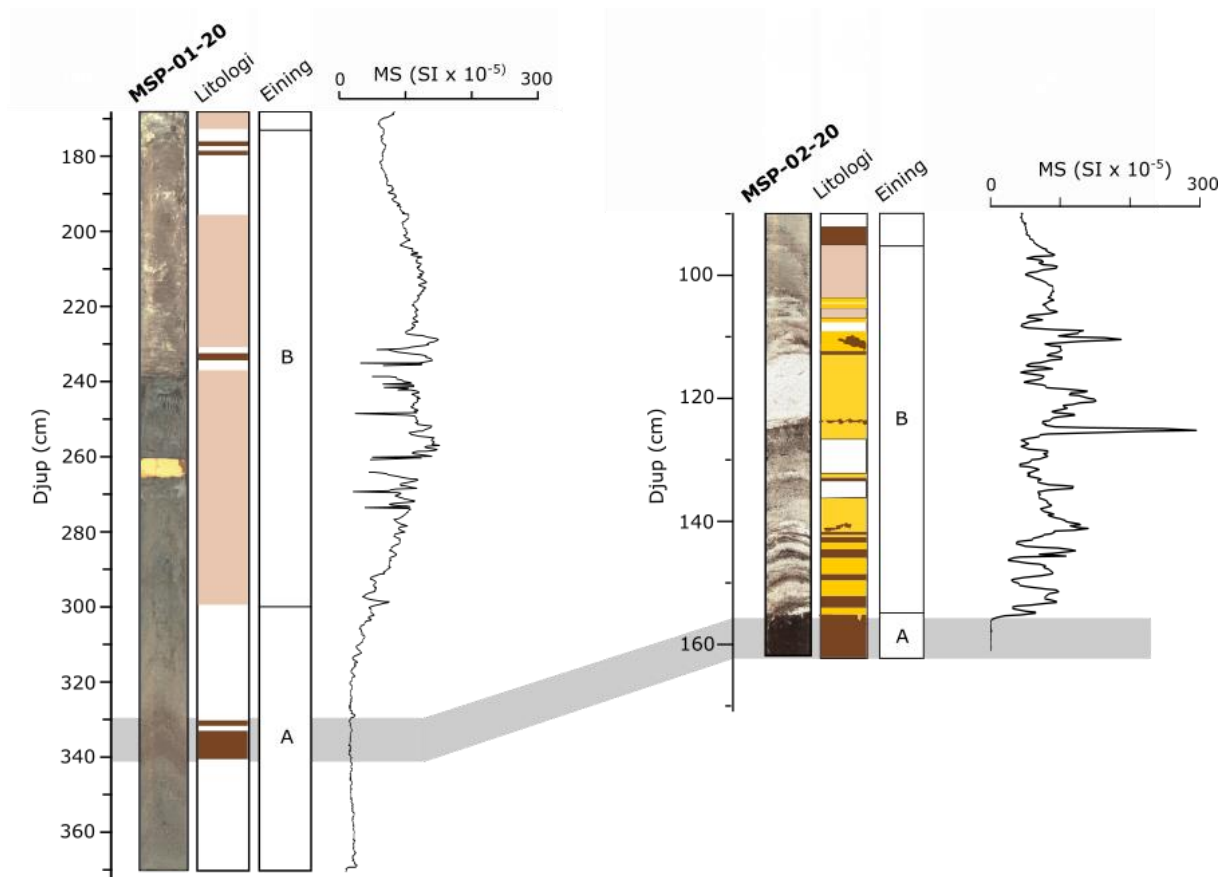


Figur 6.2: Sannsynsplott som viser forholdet mellom C^{14} aldrar og kalenderår (kal.år BC) for dei utplukka prøvane i MSP-02-20. Plotta viser eldre radiokarbonaldrar over den nedste dateringa ved eit djup på 161,5-162 cm.

Dersom vassføringa i ei elv aukar og den får høgare kapasitet vert det definert som ein flaum. Flaum fører til remobilisering av lausmassar i eller langs dreneringsløpet til elva. Jøkullaup er òg definert på same måte som flaum, men elva sin kapasitet kan verte mykje større enn ved vanlege nedbørs- og snøsmelteflaumar (Liestøl, 1956). Det kan vere vanskeleg å identifisere flaumlag i innsjøsediment då sediment avsett frå ulike prosessar kan vere like, men i fleire studiar er det nytta metodar for å skilje ulike typar avsetjingar frå kvarandre. Røthe et al. (2019) nytta geokjemiske, fysiske og magnetiske parametrar, saman med CT-bilete til å visualisere og identifisere 14 GLOF-hendingar i sedimentkjernar frå Buarvatnet. Støren et al. (2010) har identifisert flaumlag ved bruk av endringsrate (RoC) for parametrane MS og CT. Endringsrata er positiv for parametrane ved auka transport av inorganiske sediment under flaum, medan rata vert negativ når flaumen er over og sedimenttilførselen minkar.

I eit forsøk på å korrelere sedimentkjernane, MSP-01-20 og MSP-02-20, er nedste datering i begge kjernane, litologi og MS-signalet nytta til å framstille figur 6.3. Det organiske materialet i eining A og tilsvarande alder i begge kjernane stemmer godt overeins. I tillegg korrelerer det aukande MS-signalet i overgangen frå eining A til B i begge kjernane godt. Eining C som hovudsakleg består av kaotiske flaumavsette sediment er vanskeleg å korrelere då sedimenta kan vere frå ulike kjeldeområde.

Det stigande MS-signalet i kjerne MSP-01-20 er knytt til høgare tilførsel av minerogene sediment til innsjøen og derav høg breaktivitet i nedslagsfeltet. I kjerne MSP-01-20 varierer MS-verdiane hyppig, men dei er relativt høge og kan vere knytt til gjentekne flaumhendingar mot innsjøen som truleg kan vere jøkullaup frå austre Gråfjellsbrea.



Figur 6.3: Korrelasjonen av MSP-01-20 og MSP-02-20 er basert på botndateringane, litologi og MS-signal. OM-materialet i MSP-01-20 korrelerer med eining A i MSP-02-20, samt at botndateringane er tilsvarende i begge kjernane. I eining B korrelerer det stigande MS-signalet i MSP-01-20 med høgt og vekslende MS-signal i MSP-02-20.

Sedimentkjernane frå dei to borelokalitetane skil seg frå kvarandre ved at MSP-02-20 inneheld høgare kornstorleik som sand, i tillegg til høg-energiske strukturar som skråsjikt og linser av organisk materiale, medan MSP-01-20 inneheld sediment av finare materiale (silt og leire) og har meir diffuse lag og strukturar. Korrelasjonen av kjernane (figur 6.3) viser at MSP-01-20 har høgare sedimentasjonsrate enn MSP-02-20 og dateringane mot botnen av begge kjernane er utifrå radiokarbondateringane rekna til å vere frå tidsrommet 3084-2955 kal. år BP (kapittel 5.2.3). Det gjev indikasjonar på at sedimentasjonsrata er høgare heilt sør i vatnet, noko som kan vere knytt opp mot dei nærliggande brearmene midtre Gråfjellsbrea og Breidablibrea, som drenerer til innsjøen med innløp mot borelokaliteten. Lokaliteten for sedimentkjerne MSP-01-20 vil ha god moglegheit til å fanga opp finkorna materiale og sediment produsert ved breerosjon, medan lokaliteten der kjerne MSP-02-20 vart henta opp har potensiale for å fange opp jøkullauphendingar frå Urdavatnet, då dreneringsruta ved eit eventuelt jøkullaup vil følgje dagens elveløp som har innløp mot midten av Mysevatnet.

6.4 Klimaendringar og jøkullauppotensiale gjennom holocen

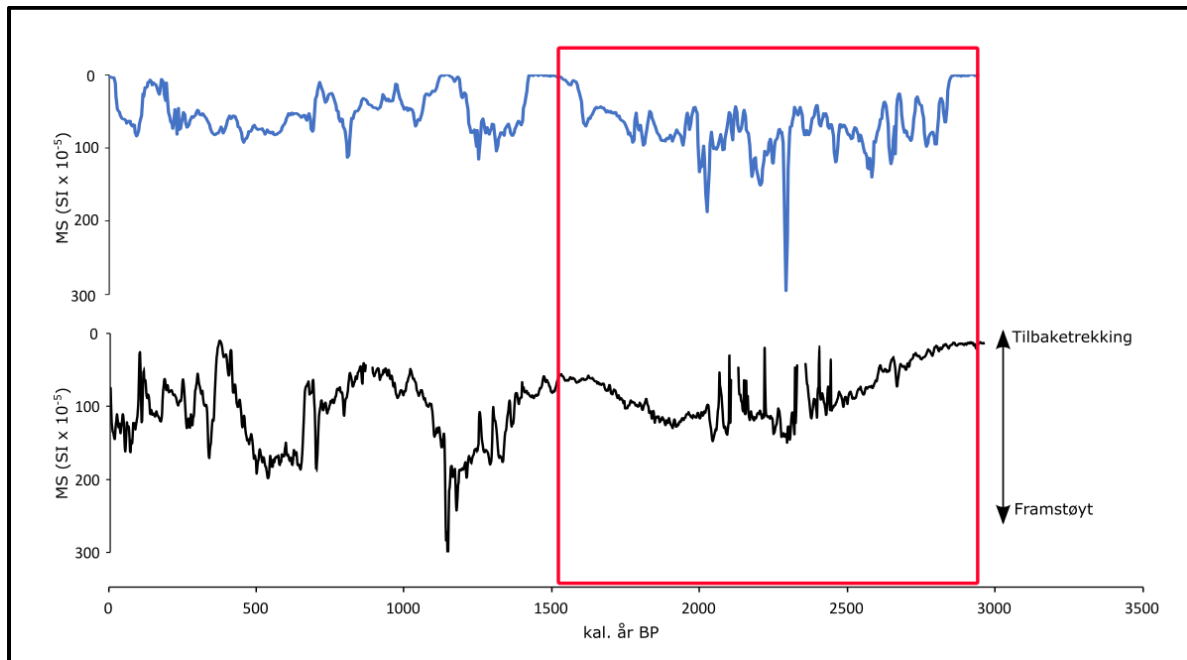
Gråfjellsbrea må ha lik eller større breutbreiing enn i dag for at potensialet for jøkullaup skal kunne eksistere. Når Gråfjellsbrea vert større kan innsjøen verte djupare og såleis utgjere ein endå større trussel nedstraums (kap.6.2). For å få ei betre forståing rundt kva periodar gjennom holocen som kan ha vore aktuelle med tanke på jøkullaup, er resultatata frå denne studien samanlikna med resultat frå andre studiar kring Folgefonna (Bakke et al., 2005a; Bakke et al., 2005b; Bjune et al., 2005; Røthe et al., 2019). Variasjonar i klima styrar brevekst og smelting, og dermed også potensialet for når jøkullaup er mogleg. I kapittel 5.1 er det vist at studieområdet er dominert av bart fjell, og har vore prega av både fluviale og glasiale prosessar. Sedimentstudien og botndateringane viser at Mysevatnet har vore eit sedimentarkiv sidan kring 3050 kal. år BP. Etter dette er nedslagsfeltet prega av brevekst og tilbaketrekking, samt at fleire flaumlag er registrert i innsjøsedimenta. Svært kaotiske sediment i øvste del av sedimentstratigrafien kan skuldast endringar i vassnivå og erosjon i eldre sediment i samband med oppdemminga av Mysevatnet på 1970-talet, men mest truleg utgjer fleire store flaumar i nedslagsfeltet årsaka til dei forstyrra sedimenta.

Tidleg i holocen førte høgare sommartemperaturar til ei generell tilbaketrekking av fjord- og dalbrear frå det Skandinaviske isdekket. Sjølv om breen i Hardangerfjorden smelta tilbake, er det av Bakke et al. (2005a) funne tre periodar med brevekst på Nordfonna, av dei Jondal Event 1 og 2 datert til høvesvis 11 150-11 050 kal. år BP og 10 550-10 450 kal. år BP, og Erdalen Event 1 kring 10 000-9 900 kal. år BP. I tillegg til på Nordfonna er Erdalen Event 1 også registrert ved Jostedalsbreen (Dahl et al., 2002) og Hardangerjøkulen (Dahl og Nesje, 1994).

Gjennom holocen har både Nordfonna og Sørfonna variert i storleik. Perioden mellom 8300 og 4000 kal. år BP var den varmaste fasen gjennom holocen og vert kalla det holocene klimatiske optimum eller Holocene Thermal Maximum (HTM) (Bjune et al., 2005). I tida etter HTM vart klimaet gradvis kjøligare med framvekst av brear då Neoglasiasjonen tok til (Nesje, 2009).

Som nemnt i kapittel 2.2.1 har Bakke et al. (2005a) utifrå dateringar i innsjøsediment vist at nordre del av Nordfonna var borte frå nedslagsfeltet frå 9600 kal. år BP, før breen vaks fram igjen til dagens storleik mellom 5200 og 2300 kal. år BP. Røthe et al. (2019) kan ikkje gjennom rekonstruksjon av jøkullauphendingar i Buarvatnet finne bevis på at Sørfonna var smelta heilt bort under HTM. To jøkullauphendingar kring 6900 og 6400 kal. år BP, viser

derimot at Svartenutbreen og dermed Sørfonna eksisterte på tidspunktet då Nordfonna var fråverande.



Figur 6.4: Flaumhendingar (blå graf) og bresmelte og -vekst (svart graf) basert på MS for perioden 3000 kal. år BP til i dag. Den raude firkanten markerer perioden for høg breaktivitet og potensielt flaumaktivitet i nedslagsfeltet til Mysevatnet.

Sedimentstudien frå Mysevatnet viser at perioden etter 2955 kal. år BP med vekslande SA- og OM-lag og høgt innhald av minerogene sediment kan vere knytt til større brear og flaumhendingar kopla til variasjonar i brestorleik i nedslagsfeltet (figur 6.4). Utifrå den lineære aldersmodellen (figur 5.19) representerer jøkullaupa som er avsett etter 2955 kal. år BP perioden mellom 3000-1500 kal. år BP. Dei kaotiske sedimenta i øvre del av sedimentarkivet frå Mysevatnet fører til store variasjonar i MS og aldersmodellen gjer at det er svært usikkert kva tid dei kaotiske sedimentære sekvensane vart avsett. Det er likevel råd å seie noko om kva tid perioden med flaumar startar.

Frå 2300 kal. år BP og fram mot i dag har høgfrekvente endringar påverka utbreiinga av Folgefonna. I perioden 2000-1500 kal. år BP veks både Nordfonna og Svartenutbreen fram. Røthe et al., 2019 finn to GLOF-hendingar i same periode, noko som visar at breen då når fram til terskelen for 2002-utbreiinga. Det er òg høg frekvens av flaumhendingar i Bondhusvatnet i denne perioden (Haugland, 2021). GLOF-hendingar frå Svartenutbreen i forbindelse med brevekst og høg flaumfrekvens i Bondhusvatnet er indikasjonar på at avsetjingane i Mysevatnet i perioden frå 3000 til ca. 1500 kal. år BP kan vere jøkullaup. I

Mysevatnet skjer dette i ein periode då breen veks fram, noko som stemmer godt overeins med observasjonen om at breen kan demme opp eit større vatn dersom den veks fram.

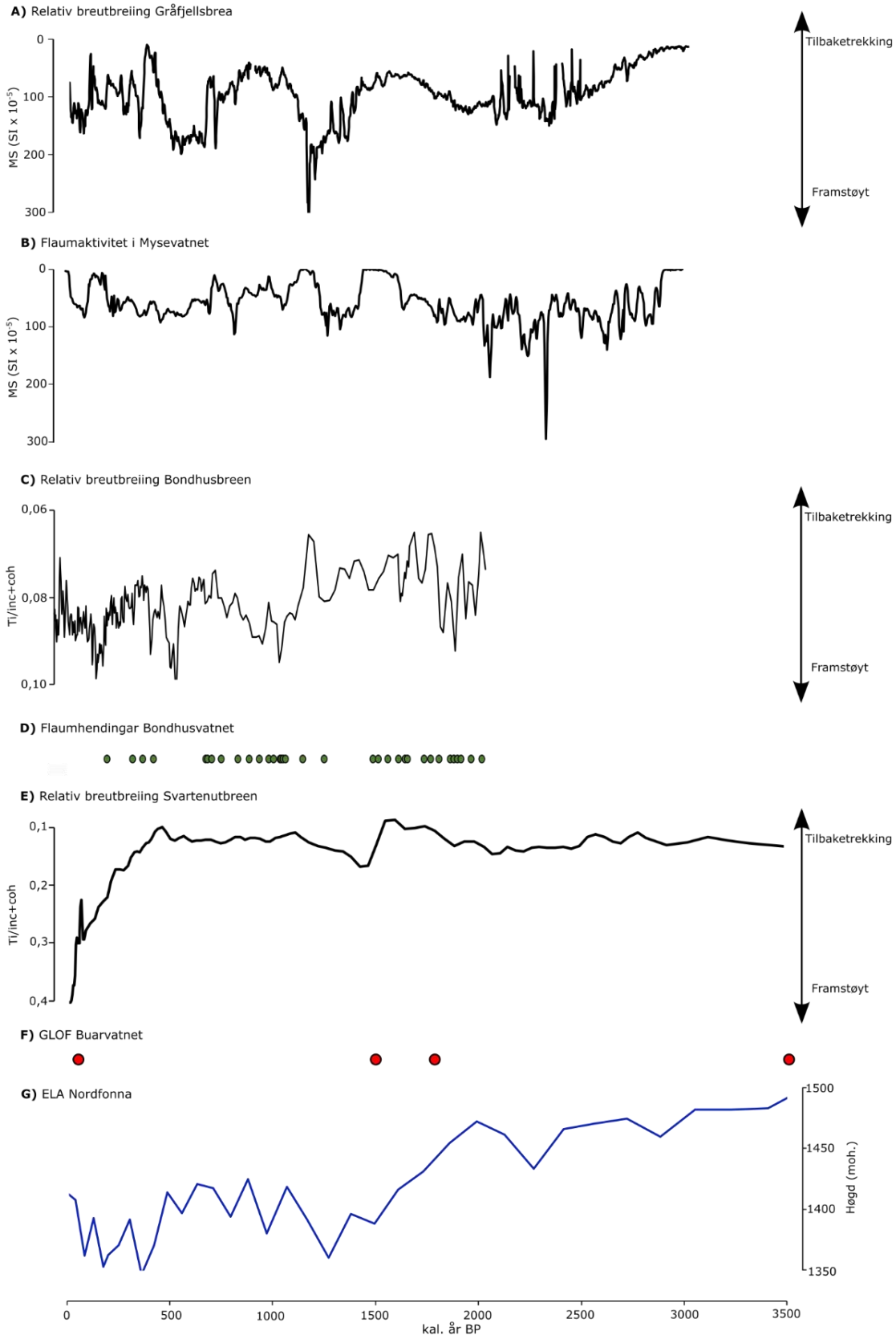
I perioden 1500-1200 kal. år BP både aukar og minkar utbreiinga av Nordfonna, medan Svartenutbreen smeltar tilbake og det er ikkje registrert GLOF-hendingar i Buarvatnet (figur 6.5). I Bondhusvatnet er det ingen registrerte flaumhendingar, då Pyttabreen ikkje er stor nok til å demme opp Pyttavatnet og jøkullaup ikkje er mogleg (Haugland, 2021). I denne perioden er det sannsynleg at Gråfjellsbrea òg er smelta såpass mykje tilbake at den ikkje kan demme opp Urdavatnet og at jøkullaup dermed ikkje er mogleg.

Perioden frå 1200-700 kal. år BP, The Mediaeval Warm Epoch (MWE) eller det vesle klimatiske optimum, var ein varmeperiode prega av raske brevariasjonar. I denne perioden både veks og minkar Nordfonna, medan Svartenutbreen er relativt stabil (figur 6.5).

Pyttabreen er stor nok til at jøkullaup er mogleg og flaumfrekvensen i Bondhusvatnet er høg (Haugland, 2021). Mot slutten av MWE minkar sommartemperaturen og vinternedbøren (Bjune et al., 2005), og Nordfonna smeltar tilbake. I ein periode med varmare klima kan brevekst ha samanheng med auka vinternedbør, medan smelting kan koplast til at høge vintertemperaturar fører med seg meir regn- enn snøfall over Folgefonna (Bakke et al., 2005a). Sidan det er høg flaumaktivitet i Bondhusvatnet i denne perioden kan ein ikkje utelukke at flaumsedimenta i Mysevatnet stammer frå same periode.

Frå 700-500 kal. år BP minkar vinternedbøren og flaumfrekvensen i både Bondhusvatnet og Buarvatnet er låg (figur 6.5). Ein kan anta at Gråfjellsbrea i denne perioden er for liten til å kunne demme opp Urdavatnet og at jøkullaup såleis ikkje er mogleg.

Den vesle istida (LIA) er ein kuldeperiode som kring Folgefonna vara frå omtrent 600 til 20 kal. år BP (Bakke et al., 2005b). Både Nordfonna og Svartenutbreen veks fram som følgje av låg sommartemperatur og høg vinternedbør (Bjune et al., 2005). Bondhusvatnet har i denne perioden få flaumar, men viser fire flaumhendingar då Bondhusbreen hadde minst utbreiing. Haugland (2021) peikar på at desse flaumhendingane ikkje kan kome av jøkullaup, då Pyttabreen er for stor til å demme opp Pyttavatnet. Sjølv om jøkullaup ikkje er mogleg ved Pyttabreen i denne perioden, kan Gråfjellsbrea ved større utbreiing demme opp eit vatn som kan føre jøkullaup.



Figur 6.5: Samanlikning av ulike studiar på Sørforonna og Nordforonna. A) relativ breutbreiing Gråfjellsbrea, B) flaumaktivitet i Mysevatnet, C) relativ breutbreiing Bondhusbreen (Haugland, 2021), D) flaumhendingar i Bondhusvatnet (Haugland, 2021), E) relativ breutbreiing Svartenutbreen (Røthe et al., 2019), F) GLOF-hendingar Buarvatnet (Røthe et al., 2019) og G) ELA-rekonstruksjon Nordforonna (Bakke et al., 2005b).

Ulike studiar syner at Sørfonna og Nordfonna nådde sitt Neoglasiale maksimum under LIA ved ulike tidspunkt. Sørfonna hadde størst utbreiing på 1870-talet og i 1890 (Nussbaumer et al., 2011), medan Nordfonna var størst rundt 1750, 1870 og 1930 (Bakke et al., 2005b).

Etter LIA har Sørfonna trekt seg tilbake, bortsett frå tre mindre breframstøyt på 1960-, 1970- og 1990-talet (Robson, 2012). Studien av flyfoto (kapittel 5.1.2) viser at brefronten til Gråfjellsbrea i 1962 låg omtrent 1000 meter frå dagens front og dekkja vatna framom både midtre og austre Gråfjellsbrea. At breen på dette tidspunktet hadde større utbreiing enn i dag, stemmer godt overeins med breframstøyten på 1960-talet. Då breen hadde ei slik utbreiing var truleg ikkje jøkullaup mogleg, men ettersom Gråfjellsbrea har smelta tilbake sidan 2006 og Urdavatnet har vakse fram, har potensiale for jøkullaup vorte mogleg. Sedimentstudiet (kapittel 5.2) viser kaotiske sediment i øvre del av kjernane og dermed variasjon i parametrar som truleg ikkje er reelle. Både oppdemminga av Mysevatnet og flaumhendingar frå nedslagsfeltet kan vere årsak til dei kaotiske sedimenta og ein kan dermed ikkje konkludere med at det har vore jøkullaup frå Gråfjellsbrea i løpet av dei siste tiåra.

Dersom ein tek utgangspunkt i at jøkullaup skjer i forbindelse med endringar i brestorleik, kan ein anta at jøkullaup har vore mogleg over to periodar gjennom holocen; i tidleg holocen ved den generelle tilbaketrekkinga av isdekket og i perioden 3000-1500 kal. år BP. I perioden etter 1500 kal. år BP gjer dateringane og det svært kaotisk sedimentet, materialet vanskeleg å knytte opp mot alder. Men studiar frå Bondhusvatnet viser at det var høg flaumaktivitet under MWE (1200-700 kal. år BP) og LIA (500-20 kal. år BP). Det er dermed ikkje usannsynleg at det var flaumaktivitet i Mysevatnet i løpet av desse to periodane. I Buarvatnet er det ikkje identifisert GLOF-hendingar før mot slutten av den vesle istida. Den øvste alderen i aldersmodellen som er datert til 1997-2001 kal. år BP indikerer at sedimenta over er påverka av variasjon i vasstand etter oppdemminga av Mysevatnet i 1974. Likevel kan flaumhendingar i nedslagsfeltet til Mysevatnet ha påverka sedimenta.

Når det gjeld potensiale for jøkullaup frå Gråfjellsbrea, kan det utifrå kartlegging- og sedimentstudien sjå ut til at hendingar ofte er kopla til aukande utbreiing av breen. Kartlegginga viser at det i dag er potensiale for jøkullaup frå Urdavatnet, men dersom breen veks fram kan ein større og djupare innsjø dannast og skape ein endå større fare nedstraums. I ei tid kor brear smeltar tilbake, vil truleg ikkje Gråfjellsbrea kunne danne store jøkullaup mot Mysevatnet. Dersom breen derimot veks fram igjen og demmer opp ein stor innsjø, vil dette utgjere ei stor trussel for området nedstraums.

6.5 Folgefonna i framtida

Klimaprognosar for framtida peikar på aukande temperaturar, meir nedbør og hyppige episodar med styrtregn i tida fram mot år 2100 (kapittel 2.2.3). Stigande temperaturar fører med seg høgare snøgrense, og smeltande brear (Hanssen-Bauer et al., 2015). Johansson et al. (2020) viser at den subglasiale topografien under Sørfonna består av fleire overfordjupingar der det kan dannast innsjøar og bredemde sjøar, som igjen kan føre til ei fare for jøkullaup for bygdene rundt breen. Urdavatnet er ein slik bredemd sjø, som utifrå dagens storleik ikkje vil gje store øydeleggjande konsekvensar ettersom det regulerte Mysevatnet nedstraums har potensiale til å dempe flaumen. Likevel er det ein naturfare for bygda Austrepollen i Mauranger, som ligg nedanfor Mysevatnet, og det er nødvendig å følgje med på utviklinga ved Gråfjellsbrea og eventuelle tappingar frå Urdavatnet eller framtidige bredemde sjøar ettersom breen smeltar attende.

Stigande temperaturar vil føre til bresmelting og danning av nye bredemde sjøar, slik at farepotensialet for jøkullaup truleg vil auke i framtida. Førre (2012) peikar på at dersom det vert danna ein isterskel framom to av overfordjupningar ved den austre delen av Nordfonna, over bygda Måge i aust, vil omtrent 41 millionar m³ smeltevatn kunne frigjerast i ei tapping, noko som vil utgjere katastrofale følgjer spesielt for busetnaden nedstraums og langs med Sørfjorden. Johansson (2020) viser til at den subglasiale topografien under Sørfonna legg til rette for danning av store innsjøar ved bresmelting, særleg under den sørlege delen av Sørfonna kan bredemde sjøar påføre store øydeleggingar med økonomiske konsekvensar for SKL ved potensielle jøkullauphendingar.

7. Konklusjon

Hovudmålet med masteroppgåva var å finne ut om det har vore jøkullaup frå Gråfjellsbrea i fortida og om det er potensiale for nye jøkullaup i framtida ved å undersøkje spor i terrenget og innsjøsedimenta nedstraums. I tillegg til å sjå på samanhengen mellom klimaendringar og jøkullaup. Innsjøsediment vart henta inn frå Mysevatnet under feltarbeid i 2020 og vidare analysert på EARTHLAB. Gjennom feltarbeid kring vatnet og fjernanalysar av nedslagsfeltet til Mysevatnet vart det utarbeida eit kvartærgeologisk kart. Basert på analysar og innsamla data kan følgjande konklusjonar framhevast:

- Gråfjellsbrea demmer i dag opp Urdavatnet og det er dermed potensiale for jøkullaup. Dersom breen smeltar meir tilbake i åra som kjem vil eit jøkullaup kunne frigjere 276 000 m³ smeltevatn. Truleg vil ikkje dette omfanget av vatn skape store problem for området nedstraums Gråfjellsbrea, sidan Mysevatnet som er regulert av Statkraft vil kunne ta det imot så lenge magasinet ikkje er fullt. Likevel bør ein følgje med på utviklinga ved Urdavatnet, då plutsleg og høg vassføring vil vere ein risiko for bygda Austrepollen i Mauranger. Dersom breen derimot veks seg større kan innsjøen verte djupare og utgjere ei stor fare dersom totalt 3,2 millionar m³ smeltevatn vert frigjort ved jøkullaup.
- Basert på kartlegging av lausmassar og dreneringskanalar vil smeltevatn ved eventuelle jøkullaup frå austre Gråfjellsbrea drenere gjennom Store Urdavatn og nordover mot Mysevatnet. Fluvial erosjon i torv- og breelvavsetjingar langs elveløpet tyder på at det tidvis har vore høgare vassføring i elva. Studiet av innsjøsedimentet frå Mysevatnet viser fleire vekslende lag av sand og organisk materiale i nedre del av kjernen som kan vere forårsaka av jøkullaup, medan øvre del av sedimentstratigrafien består av svært kaotiske flaumavsette sediment.
- Ei samanlikning av resultata med andre studiar av bre- og klimavariasjonar kring Folgefonna viser at det har vore potensiale for jøkullaup frå Gråfjellsbrea i tidleg holocen og i tidsrommet 3000-1500 kal. år BP. I perioden etter ca. 1500 kal. år BP er det vanskeleg å tidfeste sedimenta då dei er svært kaotiske, men i Bondhusvatnet er det høg flaumaktivitet under MWE (1200-700 kal. år BP) og LIA (500-20 kal. år BP), slik at jøkullaup eller flaum frå Gråfjellsbrea ikkje bør utelukkast i desse periodane.

Forslag til vidare arbeid

Denne oppgåva har undersøkt potensialet for jøkullaup frå Gråfjellsbrea ved å nytte kartlegging av nedslagsfeltet med fokus på å finne spor i terrenget og i innsjøsedimenta etter hendingar frå fortida i Mysevatnet, i tillegg til ei samanlikning med klimavariasjonar kring Folgefonna. Dette er den første studien som er gjort ved denne delen av Folgefonna og potensiale for vidare arbeid er stort. Fleire radiokarbondateringar frå innsjøsedimenta kunne bidrege til ein meir robust alderskronologi. Laboratorieanalysar som XRF og kornstorleik kunne vore gjennomført for å kunne knyte dei opp mot høvesvis MS og gråskala. For å få ei betre forståing av kjeldematerialet kunne analyse av sedimentprøvar frå ulike deler av nedslagsfeltet knytast opp mot ulike lag i innsjøsedimentet.

På Gråfjellsbrea kunne breradarundersøkingar synt subglasial topografi og bretjuknad. Slike undersøkingar ville gjeve kunnskap kring dagens situasjon og utviklinga i framtida når nytt landskap kjem fram under breen med nye bresjøar og potensielle jøkullaup.

Det kunne òg vore nyttig å gjennomført ei grundigare undersøking av gravitasjonskjerneprøvane og korrelere dei med tilsvarande stempelkjerneprøve frå same borelokalitet. For å studere jøkullaup- og flaumhendingar frå fortida kunne det vore interessant å hente opp sedimentkjernar frå den nord-austlege delen av Mysevatnet (tidlegare Urdabotnsvatnet). Batymetrisk kart og seismiske undersøkingar avslørte bratte sider og at innsjøbotnen ikkje hadde særleg flat botn og truleg ikkje er godt eigna for å arkivere eit kontinuerleg sedimentarkiv.

Feltarbeid med grundig kartlegging og innhenting av nedslagsfeltprøvar, særleg med fokus kring dagens dreneringsløp, der eit potensielt jøkullaup frå Urdavatnet òg vil ta vegen, hadde gjort det mogleg å knytte aktuelle kjeldeområde til dei ulike sedimentsamansetningane i innsjøen. I tillegg hadde det vore interessant å undersøkt om finare siltfraksjonar var drapert over morenematerialet nord-aust for Urdavatnet ved det namnlause vatnet, for å få bevis på at ein større bredemd sjø har eksistert i området.

Kjeldeliste

- Ahrens, C. D. og Henson, R. (2018) *Essentials of meteorology : an invitation to the atmosphere*. 8th ed. Boston: Cengage learning.
- Andreassen, L. M., Elvehøy, H., Jackson, M., Kjøllmoen, B. og Melvold, K. (2017) *Glaciological investigations in Norway 2016*. (76). Oslo: Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- Andreassen, L. M., Winsvold, S. H., Paul, F. og Hausberg, J. E. (2012) *Inventory of Norwegian glaciers*. (38). Oslo: Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- Bakke, J. (1999) *Rekonstruksjon av bre- og klimavariasjonar på Nordre Folgefonna med kringliggjande botnar*. Hovudfagsoppgåve, Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Bakke, J., Dahl, S. O. og Diesen, M. (2000) *Folgefonna Nasjonalpark. Oppfølgjande utgreiningar 2000. Kvartærgeologi*, Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Bakke, J., Dahl, S. O. og Nesje, A. (2005a) Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway, *Journal of quaternary science*, 20(2), s. 179-198. <https://doi.org/10.1002/jqs.893>
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. og Paasche, Ø. (2005b) Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway, *The Holocene* 15(2), s. 161-176. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl797rp>
- Bakke, J. og Røthe, T. O. (2018) Smeltevatn på ville vegar, *Naturen*, 142(06), s. 258-266.
- Bakke, J., Skaar, E. og Aarseth, I. (2008) Det farlege landskapet, i Brekke, N. G. (red.) *Folgefonna og fjordbygdene*. Bergen: Nord 4, s. 288-297.
- Barnekow, L., Possnert, G. og Sandgren, P. (1998) AMS 14C chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, northern Sweden - a comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples, *GFF*, 120(1), s. 59-67. <https://doi.org/10.1080/11035899801201059>
- Berthling, I. og Sollid, J. L. (1999) The drainage history of glacial lake Nedre Gl msj, southern Central Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 53(4), s. 190-201.
- Birks, H., Battarbee, R. W. og Birks, H. J. B. (2000) The development of the aquatic ecosystem at Kråkenes Lake, western Norway, during the late glacial and early

- Holocene - a synthesis, *Journal of paleolimnology*, 23(1), s. 91-114.
<https://doi.org/10.1023/A:1008079725596>
- Bjelland, T. (1998) *Rekonstruksjon av Holocen skredaktivitet og brefluktasjon i Buerdalen, Hardanger, Sør-Norge*. Hovudfagsoppgåve, Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A. og Birks, H. J. B. (2005) Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies, *Holocene (Sevenoaks)*, 15(2), s. 177-189.
<https://doi.org/10.1191/0959683605hl798rp>
- Björnsson, H. (2003) Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland, *Global and planetary change*, 35(3), s. 255-271. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00130-3](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00130-3)
- Björnsson, H. (2010) Understanding jökulhlaups: From tale to theory, *Journal of glaciology*, 56(200), s. 1002-1010. <https://doi.org/10.3189/002214311796406086>
- Blaauw, M. (2010) Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences, *Quaternary geochronology*, 5(5), s. 512-518.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002>
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. og Karlsen, F. (2004) Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability, *Norsk Geologisk Forening*, 84(1), s. 67-88.
- Bøe, A., Dahl, S. O., Lie, Ø. og Nesje, A. (2006) Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments, *The Holocene* 16(3), s. 445-455.
<https://doi.org/10.1191/0959683606hl940rp>
- Carrivick, J. L. og Tweed, F. S. (2013) Proglacial lakes: character, behaviour and geological importance, *Quaternary Science Reviews*, 78, s. 34.
- Carrivick, J. L. og Tweed, F. S. (2016) A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods, *Global and planetary change*, 144, s. 1-16.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.07.001>
- Cnudde, V. og Boone, M. N. (2013) High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: A review of the current technology and applications, *Earth-science reviews*, 123, s. 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.003>
- Cui, P., Dang, C., Cheng, Z. og Scott, K. M. (2010) Debris flows resulting from glacial-lake outburst floods in Tibet, China : Geomorphic and environmental change on the Tibetan Plateau and surrounding mountains, *Physical geography*, 31(6), s. 508-527.

- Dahl, S. O. og Nesje, A. (1994) Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits, *The Holocene* 4(3), s. 269-277.
<https://doi.org/10.1177/095968369400400306>
- Dahl, S. O., Nesje, A., Lie, Ø., Fjordheim, K. og 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(1), s. 17-25. <https://doi.org/10.1191/0959683602hl516rp>
- Dyrkorn, L. K. og Tvede, A. M. (1973) *Glasiologiske undersøkelser i Norge 1971*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat, Hydrologisk avdeling.
- Fossen, H. (2004) Fast fjell, i Helland-Hansen, W. (red.) *Naturhistorisk vegbok, Hordaland*. Bergen: Bergen museum - Nord 4, s. 20-27.
- Fossen, H. og Hurich, C. A. (2005) The Hardangerfjord shear zone in SW Norway and the North Sea; a large-scale low-angle shear zone in the Caledonian crust, *Journal of the Geological Society*, 162(4), s. 675-687. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-136>
- Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. og Viola, R. (2014) *Kvartærgeologisk kartlegging ved NGU – Informasjon og instruks*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2.
- Furdal, H. (2010) *Brefluktasjoner og klimaendringer under "den vesle istid" kring Folgefonna*. Masteroppgåve, Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Førre, E. (2012) *Topografi og dreneringsretninger under Nordfonna, Folgefonna*. Masteroppgåve, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Gilli, A., Anselmetti, F. S., Glur, L. og Wirth, S. B. (2013) Lake Sediments as Archives of Recurrence Rates and Intensities of Past Flood Events, in *Dating Torrential Processes on Fans and Cones*. Springer s. 225-242.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sorteberg, A. og Ådlandsvik, B. (2015) *Klima i Norge 2100 : kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert 2015*. Norsk klimaservicesenter.
- Haugen, T. A. (2020) *Rekonstruksjon av storflommer i Tovdalsvassdraget gjennom holocen, ved terskelinnsjøen Berse*. Masteroppgåve, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Haugland, I. (2021) *Kartlegging av potensialet for jøkullaup frå Pyttabreen, Folgefonna i notid og gjennom holocen*. Masteroppgåve, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.

- IPCC (2013) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 5. Geneva: IPCC.
- Jackson, M. og Ragulina, G. (2014) *Inventory of glacier-related hazardous events in Norway*. Oslo: Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- Johansson, F. E. (2020) *Glacial and extreme flood variability during late holocene and into the future. Studies from Folgefonna in south-west Norway and Ata Sund in west Greenland*. PhD avhandling, Universitetet i Bergen.
- Johansson, F. E., Bakke, J., Støren, E. N., Paasche, Ø., Engeland, K. og Arnaud, F. (2020) Lake Sediments Reveal Large Variations in Flood Frequency Over the Last 6,500 Years in South-Western Norway, *Frontiers in earth science (Lausanne)*, 8. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00239>
- Karlén, W. (1976) Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lapland, Northern Sweden, *Geografiska annaler. Series A, Physical geography*, 58(1-2), s. 1-34. <https://doi.org/10.1080/04353676.1976.11879921>
- Kjøllmoen, B. (2004) *Jøkulhlaup sør for Svartenut*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Lecoanet, H., Lévêque, F. og Segura, S. (1999) Magnetic susceptibility in environmental applications: comparison of field probes, *Physics of the earth and planetary interiors*, 115, s. 191-204. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00066-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00066-7)
- Liestøl, O. (1956) Glacier dammed lakes in Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 15, s. 122-149.
- Lowe, J. J. og Walker, M. (2014) Radiocarbon dating *Reconstructing quaternary environments*. New York: Routledge.
- Nagy, T. og Andreassen, L. M. (2019) *Glacier lake mapping with Sentinel-2 imagery in Norway*. Oslo: Norwegian water resources and energy directorate.
- Nesje, A. (1992) A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments, *Arctic and alpine research*, 24(3), s. 257-259. <https://doi.org/10.2307/1551667>
- Nesje, A. (2009) Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia, *Quaternary science reviews*, 28(21), s. 2119-2136. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.12.016>
- Nesje, A., Dahl, S. O., Andersson, C. og Matthews, J. A. (2000a) The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record

- of the Jostedalsbreen ice cap during the Holocene, *Quaternary science reviews*, 19(11), s. 1047-1065. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00090-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00090-6)
- Nesje, A., Dahl, S. O., Tvede, A. og Bakke, J. (2004) Breen, i Helland-Hansen, W. (red.) *Naturhistorisk vegbok, Hordaland*. Bergen: Bergen museum - Nord 4, s. 80-86.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. og Løvlie, R. (1991) Holocene glacial and climate history of the Jostedalsbreen region, Western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits, *Quaternary science reviews*, 10(1), s. 87-114.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90032-P](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90032-P)
- Nesje, A., Lie, Ø. og Dahl, S. O. (2000b) Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records?, *Journal of quaternary science*, 15(6), s. 587-601. [https://doi.org/10.1002/1099-1417\(200009\)15:6](https://doi.org/10.1002/1099-1417(200009)15:6)
- Nesje, A., Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S. og Andersson, C. (2001) Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalsbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records, *The Holocene*, 11(3), s. 267-280. <https://doi.org/10.1191/095968301669980885>
- Nesje, A., Sjøstrøm, K. H. og Bjørseth, E. (2012) *Brelære: bre, landskap, klimaendringer og datering*. 2. utg. Kristiansand: Høyskoleforl.
- Nussbaumer, S. U., Nesje, A. og Zumbühl, H. J. (2011) Historical glacier fluctuations of Jostedalsbreen and Folgefonna (southern Norway) reassessed by new pictorial and written evidence, *Holocene (Sevenoaks)*, 21(3), s. 455-471.
<https://doi.org/10.1177/0959683610385728>
- Nye, J. F. (1976) Water Flow in Glaciers: Jökulhlaups, Tunnels and Veins, *Journal of glaciology*, 17(76), s. 181-207. <https://doi.org/10.1017/S002214300001354X>
- Orsi, T. H., Edwards, C. M. og Anderson, A. L. (1994) X-ray computed tomography; a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores, *Journal of sedimentary research*, 64(3a), s. 690-693. <https://doi.org/10.1306/D4267E74-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L. og Friedrich, M. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP, *radiocarbon*, 55(4), s. 1869-1887.
- Robson, B. A. (2012) *A Remote Sensing Investigation into the evolution of Folgefonna Glacier over the last 150 years*. Master thesis, Department of Earth Science, University of Bergen.

- Rubensdotter, L. og Rosqvist, G. (2009) Influence of geomorphological setting, fluvial-, glaciofluvial- and mass-movement processes on sedimentation in alpine lakes, *The Holocene*, 19(4), s. 665-678. <https://doi.org/10.1177/0959683609104042>
- Røthe, T. O., Bakke, J. og Støren, E. W. N. (2019) Glacier outburst floods reconstructed from lake sediments and their implications for Holocene variations of the plateau glacier Folgefonna in western Norway, *Boreas*, 48(3), s. 616-634. <https://doi.org/10.1111/bor.12388>
- Røthe, T. O., Bakke, J., Støren, E. W. N. og Bradley, R. S. (2018) Reconstructing Holocene Glacier and Climate Fluctuations From Lake Sediments in Vårfluesjøen, Northern Spitsbergen, *Frontiers in Earth Science*, 6(91), s. 1-20. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00091>
- Schock, S. G. og LeBlanc, L. R. (1990) Some applications of the chirp sonar, *Oceans*, 90 (24), s. 69-75.
- Sexe, S. A. (1864) *Om sneebræen Folgeføn*. Brøgger og Christie's bogtrykkeri.
- Shotton, F. W. (1972) An Example of Hard-Water Error in Radiocarbon Dating of Vegetable Matter, *Nature* 240(5382), s. 460-461. <https://doi.org/10.1038/240460a0>
- Simonsen, J. R. (1999) *Rekonstruksjon av Holocene brevariasjoner for vestre del av Søndre Folgefonna*. Hovudfagsoppgåve, Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Snowball, I. A. N. og Thompson, R. O. Y. (1990) A mineral magnetic study of Holocene sedimentation in Lough Catherine, Northern Ireland, *Boreas*, 19(2), s. 127-146. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1990.tb00574.x>
- Støren, E. W. N., Dahl, S. O. og Lie, Ø. (2008) Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway, *The Holocene* 18(8), s. 1179-1191. <https://doi.org/10.1177/0959683608096593>
- Støren, E. W. N., Dahl, S. O., Nesje, A. og Paasche, Ø. (2010) Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method, *Quaternary science reviews*, 29(23), s. 3021-3033. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.038>
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O' Sullivan, P. E. og Oldfield, F. (1975) Magnetic Susceptibility of Lake Sediments, *Limnology and oceanography*, 20(5), s. 687-698. <https://doi.org/10.4319/lo.1975.20.5.0687>
- Tvede, A. M. (1994) *Blomsterskardsbreen, Folgeføn*. En oversikt over breens variasjoner i nyere tid. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

- Tvede, A. M. (2008) Den store fonna. Om glasiologi, hydrologi og klima, i Brekke, N. G. (red.) *Folgefonna og fjordbygdene*. Bergen: Nord 4, s. 25-43.
- Tweed, F. S. og Russell, A. J. (1999) Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics, *Progress in Physical Geography*, 23(1), s. 79-110.
- Törnqvist, T. E., de Jong, A. F. M., Oosterbaan, W. A. og Van Der Borg, K. (1992) Accurate Dating of Organic Deposits by AMS 14C Measurement of Macrofossils, *radiocarbon*, 34(3), s. 566-577. <https://doi.org/10.1017/S0033822200063840>
- van der Bilt, W. G. M., Bakke, J., Vasskog, K., Røthe, T. O. og Støren, E. W. N. (2016) Glacier-fed lakes as palaeoenvironmental archives, *Geology today*, 32(6), s. 213-218. <https://doi.org/10.1111/gto.12166>
- van der Bilt, W. G. M., Rea, B., Spagnolo, M., Roerdink, D. L., Jørgensen, S. L. og Bakke, J. (2018) Novel sedimentological fingerprints link shifting depositional processes to Holocene climate transitions in East Greenland, *Global and planetary change*, 164, s. 52-64. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.007>
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. W. N., Waldmann, N., Chapron, E. og 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(4), s. 597-614. <https://doi.org/10.1177/0959683610391316>
- Vasskog, K., Waldmann, N., Bondevik, S., Nesje, A., Chapron, E. og Ariztegui, D. (2013) Evidence for Storegga tsunami run-up at the head of Nordfjord, western Norway, *Journal of quaternary science*, 28(4), s. 391-402. <https://doi.org/10.1002/jqs.2633>
- Vinegar, H. J. og Wellington, S. L. (1987) Tomographic imaging of three-phase flow experiments, *Review of scientific instruments*, 58(1), s. 96-107. <https://doi.org/10.1063/1.1139522>
- Xu, M., Bogen, J., Wang, Z., Bønsnes, T. E. og Gytri, S. (2015) Pro-glacial lake sedimentation from jökulhlaups (GLOF), Blåmannsisen, northern Norway, *Earth surface processes and landforms*, 40(5), s. 654-665. <https://doi.org/10.1002/esp.3664>

Nettbaserte kart og tenester

Kartverket (2020a) *Norgeskart*. Tilgjengeleg frå: <https://norgeskart.no/>

Kartverket (2020b) *Norge i bilder*. Tilgjengeleg frå: <https://norgeibilder.no/>

Kartverket (2021) *Høydedata*. Tilgjengeleg frå: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>

Meteorologisk institutt (2020) *Eklima: Gratis tilgang til vær- og klimadata frå Meteorologisk institutt frå historiske data til sanntidsobservasjonar*. Tilgjengeleg frå: <https://www.eKlima.no>

NGU (2021a) *Berggrunn: nasjonal berggrunnsdatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg frå: https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/

NGU (2021b) *Løsmasse*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg frå: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/

NVE (2021) *Nedlasting av fagdata fra NVE*. Tilgjengeleg frå: <http://nedlasting.nve.no/gis/>

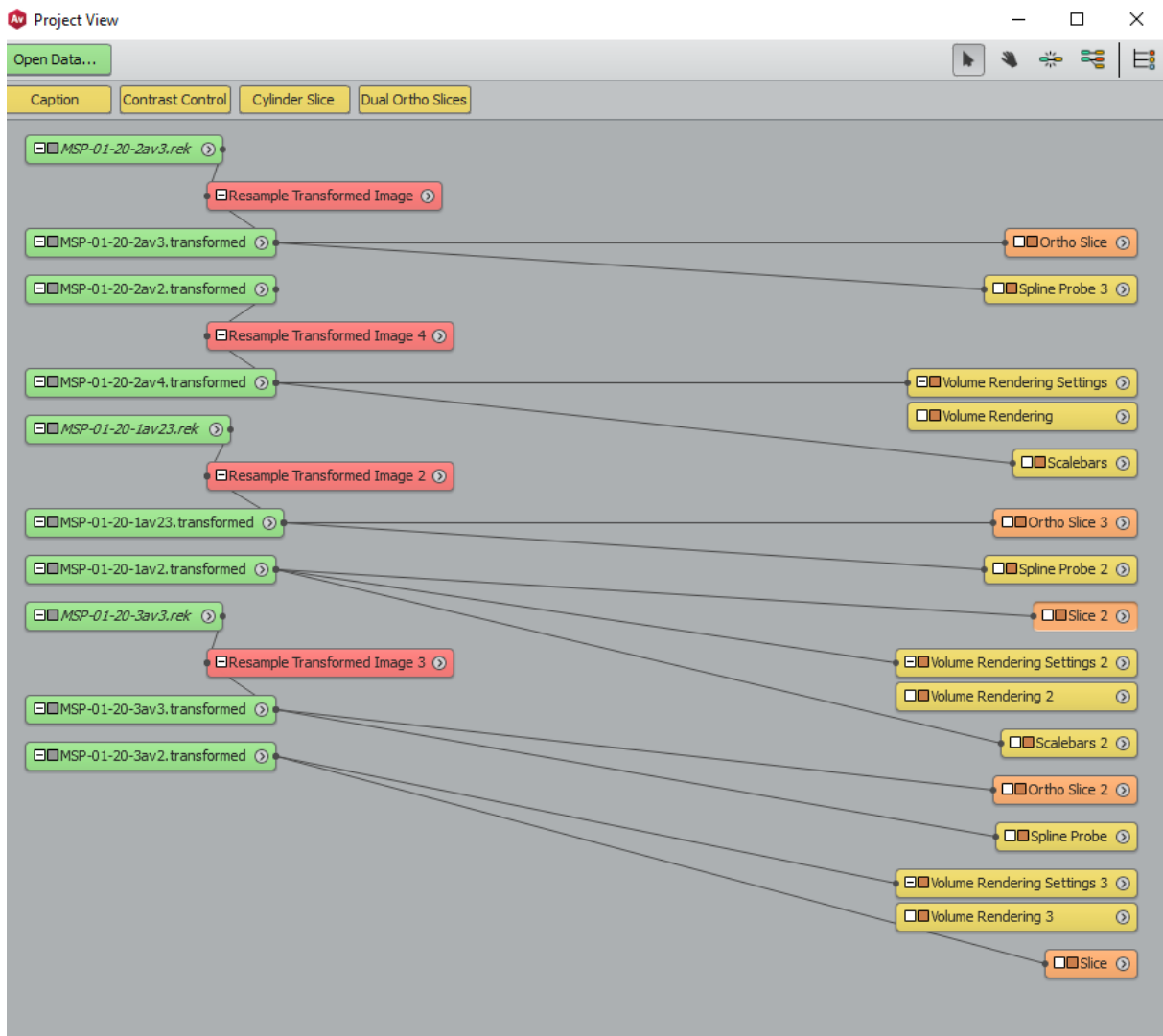
Nettsider

Esri Resources (2021) *How hillshade works*. Tilgjengeleg frå: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/3d-analyst/how-hillshade-works.htm>

Miljødirektoratet (2020) *Norges nasjonalparker: Folgefonna nasjonalpark*. Tilgjengeleg frå: <https://www.miljodirektoratet.no/ansvarsomrader/vernet-natur/norges-nasjonalparker/folgefonna-nasjonalpark/>

Statkraft (2020) *Mauranger vannkraftverk*. Tilgjengeleg frå: <https://www.statkraft.no/om-statkraft/hvor-vi-har-virksomhet/norge/mauranger-vannkraftverk/>

Vedlegg 1: Prosessering av CT-data i Avizo Thermo Scientific



Oversikt over prosessering av CT-data i programmet Avizo Thermo Scientific ved utarbeiding av voxel-modellar og prosessen å hente ut gråskalaverdiar som datasett.

Vedlegg 2: Rådata frå sedimentanalysar

Vedlegget inneheld rådata frå MS-målingane, XRF-foto, gråskalaverdiar og ortofoto frå CT-skanning. Kart og rådata frå batymetrisk kartlegging, seismiske undersøkingar og koordinatar for kjernelokalitetar er òg inkludert. Alle data frå sedimentanalysane er tilgjengelege frå Geodatabasen (geosamples.app.uib.no).