

Rekonstruksjon av holosen breaktivitet i vestlig sektor av Nordfonna, Folgefonna.

En studie basert på analyser av innsjøkjerner
og kvartærgeologisk kartlegging.



Masteroppgave i kvartærgeologi og paleoklima

av

Susanne Meidell



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

2.6.2014

Bildet på fremsiden viser vestlig sektor av Juklavatnet, 14.8.2014

Abstract

This master thesis is focusing primarily on glacier- and climate fluctuations in the westerly parts of Nordfonna, Folgefonna. The thesis will be based on 1) quaternary mapping of the areas surrounding the front of Juklavassbreen and Botnabreen, and the catchment areas of the two proglacial lakes Juklavatnet and Markjelkevatnet. 2) The results from analysis of sediment cores taken from Markjelkevatnet and the western part of Juklavatnet, which will be used to estimate the sedimentation ratio for Botnabreen and Juklavassbreen during the Holocene, a time period stretching from the end of the last deglaciation until today. The sedimentation ratio can give information on the existence and fluctuations of the two outlet glacier, which in turn tells something about climate changes.

Further, the results from the westerly parts of Nordfonna will be compared with the results from earlier studies investigating the other outlet glaciers at Nordfonna, to see if they show the same trends. Also there will be a comparison between Juklavassbreen and Botnabreen and glaciers found at other locations in the North Atlantic region.

At the end of the thesis there will be a brief discussion on what the future may hold in terms of Nordfonnas future.

Sammendrag

Denne masteroppgaven fokuserer hovedsakelig på bre- og klimafluktasjoner i vestlig sektor av Nordfonna, Folgefonna. Arbeidet vil baseres på 1) kvartærgeologisk kartlegging av områdene rund brefronten til Juklavassbreen og Botnabreen, og nedslagsfeltet til de to proglasiale innsjøene Juklavatnet og Markjelkevatnet. 2) Resultatene fra analyser av sedimentkjerner fra Markjelkevatnet og vestlig sektor av Juklavatnet, som vil bli brukt til å estimere sedimentasjonsraten til Botnabreen og Juklavassbreen gjennom holosen, perioden som strekker seg fra slutten av siste deglasiasjon og fremt til i dag. Sedimentasjonsratene kan gi informasjon om de to brearmenes eksistens og fluktasjoner, som igjen sier noe om endringer i klimaforholdene.

Videre vil resultatene fra den vestlige sektoren av Nordfonna sammenlignes med tidligere studier utført ved de andre utløpsbreen til Nordfonna. Dette for å se om resultatene viser de samme trendene.

Det vil også bli gjort en sammenligning av resultatene fra Juklavatnet og Markjelkevatnet opp mot breen andre steder i den nord-atlantiske regionen.

På slutten av oppgaven vil det bli diskutert i korthet hva som trolig vil skje med Nordfonna i fremtiden.

FORORD

De siste fem årene har vært utfordrende, men svært lærerike og interessante. Det er med blandede følelser at jeg nå tar fatt på en ny epoke i livet. Det kommer til å bli rart, men forhåpentligvis også veldig bra.

Jeg vil starte med å takke min veileder professor Jostein Bakke for all den gode hjelpen og engasjementet han har vist i forbindelse med mitt masterstudium. Også en stor takk til min medveileder forsker Kristian Vasskog, som har hjulpet meg gang på gang, og alltid vært positivt innstilt. Begge har vært gode mentorer, både i felt, på lab og ellers. Uten dere hadde det aldri gått.

Takk til alle de snille og inkluderende Ph.D. studentene, Lea, Marthe, Hella, Willem og ikke minst Torgeir, som blant annet hjalp meg å hente opp kjernen fra Markjelkevatnet.

Jo Brendryen og Jordan Holl som har vært så snill og hjulpet meg ved flere anledninger i forbindelse med lab-arbeid fortjener også en takk. Thank you. Solveig, tusen takk for masse god hjelp.

En stor takk til alle mine medstudenter som har gjort studietiden til en veldig positiv opplevelse, og som med godt humør og kloke ord har gjort hverdagen kjekk. Ikke minst med kake hver torsdag, sånt hjelper alltid på humøret. Særlig takk til Marianne Vandeskog Borge som meldte seg frivillig til å bli med i felt i to dager, og som villig delte Donald-kryssordene sine med meg.

Åsmund Bakke og Folgefonni Breførarlag fortjener også en takk. For at de var så snille og hjalp til med frakting og bæring av tungt utstyr under feltarbeidet ved Juklavatnet i august 2013. Uten dem hadde det kanskje ikke blitt noen kjerner fra Juklavatnet.

Og takk til Trond Seim hos Statkraft som gav oss adgang til, og data om, studieområdene.

Til slutt vil jeg gi en stor takk til familien min. Min mann, Hans Christian, som har støttet meg og vært tålmodig med meg gjennom hele studietiden. Til foreldre og nærmeste familie som har hjulpet til hver gang det har vært behov.

Og ikke minst min datter Julia som er min viktigste motivasjon.

2. juni 2014

Susanne Meidell

Innholdsfortegnelse

1. Bakgrunn.....	1
1.1 Formål.....	3
1.2 Problemstilling.....	4
1.2.1 Hovedproblemstilling.....	4
1.2.2 Delproblemstillinger.....	4
1.3 Områdebeskrivelse.....	5
1.4 Geologi.....	8
1.5 Klima.....	9
1.6 Folgefonnas historie.....	11
1.7 Tidligere arbeid ved Nordfonna.....	13
2. Kvartærgeologisk kartlegging.....	15
2.1 Metoder.....	15
2.1.1 Lichenometri.....	16
2.2 Presentasjon og tolkning av data.....	17
2.2.1 Juklavatnet.....	17
2.2.1.1 Vestlig del av Juklavatnet.....	17
Tolkning.....	18
2.2.1.2 Sørøstlig del av Juklavatnet.....	18
Tolkning.....	20
2.2.1.3 Distalt av Juklavatnet.....	23
Tolkning.....	23
2.2.1.4 Dreneringsområdet til Juklavatnet.....	24
2.2.2 Markjelkevatnet.....	27
2.3 Oppsummering.....	31
3. Innsjøsedimenter.....	32
3.1 Valg av borelokaliteter og opphenting av kjerner.....	34
3.1.1 Metoder.....	34
3.1.1.1 Georadar.....	35
3.1.1.2 Chirp.....	36
3.1.1.3 Stempelprøvetaker.....	36
3.1.2 Juklavatnet.....	37
3.1.3 Markjelkevatnet.....	38
3.2 Sedimentanalyser.....	39
3.2.1 Magnetisk susceptibilitet (MS).....	40

3.2.2 X-ray fluorescence (XRF), ved hjelp av ITRAX kjerne-scanner.....	41
3.2.3 Glødetap og massetetthet.....	41
3.2.4 Radiokarbondatering.....	43
3.3 Presentasjon av data.....	43
3.3.1 Juklavatnet.....	44
3.3.1.1 JUP0113.....	46
3.3.1.2 JUP0213.....	51
3.3.2 Markjelkevatnet.....	53
3.3.2.1 MAP0113.....	54
3.4 Diskusjon av kjerneanalyser fra Juklavatnet og Markjelkevatnet.....	60
3.4.1 Juklavatnet.....	60
Aldersmodell.....	61
3.4.2 Markjelkevatnet.....	62
Aldersmodell.....	63
PCA.....	66
4. Rekonstruksjon av likevektslinjer.....	69
Metode.....	70
Sammenligning med andre data.....	71
5. Diskusjon.....	73
5.1 Sammenligning med andre data fra Følgefonna.....	73
Tidlig-holosen.....	73
Midt- og sen-holosen.....	74
Lille istid.....	75
Breens reaksjonstid.....	76
5.2 Sammenligning med andre data fra den Nord-Atlantiske region.....	78
Tidlig-holosen.....	78
Midt- og sen-holosen.....	79
Lille istid.....	81
6. Nordfonnas fremtid.....	83
7. Konklusjon.....	85
Etterord.....	87
8. Kilder.....	89
Vedlegg 1 – Kvartærgeologisk kart over området rundt Juklavatnet.....	95
Vedlegg 2 – Kvartærgeologisk kart over området rundt Botnabreen og Markjelkevatnet.....	97

1. Bakgrunn

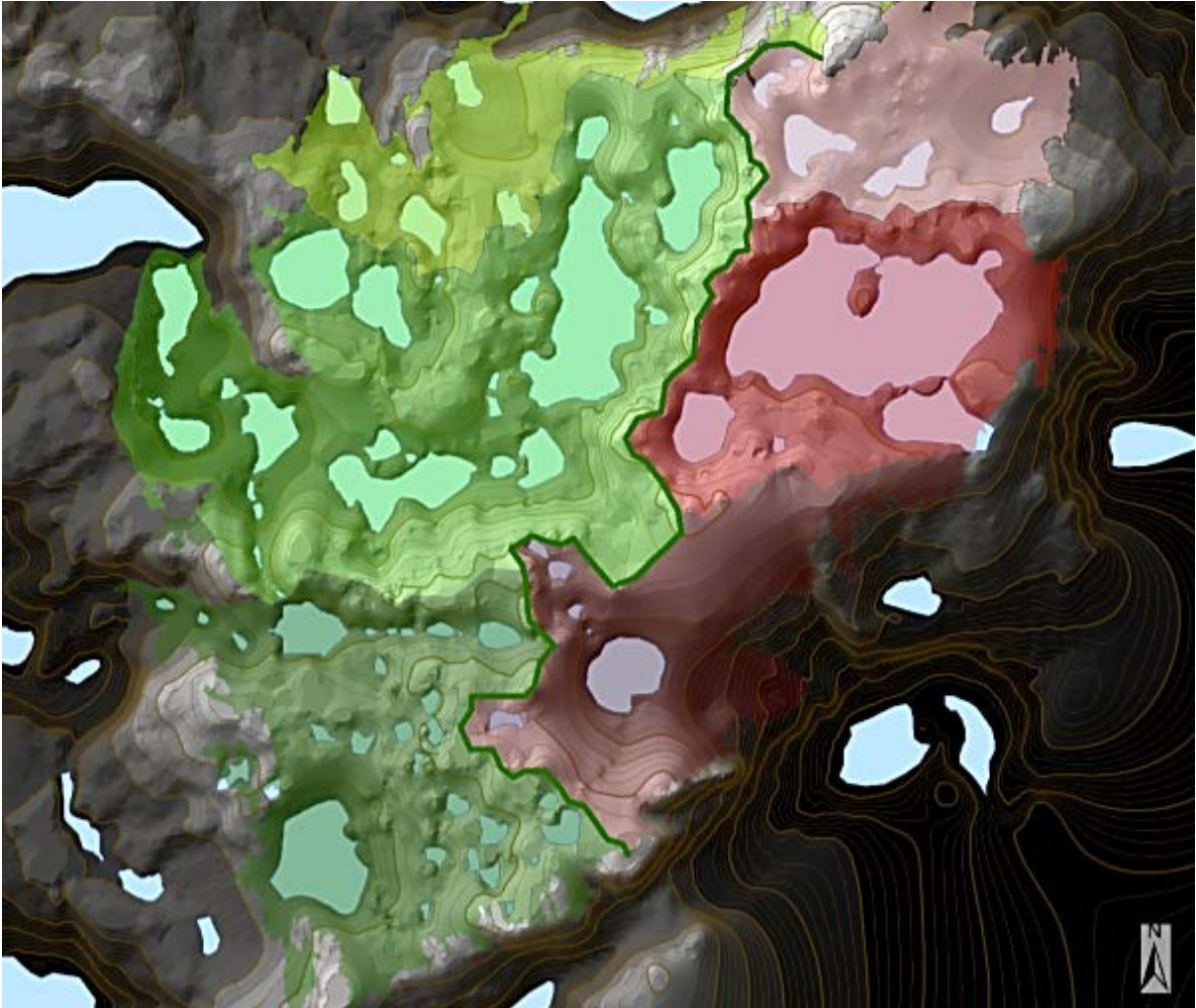
Områdene rundt Nordfonna, Folgefonna, har ved flere anledninger i senere år inngått i ulike forskningsprosjekter, da særlig i forbindelse med bre- og klimarekonstruksjoner. I flere av studiene har det blitt gjort analyser av sedimentkjerner fra proglasiale innsjøer og myrer rundt breen. Dravladalsvatnet og Goddalsvatnet er to slike proglasiale innsjøer i områdene distalt av Nordfonna. Dravladalsvatnet, nedstrøms for Jordalsbreen, ble i 2005 undersøkt av Bakke med flere (Bakke *et al.*, 2005a). Goddalsvatnet, nedstrøms for Botnabreen, ble i 2011 undersøkt i forbindelse med Pål R. Nielsen sin masteroppgave, *Brefluktuasjoner og klimaendringer på Botnabrea, Folgefonna, gjennom sein-holosen*.

Hovedfokuset i denne oppgaven vil være på undersøkelser av sedimenter fra Juklavatnet og Markjelkevatnet, begge lokalisert på vestsiden av Nordfonna. I likhet med Dravladalsvatnet og Goddalsvatnet er også Juklavatnet og Markjelkevatnet proglasiale innsjøer. Innsjøenes nærhet til henholdsvis Juklavassbreen og Botnabreen gjør innsjøsedimentene til potensielt gode indikatorer på tidligere brefluktuasjoner, basert blant annet på endringer i andelen minerogent materiale (Nesje *et al.*, 2000).

Grunnet Nordfonnas beliggenhet og størrelse responderer breen raskt på klimafluktuasjoner, og kan av den grunn gi svært høyoppløselig data omkring endringer i klimaet, samt breens utbredelse, bakover i tid (Bakke *et al.*, 2005a). Likevel er det mange faktorer som kan virke forstyrrende på sedimentene. Flom, skred, bioturbasjon og snøskred er bare noen av dem.

I masteroppgaven *Topografi og dreneringsretninger under Nordfonna, Folgefonna* av Erlend Førre fra 2012, finner forfatteren at nettopp Juklavassbreen og Juklavatnet spiller en sentral rolle i det subglasiale dreneringssystemet til Nordfonna. Hans undersøkelser viser at Juklavassbreens akkumulasjonsområde er betydelig større enn hva man tidligere har antatt. Bakke *et al.* (2005a) anslår, basert på overflatetopografien til Nordfonna, at om lag 12 km² av breens totalt 26 km² drenerer mot nord, under Jordalsbreen og Jukladalsbreen. Dette tilsvarer om lag 50 prosent av Nordfonnas areal. Ved hjelp av omfattende georadar- og breradar-undersøkelser i forbindelse med sin masteroppgave finner Førre (2012) at dette tallet er mye lavere. Undersøkelsene hans viser at kun drøye 2 km² av Nordfonnas areal drenerer mot nord, og at så mye som 47 prosent av Nordfonnas subglasiale smeltevann drenerer under Juklavassbreen og ut i Juklavatnet. Dette tilsvarer et areal på 9,02 km².

Funnene til Førre (2012) indikerer derfor at sedimentene i Juklavatnet kan reflektere historien til en mye større del av breen enn hva man tidligere har antatt, noe som gjør det interessant å studere denne innsjøen.



Figur 1.1 Figuren er hentet fra Førre (2012) og viser hvordan den subglasielle dreneringen under Nordfonna fordeler seg mellom de ulike utløpsbreen. Det midterste, mellomgrønne partiet på venstre side viser det området av Nordfonna som inngår i Juklavassbreen og drenerer ned mot Juklavatnet. Det nederste, mørkegrønne området på venstre side viser den delen av Nordfonna som drenerer ned mot Markjelkevatnet og Svartedalsvatnet, via Botnabreen og den sørligste delen av Nordfonna.

I tillegg til undersøkelser av sedimenter fra Juklavatnet, blir det også hentet opp en sedimentkjerne fra Markjelkevatnet. Markjelkevatnet mottar i dag primært smeltevann fra Botnabreen, men har trolig også mottatt smeltevann fra den sørvestligste delen av Nordfonna i tidligere perioder der breen har vært større enn i dag. Ser en på Førre (2012) sitt kart over de ulike dreneringsfeltene, vist i *Figur 1.1*, vil en se at kun en liten andel av Nordfonnas subglasielle smeltevann, om lag $1,74 \text{ km}^2$, drenerer via Botnabreen (Nielsen, 2011). Sedimentene i Markjelkevatnet vil likevel trolig kunne gi en pekepinn på Botnabreens, og med det Nordfonnas, tilstedeværelse, fremstøt og tilbaketrekninger gjennom holosen.

1.1 Formål

Målet med denne studien er å forsøke å fastslå i hvilke tidsrom de to breutløperne Juklavassbreen og Botnabreen, i vestlig sektor av Nordfonna, har eksistert, og hvordan de har variert i størrelse. Variasjoner i Folgefonna sin størrelse reflekter endringer i temperatur og nedbør i Hardanger, så ved å rekonstruere Folgefonna kan en hente ut viktig paleo-klimatisk informasjon fra et klima som ikke er påvirket av menneskeskapte klimagasser. Basert på Førre (2012) sine funn, vet man i dag at nærmere halvparten av Nordfonnas subglasiale smeltevann drenerer ut i Juklavatnet via Juklavassbreen. På bakgrunn av sedimentanalyser fra Juklavatnet og Markjelkevatnet, som ligger nedstrøms for Botnabreen, vil det derfor bli forsøkt å rekonstruere sedimentproduksjonen fra de to utløpsbreene, med mål om å kunne koble dette til bre- og klimafluktasjoner for området tilbake til starten på holosen. Om dette lykkes vil resultatene gi en økt forståelse av hvordan størrelsen på Nordfonna har endret seg gjennom de siste 10 000 år.

Studiet av naturlig klimavariabilitet over lengre tidsskalaer er nødvendig for å frembringe grunnleggende kunnskap om klimasystemet uten påvirkning av menneskeskapte klimagasser. Ved å rekonstruere Nordfonnas fluktasjoner gjennom holosen er formålet med denne studien å bidra til en økt forståelse av klimaet på et lokalt og regionalt nivå.

For å oppskalere resultatene fra dette arbeidet vil dataene bli sammenlignet med tidligere studier fra de nærliggende områdene rundt Nordfonna, blant annet med Nielsen (2011) sine funn fra Goddalsvatnet, og Bakke *et al.* (2005a og 2005b) sine funn fra Dravladalsvatnet og flere mindre myrer og vann rundt fronten av Jordalsbreen, like nord for Nordfonna. Fra Vestre Øykjamyrtjørn, et lite vann på sørsiden av Sørfonna, finnes det en pollenbasert temperaturrekonstruksjon som vil bli brukt til å rekonstruere vinternedbør.

Nordfonnas fluktasjoner vil videre bli sett på i sammenheng med breer andre steder i den nord-atlantiske region.

1.2 Problemstilling

Primærmålet med denne studien er å rekonstruere brefluktasjoner i vestlig sektor av Nordfonna, samt å gi en indikator på holosene klimaendringer i samme område. Dette vil bli gjort gjennom en studie av innsjøsedimenter fra Juklavatnet og Markjelkevatnet, og til dels gjennom kvartærgeologisk kartlegging.

1.2.1 Hovedproblemstilling:

- Er det mulig å bruke kvantitative analyser av innsjøsedimenter avsatt i Juklavatnet og Markjelkevatnet til å rekonstruere Nordfonna gjennom holosen?

1.2.2 Delproblemstillinger:

- Kan resultatene fra de to proglasiale innsjøene korreleres? Hvordan kan de to innsjøene komplementere hverandre for å gi et mest mulig helhetlig bilde av Nordfonna sin klimatiske historie?
- Hvordan stemmer funnen i denne studien over ens med resultatene fra tilsvarende studier fra områdene rundt Nordfonna? Bygger svarene i denne studien opp om de tidligere resultatene? Hvis ikke, hvordan kan ulikhetene forklares?
- Hvordan stemmer funnene i vestlig sektor av Nordfonna overens med funn gjort andre steder i den nord-atlantiske region? Viser resultatene de samme trendene?
- Finnes det spor i sedimentene som kan gi mer detaljer om Nordfonnas fluktasjoner under lille istid?
- Kan en si noe om Nordfonna sin fremtid basert på funnene i denne studien? Hvordan er fremtidsprognosene for de to brearmene Juklavassbreen og Botnabreen, samt Nordfonna sett under ett?

1.3 Områdebeskrivelse

Folgefonna dekker størstedelen av de høyereliggende fjellplatåene på Folgefonnhalvøya, en halvøy sentralt plassert i Hardanger, Hordaland. Platåene har bratte fjellsider ned mot Sørfjorden i øst, og Hardangerfjorden i vest. Folgefonna innbefatter tre separate breer, Nordfonna, Midtfonna og Sørfonna. Til sammen dekker de et område på nærmere 200 km². Sørfonna er den største med sine 161 km². Midtfonna dekker et areal på 11 km², mens Nordfonna måler 23 km². Dette gjør Sørfonna til Norges tredje største bre, og Nordfonna til den syvende største breen i Norge (Bakke *et al.*, 2005a).

Størstedelen av de tre breene, samt områdene rundt, inngår i dag i Folgefonna Nasjonalpark, opprettet i 2005. Nasjonalparken dekker et areal på hele 545 km². Kun områdene som utgjør Folgefonna Sommarskiser, lengst nord på Nordfonna, ligger utenfor nasjonalparken

Områder regulert som nasjonalpark har strenge bestemmelser for hva som tillates av menneskelige inngrep og motorisert ferdsel. Dette for å ivareta naturen.

Fordi størstedelen av isen som utgjør Folgefonna ligger på trykksmeltepunktet i sommersesongen regnes alle de tre breene for å være en tempererte breer (Nesje, 1995, s.20).

Nordfonna, som er den sentrale breen i denne studien, klassifiseres som en maritim platåbre. Maritim fordi den ligger i et område preget av et maritimt klima. Denne typen klima har små årlige temperatursvingninger, noe som gir milde og nedbørsrike vintre og nokså korte og kjølige somre (Ahrens, 2008, s.374). Betegnelsen platåbre har breen fått grunnet dens tilnærmet sirkulære form, og plasseringen på toppen av et fjellplatå (Bakke *et al.*, 2005a, Østrem *et al.*, 1988). Breens høyeste punkt ligger like nordøst for midten, og måler 1 644 m o.h. Herfra strekker isen seg ned til om lag 1 000 m o.h. ved Dettebrea (Bakke, 2005b).

Nordfonna har til sammen fem store utløpsbreer, eller brearmer: Jukladalsbreen og Jordalsbreen i nord, Juklavassbreen og Botnabreen i vest, og Dettebrea i sør-øst.

Juklavatnet

Juklavatnet måler 3,8 km² i utstrekning, og vannflaten lå høsten 2013 på om lag 1 020 meters høyde. Fordi vann fra Juklavatnet blir nyttet til strømproduksjon, varierer vannstanden noe. Batymetrien i Juklavatnet viser at innsjøen ligger i en glasial overfordypning, og at vannet består av to basseng, adskilt av fjellterskel som ligger om lag 1 005 m o.h. ifølge dybdekart fra Statkraft. Det største bassenget er det østlige bassenget, nærmest brefronten. Dette bassenget har et areal på 2,8 km², og i følge Statkraft sine dybdekart er dypeste punktet drøyt 100 m ved en vannstand på 1 010 m o.h. Det vestlige bassenget er betydelig mindre med sine 0,95 km². Ved hjelp av georadar ble det dypeste punktet i dette bassenget funnet å være rundt 90 m, ved en vannstand på 1 020 m o.h., og befinner seg omtrent midt i bassenget.

Før oppdemmingen av Juklavatnet på 1970-tallet drenerte vannet ned til Skyrdalen i vest, via en stor foss, Skyrdalsfossen, og ned i Goddalsvatnet, vist på kartet i *Figur 1.2*. Goddalsvatnet er lokalisert i bunnen av Skyrdalen, om lag 500 m o.h., og mottar også smeltevann fra Botnabreen, Midtfonna og de nordligste delene av Sørfonna. Juklavatnet er i dag demmet opp av demning i vest, og mesteparten av overskuddsvannet går i tunneller til Mauranger Kraftverk. Sammen med vann fra Juklavatnet, benytter Statkraft vann fra om lag 10 mindre vann i samme området til strømproduksjon. Synlige spor etter kraftutbyggingen finnes mange steder i studieområdene, i form av blant annet demninger, rørgater og pumpestasjoner. I tillegg er det mange mil med rørgater og tunneller skjult inne i fjellene. Kraftutbyggingen i området ble startet opp i 1968 (mauranger.no).

På grunn av kraftutbyggingen er øverste del av sedimentene forstyrret og vanskeliggjør kalibreringen av sedimentsignalet til instrumentelle data, blant annet fordi sirkulasjonsmønsteret og sedimentasjonsraten i de ulike bassengene har blitt endret.



Figur 1.2 Kartet viser studieområdene rundt Juklavatnet og Markjelkevatnet. Her vises Smalaskardet, som går nord/sør mellom Juklavatnet og Markjelkevatnet, Goddalsvatnet som ligger lengre nede i vannenes dreneringssystem, samt de to breene Juklavassbreen og Botnabreen (norgeskart.no).

Markjelkevatnet

Markjelkevatnet er betydelig mindre enn Juklavatnet, og måler om lag 0,27 km² i utstrekning. Vannet har en høyde på 740 m o.h., og ved hjelp av ekkoloddundersøkelser ble det dypeste punktet i den østlige delen av vannet målt til drøye 33 meter. Markjelkevatnet bestod opprinnelig av ett basseng, men i forbindelse med kraftutbyggingen i området på 60- og 70-tallet ble det fylt ut med løsmasser for å lage en vei tvers over vannet. Av den grunn består Markjelkevatnet i dag av to separate basseng, et lite basseng på vestsiden av veien, og et noe større basseng på østsiden av veien.

Bassenget på østsiden av veien er den delen av vannet som er undersøkt i dette prosjektet. Når det senere i oppgaven blir referert til Markjelkevatnet, vil det derfor være snakk om det østlige bassenget, med mindre annet er spesifisert.

Fjellsidene som avgrensner Markjelkevatnet mot øst er over 400 m høye og med en gradient på opp mot 90 ° enkelte steder, slik man kan se av bildet i *Figur 1.3*. Titalls meter høye vifter av svært grovkornet materiale ligger langs fjellsiden, og strekker seg ut i vannet. I vest demmes vannet opp av en drøyt 850 m lang rygg som tilsynelatende består primært av finkornede løsmasser, men med innslag av klaster av veldig varierende størrelse.

Markjelkevatnet mottar i dag primært smeltevann fra Botnabreen, via Botnatjørna, et lite tjern som ligger noen hundre meter lengre oppe i samme dalsystem, like i front av breen.

Akkumulasjonsområdet til Botnabreen strekker seg fra toppen av Nordfonna 1 635 m o.h. og ned til 1 096 m o.h. (Nielsen, 2011). Ved hjelp av flyfoto hentet fra norgebilder.no regnet Nielsen (2011) ut at Botnabreen har et areal på om lag 1,74 km² i 2010. Det er naturlig å anta at dette tallet har krympet noe siden 2010, da brefronten har trukket seg om lag 6 m tilbake i løpet av de siste tre årene i følge målinger utført av NVE (Norges Vassdrags- og energidirektorat) (nve.no). Botnabreens likevektslinje ligger i 2010 på 1 415 m o.h. (Nielsen, 2011).

For å komme seg frem til Juklavatnet og Markjelkevatnet, samt flere andre vann i samme område, ble det i forbindelse med vannkraftutbygging på slutten av 1960-tallet bygget en anleggsvei som starter nede ved sjøen i Nordrepollen i Mauranger. Veien fortsetter om lag 15 km oppover, rundt Goddalsvatnet, over Markjelkevatnet og opp til demningen i vestenden av Juklavatnet, som ligger drøyt 1 000 m o.h.



Figur 1.3 Markjelkevatnet sett fra nord mot sør, med de nordligste delene av Sørfonna i bakgrunnen. Det østlige bassenget er det lengst til venstre i bildet. Anleggsveien som deler vannet i to er godt synlig, og fungerer som målestokk. Til venstre for vannet ser en de stupbratte fjellsidene som utgjør østsiden av Markjelkevatnet, samt de store, grovkornede viftene langs vannkanten.

1.4 Geologi

Berggrunnen på Folgefonnhalvøya er nokså sammensatt, men består i hovedsak av metamorfe og vulkanske bergarter, samt enkelte sedimentære bergarter. Fire geologiske formasjoner dominerer området, Bandakgruppen, Seljordgruppen, Rjukangruppen og Heddagruppen. Av disse er Bandakgruppen den mest fremtredende. Alle de fire formasjonene hører til under Telemark supergruppe. Etter avsetningen av Telemark supergruppe har området vært igjennom to orogener. Den første varte fra om lag 1 250 til 900 millioner år BP, og omtales gjerne som den Sveko-Norvegiske fjellkjededannelsen. Senere, for om lag 600 millioner år BP startet den Kaledonske fjellkjededannelsen. Denne orogesen varte i om lag 200 millioner år, til om lag 400 millioner år før nåtid. Før den kaledonske fjellkjededannelsen var det trolig mye sedimentære bergarter i området som ble utsatt for metamorfose under den siste orogesen. Derfor finner en i dag mest vulkanske og metamorfe bergarter i området. Den siste orogesen gav også opphav til mange folder og forkastningssoner (Askvik, 1995).

Ingdahl *et al.* (1990) skriver om metamorfose og intrusiver i området Folgefonnhalvøya, og oppgir dette som årsaken til at man finner så mange ulike bergartstyper i området. Blant intrusivene kan man finne både aktinolitfels, granitt, kleberstein, meta-gabbro, monzodioritt, serpentinit og talkskifer. Blant suprakrystallene finnes blant annet agakrasitt, meta-andesitt, meta-basalt, meta-dactitt og polymikt rhyolitt dominert konglomerat.

Ifølge Fossen og Bjørseth sitt berggrunnskart, som presenteres i Helland-Hansen (2005), består områdene rundt Juklavatnet og Markjelkevatnet, og rundt Juklavassbreen og Botnabreen, hovedsakelig av ulike gneiser. Bergartene inngår i den geologiske gruppen Ullensvanggruppen. Ullensvanggruppen deles inn i flere formasjoner, deriblant Kinsarvikformasjonen, som er den hoveddelen av bergartene rundt Juklavatnet inngår i (Helland-Hansen, 2005).

1.5 Klima

«En bre er en masse av snø og is som vesentlig ligger på land og som er, eller har vært, i bevegelse» (Ahlmann i Nesje, 1995, s.10).

Veldig forenklet kan man si at tilstedeværelsen og størrelsen til en bre avhenger av to faktorer, sommertemperaturen og vinternedbøren. For å få bredannelse må vinternedbøren overstige mengden isvolum som smelter bort om sommeren. Begge disse faktorene er klimatisk betinget. Endringer i klimaet vil derfor ha en direkte innvirkning på breens utbredelse. Alle breer har en viss reaksjonstid som styres av flere faktorer, blant annet av størrelsen på breens dreneringsfelt og hastigheten isen beveger seg med. Gradienten på berggrunnen vil derfor også spille inn. Dette fører til at reaksjonstiden kan variere nokså mye fra bre til bre (Nesje, 1995, s.41). Botnabreen har et kort brefall, lite dreneringsfelt og en bratt gradient, noe som normalt gir en kort reaksjonstid. Juklavassbreen har et betydelig større dreneringsområdet, samt en lavere gradient, og har derfor trolig en noe lengre reaksjonstid. Dette vil bli diskutert nærmere senere i oppgaven.

Som nevnt klassifiseres Folgefonna som en maritim platåbre. Vestavindsbeltet fører varm, fuktig luft fra tropiske områder opp til Nord-Europa via Atlanterhavet. Dette, sammen med den Nord-Atlantiske strømmen, også kjent som Golfstrømmen, som fører temperert vann fra Mexico-gulven oppover i Nord-Atlanteren, resulterer i mild og fuktig luft over de kystnære områdene i de nordvestlige delene av Europa. Når denne milde, fuktige luften fra sør støter sammen med Polarfronten, bestående av kald, tørr luft fra nord, fører det til at nedbørsfronter trenger inn over Skandinavia, og da særlig over de kystnære områdene i Vest-Norge. Luften treffer land og presses opp over fjellkjedene i Vest-Norge slik at den avkjøles og kondenserer. Det forklarer det maritime klimaet i Vest-Norge, med store nedbørsmengder, gjerne kalt orografisk forsterket nedbør, og gir gode forutsetninger for dannelse og opprettholdelse av breer (Ahrens, 2008, s.119).

Et slikt maritimt klima fører, som nevnt, til relativt små årlige temperaturvariasjoner, med til dels kjølige somre, og milde og nedbørsrike vintre. Dette gir en årlig nedbørsrate på over 4 000 mm over Sørfonna (senorge.no), og det er nettopp disse klimatiske forholdene som gjør at Folgefonna, som Norges sørligste bre, kan eksistere i dagens klima.

Bakke *et al.* (2005a) beregnet den gjennomsnittlige nedbørsmengden over Nordfonna til å være om lag 3 350 mm i løpet av vintersesongen ved breens likevektslinje, som ligger på rundt 1 465 m o.h. Utrekningen av nedbørsraten er basert på nedbørsmålinger gjort ved ulike målestasjoner i området rundt Folgefonnhalvøya, for å få så korrekte utregninger som mulig. De to mest brukte målestasjonene er Kvamskogen målestasjon, nordvest for Nordfonna, som ligger på 455 m o.h., og Ullensvang forsøksgard, øst for Nordfonna, som ligger kun 12 m o.h. (Bakke *et al.*, 2005a). Med utgangspunkt i et empirisk forhold som tilsier at nedbørsraten øker med om lag 8 % per 100 m stigning, slik det diskuteres i Haakensen (1989), kommer altså Bakke *et al.* (2005a) frem til en årlig vinternedbør på 3 350mm over Nordfonna.

Den gjennomsnittlige temperaturen for området er også regnet ut ved hjelp av innsamlet data fra de to målestasjonene på Kvamskogen og i Ullensvang. Klimaet ved målestasjonen på Kvamskogen betegnes som maritimt, mens målestasjonen ved Ullensvang forsøksgård har et noe mer kontinentalt preget klima. Det vil si at vintrene her er noe kaldere og mer stabile, og at somrene generelt sett er noe varmere og mer stabile (Ahrens, 2008, s.374). De ulike klimatiske forholdene, sammen med den store høydeforskjellen mellom de to målestasjonene, gjør at temperaturmålingene fra Kvamskogen målestasjon er mest naturlig å benytte i denne sammenhengen.

Lapsraten må tas med i beregningene om man benytter målinger gjort ved lavereliggende områder enn det området man jobber med. Lapsraten sier at temperaturen synker med omtrent 0,6 °C per 100 m stigning (Nesje *et al.*, 2004a). Ved hjelp av lapsraten kommer Bakke *et al.* (2005b) frem til at den gjennomsnittlige temperaturen i ablasjonssesongen ved likevektslinjen til Nordfonna er 4,2 °C.

Katabatiske vinder, lokale vindsystem som dannes når luften over breen kjøles ned og synker, kan skape svært lokale klimasystemer, og bør derfor også tas hensyn til.

Den nord-atlantiske oscillasjonen (NAO) defineres som trykkforskjellen mellom et semi-permanent lavtrykk over Island (Icelandic Low) og et semi-permanent høytrykk over Azorene (Azores High). Positiv NAO (NAO+) gir milde vintre med mye nedbør over de maritime breene i Skandinavia, mens negativ NAO (NAO-) gir kalde og tørre vintre. NAO-indeksen styrer om lag 80 % av nettobalansen til de maritime breene i Skandinavia (Bjune *et al.* 2005, Hurrell, 1995). Brevariasjoner i Vest-Norge kan derfor indikere langsiktige endringer i vestavindsbeltet (Bakke *et al.*, 2005a).

1.6 Folgefonnas historie

Gjennom de siste 2,6 millioner år, i perioden kvartær, har store deler av Nord-Europa vært preget av en rekke større nedisinger. Den siste i rekken av istider kalles weichsel, og hadde sitt klimaks mellom 25 000 og 20 000 kal. år BP, før isen igjen begynte å trekke seg tilbake.

Grunnet et mildere klima på den nordlige halvkule, med temperaturøkninger på opp mot 3 °C (Shakun *et al.*, 2012), ble trolig Folgefonna isolert fra det Fennoskandiske isdekket på slutten av Allerød interstadial, om lag 12 800 kal. år BP (Bakke *et al.*, 2005b). Et annet forslag er at Folgefonna ble isolert på slutten av den om lag 1 000 år lange kuldeperioden yngre dryas, om lag 11 700 kal. år BP. Isoleringen av Folgefonna har vært et tema blant annet hos Helle *et al.* (1997), Mangerud (2000) og Bakke *et al.* (2005a).

Et mildere klima førte til rask issmelting over hele Skandinavia, og Vest-Norge ble trolig isfritt om lag år 10 000 BP. Kun mindre, isolerte isbreen ble liggende igjen.

Perioden fra slutten av yngre dryas og frem til i dag kalles holosen. Holosen regnes som en mellomistid, og har vært preget av svingninger i klimaet, primært grunnet endringer i solinnstråling gjennom sommerhalvåret. Hovedtrenden for holosen sett under ett er likevel en nedgang i innstrålingen (Marcott *et al.*, 2013). Endringene i solinnstråling førte til at flere av breene på Vestlandet, som i midt-holosen var helt, eller delvis nedsmeltet, vokste frem igjen i sen-holosen. Analyser av sedimenter blant annet fra Dravladalsvatnet, utført av Bakke *et al.* (2005a) viser at Folgefonna trolig var smeltet helt bort allerede 9 600 kal. år BP. Dette forklares med en periode med svært mildt klima, hvor solinnstrålingen var høy, noe som gav varme somre og milde vintre. Tidsrommet fra 7 000 til 4 000 år BP omtales gjerne som det holosene termale maksimum. I denne perioden lå temperaturene om lag 2 °C over dagens, og mange breer smeltet bort, eller i beste fall, krympet betraktelig (f. eks. Nesje *et al.*, 2000a, Nesje, 2009). Om lag 5 200 år BP begynte Folgefonna å bygge seg opp igjen, og nådde trolig dagens størrelse igjen om lag 2 300 år BP, i følge Bakke *et al.* (2005a, b).

Flere studier, blant annet det til Bakke *et al.* (2005a) og Nielsen (2011) indikerer at Folgefonna hadde sitt holosene maksimum i lille istid mellom år 1750 og 1870 e.Kr. Lille istid defineres som siste periode med kollektive brefremstøt på et globalt nivå. Den generelle oppfatningen er at lille istid startet for mellom 300 og 400 år siden, og endte på slutten av 1800-tallet. Samtidig diskuteres det om denne kuldeperioden kan ha startet flere århundrer tidligere (Grove, 2001). På dette tidspunktet var trolig alle de fem utløpsbreene større enn i dag. Tre tydelige sett med morenerygger nord for Nordfonna, sammen med morenerygger både i front av Botnabreen, i vestlig sektor, og Dettebrea, i østlig sektor, ser ut til å være dannet i denne perioden (Bakke *et al.* 2005, Nielsen, 2011, Tolo, 2008).

Alle moreneryggene er datert ved hjelp av lichenometri, en dateringsmetode hvor man måler størrelse på enkelte typer lav og sammenligner dette med allerede kjente vekstrater. Lichenometri vil bli nærmere forklart i kapittel 2.1 *Metoder*.

De tre moreneryggene i den nordlige sektoren av Nordfonna ble datert til 1750, 1870 og 1930 e.Kr. (Bakke et al., 2005a). Ved hjelp av innsjøsedimenter fra Raunsdalsvatnet og lichenometri-dateringer av morenerygger i front av Dettebrea, på sørøst-siden av Nordfonna, finner Tolo (2008) spor etter minst fem fremstøt i løpet av lille istid, datert til 1700-1750, 1800, 1845, 1880 og 1930 e.Kr. Basert på samme vekstraten for lav finner Nielsen (2011) at det er en vis asymmetri mellom flere av breutløperne rundt Nordfonna i dette tidsrommet. Botnabreen, på vestsiden, og Dettebrea, på østsiden av Nordfonna, ser ut til å ha hatt ulike reaksjonsmønstre gjennom lille istid. En mulig forklaring, i følge Nielsen (2011), er omlegging av atmosfæresirkulasjonen som kan gi endringer i fremherskende vindretning, og at dette har påvirket breenes likevektslinjer, som følge av leside-akkumulasjon av snø.

På 1990-tallet startet NVE flere måleprosjekter ved Nordfonna for å overvåke breens utvikling. Undersøkelsene viste, blant annet, at breens høyeste områder i perioden fra 1997 og frem til 2008, sank med mellom 5 og 10 meter, noe som utgjør en drastisk endring i breens totale isvolum (NVE, 2008). Likevel er det de nedre delene av breutløperne som ser ut til å ha den mest negative utviklingen. Førre (2012) viser i sin studie til negative høydeendringer på opp mot 50 meter enkelte steder langs breens ytterkanter, noe som gir en dramatisk utvikling i negativ retning for breutløpernes totale isvolum. Et eksempel er målingene av Botnabreens bevegelser, som NVE startet i 1996. Målingene viste at brefronten gikk frem med om lag 28 meter i perioden fra 1996 til 2001. Så snudde trenden brått, og i perioden fra 2002 til 2010 trakk brefronten seg tilbake hele 70 meter, hvilket utgjør en svært negativ endring i Botnabreens areal og isvolum. Mye tyder på at denne utviklingen vil fortsette, og kanskje også forsterkes ytterligere, i løpet av de neste tiårene.

1.7 Tidligere arbeid ved Folgefonna

Som nevnt tidligere, har områdene rundt Folgefonna vært gjenstand for flere ulike studier i nyere tid, men vitenskapelige studier av Folgefonna og områdene rundt startet allerede på 1800-tallet. I 1864 gav Sjur Aa. Sexe ut boken *Om Sneebraen Folgefonn*. Her beskrev forfatteren flere av Sørfonnas brearmer, samt at han målte isens temperatur. Videre beskrev Sexe breens bevegelser og klimaet i området. I tillegg kartla han ulike sprekkesystemer, for å nevne noe. Sammen med dette produserte han et oversiktskart som viste hele Folgefonna (Sexe, 1864).

Diverse bilder og bildeserier, samt enkelte andre skildringer av Folgefonna ble produsert på slutten av 1800-tallet og frem mot midten av 1900-tallet. Blant annet var den kjente fotografen Knud Knudsen flere ganger i Hardanger på slutten 1800-tallet for å fotografere enkelte av Folgefonnas utløpsbreer. På begynnelsen av 1900-tallet var geologen Johan Rekstad i området, og også han skildrer flere av utløpsbreene, og morenesystemer i front av breene. Han startet også opp målinger ved flere av brearmene, primært rundt Sørfonna. Resultatene fra disse målingene ble presenter i boken *Jagttagelser fra Folgefonnens Bræer* fra 1905 (Nesje *et al.*, 2004, Helland-Hansen, 2005, s.82).

I løpet av 70-tallet ble kraftutbyggingen i området ferdigstilt, og et nettverk av rørgater og tunneller som drenerer smeltevannet fra hele nordsiden og vestsiden av Nordfonna, var installert. I forbindelse med utbyggingen ble en rekke hydrologiske og glasiologiske målinger og undersøkelser utført, og man fikk en dramatisk økning i mengden empirisk data fra området. Både med tanke på breens massebalanse og, ikke minst, vannmengdene i de ulike bassengene (Nesje *et al.*, 2004).

I 1972 skrev Arve Tvede, fra Universitetet i Oslo, sin hovedfagsoppgave i naturgeografi om de glasioklimatiske forholdene rundt Folgefonna. Studiet baserte seg på massebalansemålinger fra Midtfonna gjennom to sesonger, samt detaljerte studier av flere av utløperne til Sørfonna. I årene som fulgte gjorde Tvede, tidvis alene, tidvis sammen med andre forskere, flere arbeid i områdene rundt Folgefonna. Blant disse publikasjonene finner en Tvede (1973) og Tvede og Liestøl (1977).

På slutten av 1990-tallet ble prosjektet HOLSCATRANS (Holocene glacier and climate variations along a north/south Scandinavian Transect) startet. Målet med prosjektet var å lage høyoppløselige rekonstruksjoner av brefluktasjoner langs et skandinavisk nord/sør transekt. I den forbindelse ble det skrevet både masteroppgaver og doktorgradsavhandlinger om de klimatiske endringene ved Folgefonna. Av nyere studier har en Bakke (2004), Bakke *et al.* (2005a), Bakke *et al.* (2005b), Bjelland (1998), Furdal (2010), Nielsen (2011) og Førre (2012), for å nevne noen.

Bakke *et al.* (2000) utførte kvartærgeologisk kartlegging av åtte dalfører rundt Folgefonna i forbindelse med opprettelsen av Folgefonna Nasjonalpark.

I tillegg er det mye å finne om Folgefonna blant annet i *Naturhistorisk Vegbok, Hordaland* fra 2005 med William Helland-Hansen som hovedredaktør. Her blir alt fra historie og økologi til geologi og hydrologi tatt opp.

2. Kvartærgeologisk kartlegging

Et kvartærgeologisk kart viser alle typer løsmasser man finner i et gitt område, samt deres utstrekning og opprinnelse. Det vil si at en kartlegger alle løsmasser i studieområdet, og klassifiserer dem etter siste avsettende agens. For å klassifisere de ulike avsetningene benyttes ulike parametere, blant annet kornstørrelse, rundingsgrad og sammensetning. På Vestlandet finner man primært løsmasser avsatt etter siste istid. Dette fordi det store isdekket som lå over hele området under siste istid trolig fraktet med seg de løsmassene som eventuelt befant seg i området før nedisingen. Bare noen få steder, som på Fjøsanger, like sør for Bergen, er det funnet sedimenter fra forrige interglasial, eem (Mangerud *et al.*, 1979).

En viktig grunn til å utføre slik kartlegging før man begynner å tolke resultater fra analyser utført på sedimentkjerner, er for å finne tidligere og aktive prosesser i omgivelsene rundt vannet, som, i varierende grad, kan påvirke sedimentene. Sjeldent har alle sedimentene i et basseng glasialt opphav. Spor etter ras- og skredavsetninger, samt fluviale og eoliske sedimenter, er normalt representert i innsjøsedimenter. Det er derfor viktig å kartlegge alle potensielle kilder i et dreneringsfelt som kan ha tilført bassenget løsmasser, før man setter i gang med å tolke sedimentene.

Høyden på tregrensen i området er derfor også relevant. Vegetasjonen i området rundt et vann spiller en viktig rolle for mengden og mangfoldet av organisk materiale i sedimentene.

Tregrensen i området rundt Nordfonna ligger i dag på om lag 600 m o.h., (Bakke *et al.*, 2005a), hvilket betyr at både Juklavatnet og Markjelkevatnet ligger over den moderne tregrensen. Dette har trolig variert bakover i tid. I perioder med et noe mildere klima, vil tregrensen normalt krype noe høyere. I motsatt fall vil et kaldere klima normalt gi en lavere tregrense, noe som, til en viss grad, kan gjenspeiles i sedimentene.

2.1 Metoder

I forbindelse med den kvartærgeologiske kartleggingen rundt Juklavatnet ble det benyttet flere ulike metoder, både i planleggingsfasen, og senere ute i felt. I den initierende fasen var flyfoto og satellittbilder, samt kart over området, svært nyttige verktøy for å hente inn informasjon. Både om utformingen av landskapet rundt Juklavatnet og Juklavassbreen, og om fordelingen av løsmasser i området. Basert på dette ble de områdene som burde vektlegges under feltarbeidet lokalisert. Flyfotoene og satellittbildene som ble brukt ble primært hentet fra norggeskart.no og norgebilder.no. I og med at kartene er digitale, kan målestokken bestemmes selv, og kart med både stor og liten skala ble benyttet her, helt ned til 1:100.

I felt ble det brukt utskrifter av ulike kart over området for å tegne inn observasjonene, også disse kartene var hentet fra norgeskart.no.

Symbolbruken på det endelige kvartærgeologiske kartet over området rundt Juklavatnet, som presenteres i *Vedlegg 1*, bakerst i oppgaven, er lik den NGU (Norges Geologiske Undersøkelse) benytter på sine kvartærgeologiske kart. Kartet ble laget i ArcMap 10.2, ved hjelp av GPS-koordinater og observasjoner som ble samlet inn under feltarbeid høsten 2013. GPSen som ble brukt er av typen Garmin Oregon 300.

GPS er et hjelpemiddel som fastslår instrumentets nøyaktige plassering til enhver tid ved hjelp av på informasjon fra satellitter. Ved hjelp av avansert matematikk beregner instrumentet posisjon og høyde over havet basert på tiden et signal bruker fra satellitten og til mottaker (www.snl.no).

Informasjonen en GPS gir er viktig når man skal kartlegge, for å få en så korrekt framstilling som mulig. På denne måten kan informasjonen også plottes inn i allerede eksisterende kart, som for eksempel ved bruk av ArcMap.

2.1.1 Lichenometri

For å finne alderen på moreneryggene fremfor de ulike utløpsbreene er det sett på forekomsten av lav, særlig i området rundt fronten av Juklavassbreen. Lav består av alger og sopp som lever i symbiose, ofte på bart fjell. Disse vokser sent, men har en tilnærmet konstant vekstrate, og om de får vokse fritt er formen på dem ofte tilnærmet sirkulær. Ved å måle diameteren på dem kan man, ved hjelp av kjente vekstrater, derfor finne den omtrentlige alderen på laven.

Fordi lav tåler lave temperaturer over lengre tid, er det vanlig å finne lav blant annet på morenemateriale i front av breer, samt på berggrunnen rundt en bre. Avhengig av klimaforholdene i området vokser laven med en konstant hastighet. På grunn av ulike klimasoner, er det utviklet egne vekstrater for ulike områder. Så ved å studere lavens størrelse kan man, med en feilmargin på om lag 10 til 15 % (Matthews, 1994), si noe om når et område eller morenemateriale sist ble isfritt. Denne typen aldersdatering kalles lichenometri (Benedict, 1967).

Det finnes mange ulike typer av lav. En av dem som er vanligste å bruke til datering er *Rhizocarpon geographicum* (ofte omtalt som *kartlav* på norsk). Dette fordi denne typen lav har en relativt lineær vekstrate (Benedict, 1967, Karlen, 1976, Hansen, 2008, Bradley, 1999). Man måler alltid på de største eksemplarene av lav man kan finne fordi disse er eldst og derfor gir mest korrekt alder. Det er derfor også viktig å måle et representativt utvalg.

Feilkilder ved metoden er at vekstraten kan påvirkes både positivt og negativt av mange ulike faktorer, som temperatur, sollys, nedbør og tilgang på næring.

2.2 Presentasjon og tolkning av data

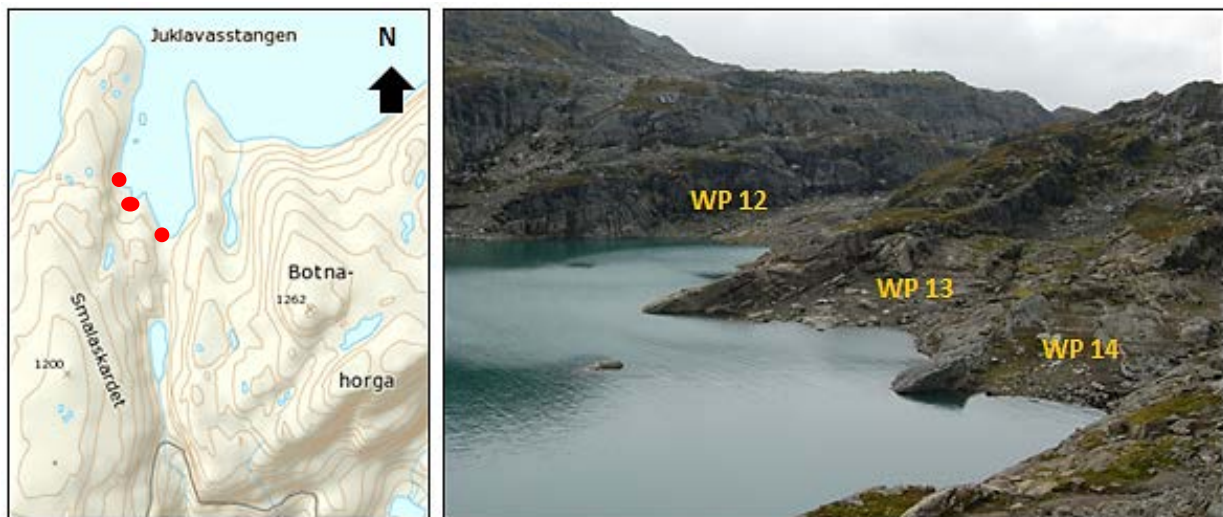
2.2.1 Juklavatnet

Enkelte av områdene rundt Juklavatnet er brattere og mer ufremkommelig enn andre, og er derfor bare blitt studert på flyfoto. Størstedelene av områdene er preget av bart fjell, stedvis med et tynt, usammenhengende dekke av løsmasser, da hovedsakelig i form av ras- og forvitningsmateriale. Feltkartleggingen anses derfor som fullstendig, selv om alle områdene ikke har vært mulig å besøke.

2.2.1.1 Vestlig del av Juklavatnet

Kartleggingen av områdene rundt Juklavatnet og fronten av Juklavassbreen foregikk over to dager i september 2013. Første dag i felt ble områdene rundt den vestligste delen av Juklavatnet kartlagt. Dag to ble områdene sørøst for vannet, og vest for brefronten kartlagt.

I den sørvestlige delen av vannet strekker en liten bukt seg inn i Smalaskardet, rett sør, slik som vist på kartet i *Figur 1.2*. Området her er stedvis preget av et tynt lag løsmateriale bestående av større og mindre blokker, alle svært kantet. I innerste del av bukten er det tre mindre vikene hvor tre små bekker renner ut i vannet. Nært vannkanten innerst i vikene ligger det finkornede løsmasser, en blanding av fin, medium og grov sand. Her blir det tatt catchment-prøver ved hvert av utløpene. Lokalitetene er vist i *Figur 2.1*. Lokaliteten til hver prøve blir registrert, og hver av posene med sedimentprøver får navn etter stedet de er hentet. Den innerste, østligste viken får navnet W12, den midterste viken WP13 og den vestligste viken WP14.



Figur 2.1 Kartet til venstre viser den smale bukten i Smalaskardet, langs sørsiden av Juklavatnet. De røde prikkene indikerer vikene der de ulike prøvene ble hentet. Bildet til høyre viser vikene hvor de ulike sedimentprøvene ble tatt. (Kart: norgeskart.no).

På det aktuelle tidspunktet ligger overflaten på Juklavatnet på om lag 1 020 m o.h., hvilket betyr at catchmentprøvene blir hentet på den høyden. En detalj som blir lagt merke til er at laget med fine sedimenter, fra fin til grov sand, slutter på om lag 1 025 m o.h. i alle tre buktene.

Området langs sørsiden av vannet, fra demningen i vest og bort til Smalaskardet, er ellers primært preget av bart fjell, med noen enslige blokker her og der. Disse varierer noe i størrelse, men er alle minimum 1 m i diameter.

Tolkning

Det at man finner ansamlinger av løsmasser med finere kornstørrelser kun i et belte på noen få meter langs vannkanten kan være en indikator på at vannstanden har lagt stabilt på dette nivået i lengre tid, at dette kan ha vært den normale høyden på vannstanden i Juklavatnet før vannet ble demmet opp. Dette stemmer også med høydeangivelsene for området rundt utløpet til Juklavatnet, lengst vest i vannet, gitt i kartet fra Statkraft.

De store blokkene som ligger spredt rundt om oppå berggrunnen flere steder i feltområdet er tolket som flyttblokker. Flyttblokker er store steinblokker som fryses fast i sålen på breen, og som isen derfor kan flytte over lengre strekk. Når isen smelter blir steinene liggende igjen oppå landskapet.

Flyttblokker består gjerne av andre bergarter enn berggrunnen de ligger på, så ved å finne deres opprinnelsessted kan man rekonstruere retning isdekket har beveget seg i (Sulebak, 2007, s.221). Det ble ikke gjort noe nærmere studie av flyttblokkene som ble observert i denne studien.

2.2.1.2 Sørøstlig del av Juklavatnet

Langs de sørøstlige delene av Juklavatnet, fra Smalaskardet og inn til fronten av Juklavassbreen er terrenget ulendt. Området preges av mange mindre topper og mye grovt materiale, primært blokker i størrelsesorden 20 cm til 1 m i diameter, alle er svært kantet og plassert oppå bart fjell. Særlig mange slike blokker er lokalisert i den svært bratte skråning som vender ned mot vannet like vest for brefronten. Koordinatene til skråningen er 60°20'87.6"N 6°39'10.1"E, (se *Figur 2.4*).

Idet man runder neset med koordinatene N60°21'19.1" 6°39'69.0"E, like vest for brefronten, og brefronten kommer til syne, endrer berggrunnens utforming seg. Her er det minimalt med løsmasser, fjellknausene er mer rundede og berggrunnen jevnere, slik det er vist i *Figur 2.2*.



Figur 2.2 Bildene viser området like vest for brefronten til Juklavassbreen. Her ser man tydelig de rundede formene, det skurte fjellet samt fraværet av lav på berggrunnen.

Videre blir det funnet spor etter isbevegelser på de skurte fjellene like vest for brefronten, i form av skuringsstriper og halvmåneformede bruddmerker på mellom 15 og 30 cm. Alle har åpningen mot sørøst. Bruddmerkene er vist på bildene i *Figur 2.3*.



Figur 2.3 Halvmåneformede bruddmerker ble funnet i berggrunnen like vest for brefronten til Juklavassbreen. Den røde pilen, som peker mot nordvest, indikerer isbevegelsesretningen.

En annen ting som observeres er at det ikke vokser noe lav på berggrunnen i områdene nær brefronten. Flytter man seg noe lengre vest, opp i siden mot de to toppene merket som T1 og T2 på *Figur 2.4*, ser man en markant grense mellom lavdekket berggrunn og berggrunn helt uten lav. Det blir ikke gjort noe vitenskapelig studie av størrelsen på lavene i området rundt Juklavassbreen, men grensen mellom de lavfrie og de lavdekte områdene er svært tydelig.

I skaret mellom de to høyeste toppene, T1 og T2, og like vest for dem, blir det heller ikke funnet noe lav. Mellom dem ligger det fremdeles relativt store snøfonner, flere meter i diameter, i begynnelsen av september.

Høyere oppe på de to toppene kommer lavnen tilbake, men i en liten, nordvendt overfordypning like vest for de to toppene er det ingen lav å finne. Også her er grensen mellom lavfrie og lavdekte partier svært synlig.



Figur 2.4 På kartet vises de to toppene på vestsiden av brefronten, omtalt som T1 og T2 i teksten. V1 og V2 indikerer mindre vann som inngår i Juklavatnets dreneringsområde. Den røde prikken indikerer den bratte skråningen like vest for brefronten hvor det befinner seg masse grove løsmasser.

Tolkning

Mye av de grove løsmassene i området, særlig dem i skråningen ned mot vannet like vest for brefronten, er trolig resultat av mekanisk forvitring som frostsprengninger og eksfoliasjon. Eksfoliasjon oppstår som følge av spenninger i fjellet, og kan føre til at fjellet sprekker opp (Sulebak, 2007, s.74). Slike spenninger oppstår gjerne i forbindelse med tilstedeværelse av større isdekker. På grunn av isens tyngde, skaper det et mottrykk som holder fjellet på plass. Når isen så blir borte begynner fjellet ofte å sprekke opp. Trolig skjedde dette etter siste istid, da løsmassene ikke ble fraktet bort av isen.

Nøyere studier viste at enkelte av blokkene har en annen mineralsammensetning enn berggrunnen på stedet. Derfor er det trolig også her snakk om enkelte flyttblokker, transportert og avsatt av isen.

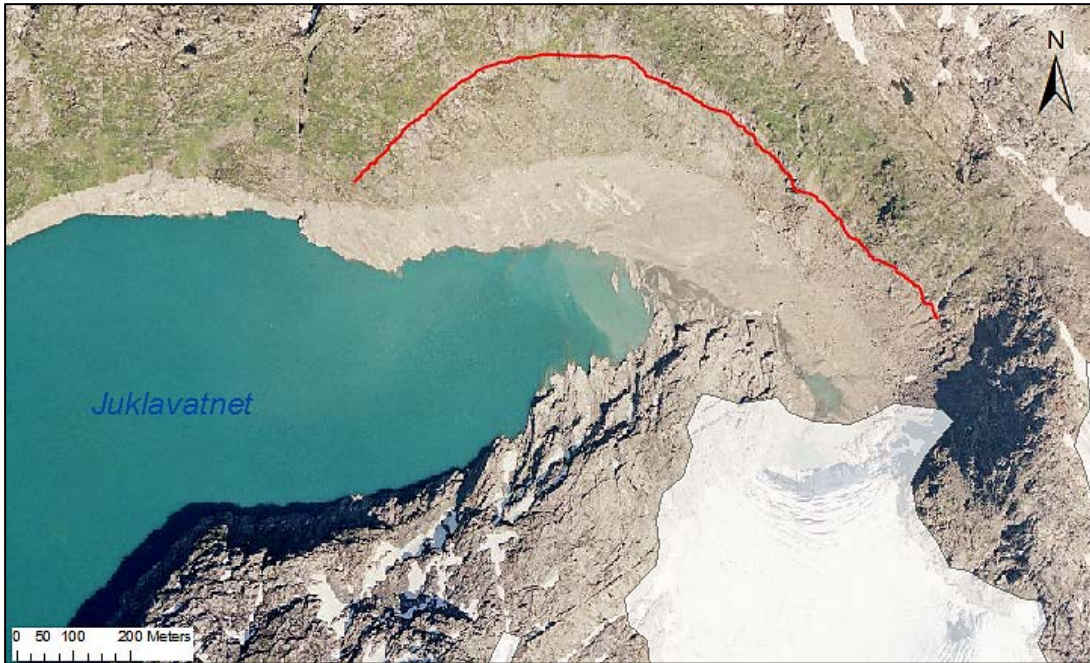
De halvmåneformede bruddmerkene rundt fronten til breen tolkes som sigdbrudd grunnet utforming og retning i forhold til dagens bre. Sigdbrudd er en type glacial erosjon, som oppstår når en stein fastfrosset i sålen på en bre presses mot et punkt på overflaten av berggrunnen. På grunn av høyt trykk oppstår det gjerne et halvmåneformet bruddmerke, enten et sigdbrudd eller et parabelriss. Sigdbrudd er små fordypninger i overflaten. Disse har åpningen vendt mot den retningen isen kom fra. Parabelrissene er mer som små, buede riss i overflaten, og har åpningen konkavt i den retningen som isen beveget seg, motsatt av sigdbruddene (Nesje, 1995, s.65).

Det faktum at det finnes sigdbrudd som vender nordvest her tyder på at også isen beveget seg mot nordvest. Det stemmer overens med isens plassering i dag og at den trolig må ha beveget seg mot nordvest når den har hatt fremstøt. En forklaring på at man finner så tydelige spor etter isbevegelse nært fronten av breen, men ingen lengre borte fra brefronten kan tyde på at disse sporene trolig er av nyere dato. Altså har dette området trolig vært dekket av is senere enn siste istid, mest sannsynlig under lille istid. Hadde de vært fra siste istid ville de trolig vært erodert bort, slik det later til at er tilfellet for resten av områdene rundt Juklavatnet, da det ikke blir funnet denne typen spor etter isbevegelse andre steder i området rundt Juklavatnet.

De lavfrie områdene rundt brefronten er nok en indikator på at disse områdene trolig har vært dekket av is etter siste istid. En forklaring på at også områder vest for de to toppene T1 og T2 er uten lav kan være at en liten «arm» av Juklavassbreen har strukket seg vestover, gjennom skaret mellom de to toppene, og lagt seg i gropen på baksiden. Ved å studere kart og flyfoto kan en se at det også i dag legger seg fonner av snø i dette området på vinterstid, men størsteparten av snøen smelter bort i ablasjonssesongen. Trolig må snømassene ha lagt her gjennom hele ablasjonssesongen over en lengre periode for at laven skal ha forsvunnet. Dette kan stemme over ens med breens utbredelse under lille istids maksimum.

En annen mulig forklaring på de lavfrie områdene på vestsiden av T1 og T2 kan være det som kalles *snowkill*. Det vil si at laven dekkes av snø og is i lengre perioder, og dør som følge av mangel på oksygen og forstyrrelser i fotosyntesen (Vopata *et al.*, 2006). Altså kan snø som har blitt liggende gjennom en eller flere ablasjonssesonger ha forårsaket lavens forsvinning, også etter lille istid. Det hadde derfor vært interessant og visst alderen på laven som ligger like utenfor de bare områdene.

På nordsiden av Juklavatnet, like nord for brefronten, ble det også observert «spor» som kan stamme fra isens utbredelse under lille istid. De delene av fjellsiden som ligger lengst ned mot vannet, ser ikke ut til å være preget av lav i særlig grad. Et stykke oppe i fjellsiden er det betydelig grønnere og med mer vegetasjon. Dette er synlig på satellittfoto vist i *Figur 2.5*, og tolkes som en indikator på hvor brefronten stoppet under lille istids maksimum.



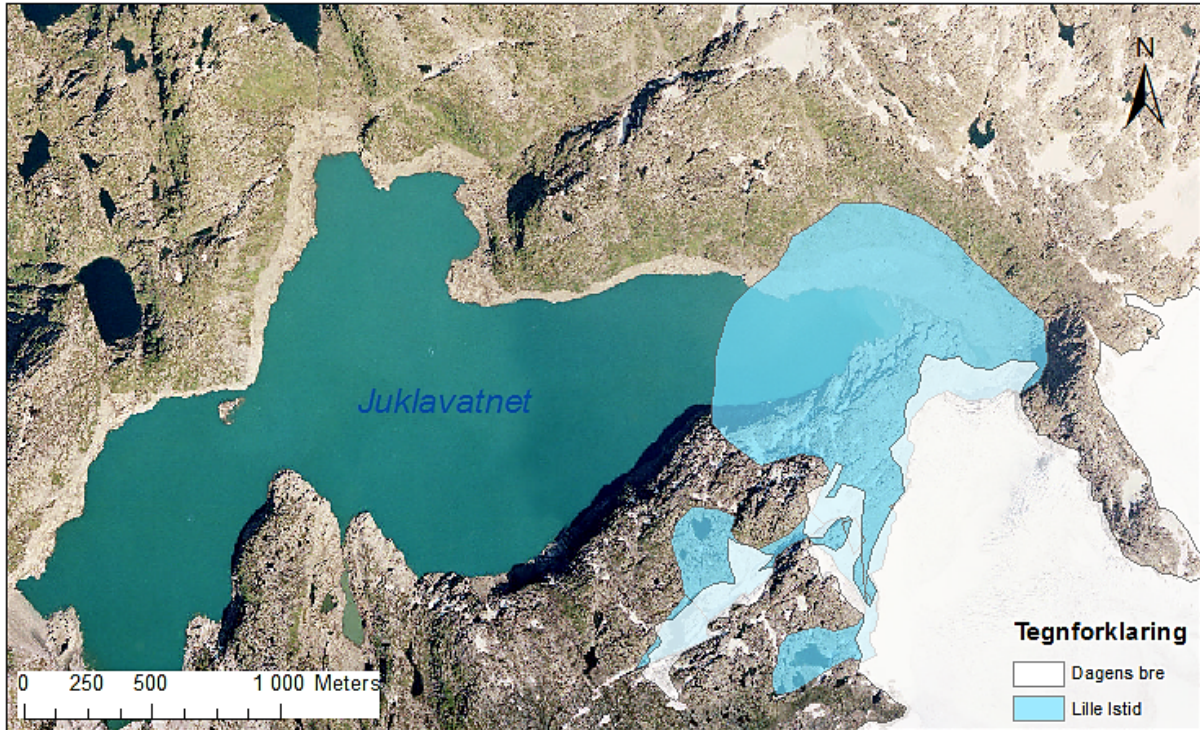
Figur 2.5 Den røde streken indikerer grensen mellom vegetasjonsdekte berggrunn og bar berggrunn i fjellsiden like nord for Juklavassbreens front. Vannstanden på dette fotoet er noe lavere enn ved feltarbeid, og forklarer hvorfor brefronten her ikke står ut i vannet.

Brefronten står høsten 2013 ut i vannet, noe som gjør det vanskelig å komme tett innpå, men det blir, som nevnt, observert at det er svært sparsomt med avsetninger langs vestsiden av brefronten. Nordøst for brefronten ser det ut til å være noe mer løsmasser, uten at dette området er mulig å komme til. Fjellveggen i nordøst er også svært bratt, og det er derfor naturlig å anta at mye av løsmassene som ligger her er resultat av forvitring og skred som har funnet sted etter siste istid.



Figur 2.6 Her vises brefronten som går ut i vannet, sett fra sørvest mot nordøst. Deler av løsmassene som ligger langs vannet nordøst for brefronten er synlige i øvre del av bildet.

Basert på de ulike funnen rundt brefronten til Juklavassbreen blir det laget et enkelt kart som viser en mulig isutbredelse under lille istids maksimum. Kartet er vist i *Figur 2.7*. Lav, og mangel på lav, samt annen vegetasjon og ulike spor etter isbevegelse, sammen med utformingen på berggrunnen er lagt til grunn for kartet.



Figur 2.7 En enkel skisse som viser Juklavassbrens mulige isutbredelse under lille istids maksimum. Antakelsene er basert på skillet mellom områder preget av lav og lavfrie områder, samt utformingen av berggrunnen.

2.2.1.3 Distalt av Juklavatnet

Langs den sørvestlige enden av Juklavatnet, like nord for demningen, blir det observert en rygg bestående av grove, svært usorterte løsmasser drapert over berggrunnen, med berggrunnen synlig enkelte plasser. Overflaten ellers er preget av mose og annen lav vegetasjon. Ryggen strekker seg fra nordøst mot sørvest, parallelt med vannets strandsone, og måler om lag 250 m. Det blir samlet inn en prøve av fine sedimenter på ryggens nordside, type medium til grov sand, som får navnet WP15.

Tolkning

Ryggen blir tolket som en morenerygg, trolig en sidemorene. En mulig forklaring er at den ble dannet da isen trakk seg tilbake på slutten av siste istid. Dette fordi det ikke er noe som tyder på at isen har nådd helt til vestenden av Juklavatnet på et senere tidspunkt. Det at moreneryggen er overgrodd av vegetasjon, er også et tegn på at den er nokså gammel. Nyere morenerygger, for eksempel fra lille istid, som befinner seg på over 1 000 meter høyde er sjeldent dekket med vegetasjon.

Morene er usorterte løsmasser erodert, transportert og avsatt direkte av breen. Den kan inneholde korn med alle størrelsesfraksjoner, som oftest nokså kantet. Morene deles inn i flere grupper, avhengig av hvor den er avsatt i forhold til breen. De vanligste formene for morene er bunnmorene, sidemorene og endemorene. Er løsmassene avsatt under breen kalles det bunnmorene. Bunnmorene er ofte konsolidert og med mye finmateriale. Overflatene kan være noe undulerende. Sidemorene, eller randmorene, avsettes langs breens sider, mens endemorene avsettes i front av breen. Disse fremstår gjerne som avlange, ryggformet ansamlinger av usorterte løsmasser (Sulebak, 2007, s.220).



Figur 2.8 Her vises overflaten på moreneryggen nordvest for Juklavatnet, sett fra vest mot øst. Det tette vegetasjonsdekket, samt den dårlige sorteringen av løsmassene er svært tydelig. (Foto: M. Borge).

2.2.1.4 Dreneringsområdet rundt Juklavatnet

Det er, som nevnt, alltid av interesse å kartlegge et vanns dreneringsområde, og særlig viktig er dette for proglasiale vann. Dette for å kartlegge eventuelle "støykilder", alternative kilder som kan tilføre sedimenter til vannet i tillegg til breen. Ved å kartlegge alle potensielle tilførselskilder i vannets dreneringsområde og ta catchment-prøver av disse, kan analyser vise hvor de ulike sedimentene i en innsjøkerne har sitt opphav. En kan da skille mellom glasialt avsatte sedimenter og sedimenter med annen opprinnelse basert på blant annet kornstørrelse og mineralsammensetning (Rubensdotter og Rosqvist, 2003).

Flere steder i nedslagsfeltet til Juklavatnet ligger det mindre vann som drenerer ut i Juklavatnet. Et av disse vannene ligger plassert like øst for Smalaskardet, og er vist på *Figur 2.4* som V1. Dette vannet har mye grove, svært kantede løsmasser i nedslagsfeltet, trolig som følge av mekanisk forvitring. Deler av løsmassene kan også være lagt igjen da isen smeltet ned etter siste istid. Vannet ligger i et lite dalsøkk med parallelle rygger av grunnfjell på begge sider, og har derfor et svært avgrenset nedslagsfelt. Vannet drenerer ned i Juklavatnet, men det later til at den lille mengden vann som drenerer her ikke har energi nok til å frakte betydelige mengder løsmasser ut i Juklavatnet. Vann 1 kan derfor trolig utelukkes som støykilde med tanke på sedimentene på bunnen av Juklavatnet.

Like vest for Topp 1, ligger også et lite vann, Vann 2 (se *Figur 2.4*). Også her blir det tatt catchmentprøver av finkornede masser, like under vannflaten. Det gjelder det samme her som for Vann 1, nedslagsfeltet er svært lite, og energien i vannet er svært begrenset, og derfor trolig ikke i stand til å frakte med seg betydelige mengder løsmasser.

På nordsiden av Juklavatnet ligger det også flere mindre vann. Av dem er Mosadalstjørni det største. På grunn av ulendt terreng blir ikke dette vannet nærmere undersøkt, men ut fra avstandsobservasjoner, samt studie av kart og flyfoto later det til å være få elementer i vannets dreneringsfelt som kan virke forstyrrende på sedimentene i Juklavatnet. Vannet er omringet av bratte fjellsider, og dreneringsfeltet er lite og består primært av bart fjell, til tider med et tynt vegetasjonsdekke. Et fjerde vann ligger nesten øverst på toppen like vest for Mosadalstjørni, og er veldig lite. Dreneringsfeltet her er svært lite, og inneholder få forstyrrende elementer, nesten utelukkende bart fjell.



Figur 2.9. Vannet på bildet, omtalt som V1 i teksten, ligger like øst for Smalaskardet. Her ser man tydelig hvordan vannet avgrenses av fjellrygger på begge sider. De grove løsmassene og det svært sparsommelige vegetasjonsdekket i området er også svært synlige.

Catchment-prøvene som ble samlet inn fra de ulike stedene i dreneringsfeltet til Juklavatnet blir ikke videre analysert i denne studien. Det begrunnes med at mengden løsmasser i dreneringsfeltet er så små at de trolig ikke kan ha forårsaket betydelige forstyrrelser i innsjøsedimentene.

2.2.2 Markjelkevatnet

Enkle observasjoner av området ble gjort under opphenting av innsjøkjernen fra Markjelkevatnet i oktober 2013, men den kvartærgeologiske kartleggingen av områdene rundt Markjelkevatnet har ikke blitt vektlagt i denne oppgaven da Pål R. Nielsen gjennomførte en svært grundig kartlegging av områdene i front av Botnabreen i forbindelse med sin masteroppgave fra 2011. Blant annet foretok han en kvartærgeologisk kartlegging av området rundt Markjelkevatnet og fronten av Botnabreen. Deler av hans arbeid vil bli lagt til grunn i denne studie, i hovedsak ved den kvartærgeologiske beskrivelsen av områdene rundt Botnabreens front og rundt Markjelkevatnet, samt ved tolkingen av innsjøsedimentene fra Markjelkevatnet.

Området rundt Markjelkevatnet er preget av mye løsmasser og vegetasjon, og relieffet er mye større enn i områdene rundt Juklavatnet. Fjellsidene i området er, som nevnt, flere hundre meter høye og svært bratte, tilnærmet loddrette, enkelte steder. Dette gir rom for både steinsprang, snøskred og andre typer massebevegelser.

Østsiden av Markjelkevatnet domineres av flere titalls meter høye vifteformede, ansamlinger av svært grove, kantede løsmasser. Disse antas å være resultat av gjentatte skred og steinsprang fra de bratte fjellsidene, basert på kornenes sortering, hvor de groveste blokkene ligger i bunnen og mindre korn oppover, samt rundingsgrad og sammensetning. Denne typen skredmateriale opptrer langs foten av flere av de bratte fjellsidene i området, og er ofte et resultat av sprekkesystemer og spenninger i fjellet.

Langs vestsiden av Markjelkevatnet ligger det en stor rygg av løsmasser som strekker seg fra Hallet, sørvest for vannet, langs hele vestsiden av Markjelkevatnets østlige bassenget og frem til det vestlige bassenget. Ved å studere blottlagte snitt i ryggen finner Nielsen (2011) tykke lag med kompakte løsmasser, størstedelen svært finkornet. På grunnlag av sammensetningen i løsmassene blir ryggen tolket som bunnmorene. Den er trolig avsatt på et tidligere tidspunkt, når Botnabreen var betydelig større enn i dag. Etter all sannsynlighet på slutten av siste istid, da Botnabreen trakk seg tilbake. Basert på Nielsen (2011) sine lichenometridateringer, som presenteres lengre nede i kapittelet, vet man at Botnabreen under lille istids maksimum ikke nådde ned til områdene rundt Markjelkevatnet, men stanset lengre oppe i dalen.

I den smale skardet som leder vann fra Botnabreen og ned i Markjelkevatnet, like sør for Botnasåta (se kart i *Figur 1.2*), blir det også observert tykke lag med løsmasser. Disse løsmassene er noe mer kompakterte og består av mer finkornet materiale enn skredmassene i området og har liten eller ingen sortering. De er derfor tolket som moreneavsetninger.



Figur 2.10 Viser Botnabreens plassering (oppe til venstre) i forhold til Markjelkevatnet (nederst i høyre hjørne). Elven som fører smeltevatnet fra Botnabreen til Markjelkevatnet renner parallelt med veien, midt i bildet. Bildet ble tatt i august 2013 og viser svært små mengder smeltevatn på det aktuelle tidspunktet.

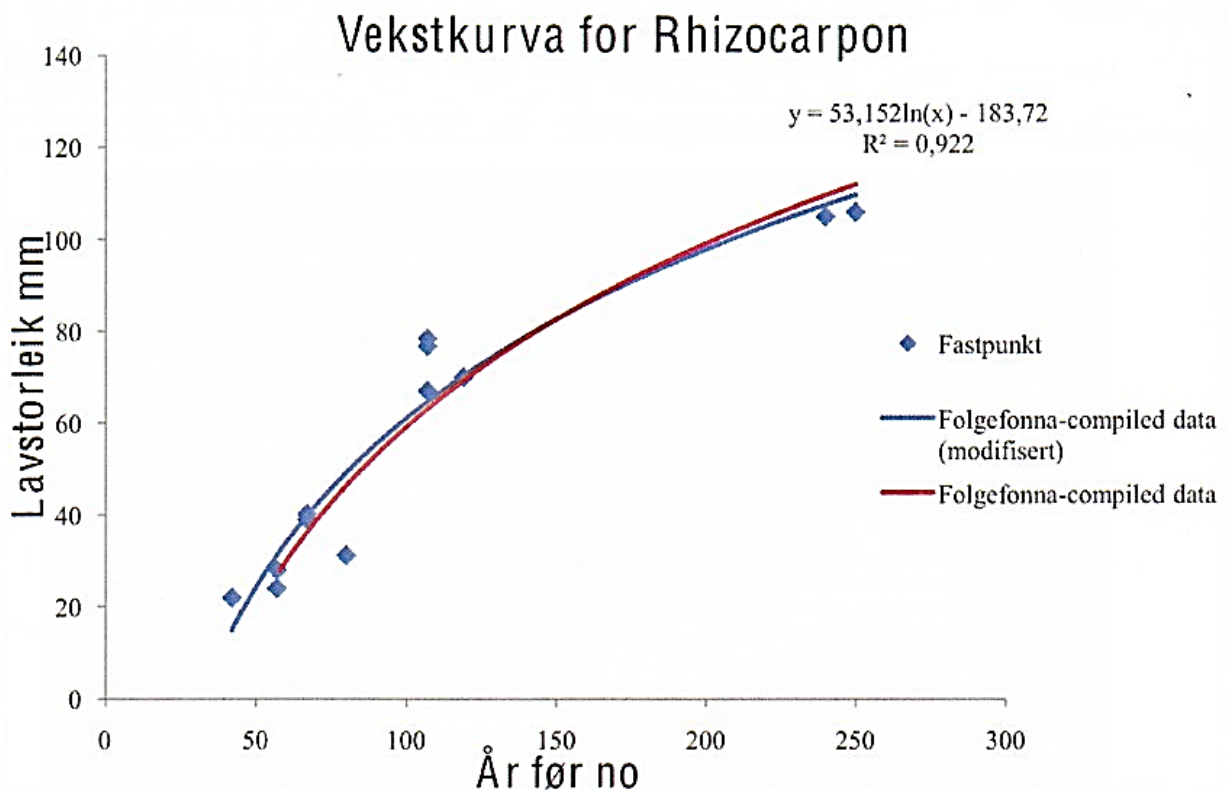
Områdene rundt Botnabreens front preges av en komplisert sammensetning av løsmasser. Nielsen (2011) beskriver rundt 50 ryggformede avsetningene i området, som blir tolket til å være randmorener grunnet sammensetningen av sedimentene, avsetningenes fysiske utforming og ikke minst på grunn av nærheten til breen. Flere av ryggene dateres av Nielsen (2011) ved hjelp av lichenometri. Ryggene nærmeste brefronten, om lag 76 m fra brefronten per 2013, vet man at er avsatt i moderne tid. Dette fordi NVE har gjort årlige målinger i området siden 1996. Noe lengre nede i skardet som strekker seg fra brefrontens nordlige del og ned til Botnatjørna, finner en flere randmorener, (se *Figur 2.12*). Ryggene ligger svært tett, og preges av et tynt lag vegetasjon. På grunn av den korte avstanden mellom ryggene er det naturlig å anta at de er avsatt med svært kort mellomrom (Nielsen, 2011).

Lengre ned mot flaten i front av Botnabreen finnes flere komplekse systemer av randmorene. Trolig ble flesteparten av disse avsatt da isen trakk seg tilbake etter lille istid. En bres tilbaketrekking vil ikke foregå i et konstant tempo, men i rykk og napp. I perioder vil også isen kunne gå litt frem igjen grunnet nedbørsrike vintre og/eller kalde somre. Men en bre trenger ikke å vokse for å avsette morenemateriale. Når en bre ligger i ro på et sted over tid, vil det bli dannet morenerygger i front av, og langs sidene på breen i ablasjonssonen. Dette fordi alle isbreer har interne isstrømmer som leder ismassene inn mot midten i den øvre delen av breen, i akkumulasjonssonen. I nedre del av breen, i ablasjonssonen, vil disse strømmene føre massene utover.

Ismassene vil da samtidig føre med seg alt av løsmasser som breen har erodert og plukket opp på sin vei, og dette vil til slutt ende opp som morenemateriale i front av og langs sidene av breen, under likevektslinjen (Nesje, 1995, s. 42). Altså trenger ikke en bre å bevege seg fremover for å danne morenerygger, kun å stå i ro over en viss tid.

Mengden løsmasser som blir akkumulert i fronten av en bre i løpet av et år vil avhenge av mange faktorer. Blant annet breens strømningshastighet, størrelse og mineralsammensetningen i berggrunnen.

Ved hjelp av lichenometri daterer Nielsen (2011) flere titalls morener i fornt av Botnabreen, inkludert ryggsystemene som er nevnt over. Vekstratekurven han benytter er hentet fra Furdal (2010), og er konstruert på bakgrunn av historiske kontrollpunkt fra Bakke *et al.* (2005b).

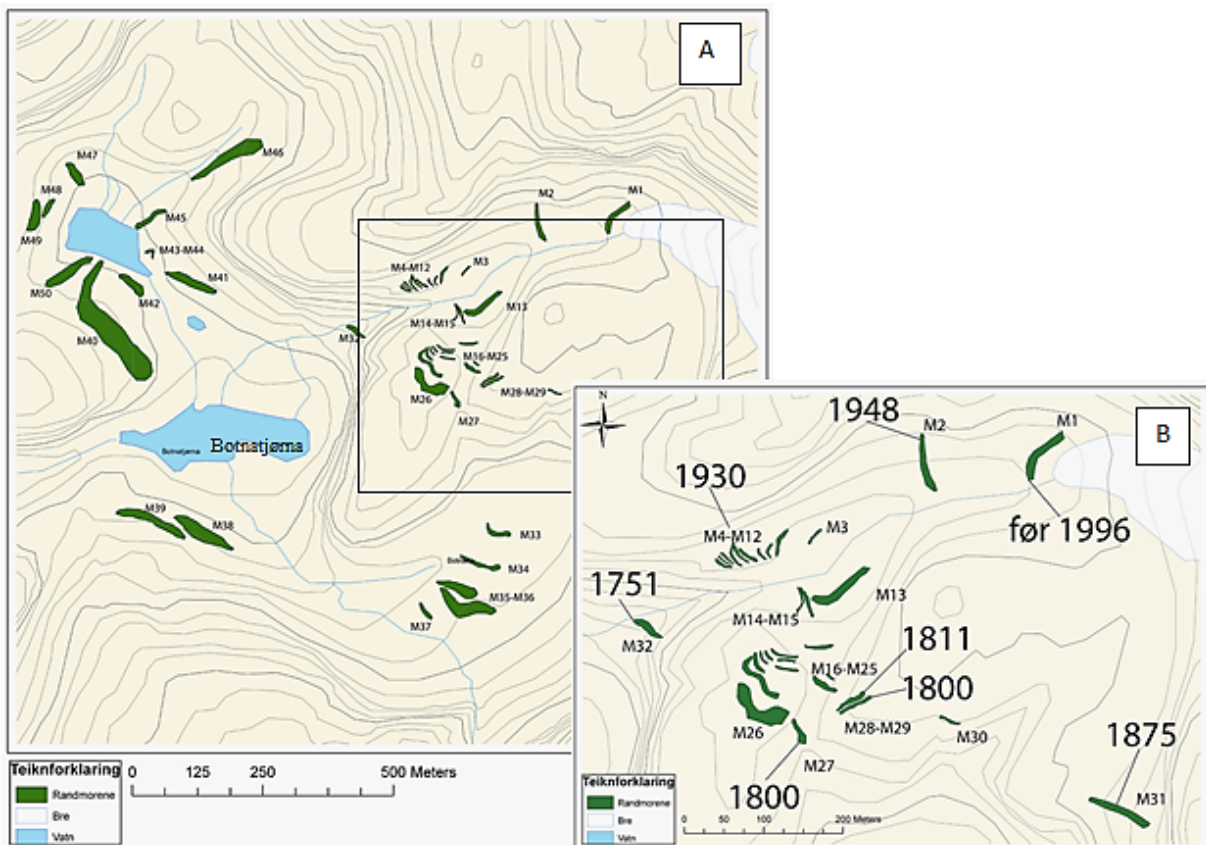


Figur 2.11 Vekstraten til *Rhizocarpon Geographicum*, hentet fra Furdal (2010).

Basert på vekstkurven som vises i Figur 2.11 finner Nielsen (2011) at mange av morenesystemene nærmest Botnabreen er dannet under lille istids maksimum. De eldste morenesystemene, se Figur 2.12,B, er fra om lag 1750 e.Kr., som regnes som tidspunktet for lille istids maksimum for dette området. I perioden frem mot år 1930 e.Kr., slutten på lille istid, ble det avsatt også en rekke større og mindre rygger, mange like i nærheten av hverandre.

Ved å studere dateringene til Nielsen (2011) i *Figur 2.12* ser en tegn på et mindre fremstøt på begynnelsen av 1800-tallet, og at breen var nokså stabil i en lengre periode på begynnelsen av 1900-tallet. Plasseringen av moreneryggene kan gi en tydelig indikasjon på hvordan isen gradvis trakk seg tilbake mot slutten av lille istid. Etter dette gikk tilbaketrekkingen raskere.

Morenene utenfor det innrammede området på *Figur 2.12A* er trolig eldre enn lille istid. Disse antakelsene baseres hovedsakelig på plassering og vegetasjonsdekket. Nielsen (2011) fikk ikke gode dateringer av disse da vegetasjonsdekket var for dominerende, noe som igjen tyder på at disse ryggene er eldre enn ryggene nærmere brefronten.



Figur 2.12 Kart A viser alle moreneryggene som ble kartlagt av Nielsen (2011) i området rundt brefronten til Botnabreen. Kart B er et utsnitt av det innrammede området på Kart A. Her vises alderen til de ulike morenesystemene basert på lichenometri-dateringer. (Nielsen, 2011).

De resterende delene av feltområdet rundt Markjelkevatnet og Botnabreen består av bart fjell, enkelte steder med små flekker av torv eller myr, slik som vist i det kvartærgeologiske kartet for dette området i *Vedlegg 2*, bakerst i oppgaven. I tillegg til morenemateriale og skredmateriale finner Nielsen (2011) også rester av glasifluvialt materiale, samt flere typer antropogent materiale, som følge av vei- og anleggsutbygging i området i forbindelse med kraftproduksjonen. Glasifluvialt materiale transporteres og avsettes av breelver, eller breers smelte vann (Nesje, 1995, s.79), og er derfor ikke unaturlig å finne her.

2.3 Oppsummering

Områdene rundt Juklavatnet består i stor grad av bart fjell med noe løsmasser, i form av skredmateriale langs foten av de bratte fjellsidene, samt noe morenemateriale. Mye bart fjell kan forklares med at områdene er preget av breaktivitet, at de ligger langt over tregrensen, og at klimaet er nokså kaldt, dels grunnet katabatiske vinder. Dette fører til at området er dekket av snø store deler av året. Noen områder er likevel mer preget av vegetasjon enn andre, noe som kan indikere at enkelte områder kan ha vært dekket av et permanent isdekke senere enn andre områder.

Det klare skillet mellom de lavfrie og lavdominerte områdene kan være en indikator på hvor langt brefronten strakk seg under lille istid. Slike lavfrie områder er vanligvis et resultat av at området, for ikke alt for lenge siden, har vært dekket av is. Som nevnt tidligere vokser lav svært sent, og et isdekke over dette området under lille istid kan derfor være årsaken til de lavfrie områdene. Denne diskusjonen vil bli tatt opp igjen i kapittel 3.4.1 *Juklavatnet*.

Enkelte steder er spor etter glasiøse prosesser ennå synlige, blant annet i form av skurt berggrunn, rundsva og sigdbrudd, samt mangel på lav. Særlig gjelder dette områdene nærmest fronten av Juklavassbreen.

Utenfor området som trolig var dekket av is under lille istid finnes det enkelte spor etter eldre brefremstøt, både rundt Juklavatnet og Markjelkevatnet. Moreneryggen i vestenden av Juklavatnet tolkes til å være fra slutten av siste istid, basert primært på plasseringen. Flyttblokkene som ligger spredt over hele området stammer fra deglasiasjonen etter yngre dryas.

Breforlandet nedenfor Botnabreen har flere morenerygger fra lille istid. Disse er kartlagt og datert av Nielsen (2011). I området vest for Markjelkevatnet ligger en morenerygg som strekker seg nord/sør langs vannet. Denne er trolig dannet i løpet av deglasiasjonen, like etter siste istid. Noen datering av denne er ikke gjort.

3. Innsjøsediment

Kartlegging og datering av glasiale landformer, som beskrevet i forrige kapittel, er den eneste måten man kan rekonstruere tidligere tiders breutbredelse med høy grad av nøyaktighet. Landformer, som for eksempel morenerygger, gir imidlertid bare øyeblikksbilder av breens størrelse, og store breframstøt vil som regel fjerne spor av tidligere, mindre framstøt fullstendig. For å kunne rekonstruere en kontinuerlig historie over tidligere brefluktasjoner må en derfor bevege seg nedstrøms fra breen, utenfor de ytterste, lokale moreneryggene, og undersøke distale sedimentasjonsbassenger som har mottatt sedimentholdig smeltevann fra breen over lang tid. Hensikten med å analysere innsjøsedimenter fra Juklavatnet og Markjelkevatnet er derfor å rekonstruere fluktasjoner i de nordvestlige utløpsbreene fra Nordfonna gjennom holosen, ved hjelp av analyser av mengden breslam avsatt på bunnen av innsjøene i denne perioden.

Wibjörn Karlén foreslo i sine studier fra 1976 og 1981 at glasial aktivitet kan relateres til mengden inorganiske sedimenter avsatt i innsjøer distalt av breer i Nord-Sverige. Disse pionerstudiene banet vei for bruken av innsjøsedimenter som et arkiv for å rekonstruere breer bakover i tid (Snowball og Sandgren, 1996).

Smeltevannet fra en bre inneholder store mengder løsmateriale som produseres når breen eroderer berggrunnen under isen. Denne typen glasial erosjon foregår hovedsakelig i forbindelse med tempererte breer, og til dels for polythermale breer, der deler av ismassen ligger under trykksmeltepunktet gjennom hele året. Som nevnt tidligere, i kapittel 1.5 *Klima*, regnes Folgefonna som en temperert bre. Tempererte breer ligger rundt trykksmeltepunktet året rundt og tar derfor opp store mengder løsmasser i sålen gjennom fryse- og tineprosesser. Dette fungerer som et sandpapir når breen beveger seg, og fører til skuring, eller abrasjon, av den underliggende berggrunnen, en prosess som produserer finkornede løsmasser som leire og silt. Mengden finkornet breslam som produseres på denne måten påvirkes av flere faktorer, i hovedsak av breens størrelse, men til dels også dens hastighet, gradienten på breen samt mineralsammensetningen i berggrunnen. Også mengden vann som drenerer under breen vil påvirke erosjonsraten og mengden sedimenter som fraktes nedstrøms fra en bre. Uten smeltevann til stedet vil det kun danne seg et beskyttende lag av sedimenter over berggrunnen, noe som minsker erosjonsraten, mens økt smeltevannsdrenering kan gi lavere friksjon, som igjen kan gi lavere erosjonsrate (Karlén, 1976, Nesje, 1995). Smeltevann fra en bre vil derfor kunne inneholde en varierende mengde finkornet løsmateriale, og avsetningene en finner igjen på bunnen av proglasiale innsjøer nedstrøms fra breen vil reflektere summen av alle de ovenfor nevnte prosessene.

Innsjøsedimenter fungerer som et kontinuerlig arkiv for prosessene som foregår i og rundt innsjøen. I en innsjø skiller gjerne mellom alloktont materiale og autoktont materiale. Alloktont materiale fraktes ut i vannet fra omgivelsene rundt. Juklavatnet og Markjelkevatnet får, i tillegg til glasialt og glasi-fluvialt materiale, tilført materiale via fluviale og eoliske prosesser, samt skred og ras. Det kan være snakk om enten minerogent materiale, alt fra blokker til oppløste salter, eller organisk materiale, som pollen, planterester og insekter. Autoktont materiale innbefatter det som dannes i selve innsjøen, primært organisk materiale, som for eksempel alger og små organismer, blant annet diatomeer (Bradley, 1999, s.324). I tillegg vil ulike kjemiske prosesser også kunne påvirke sedimentene.

Andelen minerogent materiale i innsjøavsetningene kan gi en pekepinn på om det har vært bre til stedet i dreneringsfeltet, og kan i kombinasjon med kvartærgeologisk kartlegging også ofte si noe om endringer i breens størrelse over tid. Slike sedimenter kan i tillegg ha en svært høy tidsopløsning dersom tilførselen av breslam er stor. I Raunadalsvatnet på østsiden av Nordfonna har for eksempel sedimentasjonsraten ligget på over 3 mm per år de siste 1 400 år (Tolo, 2008), noe som er svært høyt for en norsk innsjø.

Særlig gjelder dette for breer lokalisert i klimasoner klassifisert som maritime, slik som Juklavassbreen og Botnabreen. Gjennom vintersesongen er de to proglasiale innsjøene normalt dekket av is som hemmer sedimenttilførselen. Kun partikler som alt er i suspensjon i vannet vil synke til bunns og avsettes i dette tidsrommet. Dette grunnet lavt energinivå.

Om sommeren tilføres bassengene et bredere spekter av løsmasser og avsetninger. Blant annet via smeltevann fra isen, nedbør, vind og tilsig fra nedslagsfeltet rundt bassengene. Lagene som avsettes i breens akkumulasjonssesong vil derfor ofte være som tynne mørke lag med svært finkornet materiale, mens lagene avsatt i ablasjonssesongen er lysere og tykkere, og består av mer grovkornet materiale som følge av økt vannføring og høyere energi.

På grunn av de indre bevegelsene kan en bre produsere løsmasser uavhengig av om fronten går frem, står i ro eller trekker seg tilbake. Over korte tidsskalaer kan det derfor være vanskelig å fastslå nøyaktig hva de glasiale avsetningene i proglasiale innsjøer betyr med tanke på breens bevegelser (Ballantyne, 2002). Dette vil imidlertid avhenge av responstiden til breen og størrelsen og kompleksiteten til dreneringsområdet mellom bre og innsjø. Over lengre tidsskalaer (flere tiår) vil imidlertid størrelsen på breen, som regel, være den dominerende faktoren som bestemmer hvor store mengder breslam som eroderes og avsettes (Leonard, 1997).

3.1 Valg av borelokaliteter og opphenting av kjerner

Ved valg av basseng til bruk for rekonstruksjon av brefluktuasjoner er det mange faktorer å ta hensyn til. En ønsker å hente opp kjernen fra det punktet i innsjøen der sedimentene er tykkest og minst forstyrret, noe som øker sjansen for kontinuitet i lagrekkene og høy tidsopløsning. Ofte vil en finne dette på det dypeste punktet i et basseng, men siden dette ikke alltid er tilfellet anbefales det å kartlegge sedimentutbredelsen ved hjelp av seismikk eller georadar før kjerneboringen fortas.

Bassenget bør i tillegg være såpass stort at de finere kornfraksjonene i breslammet kan avsettes, og at forstyrrelser fra massebevegelser langs bredden av innsjøen ikke representerer et stort problem. De fineste fraksjonene av breslammet kan holdes i suspensjon over lengre tid, avhengig av energien i vannet. De vil derfor ikke nødvendigvis avsettes i den første innsjøen de møter, men kan fraktes videre til innsjøer som ligger lengre nedstrøms i dreneringssystem (Dahl *et al.*, 2003). I system med høy breakaktivitet kan slike distale bassenger være svært gode arkiver for storskala brefluktuasjoner (Vasskog *et al.*, 2012).

Hverken Juklavatnet eller Markjelkevatnet har blitt tatt prøver fra tidligere. Det var derfor nødvendig å gjøre innledende undersøkelser av batymetri og sedimentutbredelse i begge bassengene før kjerneboringen.

3.1.1 Metoder

For å finne de mest egnede stedene å hente opp kjerner, ble flere ulike metoder benyttet til å kartlegge batymetrien og tykkelsen på sedimentpakkene i de to bassengene.

I tillegg til å studere dybdekart av Juklavatnet, (Statkraft, 1970), ble det benyttet georadar for å undersøke tykkelsen på innsjøsedimentene i Juklavatnet før kjernene ble tatt opp. Det ble også benyttet Chirp i Juklavatnet. I Markjelkevatnet ble det dessverre ikke gjort noen vellykket kartlegging av tykkelsen på sedimentpakkene, da georadarundersøkelsene her mislyktes. Det ble derfor kun gjort dybdemålinger, ved hjelp av ekkolodd og GPS, for å finne det dypeste punktet i bassenget.

Dybdedataene ble også benyttet til å lage et batymetrisk kart over Markjelkevatnets østlige basseng, ved hjelp av Arc Map 10.2.

3.1.1.1 Georadar

Georadar, eller Ground-Penetrating Radar (GPR), er en metode for å kartlegge de geofysiske egenskapene til ulike løsmasser, for eksempel innsjøsedimenter og morenemateriale. Radaren benytter høy-frekvent elektromagnetisk energi på mellom 10 og 1000 MHz for å oppdage elektriske diskontinuiteter under en overflate. Signalene kan penetrere om lag 50 meter ned i grunnen, avhengig av sedimentenes sammensetning og hvilken antennefrekvens som brukes.

De elektromagnetiske pulsene, som sendes ut via en sender-antenne, reflekteres ulikt ut fra de ulike materialenes (dia-)elektriske egenskaper. De reflekterte signalene fanges så opp av en mottaker-antenne, og sendes til instrumentets datamaskin som prosesserer resultatene og setter sammen hvert "trace". Videre må dataene prosesseres for å få vekk støy, og for å forsterke refleksjonene nedover i dypet. Basert på variasjonene i de reflekterte signalene kan man si noe om hvilket materiale det er snakk om, for eksempel stein, jord, is eller vann. En vil også kunne si noe om sedimentære strukturer, som igjen kan indikere avsetningsmiljø. Instrumentet benyttes derfor innenfor flere ulike fagfelt, men egner seg godt til kartlegging av morener, bre- og elveavsetninger, samt innsjøsedimenter (Neal, 2004, Peters *et al.*, 1994).

En antenne med lav frekvens kan penetrere relativt dypt ned i grunnen, men vil gi en noe lavere oppløsning enn om man benytter høyere frekvens. Motsatt vil en antenne med høy frekvens gi nokså høyoppløselig data, men signalene vil ikke kunne penetrere like dypt. Hvor dypt signalene når avhenger av sammensetningen i grunnen. Man bør derfor ha en viss formening om hva man ønsker å finne og hva grunnen består av før man starter undersøkelsene.

Georadaren som benyttes forbindelse med denne studien er fra Malå Analytics. I Juklavatnet ble det benyttet en antenne på 25 MHz. I Markjelkevatnet, som er noe grunnere, ble det benyttet det en 50 MHz antenne. Det ble også gjort forsøk på å benytte en 25 MHz antenne her, men dette mislyktes.

Grunnet den store vanndybden og generelt lite løsmasser i Juklavatnet blir georadar-profilene herfra kun delvis vellykkede. Derfor blir det ikke brukt tid på å tolke disse profilene. I stedet blir fokuset lagt på Chirp-profilene da disse er mer vellykkede.

3.1.1.2 Chirp

Chirp blir her benyttet for å kartlegge innsjøsedimentene i Juklavatnet. Grunnet dårlige værforhold ble denne undersøkelsen, som krever bruk av en ordinær bærbar PC, gjort etter opphenting av kjernene. Chirp kan, i likhet med georadaren, brukes til å kartlegge tykkelsen på, og eventuelle strukturer i, innsjøsedimenter. Chirp benytter frekvensmodulerte (FM) lyd-pulser, som sveipes over et stort spektrum frekvensområde, for eksempel 2 til 26 kHz, og retur-signalet behandles med et pulskompresjonsfilter. Dette genererer høyoppløste bilder av den sedimentære innfyllingen, med en optimal vertikal oppløsning på om lag 6 til 8 cm (se f.eks. Vasskog *et al.*, 2013). Chirpen registrerer endringer i lyd-hastighet gjennom et sediment, noe som vanligvis reflekterer tetthet. En eventuell lagdeling kan derfor indikere grenser der tettheten til sedimentene endrer seg.

Instrumentet som ble benyttet i denne studien var av typen EdgeTech 3100-P, inkludert en BS-424 towfish, som ble montert under flåten.

3.1.1.3 Stempelprøvetaker

Alle de tre kjernene i dette arbeidet ble hentet opp ved hjelp av en stempel-prøvetaker, en pistoncorer, montert på en flåte. Metoden går ut på at pvc-rør senkes ned til overflaten av sedimentene, og bankes så forsiktig ned gjennom sedimentene slik de blir fanget inne i røret. På den måten henter en opp kjerner som inneholder de ulike innsjøsedimentene i en kronologisk rekkefølge. For nærmere beskrivelse av metoden, se Nesje (1992).



Figur 3. 1 Bildet til venstre viser flåten med tårnet som stempel-prøvetakeren monteres i. Denne ble brukt for å hente opp kjernene fra Juklavatnet. Til høyre vises flåten som ble brukt i Markjelkevatnet. Denne er noe mindre enn den til venstre, men benytter de samme prinsippene.

3.1.2 Juklavatnet

Juklavatnet er om lag 3,9 km langt og 2 km bredt på det bredeste. En fjellterskel, som ligger om lag 15 meter under vannflaten ved et vannivå på 1 020 m o.h., skiller det største bassenget mot øst fra et noe mindre basseng i vest. Fordi det vestligste bassenget er lokalisert lengst borte fra brefronten regnes dette bassenget for å være det mest egnede stedet å hente opp innsjøkjerner. Dette fordi brefronten regnes som primærkilden for sedimenttilførselen til vannet, altså er bassenget lengst vekk fra brefronten det stedet med minst støy i sedimentene. Med mindre strømmene i vannet er veldig sterk, vil kun partikler små nok til å være i suspensjon i vannet over tid, primært leire og silt, kunne føres så langt bort fra brefronten som til det vestlige bassenget, et strekk på drøyt 3 km i luftlinje.



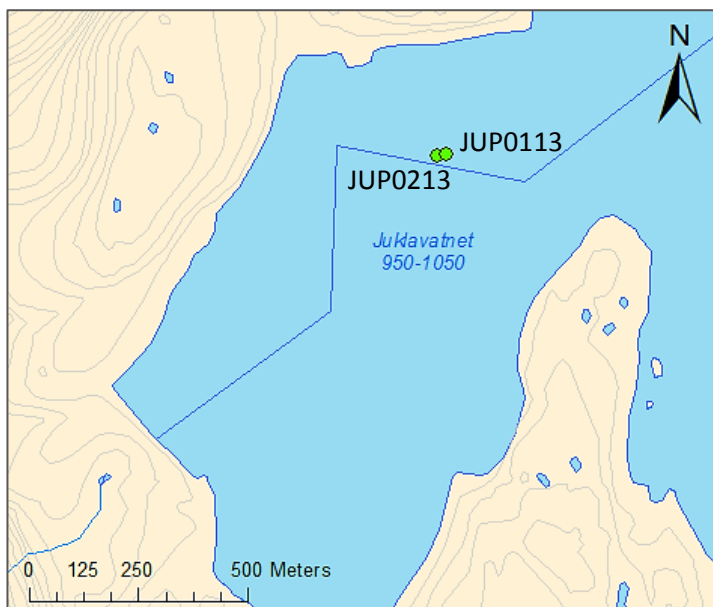
Figur 3.2 Bildet viser Juklavatnet sett fra øst mot vest. Den røde streken indikerer plasseringen til den grønne fjell-tersekelen som skiller det lille sedimentbassenget i vest (til venstre i bildet) fra det store sedimentbassenget i øst (til høyre). Brefronten ligger til høyre for bildekanten.

Feltarbeidet i dette området ble utført på sensommeren 2013, og de eksakte borelokalitetene ble bestemt på bakgrunn av dybdekart fra Statkraft, laget i 1970, sammen med georadarmålinger gjennomført like før opphenting av kjernene. Ved hjelp av georadarundersøkelser, utført med en 25 MHz antenne, ble det lokalisert flere flate områder på bunnen av det vestlige bassenget. Det dypeste området i bassenget befinner seg nær midten, og målte noe over 90 meter. På dette tidspunktet var vannstanden i vannet i underkant av 1 020 m o.h. Det dypeste punktet i et basseng er, som nevnt, ofte det ideelle stedet å hente opp kjernene, men fordi det dypeste punktet her lå så dypt, var det urealistisk å få hentet opp gode kjerner herfra. Kjernetakere montert på flåte, slik som den benyttet her, fungerer godt ned til om lag 60 meters dyp (Nesje, 1992).

Et nokså flatt område like nordvest for terskelen, på drøyt 60 meters dypt, ble valgt som borelokalitet, fordi dette var det dypeste kjernetakeren tillot oss å bore. Lokaliteten til de to kjernene er vist som grønne punkt på kartet i *Figur 3.3*.

Sedimentkjernene fikk navnene JUP0113 og JUP0213 (**Juklavatnet Pistoncore Nr.01/02** år 2013). JUP0113, tatt ved 60°12'36.8"N, 6°21'40.0"E, målte 60 cm, og ble tatt på 62 meters dyp. JUP0213 var noe lengre med 82 cm, og ble tatt ved 60°12'36.6"N, 6°21'38.7"E, like vest for den første kjernen, på 65 meters dyp.

Kjernene er nærmere beskrevet i avsnitt 3.3 *Presentasjon av data*.

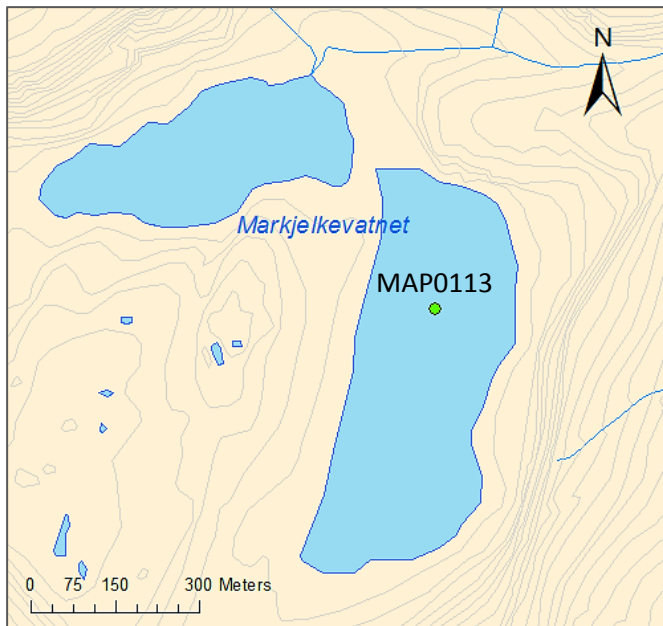


Figur 3.3 Kartet viser det vestlige bassenget av Juklavatnet. De to grønne prikkene indikerer hvor kjernene JUP0113 og JUP0213 ble hentet opp.

3.1.3 Markjelkevatnet

Høsten 2013 gjennomføres feltarbeidet i Markjelkevatnets østlige basseng (*Figur 3.4*). Resultatene fra georadarundersøkelsene i Markjelkevatnet ble vellykkede langs kantene av bassenget, der vannet er nokså grunt, men fungerte ikke like godt i de dypeste delene av bassenget på grunn av styrken på antennen, en 50 MHz antenne. Et nytt forsøk ble gjort med en 25 MHz antenne, men dette mislyktes. Lokaliteten for opphenting av en kjerne ble derfor valgt på bakgrunn av ekkolodd-undersøkelser som viste at det dypeste området i vannet ligger nært midten. Dybden her er nærmere 34 m. På grunn av de mislykkede georadarundersøkelsene er det uvisst om dette er punktet med tykkeste sedimentlag, men som nevnt tidligere er det dypeste punktet i et basseng ofte der det akkumuleres mest sedimenter.

En kjerne ble hentet opp ved koordinatene 60°11'08.4"N, 6°22'59.8"E, som vist i *Figur 3.4*. Kjernen, MAP0113, målte 212 cm, og ble delt i to for å være lettere å håndtere. Den nedre delen fikk navnet MAP0113 - Nedre del, og den øvre delen MAP0113 – Øvre del.



Figur 3.4 Kartet viser Markjelkevatnets to basseng. Den grønne prikken indikerer stedet i det østlige bassenget det kjernen MAP0113 ble hentet opp fra. Kartet viser også at innløpet av smeltevann fra Botnabreen er i det vestlige bassenget.

3.2 Sediment analyser

Kjernene blir oppbevart på geovitenskap sitt kjernelager ved UiB. Kjernene fra Juklavatnet ble åpnet første gang i september 2013. Da ble den fotografert og logget, ved at det ble tegnet en detaljert logg i skala 1:1, der både farge, struktur, tekstur og kornstørrelse ble registrert.

MAP0113, kjernen fra Markjelkevatnet, ble åpnet i oktober 2013. Også denne ble fotografert og logget like etter åpning. Øvre og nedre del av kjernen ble så kjørt gjennom MST- og XRF maskinene for analyse (se avsnitt under). Februar 2014 ble også kjernen JUP0113 fra Juklavatnet kjørt gjennom XRF- og MST maskinene. Alle resultatene fra disse analysene vil bli diskutert i avsnitt *3.4 Tolkning og diskusjon*.

Følgende plan ble fulgt for analyser av kjernene:

1. Rensing av det øverste laget av sedimenter for å få frem strukturer i litologien.
2. Fotografering av litologien.
3. Visuell logging av kjernene
4. Kjerneskaning ved ITRAX XRF- og GEOTEK MST -undersøkelser.
5. Fysiske parametere som glødetap, vanninnhold og tetthet.
6. Prøvetaking for radiokarbon-datering.

3.2.1 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Alt materiale har i større eller mindre grad evnen til å bli magnetisert når det utsettes for et magnetfelt, og denne egenskapen omtales som materialets magnetiske susceptibilitet (Oldfield *et al.*, 1983). En overflatesensor kan brukes til å måle magnetisk susceptibiliteten med jevne mellomrom nedover i en sedimentkjerne, og dette er en ikke-destruktiv analysemetode. Bergartsdannede mineraler kan ha veldig ulike magnetiske egenskaper. Ferri- og ferromagnetiske mineraler (f.eks. magnetitt) vil ha sterkere magnetisk susceptibilitet enn paramagnetiske mineraler (som f.eks. biotitt), mens diamagnetiske mineraler (f. eks. kvarts) vil gi en negativ magnetisk susceptibilitet. Minerogent materiale har normalt mye høyere magnetisk susceptibilitet enn organisk materiale, og MS er derfor som regel en god indikator på mengden minerogent materiale i en sedimentkjerne så lenge den magnetiske mineralogien ikke endrer seg nevneverdig med dyp.

Resultatene kan reflektere flere faktorer, som klima, geologi og erosjon. Ulike mineraler har sin egen magnetiske signatur. Resultatene fra analysene kan derfor også brukes til å si noe om brå endringer i avsetningsmiljøet, blant annet som følger av flom eller ras. Dette gjelder også for proglasiale innsjøer, selv om slike hendelser ikke nødvendigvis henger sammen med breaktiviteten (Nesje *et al.*, 2000).

Elementer som aske og oksiderte sedimenter kan også gi utslag i høye MS-verdier.

MS-målingene vil ofte være motsatt korrelert med glødetap, som viser prosentandelen av organisk materiale i kjernen.

Instrumentet som blir brukt i denne studien er en overflatesensor av typen Bartington MS2E, montert på en Geotek Multi-Sensor Core Logger. Maskinen ble innstilt til et måleintervall på 2 mm, og 10 sekunder per måling for kjernen JUP0113, og et samplingsintervall på 5 mm, og 2 sekunder per måling for kjernen MAP0113.

Kjernene plasseres i en skinne som langsomt fører dem gjennom maskinen mens målingene utføres.

2.2.3 X-ray fluorescence (XRF), ved hjelp av ITRAX kjerne-scanner

XRF er en metode som benytter røntgenstråling for å fastslå den geokjemiske sammensetningen av et sediment. Her kan det være snakk om både terrestre, marine og mer konsoliderte sedimenter. ITRAX er en kjerne-scanner som både kan ta røntgenbilder av en kjerne, samt gi et semi-kvantitativt mål på innholdet av ulike grunnstoffer og hvordan forholdet mellom grunnstoffene endres med dyp (Croudace *et al.*, 2006). Fordelen med ITRAX-scanneren er at analyseprosessen er ikke-destruktiv, rask og svært høyoppløselig. Dette er noen av grunnene til at ITRAX er mye brukt i senere tid (Croudace *et al.*, 2006).

Instrumentet benytter micro-røntgen fluorisering (Croudace *et al.*, 2006). Måten dette skjer på er at instrumentet sender ut røntgenstråler, såkalte primærstråler. Strålene reflekteres tilbake som såkalte sekundærstrålene, og ved å måle disse kan apparatet skille mellom, samt foreta en relativ kvantifisering av, de ulike grunnstoffene. Bølgelengden på sekundærstrålene avhenger av hvilket grunnstoff de reflekterer. Hvert grunnstoff vil gi en unik bølgelengde på sekundærstrålene. Målingen av konsentrasjonene avgjøres av sekundærstrålens intensitet, og resultatene reflekterer endringer i sedimentenes geokjemiske sammensetning, noe som kan gi informasjon blant annet om hvordan sedimenter har blitt avsatt og om erosjonssituasjonen i et nedslagsfelt (Jenkins, 1984).

Resultatet fra XRF-scanningen oppgis i «kilocounts per second» (kcps) for hvert grunnstoff, men størrelsen på dette tallet er sterkt avhengig av blant annet atomvekten til de ulike grunnstoffene, og det kan derfor ikke brukes som et direkte mål på konsentrasjon (Croudace *et al.*, 2006). For eksempel vil jern, som regel, gi de høyeste kcps-verdiene ved analyse av en innsjøkjerner, selv om andre grunnstoffer finnes i langt høyere konsentrasjoner. Ved analysen av de to kjernene JUP0113 og MAP0113 ble det benyttet et røntgenrør med molybden-anode. Oppløsningen ble satt til 500 µm.

3.2.3 Glødetap og massetetthet

Glødetap er en enkel metode som benyttes for å kvantifisere mengden organisk materiale i en sedimentprøve. I denne studien ble protokollen for glødetap ved sediment laboratoriet ved UiB brukt. Den er som følger:

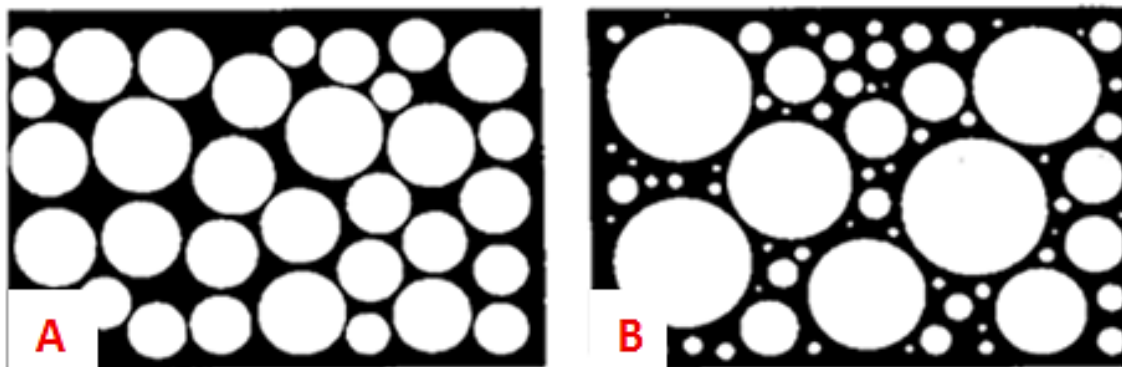
1. Det tas ut prøver av de sedimentene man ønsker å teste. Det er viktig å ta ut sammen mengden sedimenter for hver prøve. Under dette arbeidet ble det tatt ut 10 ml per prøve, med et intervall på 0,5 cm for alle de studerte kjernene.
2. Prøvene flyttes over i små digeler som er veid på forhånd. Digelene veies igjen for å finne vekten på sedimentene, inkludert vann.
3. Prøvene tørkes så i et varmeskap, på 105 °C i 12-14 timer. Deretter veies prøvene en gang til, for å finne hvor mye vann som har fordampet. Slik måler man andelen vann i hver prøve. Alt vann som var til stedet ved første veiing vil nå være fordampet. Forholdstallet mellom vekten av prøven med vann og vekten av prøven uten vann gir det totale vanninnholdet.
4. Prøvene brennes i en ovn på 550 °C i en time. Når prøvene så veies, vil det meste av organisk materiale være omdannet til aske og CO₂, og man står igjen med kun minerogent materiale. Basert på før- og etter-vekt, kan man regne ut forholdet organisk/minerogent innhold.

Vekt 550 °C – vekt 105 °C = forholdet organisk /minerogent (Heiri *et al.*, 2001).

Metoden gir ikke informasjon om hvilke typer organisk eller minerogent materiale det er snakk om. Det er derfor vanskelig å gi detaljer om arter, provenance og lignende ved hjelp av kun denne metoden (Snowball og Sandgren, 1996).

Massetetthet benyttes primært for å vise endringer i porøsiteten til et sediment (Bakke *et al.*, 2010). Dette gjøres ved å veie sedimentene etter tørking. Tettheten oppgis i g/cm^3 . Sorteringen av sedimentene avgjør i stor grad porøsiteten. Dårlig sorterte sedimenter har normalt lavere porevolum enn godt sorterte sedimenter, noe som gir mindre rom for porevann, slik som illustrert i *Figur 3.6*. Høyt innhold av organisk materiale vil generelt sett gi en lavere tetthet, mens dårlig sortert minerogent materiale generelt vil gi en høyere tetthet. (Heiri *et al.* 2001).

Tørket masse / volum = den totale massen av en tørket prøve.



Figur 3.6 Figur A viser et eksempel på godt sorterte sedimenter. Her er porevolumet høyt. Figur B viser et eksempel hvor sedimentene er dårlig sortert. Her kan porevolumet potensielt være betydelig mindre.

Denne metoden kan også være nyttig for å rekonstruere breaktivitet, da glasifluvialt materiale ofte er relativt dårlig sortert, og derfor vil gi høy massetetthet og lav porøsitet. Lavt vanninnhold i kombinasjon med lavt innhold av organisk materiale tolkes som et tegn på glacial tilstedeværelse.

3.2.4 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering, eller ^{14}C -datering, er en dateringsmetode som baseres på halveringstiden til radioaktive ^{14}C -isotoper. I atmosfæren er det til enhver tid en viss produksjon av radioaktive ^{14}C -atomer. Når kosmisk stråling, hovedsakelig i form av energirike protoner, kolliderer med atomer i den øvre atmosfæren dannes det blant annet nøytroner, som igjen kolliderer med nitrogenatomer. I kollisjonen erstatter nøytronet ett proton i ^{14}N atomkjernen, og vi får dannet ^{14}C . Planter tar opp radioaktivt karbon-14 i form av $^{14}\text{CO}_2$ gjennom fotosyntesen, og alle levende organismer tar dermed opp slike partikler gjennom næringskjeden.

Dette sørger også for et konstant påfyll slik at alle organismer har samme innhold av ^{14}C som atmosfæren. Når organismene så dør, stopper tilførselen av ^{14}C og nedbrytingen/halveringen starter. Livløse ting vil derfor ikke ta opp ^{14}C på samme måte.

Fordi isotopene har en kjent halveringstid på 5 730 år, kan man finne ut hvor langt i halveringsprosessen de er kommet ved å telle de gjenværende isotopene, og ut fra det gi en nokså korrekt alder (Reimer *et al.*, 2013). Dateringsresultatene i denne studien har en måleusikkerhet på ± 30 til 40 år, dels avhengig av kvaliteten/størrelsen på prøvene.

Dateringsmaterialet bør inneholde minst 2 mg karbon for å få pålitelige dateringer, noe som gjør det vanskelig å datere glasiiale avsetninger med lavt innhold av organisk materiale (Reimer *et al.*, 2013, Snowball og Sandgren, 1996). Prøvene som ble sendt inn til datering i forbindelse med denne studien veide fra 2,3 til 18,8 mg. Der det ikke ble funnet nok materiale å datere på, ble det tatt ut bulkprøver i stedet.

Et problem som kan oppstå ved datering av innsjøsedimenter er at «gammel» organisk karbon kan vaskes ut i innsjøen fra omkringliggende områder og gir prøve en eldre alder enn det som er realiteten (Reimer *et al.*, 2013). Det er derfor primært datert på terrestrisk materiale i dette arbeidet. Alt dateringsmaterialet ble kontrollert av Dr. Scient Anne F. Bjune ved Institutt for Biologi ved UiB før innsending.

3.3 Presentasjon av data

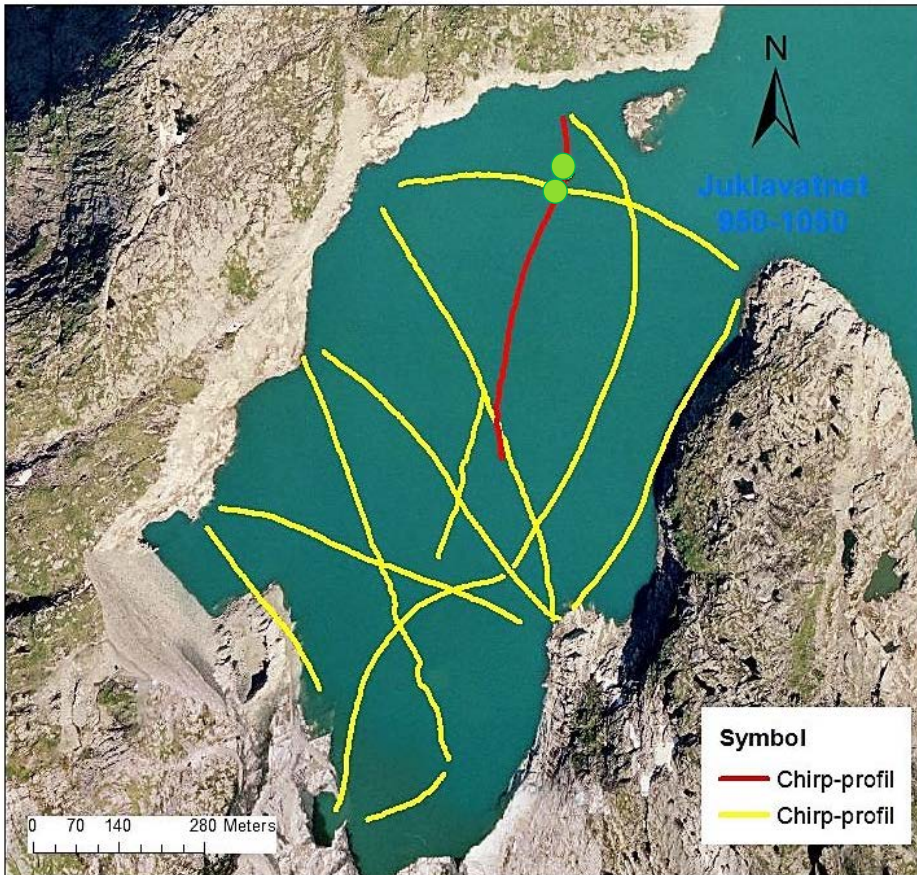
De tre kjernene, både de to fra Juklavatnet og den ene fra Markjelkevatnet har vært igjennom alle de ovennevnte analysemetodene. På grunnlag av analyseresultanene vil det bli gitt en presentasjon av hver av de tre kjernene i dette kapittelet. Deretter blir resultatene diskutert, hvor betydningen av de ulike resultatene vil bli diskutert og sammenlignet mot hverandre.

3.3.1 Juklavatnet

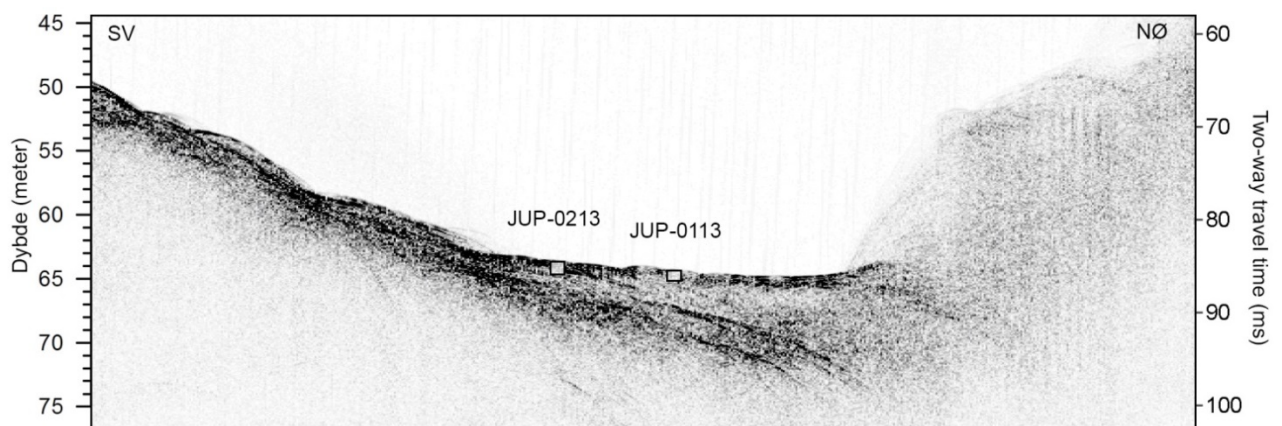
Studier av chirp-profilene fra av den vestlige sektoren av Juklavatnet indikerer at området hvor de to kjernene ble hentet opp er et av få steder på bassengets bunn hvor det ligger forholdsvis tykke og intakte sedimentpakker. Trolig skyldes dette delvis den ujevne bunntopografien.

Som vist i *Figur 3.7A* krysser et av profilene begge punktene der de to kjernene ble tatt opp. Ut fra tykkelsen på sedimentene i området later det til at kjernene er tatt opp på en relativt god lokalitet.

Tolkningen av de ulike sedimentpakkene er noe vanskelig da de ikke er lett å skille fra hverandre. Dette skyldes trolig at sedimentene, selv om de er nokså homogene, har små forskjeller i tettheten. Men ut fra *Figur 3.7B* ser det ut til at alt innholdet i JUP0213 ligger stratigrafisk under sedimentene i JUP0113.



Figur 3.7A Flyfotoet viser det vestlige bassenget av Juklavatnet. De gule strekene indikerer chirp-profilene som blir kjørt opp, de to grønne prikkene viser punktene der de to kjernene blir hentet opp. Den røde streken indikerer profilet som passerer tvers over der begge kjernene er hentet. Vannstanden i Juklavatnet var noe lavere da dette flyfotoet ble tatt enn på tidspunktet for opphenting av kjernene.



Figur 3.7B Viser et utsnitt fra det røde profilet i *Figur 3.7A*, med sørvest til venstre i bildet og nordøst til høyre. Stedet der de to kjerne ble hentet opp er markert.

3.3.1.1 JUP0113

JUP0113 er 60 cm lang, og basert på den visuelle logging er kjernen delt inn opp i 3 hovedenheter, A, B og C. Enhetene er igjen delt inn i til sammen 7 lag, på mellom 0,5 og 2 cm. Lagene vil bli beskrevet i forbindelse med enheten de tilhører, og er vist i *Figur 3.8*.

Enhet C (60-28 cm): Enheten består av sedimenter med en lys grå farge og domineres av leire og silt. Strukturen i den nederste delen av enheten, fra 60 til 50 cm, er massiv og homogen, i den øvre delen av enheten, fra 50 cm og opp, er strukturen mer kaotisk. Glødetapet ligger på under 2 %.

Samtidig viser de geokjemiske parameterne høye verdier. K-verdiene ligger nokså stabilt på rundt 2 000 kcps gjennom store deler av enheten, men ved de siste 3 cm i toppen synker verdiene gradvis ned til rundt 750 kcps. Mange av de andre geokjemiske parameterne viser de samme trendene. Sr ligger stabilt på rundt 1 200 kcps i de nederste 20 cm av enheten. Ved 40 cm begynner verdiene å synke jevn ned mot 600 kcps ved 28 cm, med unntak av to topper ved 32 og 30 cm der verdiene er oppe i 1 200 kcps, som vist i *Figur 3.10*. Ti ligger nokså stabilt på rundt 2 000 kcps opp til 31 cm, over her synker verdiene gradvis noe.

MS-verdiene i enheten er ekstremt høye sammenlignet med det de to enhetene over. Verdiene i de 10 nederste cm av denne enheten ligger på rundt 2 000 SIx10⁻⁵, og synker gradvis ned mot 100 SIx10⁻⁵ i øvre del av enheten, (se *Figur 3.9*).

Enhet B (28-14 cm): Består av 5 lag, Lag 1-5. Hvert av dem er mellom 2 og 5 cm tykt, og med udefinerte over- og undergrenser. Det øverste, mellomste og nederste av de fem lagene består av mørkebrune sedimenter, Lag 2 består av lysebrune og grå sedimenter, mens Lag 4 kun består av lysebrune sedimenter. Ingen av lagene har sedimentologiske strukturer.

Glødetapet ligger på om lag 6 % i nederste del av enheten, men stiger oppover i enheten, og ligger nokså stabilt på om lag 11 % i øvre del av enheten. DBD, som er motsatt korrelert med glødetap, synker fra om lag 1,75 g/cm³ ved undergrensen til rundt 1 g/cm³ ved overgrensen.

MS-verdiene for denne enheten ligger på mellom 10 og 20 SIx10⁻⁵.

Størsteparten av de geokjemiske verdiene er lavere gjennom denne enheten enn i enheten under, men med en topp ved 25 cm. K ligger på mellom 600 og 700 kcps, med verdier på opp mot 1 300 kcps ved toppen, (se *Figur 3.10*). Ti ligger på rundt 1 200 kcps gjennom enheten, med verdier på rundt 1 800 kcps ved toppen. Ca-verdiene ligger på mellom 1 100 og 1 300 kcps gjennom hele enheten, uten spor etter spiken ved 25 cm.

Enhet A (14-0 cm): Domineres av lysegrå leire og silt i de nederste 12 cm. Her finnes lite eller ingen sedimentære struktur. Ved 7 cm er det et tynt lag med mer gulbrune sedimenter, Lag 6. Laget måler 3 til 4 mm, og har en nokså klar over- og undergrense. (Se *Figur 3.8*).

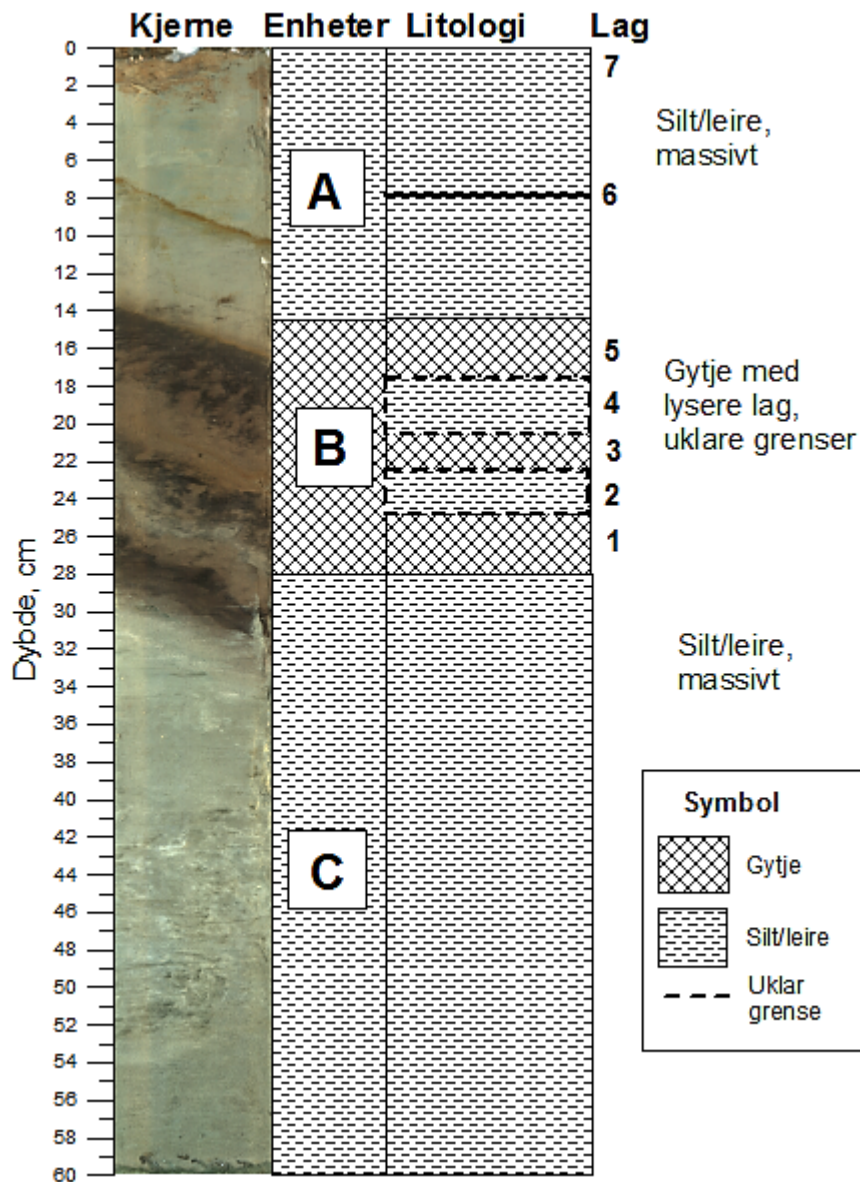
De to øverste centimeterne av Enhet A, Lag 7, består av lysebrune sedimenter. Overgangen til laget under er ujevn. Laget har ingen tegn til indre strukturer.

Glødetapet synker fra om lag 10 % i bunnen av enheten ned til under 4 % i toppen. Ved Lag 6, det gulbrune laget 8 cm fra toppen, har glødetapet en liten nedgang. DBD-verdiene stiger med om lag 0,5 g/cm³ gjennom denne enheten. Unntaket er ved Lag 6 hvor man har en liten topp i verdiene.

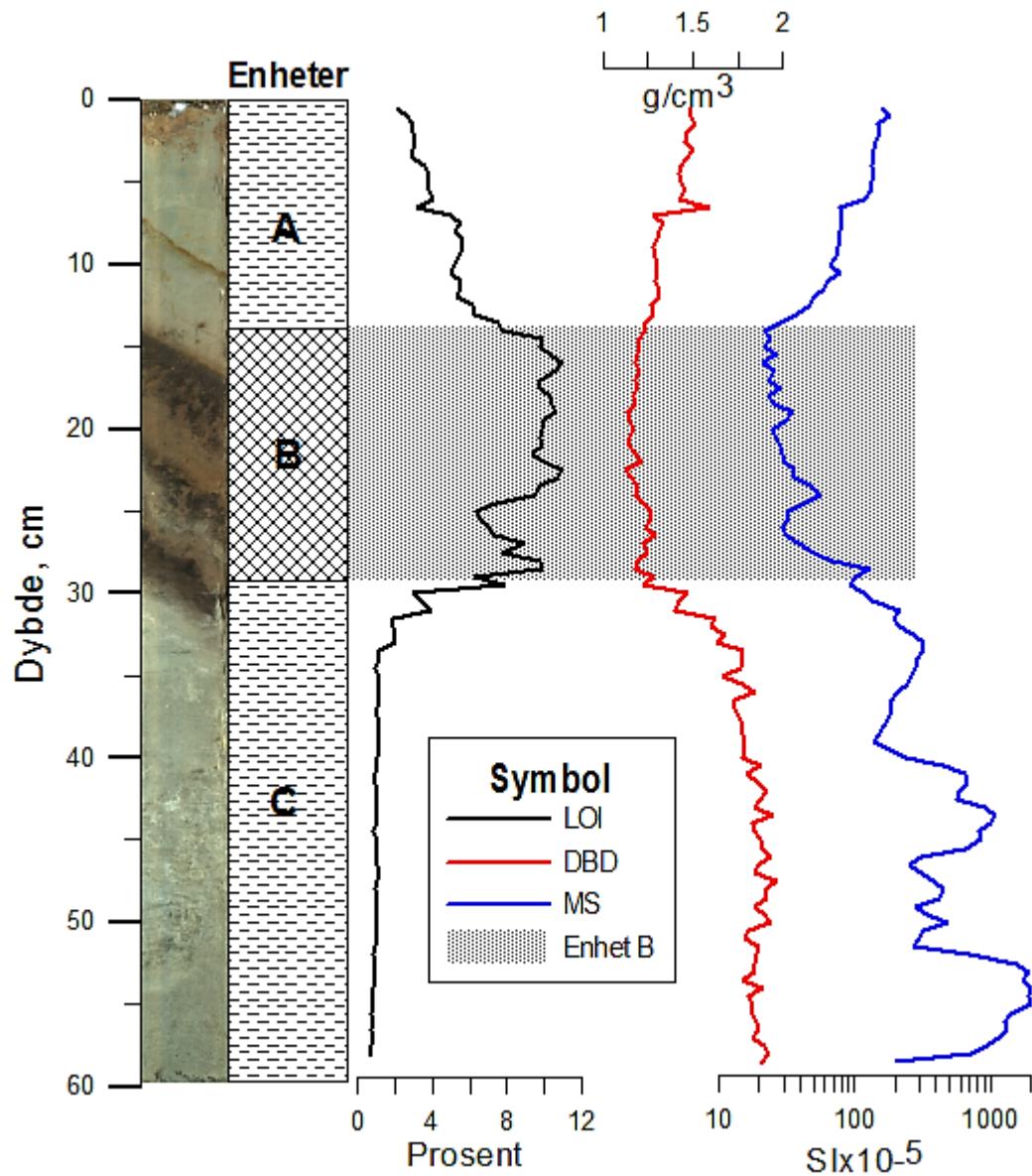
Ms-verdiene synker nedover i enheten, fra om lag $150 \text{ SI} \times 10^{-5}$ i toppen, ned til rundt $20 \text{ SI} \times 10^{-5}$ i bunnen av enheten.

Igjen stiger de geokjemiske elementene noe. Fe, Mn, Ti og Rb stiger her til nivåer høyere enn dem målt i Enhet C, nederst i kjernen. Ca og Sr fortsetter med omtrent de samme verdiene som i Enhet B.

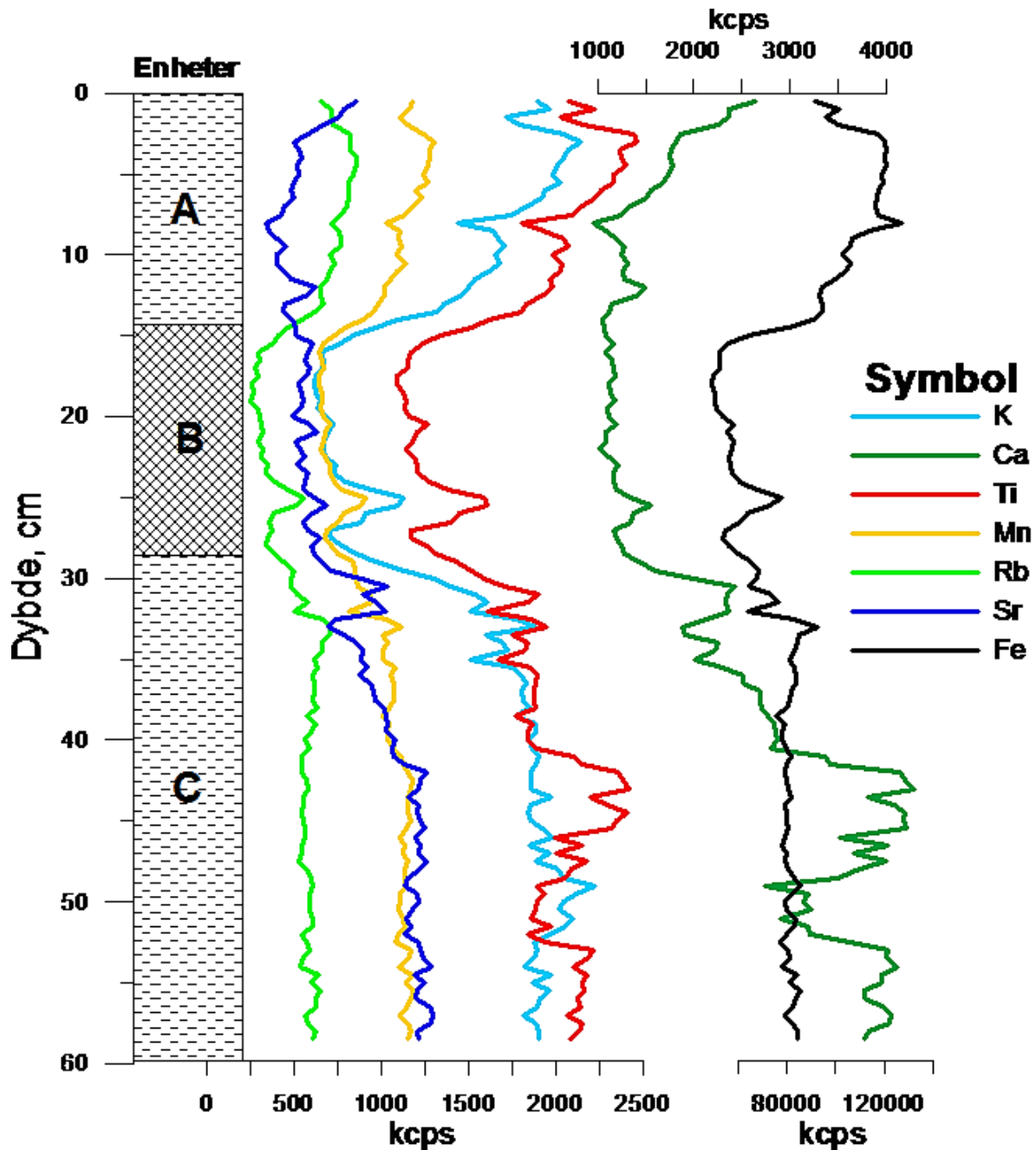
K stiger jevn fra rundt 1 300 kcps i bunnen til rundt 2 300 kcps i toppen. Ved Lag 6 er det en liten nedgang i verdiene, til 1 300 kcps. Ti stiger også jevnt gjennom enheten, fra 1 400 til drøyt 2 500 kcps, også her med to små nedganger ved 8 cm og 2 cm, slik som vist i *Figur 3.10*.



Figur 3.8 Bilde og logg av kjernen JUP0113. Kjernen er delt inn i tre enheter, med Enhet A i toppen og Enhet C i bunnen. Lag 6 er markert med en solid, sort strek, de uklare over- og undergrensene til lagene i Enhet B er illustrert med stiplede linjer.



Figur 3.9 Viser DBD, LOI og MS-kurven til kjernen JUP0113 opp mot hverandre. Det grå, skraverte området bak kurvene indikerer Enhet B, som utgjør en spesielt stor endring i sedimentenes visuelle framturen, samt i analyseresultatene. Skalaen nede til venstre viser LOI oppgitt i prosent, skalaen øverst viser DBD i g/cm^3 og skalaen nede til høyre viser MS-verdiene i $\text{SI} \times 10^{-5}$.



Figur 3.10 Figuren viser de ulike geokjemiske parameterne K, Ca, Ti, Mn, Rb, Fe og Sr opp mot hverandre. Skalaen nede til venstre viser verdiene til K, Ca, Ti, Mn og Rb. Skalaen oppe viser verdiene til Ca, skalaen nede til høyre viser verdiene til Fe. Alle parameterne er satt opp mot dybdeskalaen lengst mot venstre. Figuren mellom dybdeskalaen og de ulike kurvene viser inndelingen av kjernen i ulike enheter.

Det ble forsøkt å ta ut plantemakrofossiler til radiokarbondatering ved 15 cm, 18 cm, 21,5 cm og 27 cm. Ingen av prøvene gav nok terrestrisk materiale til å få gode dateringer. Det ble derfor besluttet å datere på bulkprøver i stedet. To bulkprøver ble tatt ut, en ved 14 cm og en ved 28 cm.

Disse målene utgjør toppen og bunnen på det mørke partiet i kjernen.

Bulkprøven tatt ut på 14 cm veide 7,27 g, mens den tatt ut på 28 cm veide 6,4 g.

Dateringene gav en ^{14}C -alder på 4750 ± 30 år BP på prøven tatt ved 14 cm, og 7870 ± 40 BP på prøven tatt ved 28 cm.

Tabell 3.3 Tabellen viser resultatene på dateringsprøvene fra kjernen JUP0113, oppgitt i ^{14}C -alder BP og vektet middel kalibrert alder BP, samt minimums- og maksimumsalder i kalibrerte år BP.

Sted: Juklavatnet						
Lab.	Dybde	Type prøve	^{14}C -alder	Vektet middel	Min. kal.år BP	Maks. kal.år BP
Nr.	(cm)		BP	kal.år BP	95,40 %	95,40 %
Poz-60212	14	Bulk	4750 ± 30	5500	5330	5590
Poz-60213	28	Bulk	7870 ± 40	8680	8550	8960

3.3.1.2 JUP0213

Kjernen JUP0213 ble tatt kun titalls meter fra der den første kjernen, JUP0113, ble hentet opp. Den måler 82 cm, og sedimentene her har gjennomgående en mer brunlig farge enn sedimentene i JUP0113. Også denne kjernen er delt opp i tre hovedenheter, fra A til C, og med flere mindre lag.

Glødetapet viser svært lavt innhold av organisk materiale gjennom hele kjernen, hvilket gjorde det vanskelig å finne nok terrestrisk materiale til å få brukbare dateringer. Det ble derfor ikke blitt gjennomført XRF- og MST-analyser av JUP0213. Dette gjør at funnene i kjernen ikke vil bli vektlagt i særlig grad i diskusjonskapittelet. Enkelte av funnene vil likevel bli presentert, dels for å støtte opp under funn gjort i kjernen JUP0113.

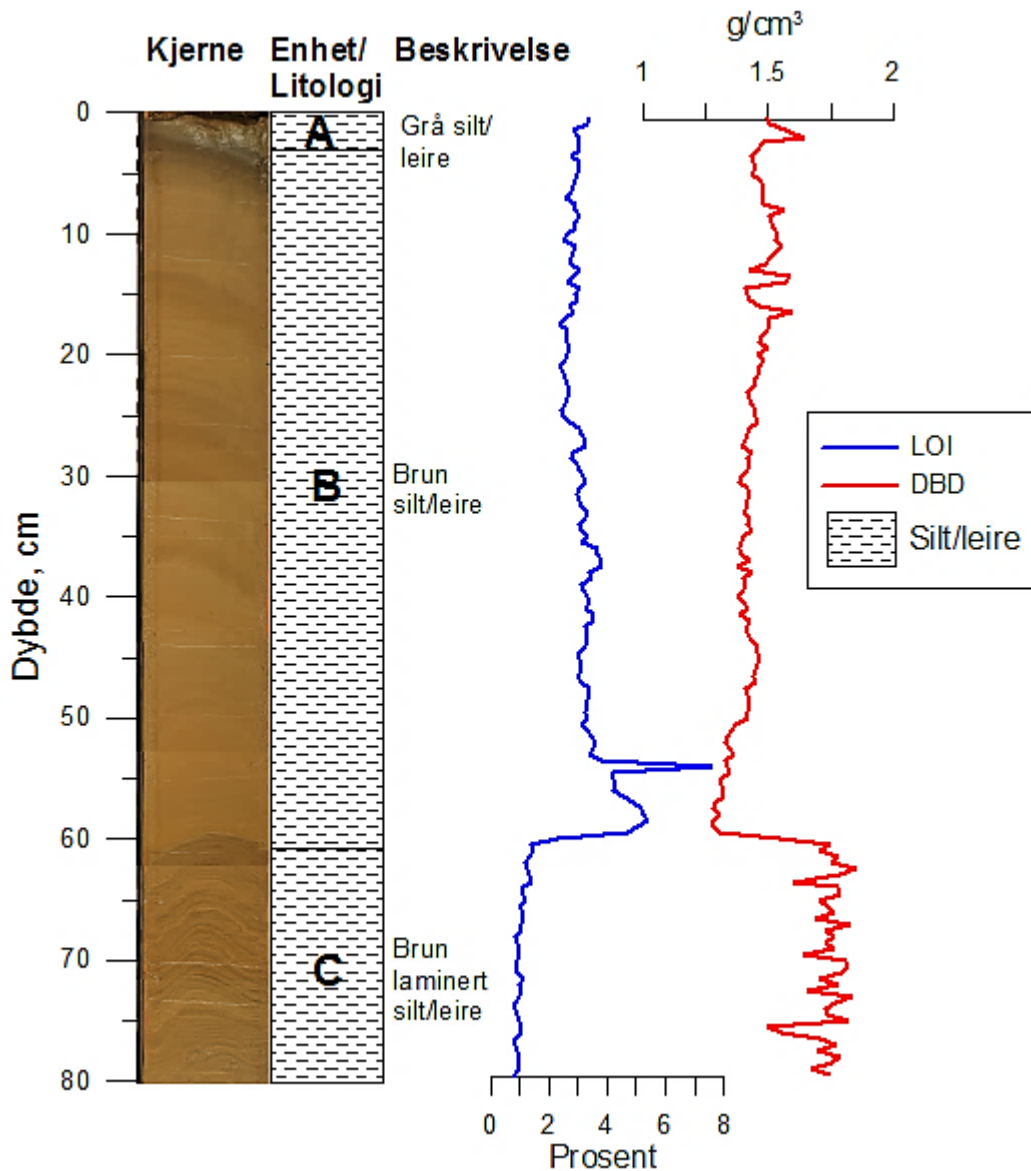
Enhet C (82-60 cm): Enheten består av silt og leire, med mer enn 25 mer eller mindre tydelige lag, alle på mellom 2 og 5 mm. Fargen på lagene veksler mellom brun og lys brun. Glødetapet viser at det organiske innholdet i denne enheten ligger på rundt 1 %, og DBD-verdiene for enheten ligger på rundt $1,75 \text{ g/cm}^3$, slik det er vist i *Figur 3.11*.

Enhet B (60-3 cm): Består av lys brun silt og leire. Enkelte steder med få mm tykke lag av mørkere sedimenter. Disse har svært ujevne grense, og er derfor vanskelig å definere.

Glødetapet viser et lavt innhold av organisk materiale gjennom hele enheten, med unntak av en topp ved 54 cm. Her stiger innholdet av organisk materiale til nærmere 8 %. Det gjennomsnittlige glødetapet over 54 cm ligger på om lag 3 %, mens det fra 54 cm og ned til bunnen ligger på 1 til 2 %. DBD-verdiene synker brått ved overgangen mellom Enhet C og B, ned til $1,25 \text{ g/cm}^3$. Oppover i enheten stiger verdien jevnt, til rundt $1,5 \text{ g/cm}^3$ i toppen.

Enhet A (3-0 cm): Den øverste enheten består av et lag grå silt og leire. Enheten har en klar undergrense. Innholdet av organisk materiale i denne enheten er tilnærmet uendret i forhold til den øvre delen av enheten under, om lag 3 %. DBD-verdiene viser en brå økning ved overgangen fra enheten under, med en økning på om lag $0,25 \text{ g/cm}^3$.

Basert på glødetapet, som viser et forhøyet innhold av organisk materiale ved 54 cm, blir det tatt ut en 1cm tykk skive fra sedimentene her. Sedimentene vaskes for å kunne finne materiale til å datere på. Dessverre er det alt for lite terrestriske makrofossiler i denne prøven til at det kan benyttes til datering. Noen gode dateringen fra denne kjernen er derfor ikke realistisk.

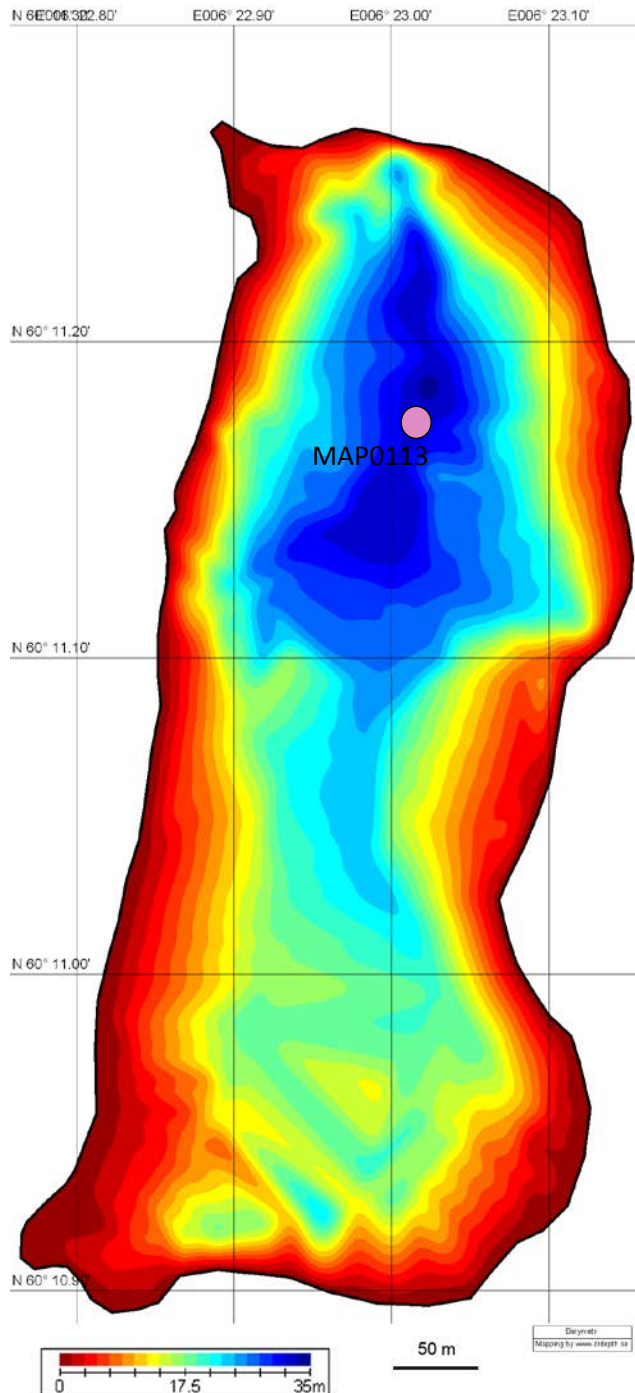


Figur 3.11 Figuren viser foto og logg av kjernen JUP0213, samt dens LOI og DBD-verdier. LOI er oppgitt i prosent og tilhører skalaen nede til venstre, DBD er oppgitt i g/cm^3 på skalaen oppe til høyre.

3.3.2 Markjelkevatnet

Dybdeedataene fra den østlige delen av Markjelkevatnet, som ble samlet inn under feltarbeidet høsten 2013, ble benyttet til å lage det batymetriske kartet som er vist i *Figur 3.12*. Kartet viser hvor kjernen ble hentet opp ligger plassert i forhold til det dypeste punktet i vannet. Ekkoloddmålingene ble gjort fra en robåt, og dybdeedata ble logget for hver 20. meter.

Det batymetriske kartet ble produsert i GIS, med et bakgrunnskart bestilt fra norgebilder.no. Kartet viser at kjernen ble tatt på det dypeste punktet.



Figur 3.12 Batymetriske kart over Markjelkevatnet, det østlige bassenget, basert på ekkolodddata innhentet i oktober 2013. Den rosa prikken indikerer stedet der kjernen MAP0113 ble hentet opp.

3.3.2.1 MAP0113

Sedimentkjernen fra Markjelkevatnet ble tatt på 33 meters dyp, og måler 218 cm. På grunn av lengden ble kjernen delt i to, ved 98 cm. De to delene har fått tilleggs-navnene MAP0113 *øvre del* og *nedre del*. I likhet med tidligere er denne kjerne delt opp i flere hovedenheter med interne lag. Det er her snakk om tre enheter, A til C.

Enhet C (218-206,5 cm): Et tynt lag bestående av grå silt og leire. Enheten er tilnærmet massiv med lite interne strukturer. Overgrensen er skarp. Glødetapet viser at det organiske innholdet er ned mot null prosent i denne delen av kjernen. DBD-verdiene synker brått fra rundt 3 g/cm³ i bunnen av enheten, ned mot om lag 1 g/cm³ i toppen. MS-verdiene er svært høye for denne delen av kjernen, slik det fremkommer i *Figur 3.14*.

XRF-analysene viser høye Ti og K-verdier i denne enheten, sett i forhold til resten av kjernen. Ca, Mn, Rb, Sr og Fe viser lignende tendenser, med synkende verdier mot overgangen til enheten over.

Ti-verdiene ligger på rundt 2 300 kcps til fra 218 cm til 210 cm, før de gradvis synker i øverste del av enheten, ned til rundt 800 kcps. K ligger på like under 2 000 kcps fra 218 til 210 cm, og synker ned til rundt 500 kcps mot toppen av enheten.

Fe/Ti-forholdet i denne enheten er nokså jevnt, rundt 50. Forholdet Ti/Mn ligger på rundt 2 gjennom denne enheten.

Enhet B (206,5-82 cm): Består av mørk brun gytje, med mange interne lag. Syv lag på opp til 1 cm, bestående av medium til grov sand, er jevnt fordelt gjennom enheten. Lagene forekommer med 10 til 20 cm mellomrom. Lagene omtales som Lag 1 til 7. Mellom de syv lagene er det flere tynnere lag, på opp til 5 mm. Disse er lysegrå, og består i hovedsak av silt og leire, og er dermed mer finkornede enn Lag 1-7. De syv sandlagene vises *Figur 3.13*, som en del av litologien.

Grensen mellom Enhet B og Enhet A, som ligger over, er tydelig. Det organiske innholdet i denne enheten ligger på mellom 20 og 30 %, med unntak av Lag 1-7 hvor glødetapet ligger på mellom 2 og 8 %. Også de tynnere, mindre fremtredende grå lagene er godt synlig i glødetapsverdiene. Her ligger det organiske innholdet på mellom 10 og 15 %.

Også DBD-verdiene reflekterer de tynne, grå lagene. Snittet for enheten ligger på under 0,5 g/cm³, men med verdier på over 1 g/cm³ for flere av lagene.

MS-analysene viser lave verdier, ned mot 0 SIx10⁻⁵, for denne enheten, men de syv sandlagene observeres som syv små toppe i grafen. Her er verdiene oppe i 2 til 3 %.

XRF-analysene viser at blant annet Ti, Fe og Mn-verdiene er mer moderate for sedimentene i denne delen av kjernen. Alle parameterne viser en kraftig økning i verdiene ved de syv sandlagene, samt mer moderate økninger ved de mer finkornede, grå lag.

Sr og Ca er blant de elementene som har størst utslag ved sandlagene. Sr-nivået for enheten ligger på mellom 500 og 1 000 kcps, med topper på opp mot 2 000 kcps ved de tynne, grå lagene og mellom 2 800 og 3 500 kcps ved de grovkornede sandlagene. Ca-verdiene er tilnærmet lik Sr-verdiene. Verdiene til de geokjemiske parameterne indikerer også flere mindre topper mellom flomlagene, slik det fremkommer av *Figur 3.15*.

Fe/Ti forholdet viser store variasjoner i denne enheten. Hovedtrenden er at det stiger opp mot 100 fra 206 cm og opp til 180 cm. Det synker så gradvis ned til 50 igjen ved 120 cm. De grove sandlagene fremstår som negative topper, med verdier på mellom 20 og 25.

Forholdet Ti/Mn viser gjennomsnittsnivåer på mellom 1,7 og 3 for enheten, med verdier på opp mot 4 ved de grove sandlagene.

Enhet A (82-0 cm): Den øverste enheten domineres av gråbrun silt. Enheten har repeterende tynne, brune lag opp til om lag 12 cm fra toppen. Disse er noe mindre fremtredende rundt midten av enheten. Lag 8, fra 12 cm og opp til 6 cm, er et lag bestående av mørkegrå sedimenter. Laget er massivt, uten intern struktur. De 6 øverste cm av enheten, Lag 9, består av lysere grå sedimenter med en viss lagdeling.

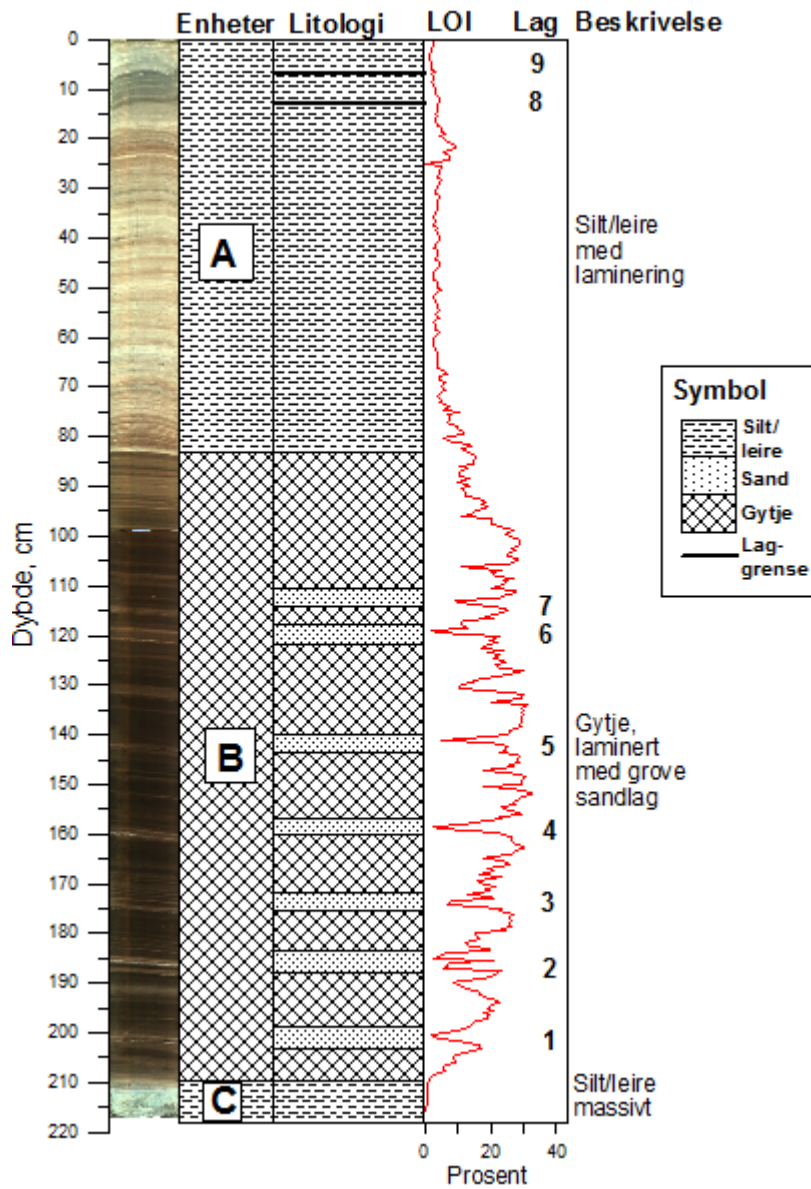
Glødetapet viser er lavt innhold av organisk materiale gjennom hele enheten, med et gjennomsnitt på mellom 2 og 5 %. DBD-verdiene er noe stigende, fra rett under 1 g/cm³ i bunnen til like over 1 g/cm³ ved toppen av enheten.

Analysene viser en kraftig økning i sedimentenes magnetiske susceptibilitet ved Lag 8, med verdier på like under 20 SIx10⁻⁵. For resten av enheten ligger verdiene på 2 til 3 SIx10⁻⁵.

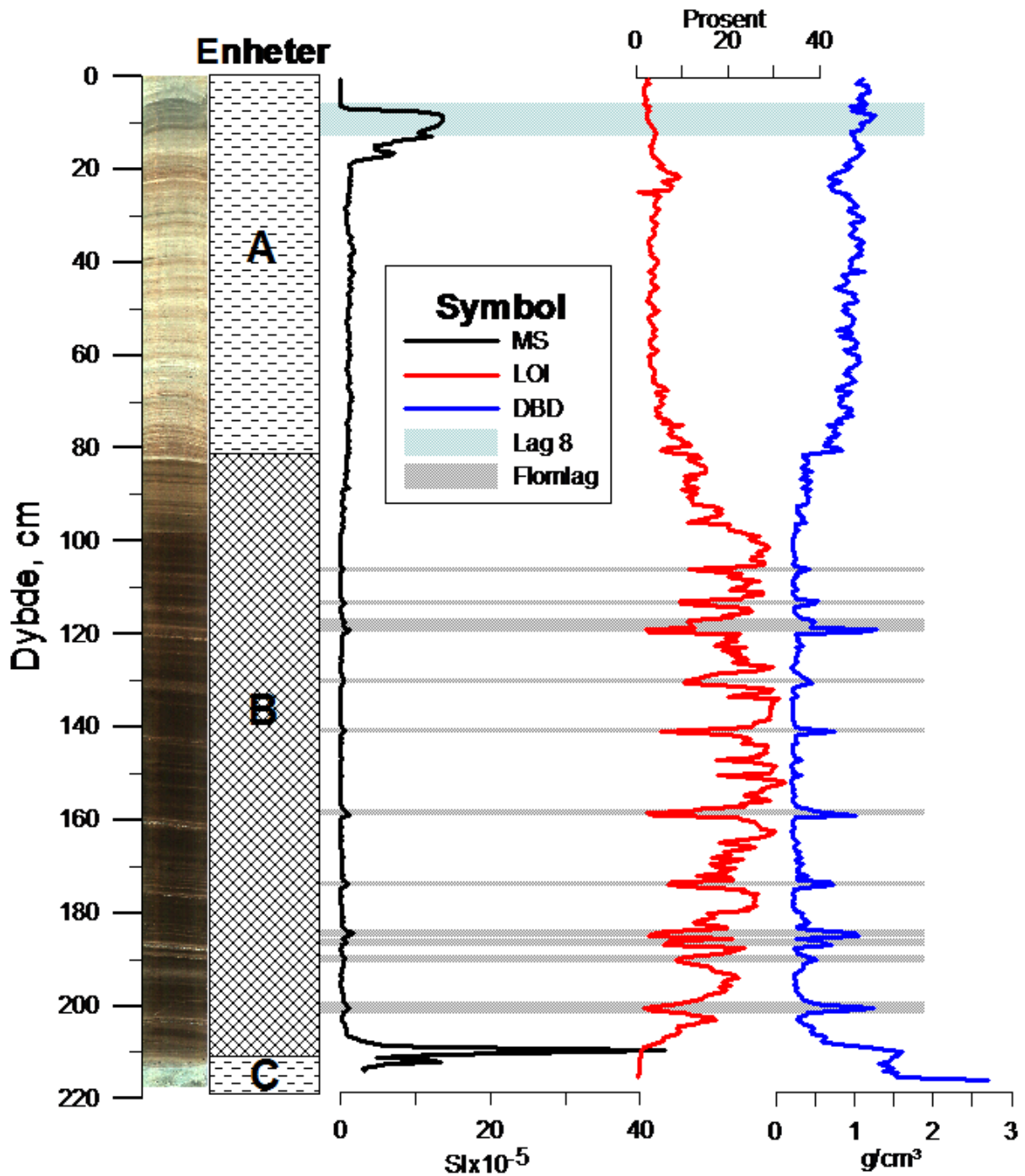
XRF-analysene viser at K, Mn og Rb-verdiene er betydelig høyere i denne enheten enn i enheten under, nesten på nivå med verdiene i Enhet C, nederst i kjernen. Ti og Fe-verdiene har ikke den samme stigningen, men ligger noe høyere enn i Enhet B. Dett er vist i *Figur 3.15*.

Sr ligger nokså jevnt på mellom 1 700 og 2 200 kcps gjennom denne enheten. Ti ligger stabilt på rundt 1 500 kcps, og Fe gjennomsnittlig på mellom 70 000 og 90 000 kcps.

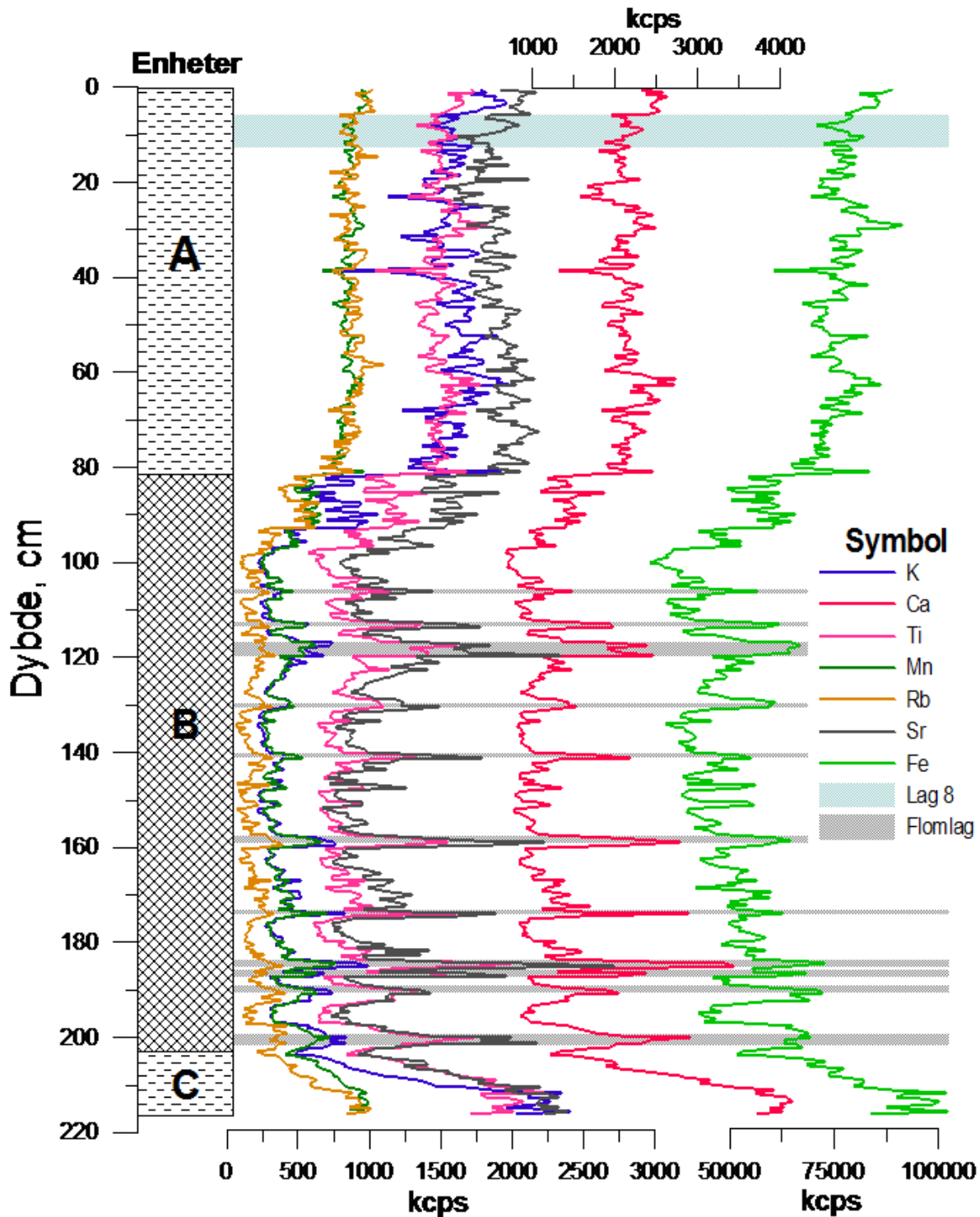
Fe/Ti-forholdet ligger stabilt gjennom enheten på 50, mens forholdet Ti/Mn ligger på mellom 1,5 og 2.



Figur 3.13 Figuren viser et foto av kjernen MAP0113, samt logg og inndeling av enheter. Den røde kurven viser glødetap, og er tatt med her for å indikere plasseringen til de ulike lagene.



Figur 3.14 Viser LOI, DBD og MS-verdiene til kjernen MAP0113. MS er oppgitt i $SI \times 10^{-5}$ på skalaen nede til venstre, LOI i prosent på skalaen øverst, og DBD i g/cm^3 på skalaen nede til høyre. De grå feltene bak kurvene indikerer de mest fremtredende flomlagene, og er basert på data fra glødetap. Det lyseblå feltet indikerer Lag 8, som er veldig fremtredende i MS-grafen.



Figur 3.15 Figuren viser de viktigste geokjemiske parameterne for kjernen MAP0113. Fe og Ca har fått egne skalaer på grunn av noe høyere verdier enn de resterende elementene. Også her er flomlagene indikert, som skraverte, grå felt bak kurvene, og Lag 8 som det blå, skraverte felt.

Basert på glødetaps-verdiene ble det tatt ut åtte prøver, fordelt gjennom hele kjernen, for radiokarbon-datering. På noen av punktene var innholdet av terrestriske makrofossiler høyt, slik at det var lett å finne nok materiale. Det ble derfor tatt ut 1cm tykke skiver av sedimentene ved disse punktene, som ble siktet, og terrestriske makrofossiler ble plukket ut.

Andre steder i kjernen var det noe vanskeligere å finne nok materiale å datere på, og det ble derfor tatt ut prøver på 1,5 cm og 2 cm. I alt åtte prøver fra MAP0113, samt to bulkprøver fra JUP0113, ble sendt til radiokarbon-datering hos Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen like før jul i 2013.

Tabell 3.4 En oversikt over de åtte prøvene som ble tatt ut til datering fra MAP0113. Oversikten viser prøvenes plassering i kjernen, størrelsen på prøvene, vekt og hva de inneholdt.

Kjerne:MAP0113			
Dybden i kjernen	Tykkelse på prøven	Vekten på prøven	Dateringsmateriale
12cm	1cm	3mg	små pinner
21,5cm	1cm	3,3mg	små pinner, et blad
24,5cm	1cm	3,3mg	små pinner
38,5cm	1cm	18,8mg	mange blad, bladfragm.
45cm	2cm	2,7mg	bladfragmenter
72cm	1,5cm	2,3mg	blad, bladfragmenter
116cm	1cm	2,8mg	knopper/frø
202cm	1cm	3,6mg	små pinner

Alderen på de åtte prøvene fra MAP0113 presenteres i *Tabell 3.5*, like under. Dateringene fra laboratoriet kommer i ^{14}C -år BP, og må kalibreres. Dette blir gjort ved hjelp av onlineutgaven av OxCal, versjon 4.2, som benytter kalibreringskurven til Reimer *et al.* (2013). Her oppgis vektet middel for den kalibrerte alderen, samt minimumsalder og maksimumsalder i BP, innenfor to standardavvik.

Tabell 3.5 Her presenteres alderen på de 8 sedimentprøvene fra MAP0113, oppgitt i ^{14}C år BP og vektet middel kalenderår BP, samt minimumsalder og maksimumsalder med to standardavvik, i kalenderår BP.

Sted: Markjelkevatnet						
Lab. Nr.	Dybde (cm)	Type prøve	^{14}C -alder BP	Vektet middel kal.år BP	Min. kal.år BP 95,40 %	Maks. kal.år BP 95,40 %
Poz-60202	12	Terr.mat.	135±30	140	0	280
Poz-60204	21,50	Terr.mat.	280±30	360	150	460
Poz-60205	24,5	Terr.mat.	1075±30	990	930	1060
Poz-60206	38,5	Terr.mat.	225±30	210	0	310
Poz-60207	44,5+45,5	Terr.mat.	475±30	520	490	550
Poz-60208	72,5+73	Terr.mat.	1115±30	1020	930	1180
Poz-60210	116	Terr.mat.	2420±30	2480	2350	2700
Poz-60211	202	Terr.mat.	8120±30	9070	8890	9250

3.4 Diskusjon av kjerneanalyser fra Juklavatnet og Markjelkevatnet

Som indikator på bre- og klimafluktasjoner gjennom holosen fungerer innsjøsedimenter fra mindre platåbreer, slik som Folgefonna, veldig godt nettopp fordi denne typen breer reagerer raskt på endringer i massebalansen. Som en direkte konsekvens endres høyden på likevektslinjen (Dahl *et al.*, 2003). Studier har derfor vist at sedimentene i proglasiale innsjøer kan korreleres med størrelsen på breen (Roland og Haakensen, 1985). Mengden glasialt material kan gi informasjon om brefluktasjoner. Analyser av innsjøsedimenter er derfor mye brukt i skandinavisk forskning, blant annet hos Karlen (1976), Nesje *et al.* (2000), Dahl og Nesje (1996) og Snowball og Sandgren (1996). Det viktigste argumentet for å gjøre en brekonstruksjon er å forsøke å skaffe indikasjoner på hvordan klimaet har variert på et regionalt nivå. En bres reaksjonsmønster styres av klimatiske betingelser, og kan derfor fortelle mye om endringer, blant annet i sommertemperaturer og vinternebbør.

3.4.1 Juklavatnet

Fordi glødetapet viser svært lavt innhold av organisk materiale gjennom hele JUP0213, var det problematisk å hente ut store nok prøver til ^{14}C -datering. Kjernen JUP0113 er derfor kun blitt brukt til å tolke avsetningsmiljøet i Juklavatnet.

Nedre del av Enhet C, i JUP0113, er tolket til å være glasifluvialt materiale som etter all sannsynlighet må ha blitt avsatt på slutten av siste istid, da det ikke finnes noen indikasjoner på at områdene i vestlig sektor av Juklavatnet har vært dekket av is på senere tidspunkt.

Enhet B i JUP0113 består av flere grå og brune lag som er relativt rike på organisk materiale, med glødetapsverdiene som stiger fra 6 til 11 % oppover i enheten. Lag 2 og 4 reflekteres i glødetapet ved synkende verdier, ned mot 2 til 3 %. Glødetap blir i denne studien brukt som en invers indikator på minerogen sedimentasjon. Økt minerogen sedimentasjon er igjen koblet til økt glasial erosjon.

Samlet sett indikerer analysene at det er organisk sedimentasjon som dominerer i Juklavatnet gjennom denne enheten. Den tolkes derfor som et tegn på at Juklavassbreen ikke sendte smeltevann inn i innsjøen i dette tidsrommet, enten fordi den var bortsmeltet eller fordi ismassene drenerte en annen vei. Unntaket er Lag 2, som kan indikere en kort periode med breaktivitet rundt 8 200 kalenderår BP.

De to radiokarbondateringene av øvre og nedre del av denne enheten gir ^{14}C -aldrene $4\,750 \pm 30$ BP for toppen og $7\,870 \pm 40$ BP for bunnen. Omregnet til kalenderår gir dette de omtrentlige aldrene 5 500 og 8 700 BP, tidsrommet da alt tyder på at området var isfritt.

De grå sedimentene i Enhet A indikerer en mer inorganisk sedimentasjon i Juklavatnet, trolig er området igjen dominert av et kaldere klima hvor breen får mulighet til å vokse.

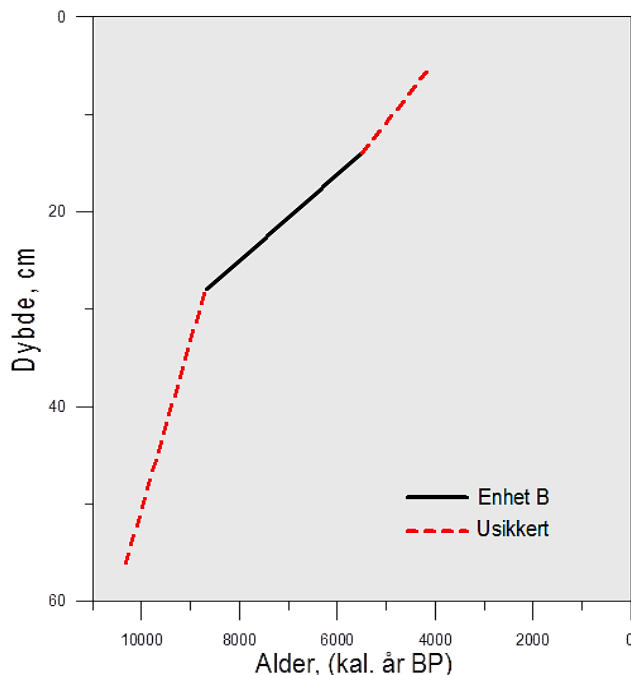
Ut fra dateringene som ble gjort av den nedre grensen til Enhet A, er enheten avsatt etter år 5 500 BP.

Kort oppsummert er sedimentene i kjernene fra Juklavatnet uegnet til å kvantifisere Juklavassbreens størrelse, kun til å avgrense når breen, og med det trolig hele Nordfonna, var borte.

Lave glødetapsverdier ses også i kjerne JUP0213. De grå sedimentene i toppen av kjernen JUP0213 kan stamme fra lille istid, eller fra moderne tid, fra 60- og 70-tallet, da kraftutbyggingen i området fant sted. Men om tolkningen av chirp-profilet stemmer, og alle sedimentene i kjernen er stratigrafisk under sedimentene i kjernen JUP0113, betyr det at alle sedimentene i JUP0213 stammer fra deglasiasjonen.

Aldersmodell

På grunn av det lave antallet dateringer fra JUP0113 er det ikke mulig å lage en fullstendig aldersmodell. Dette fordi alderen på sedimentene både i toppen og i bunnen av kjernen er ukjent, slik at eventuelle beregninger for Enhet A og C blir for unøyaktige. Modellen antyder at sedimentasjonsraten var nokså lik gjennom hele kjernen, og finner derfor at deglasiasjonen startet om lag 15 000 kal. år BP, noe man vet er flere tusen år for tidlig. Realiteten er at om isen smeltet bort rundt år 8 700 BP, så var sedimentasjonsraten for deglasiasjonen svært høy, mens de i midt- og sen-holosen var betydelig lavere. I aldersmodellen som presenteres i *Figur 3.16* er det derfor lagt inn en stiplede linje for å vise den mest sannsynlige sedimentasjonsraten for deglasiasjonen, samt for sedimentene over Enhet B.



Figur 3.16 Aldersmodell for Juklavassbreen gjennom holosen. Den sorte kurven indikerer den enheten en har sikre data for, i form av dateringer av over- og undergrensen. De stiplede, røde linjene viser den mest sannsynlige sedimentasjonsraten for Juklavassbreen i tidlig- og sen-holosen.

3.4.2 Markjelkevatnet

Enhet C, det grå laget i bunnen av kjernen MAP0113, tolkes til å være avsetninger fra slutten av siste istid, trolig glasifluvialt materiale. Det ble gjort dateringer om lag 3 cm over grensen mellom Enhet C og Enhet B, som gav en ^{14}C -alder på $8\,120 \pm 40$ BP, en kalibrert alder på om lag 9 070 BP.

På grunnlag av et organisk innhold på mellom 20 og 30 % i Enhet B, er denne enheten tolket til å representere en periode med høy organisk sedimentasjon. Dette må ikke bety at Nordfonna var borte i hele denne perioden, men at lite eller intet smeltevann drenerte mot Markjelkevatnet da. Altså var Nordfonna mindre enn i dag i dette tidsrommet, og høyst sannsynlig var Botnabreen ikke-eksisterende gjennom hele tidsperioden denne enheten representerer. Botnabreens dreneringsmønster kan ha sett annerledes ut på dette tidspunktet, men det er lite sannsynlig da området er omgitt av bratte fjellsider som begrenser dreneringsalternativene. Dateringen tatt ved 116 cm gir en ^{14}C -alder på $2\,420 \pm 30$ BP, en kalibrert alder på 2 480 BP. Altså er overgangen mellom Enhet B og Enhet A yngre enn dette.

Ulike kornstørrelser i sedimentene forteller noe om vannets energinivå på tidspunktet sedimentene ble avsatt. Lag 1 til 7, de grove sandlagene som kommer igjen med en tilnærmet fast syklus gjennom hele Enhet B, er derfor tolket til å være avsetninger etter flom. Om dreneringsområdet til Markjelkevatnet ikke var dominert av bre i perioden Enhet B representerer, er det naturlig at området hadde stort snøfall i vintersesongen, på grunn av fjellplatåenes høyde og det maritime klimaet. År med stort snøfall og/eller en unormalt varm ablasjonssesong kan ha forårsaket store flommer fra tid til annen.

Slike grove lag kan også oppstå som følge av ras, men fordi de bratte fjellveggene rundt Markjelkevatnet ligger helt inntil vannet og punktet hvor kjernen ble hentet opp, ville det vært naturlig å anta at man da også ville ha funnet flere store klaster i sedimentene, samt større variasjoner i kornstørrelsen.

Ulike geokjemiske elementer, som K, Ca, Rb og Sr som er brukt her, kan reflektere endringer i kornstørrelse. Mn og Fe er redoks-sensitive, i motsetning til Ti, og høye Mn/Ti- og Ti/Fe-rater kan derfor også brukes som indikatorer på perioder med økt paraglacial aktivitet i dreneringsfeltet. De mindre fremtredende grå lagene mellom Lag 1 til 7, som er mest synlig som små topper i verdiene til de geokjemiske parameterne, er derfor også tolket som flomavsetninger, men da etter mindre flommer. Flomlagene og den høye organiske sedimentasjonen gjennom enheten tolkes som et tegn på et mildere klima, trolig uten breaktivitet i innsjøens nedslagsfelt.

Dateringen tatt ved 73 cm, som gir en ^{14}C -alder på $1\,115 \pm 30$ år BP, en kalibrert alder på 1 020 år BP, tyder på at hele Enhet A er avsatt i slutten av sen-holosen. De tykke lagene med brunlige sedimenter i bunnen av Enhet A, som avtar oppover, kan forklares med økt breaktivitet i vannets nedslagsfelt.

Dette stemmer med de grå sedimentene som overtar oppover i enheten. Økt breaktivitet indikerer at klimaet gradvis blir kaldere.

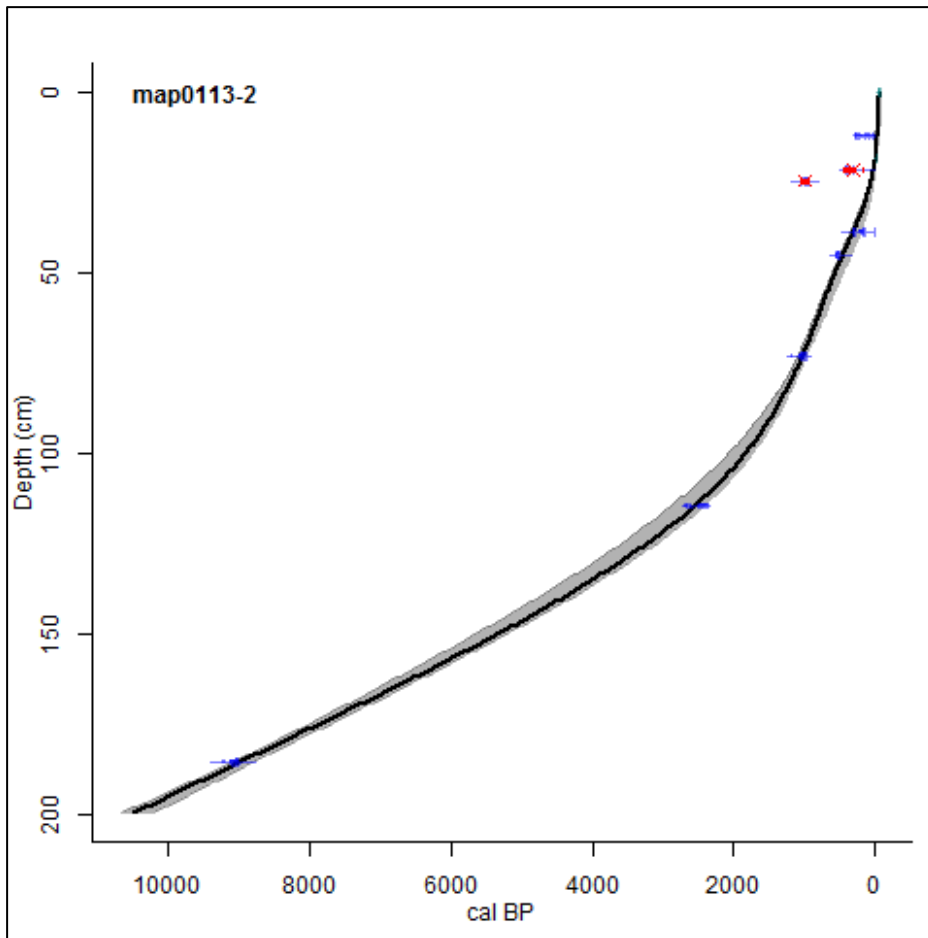
Høyt oppe i Enhet A kommer Lag 8 som har en mørkere gråfarge. Laget er laminert, med mørkegrå og grå sedimenter. En datering fra lagets undergrense av gir en ^{14}C -alder på 135 ± 30 år BP, noe som gir en vektet middel på omtrent 140 kal. år BP. Men fordi disse sedimentene er veldig unge, er feilmarginen til dateringen veldig stor. Kalibreringsmodellen indikerer at det er en viss mulighet for at disse sedimentene stammer fra moderne tid. Grunnet lagets særegne farge og svært høye magnetiske egenskaper, tolkes dette laget derfor til å være avsatt under veiutbyggingen i området i overgangen mellom 1960- og 70-tallet. Det er ikke unaturlig at slike omfattende inngrep etterlater seg spor i form av særegne løsmasser med unormalt høye magnetiske egenskaper, slik det fremgår av *Figur 3.14*. Lag 8 er derfor tolket til å være avsatt i nyere tid.

Over Lag 8 kommer et nytt grått lag, Lag 9. Sedimentene her er noe lysere enn i Lag 8, og med en enklere lagdeling. Om Lag 8 indikerer kraftutbyggingen på slutten av 1960-tallet, må de øverste sedimentene være avsatt i løpet av de siste 45 år.

Aldersmodell

Modellen som presenteres i *Figur 3.17* benytter dateringsresultatene fra MAP0113 som faste punkt. Ved hjelp av en såkalt «smooth-spline» i Clam, (for nærmere info se Blaauw, 2010), regnes alderen på sedimentene mellom disse punktene ut. Denne utregningen forutsetter en jevn sedimentasjonsrate, noe som sjeldent er realiteten. Flomlagene i Enhet B i MAP0113 vet man er avsatt i løpet av et svært begrenset tidsrom. Dette gjelder også for Lag 8 og 9, øverst i Enhet A. Dataene fra disse lagene er derfor utelatt fra datasettet som aldersmodellen baserer seg på.

Videre er det tatt utgangspunkt i at Lag 8, det mørkegrå laget nær toppen av Enhet A, ble avsatt i forbindelse med byggingen av en vei tvers over vannet. Undergrensen på dette laget er derfor satt til år 1970, da veien ble bygget, og er også brukt som et punkt i aldersmodellen.



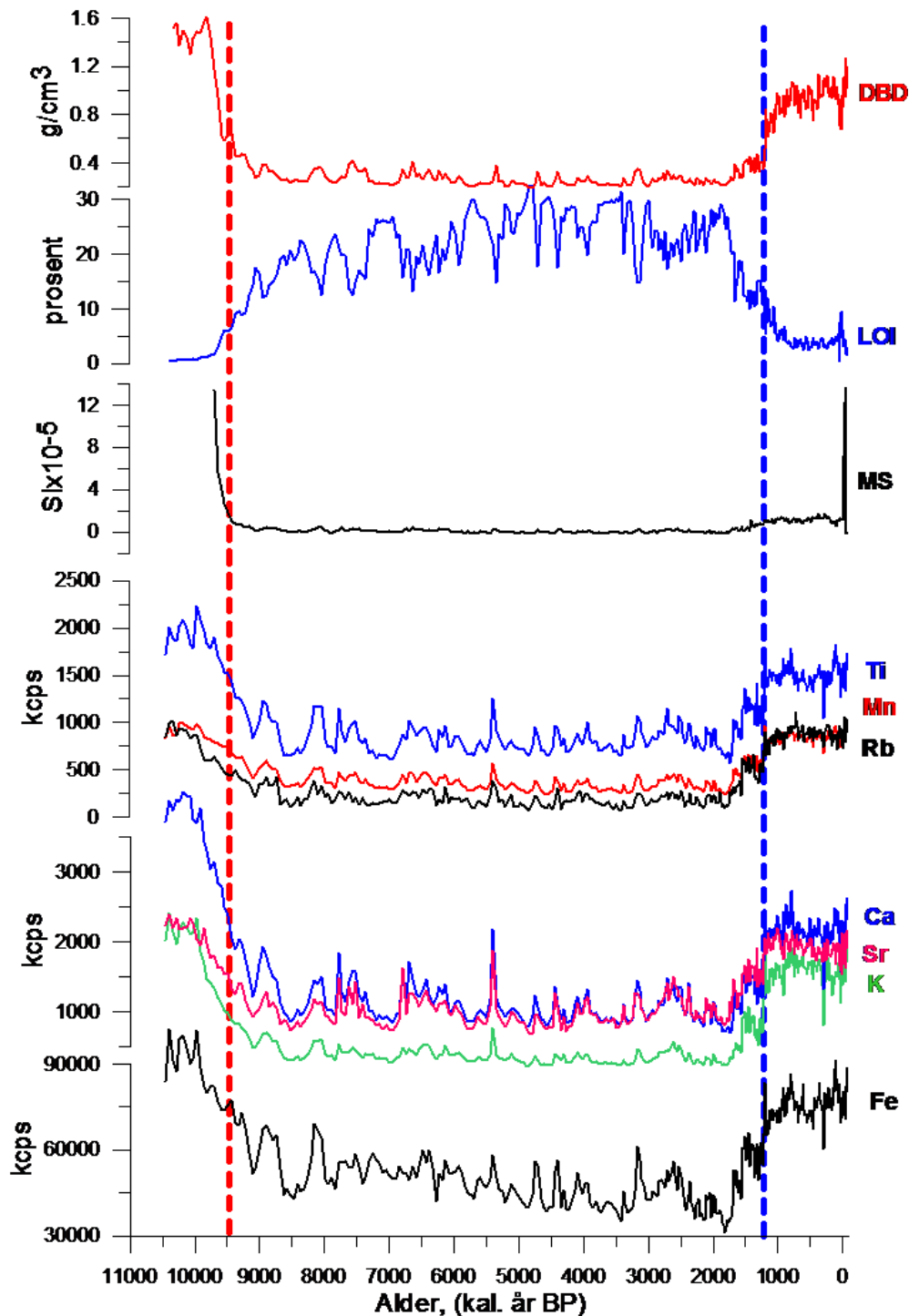
Figur 3.17 Alder-dybde-modell for Markjelkevatnet, basert på dateringene fra kjernen MAP0113. Den svarte linjen viser «best-fit» alder til sedimentene i forhold til dyp. Det grå området langs den svarte linjen indikerer min. og maks. alder. De blå punktene er de faste punktene, dateringene, som grafen er basert på. De røde punktene indikerer «uteliggere».

Ved hjelp av aldersmodellen er alderen på overgangen mellom Enhet C og Enhet B, i MAP0113, datert til omkring 9 500 kal. år BP. Denne alderen er noe usikker fordi en ikke vet alderen på de nederste sedimentene, men tyder likevel på at Botnabreen smeltet bort lenge før Juklavassbreen.

Overgangen mellom Enhet B og Enhet A har, i følge aldersmodellen, en omtrentlig alder på 1 300 kal. år BP. Dette er tolket til å være starten på neoglasialen.

Aldersmodellen viser at dreneringsfeltet til Markjelkevatnet trolig var isfritt i et tidsrom på over 8 000 år. Hvis man antar at sedimentasjonsraten har vært tilnærmet konstant i denne perioden betyr det at eventuelle storflommer har funnet sted i området med en syklus på om lag $\pm 1\ 000$ år, med flere mindre flommer i periodene mellom. Storflommer kan erodere eller forstyrre sedimentene, så mulige hiatuser like under sandlagene kan derfor ikke utelukkes.

Et plott med alle parameterne for MAP0113, både de fysiske og de geokjemiske, sett mot alder indikerer tydelig overgangene fra et isdominert dreneringsfelt ved deglasiasjonen til et isfritt dreneringsområde i midt-holosen, og tilbake til et isdominert dreneringsfelt i neoglasialen, slik som vist i *Figur 3. 18*. Figuren støtter opp om hypotesen om at deglasiasjonen av området fant sted om lag 9 500 kal. år BP, og at neoglasialen startet rundt 1 300 kal. år BP med Botnabreens tilbakekomst.



Figur 3.18 Viser parameterne for kjernen MAP0113 plottet mot alder. Den røde, vertikale streken indikerer deglasiasjonen, mens den blå, vertikale streken indikerer Botnabreens tilbakekomst, basert endringer i parameterne.

PCA

PCA (Principal Components Analysis) er et statistisk analyseverktøy som benyttes til å identifisere underliggende mønster i datasett med mange variabler. Datasettet som analyseres her består av ti parametere, og en kan derfor beskrive datasettet som ti-dimensjonalt. Målet med en PCA er derfor å redusere dimensjoner, samtidig som en beholder så mye som mulig av den opprinnelige informasjonen (Syms, 2008). For å få til dette roteres kurvene til alle parameterne, i forsøk på å samle alle parameterne langs en felles akse. Denne nye aksene kalles første prinsipalkomponent-akse (PC-akse 1, eller bare PCA1). Prosedyren kan gjentas for den variabiliteten som ikke fanges opp av PCA1, og få en til prinsipalkomponent-akse, PCA2. Prosessen kan gjentas flere ganger, men i datasett der mange av parameterne kan korreleres vil normalt store deler av datasettet fanges opp i PCA1.

Et underliggende kriterium i metoden er at hver nye PC-akse er ortogonal til (ikke korrelert med) de foregående aksene. Dette for å oppnå datasett med et lavere antall variabler som, i teorien ikke skal være korrelerte, ut fra et opprinnelig datasett der flere av variablene gjerne er korrelert. Spesielt nyttig er dette når man skal fremstille store datasett grafisk, og det gjør det lettere å finne underliggende mønster hos de ulike parameterne.

PCA brukes gjerne til å formulere hypoteser om hvilke prosesser man kan identifisere i store datasett fordi det, optimalt sett, er mulig å knytte de observerte mønstrene til faktiske prosesser. For eksempel kan mønstre i et datasett fra en innsjøkjerne gjerne være knyttet til ulike prosesser som styrer sedimentasjonen i innsjøen

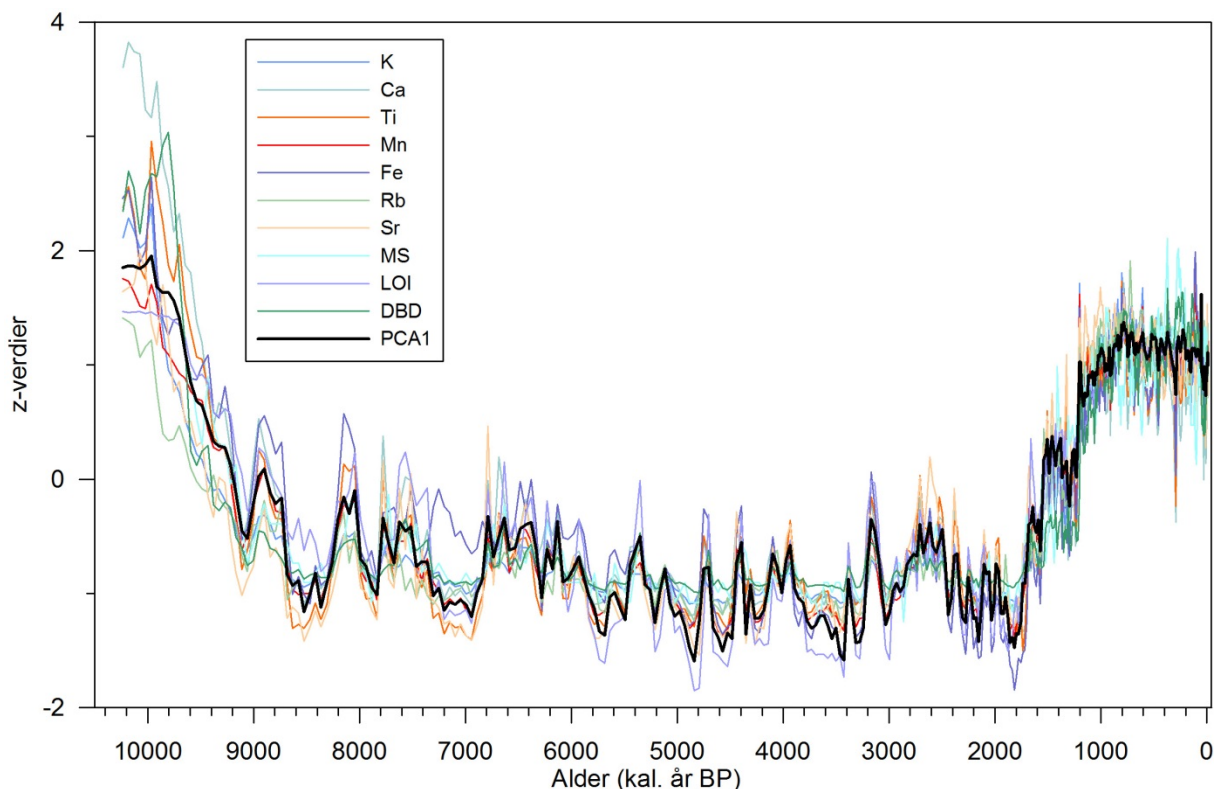
Resultatet av analysen forteller hvor stor andel av dataene som reflekteres av hver PCA-akse. I datasettet for MAP0113 forklares hele 86 % av variabiliteten i datasettet av PCA1. Altså inneholder datasettet et sterkt felles signal som reflekteres i alle variablene. PCA2 gir et svakt resultat på kun 4 %, og er derfor antatt å ikke være signifikant og utelatt her.

De geokjemiske parameterne K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb og Sr ble inkludert i analysen fordi disse parameterne viser de høyeste verdiene og de største variasjonene. Geokjemiske parameter som har lave verdier er for usikre til å bruke fordi det kan være vanskelig å skille mellom støy og reelle signal. Inkluderte i analysen er også parameterne MS, LOI og DBD, hvilket betyr at i alt 10 datasett er benyttet for å fremstille nøkkelkurven (PCA1) for MAP0113, alle med en oppløsning på 0,5 cm.

Alle de skraverete lagene i *Figur 3.14* og *3.15* i Enhet B, er tatt bort fra datasettet PCA'en baseres på. Dette fordi disse lagene er tolket til å representere flomavsetninger, hvilket betyr at de er svært hurtig avsatt og dermed ikke er tilknyttet den kontinuerlige «bakgrunns-» sedimentasjonen der en forventer å finne et signal fra brevariasjoner i nedslagsfeltet.

Videre er undergrensen av Lag 8 satt som toppen på datasettet fordi de særegne sedimentene i laget er tolket til å være avsatt under veibyggingen på 1960 og 70-tallet, der en vei ble anlagt tvers over Markjelkevatnet. Dette er synlig i toppen av kjernen, der flere av variablene, spesielt MS, har svært avvikende verdier sammenlignet med resten av sedimentene i kjernen, slik det fremgår av *Figur 3.14*. Lag 8 er derfor tolket til ikke å være en naturlig del av sedimentasjonene i Markjelkevatnet.

Figur 3.19 viser en tydelig nedgang i PCA1 og alle de standardiserte verdiene (LOI er invertert) rundt år 9 500 kal. år BP, og tilsvarende en oppgang i verdiene rundt år 1 300 BP. Den gode samvariasjonen mellom alle parameterne, og det at alle er motsatt korrelert med LOI, tyder på at variasjonene i datasettet i stor grad er styrt av mengden minerogene sedimenter som avsettes i vannet. Det at nedgangen rundt 9 500 kal. år BP sammenfaller med deglasiasjonen for Nordfonna, (Bakke *et al.*, 2005) tyder videre på at den minerogene sedimenttilførselen har en sammenheng med breakaktivitet i nedslagsfeltet. De lave verdiene mellom 9 500 og 1 300 kal. år BP kan derfor tolkes dit hen at Botnabreen har vært helt borte. Oppgangen rundt 1 300 kal. år BP markerer derfor trolig breens tilbakekomst, og dermed begynnelsen på neoglasialen for Botnabreen.

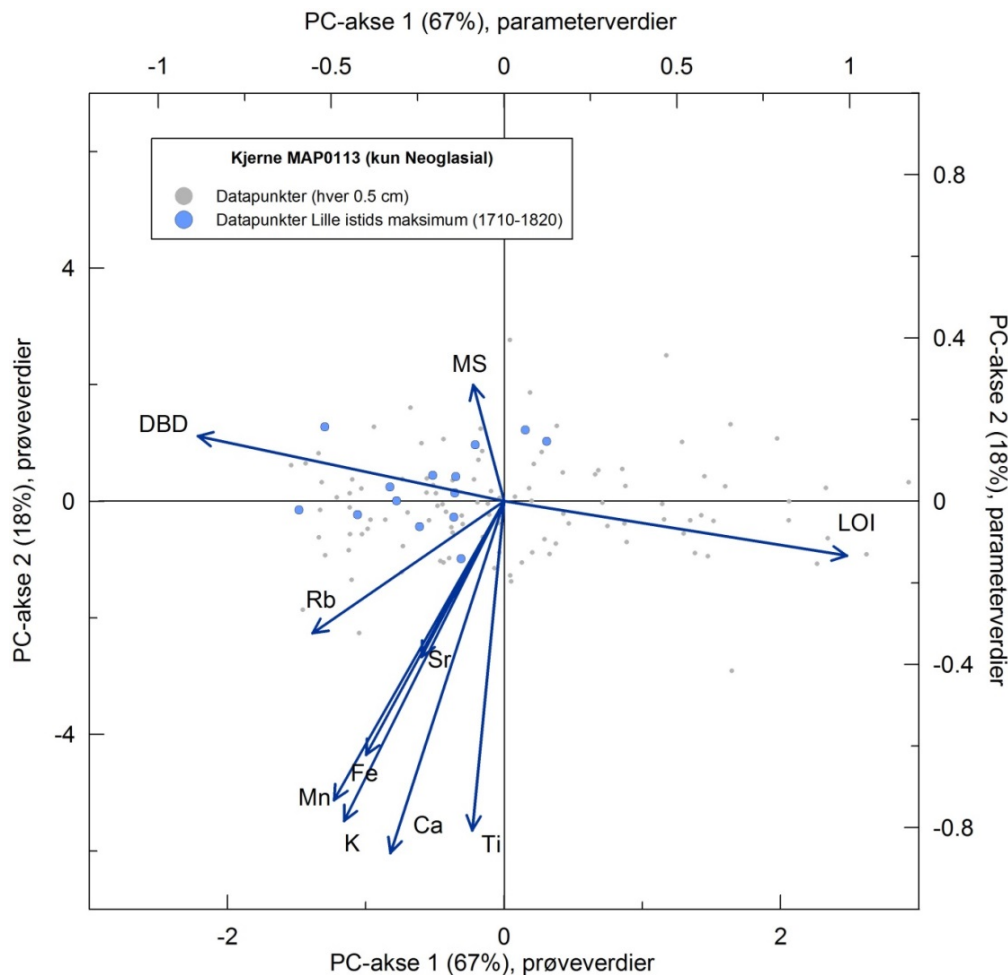


Figur 3.19 PCA1 og standardiserte verdier for alle de 10 inkluderte parameterne plottet mot alder. LOI er motsatt korrelert med alle de andre parameterne, og er derfor invertert i dette plottet.

Selv med et godt samsvar mellom alle parameterne gjennom kjernen sett under ett, er det ikke gitt at dette også er tilfellet på et mer detaljert nivå. Det ble derfor gjort en egen PCA som kun dekker neoglasialen, dette for å undersøke i detalj hvilke parametere som best kan reflektere brevariasjon.

Basert på denne nye analysen er det laget et biplott (ordinasjonsplott) for neoglasialen, som er presentert i *Figur 3.20*. Plottet viser at de geokjemiske parameterne har en god korrelasjon seg imellom, men at de ikke lenger er korrelert med de fysiske parameterne LOI, DBD og MS. De geokjemiske parameterne ser derfor ut til å bli styrt av en annen prosess enn de fysiske parameterne gjennom neoglasialen. LOI ligger 180° på DBD i biplottet, noe som betyr at disse to parameterne, som forventet, er tilnærmet perfekt motsatt korrelert.

Tidligere studier av Botnabreen indikerer at breen hadde sine to største fremstøt i perioden mellom år 1710 og 1820 e.Kr. (Nielsen, 2011). Innsjødata fra denne perioden plotter til venstre i PCA-ordinasjonsplottet, i samme retning som DBD. Dette indikerer at DBD er den parameteren i datasettet som er best i stand til å reflektere bresignalet. Dermed er det her tolket slik at DBD vil være best egnet til å rekonstruere Botnabreens likevektslinje for de siste 1 300 år.



Figur 3.20 Botnabreens bilplott for neoglasialen viser korrelasjonen mellom de ulike parameterne benyttet i PCA-analysen. De grå punktene indikerer alle de inkluderte datapunktene, de blå punktene indikerer data som, ut fra aldersmodellen, stammer fra lille istids maksimum (1710-1820e.Kr.). Da disse plotter i samme retning som DBD anses DBD for å være den parameteren som best er i stand til å fange opp bresignalet i kjernen. Den første PC-aksen forklarer 67 % av datasettet, PC-akse 2 forklarer 18 %. Begge aksene er signifikante, og PC-akse 2 fanger opp mye av variabiliteten i de geokjemiske parameterne. Det er imidlertid uvisst nøyaktig hvilken prosess som står bak denne variasjonen.

4. Rekonstruksjon av likevektslinje

Likevektslinjen, også kalt ELA (equilibrium line altitude), er grensen mellom en bres akkumulasjonsområde og ablasjonsområde. Ved dette punktet er den årlige akkumulasjonen lik den årlige ablasjonen. Akkumulasjonsområdet ligger over ELA, og er det området hvor breen bygger opp masser som følger av tilførsel av snø og is gjennom et balanseår, hovedsakelig gjennom vinterhalvåret. Ablasjonsområdet ligger under likevektslinjen, og er det området hvor snø og is smelter i løpet av balanseåret, hovedsakelig i sommerhalvåret. Slutten av smeltesesongen regnes som starten på balanseåret (Nesje, 1995, s.26).

Høyden på likevektslinjen avhenger av klimaet, og endres derfor ved klimatiske endringer. Det er likevektslinjen som bestemmer breens størrelse. Normalt ligger om lag 30 til 40 % av breens areal under likevektslinjen, mens 60 til 70 % av arealet ligger over denne grensen. Kryper likevektslinjen nedover betyr det at breen vokser fordi akkumulasjonsområdet blir større. Kryper likevektslinje oppover betyr det at breen minsker i areal, og akkumulasjonsområdet krymper (Nesje, 1995, s.22). Rekonstruksjon av en bres likevektslinje vil derfor kunne fortelle både om breens endringer i utbredelse, og om endringer i klimaet.

For å finne likevektslinjen kan en bruke ulike metoder, enten måle den fysisk, eller rekonstruerer den på bakgrunn av ulike typer data. Fysiske målinger er anvendt for å finne at dagens likevektslinje på Nordfonna ligger på om lag 1 465 m o.h. (Bakke *et al.*, 2005a).

ELA kan også rekonstrueres for tidligere perioder ved hjelp av daterte morenerygger. Grunnet manglende morenerygger i front av Juklavassbreen, samt få dateringer fra Juklavatnet, er det vanskelig å gjøre gode beregninger på endringene i likevektslinjen til Juklavassbreen.

Dateringene av moreneryggene i front av Botnabreen, presentert i Nielsen (2011), gir et godt grunnlag for å kunne rekonstruere endringer i Botnabreens likevektslinje tilbake til breens tilbakekomst, om lag 1 300 kal. år BP. Endemorener er gode arkiver når en skal rekonstruere eldre likevektslinjer. Fordi morene kun avsettes under likevektslinjen fungerer de som indikatorer på en bres ablasjonsområde, og dermed høyden på breens ELA på det tidspunktet moreneryggene ble avsatt (Dahl *et al.*, 2003).

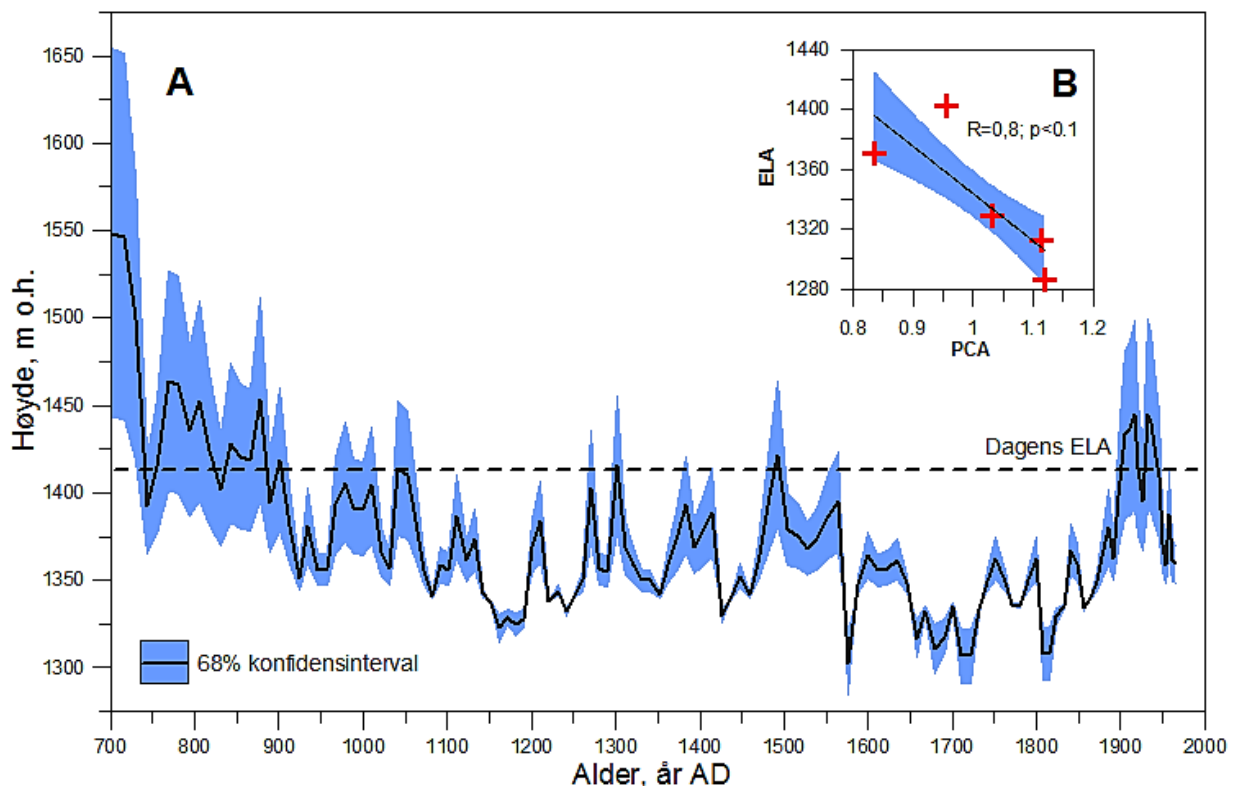
Nielsen (2011) har også gjort rekonstruksjoner av paleo-likevektslinjen til Botnabreen basert på morenedateringer for syv ulike tidspunkt. I tillegg rekonstruerte Nielsen (2011) Botnabreens paleo-likevektslinje basert på DBD og Ti-målinger gjort på sedimenter fra Goddalsvatnet. Disse viser imidlertid noe helt annet enn rekonstruksjonene basert på morenedateringene. Den mest plausible forklaringen på det er at kjernene hans, som nevnt, trolig har mottatt smeltevann fra flere breer enn bare Botnabreen, samt at deler av kjernene trolig er forstyrret som følge av massebevegelser.

Metode

Flere metoder for å rekonstruere paleo-likevektslinjer er utarbeidet. Felles for dem er at en må kjenne breens utbredelse, noe som kan rekonstrueres fra daterte morenerygger.

Her benyttes metoden som kalles Area Altitude Balance Ratio 2.0, med en BR (Balance Ratio) på 2.0, (AABR 2.0). Metoden tar utgangspunkt i breens hypsometri, (Osmatson, 2005) der BR viser forholdet mellom massebalanse og breens helning over og under likevektslinjen. For maritime breer, slik som Nordfonna, finner Furbish og Andrews (1984) at en BR på 2.0 gir best resultat, hvilket indikerer at gradienten ved ablasjonsområdet er dobbelt så stor som ved akkumulasjonsområdet.

Modellen som her brukes for å rekonstruere de kontinuerlige ELA-variasjonene tilbake i tid, er basert på fem av Nielsen (2011) sine lichenometri-dateringer og beregnede ELA-verdier fra moreneryggene i front av Botnabreen, samt DBD-dataene fra Markjelkevatnet. En enkel lineær regresjonsmodell ble konstruert for å regne ut forholdet mellom breens ELA- og DBD-verdier i MAP0113. For hver av de fem daterte moreneryggene ble den høyeste DBD-verdien som befant seg innenfor aldersusikkerheten på den aktuelle ryggen valgt og plottet mot den tilsvarende ELA-verdien (se *Figur 4.1*).



Figur 4.1 Viser en rekonstruksjon av likevektslinjen til Botnabreen for de siste 1300 år. Den sorte streken viser likevektslinjen, det blå området rundt indikerer usikkerheten. Den stiplede linjen viser dagens likevektslinje. De røde kryssene i B indikerer de fem morenedateringene rekonstruksjonen bygger på.

Det er her tatt høyde for en feilmargin på 15 % ved bruk av lichenometri som dateringsmetode (Matthews, 1994). Tatt i betraktning at det også er en usikkerhet i aldersmodellen til innsjøkjernen er det ikke forventet perfekt overensstemmelse mellom innsjødataene og alderen på moreneryggene. Likevel viser regresjonen mellom DBD og ELA en høy og signifikant korrelasjon ($R=0,8$; $p<0.1$), som vist i *Figur 4.1B*.

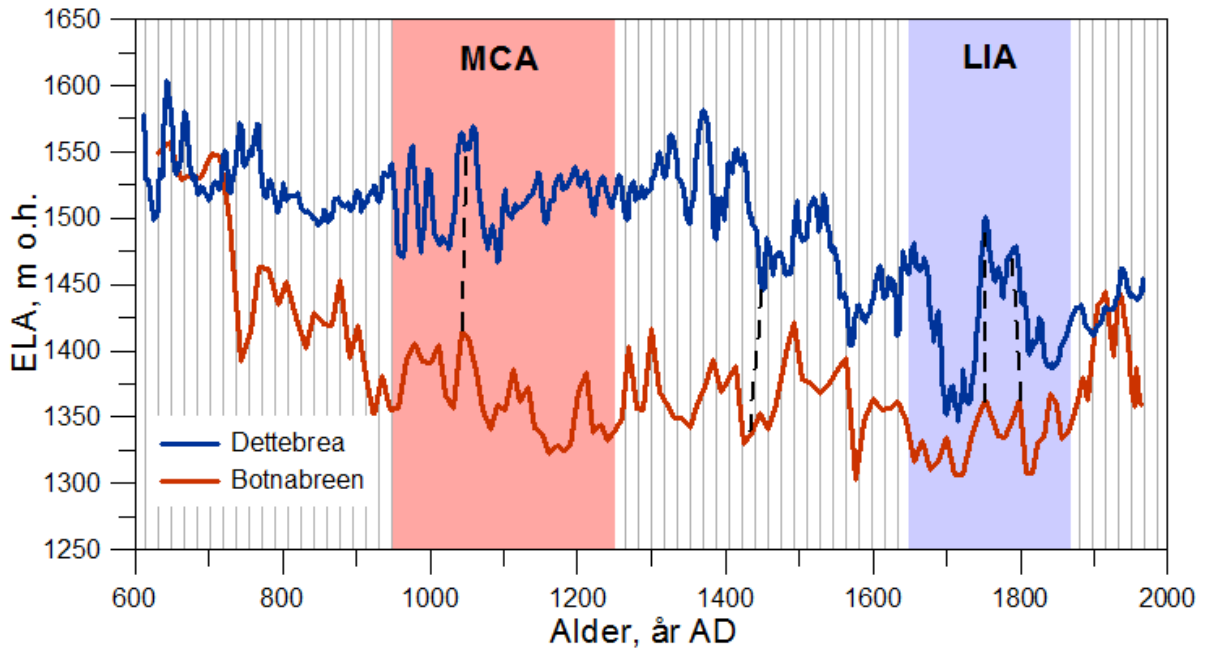
Det er også tatt høyde for usikkerhet i selve regresjonsmodellen ved å inkludere et 68 % konfidensintervall (ett standardavvik).

Sammenligning med annen data

Basert på data fra Tolo (2008) har Kristian Vasskog rekonstruert likevektslinjen til Dettebrea for de siste 1 400 år. En sammenligning av Botnabreens og Dettebreas likevektslinjer, som presenteres i *Figur 4.2*, viser at Dettebrea sin likevektslinje generelt sett ligger noe høyere, noe som kan forklares med ulik høyde på de to breene, samt en noe ulik utforming av berggrunnen under breene. Enkelte steder ligger likevel de to kurvene nærmere hverandre enn andre steder. I perioder med sterk vind fra vest kan deler av snømassene som er avsatt på vestsiden av breen blåses over på østsiden, noe som gir større mengder snø og is i øst enn i vest. Dette fører til at likevektslinjen til breen i øst senkes mer enn likevektslinjen til breen i vest, og det er trolig det som har skjedd her.

Likevektslinjen for Dettebrea viser ikke den samme, dramatiske nedgangen i begynnelsen av perioden, noe som kan forklares med at Botnabreen trolig ble dannet her, mens Dettebrea returnerte tidligere i holosen. Videre har Dettebrea en betydelig senkning av likevektslinjen rundt år 1700 e.Kr. På det tidspunktet viser Botnabreen lite endringer i likevektslinjen. Dette kan tyde på at Dettebrea hadde sitt lille istids maksimum noe før Botnabreen.

Trenden er likevel klar, de to kurvene viser generelt sett de samme toppene og nedgangene. Selv om både toppene og nedgangene ser ut til å gi et noe større utslag ved Dettebrea enn ved Botnabreen. Igjen kan variasjoner i klima, grunnet breens plassering og bunntopografi, være årsaken.



Figur 4.2 En sammenligning av ELA-kurven til Botnabreen og Dettbrea for de siste om lag 1 300 år e.Kr. viser de samme trendene. Den blå grafen viser Dettbreas likevektslinje, den røde grafen viser Botnabreens likevektslinje. MCA står for Medieval Climate Anomaly, en periode med svært mildt klima, som fant sted mellom 950 og 1250 e.Kr., LIA står for Little Ice Age, lille istid, som varte fra om lag 1650 til 1870 e.Kr. (Mann *et al.*, 2009). De stiplede linjene indikerer noen av topper og bunner i de to grafene som kan korreleres.

5. Diskusjon

5.1 Sammenligning med andre data fra Nordfonna

I artikkelen til Bjune *et al.* (2005) blir det gjort forsøk på å fastslå temperatursvingningene og endringer i vinternedbøren i Sør-Norge gjennom holosen. Resultatene fra studien viser:

- At det i tidlig-holosen, fra 11 500 til 8 000 kal. år BP var kaldt og tørt
- At det i midt-holosen, fra 8 000 til 4000 kal. år BP var varmt og fuktig/vått
- Og at det i sen-holosen, fra 4 000 kal. år BP og frem til i dag har vært kaldere og tørrer enn det var i midt-holosen.

Studien baseres blant annet på analyser av innsjøsedimenter fra flere proglasiale vann og myrer i området like nord for Nordfonna, i forbindelse med analyser av sedimenter fra Veste Øykjamyrtjørn, som ligger om lag 45km sørvest for Sørfonna (59°4'N, 6°00'E), på 570 m o.h.

Tidlig-holosen

Bjune *et al.* (2005) skriver at den gjennomsnittlige sommertemperaturen i tidlig-holosen stiger fra om lag 7,5 °C til 12 °C. Dette er altså basert på analyser fra Vestre Øykjamyrtjørn, og gjelder derfor primært lokalt. Hypotesen støttes opp av flere tidligere studier gjort andre steder i Norge, (bl.a. Birks og Ammann, 2000 og Birks *et al.*, 2000). Funnene til Bjune *et al.* (2005) stemmer også overens med funnene i innsjøsedimentene fra Juklavatnet. Dateringene fra kjernen JUP0113, sammen med de visuelle undersøkelsene og endringene i de fysiske sedimentparameterne til de to kjernene fra Juklavatnet, indikerer at Juklavassbreen smeltet helt bort rundt 8 700 kal. år BP. Grunnen til at Botnabreen smeltet bort såpass lenge før Juklavassbreen kan forklares med forskjellen i de to breenes ulike størrelse på akkumulasjonsområde, samt at Botnabreen har et lavere toppunkt enn Juklavassbreen. Topografien under Botnabreen spiller en viktig rolle. Breen ligger lokalisert i et dypt gjel mellom to topper, med en dalbunn som ligger rundt 200 m lavere enn brekulen. Utformingen av berggrunnen under breen indikerer at Botnabreen trolig var en isolert botnbre før den vokste sammen med resten av Nordfonna.

Bakke *et al.* (2005b) finner at Nordfonna hadde tre store fremstøt på slutten av deglasiasjonen, omtalt som Jondal Event 1, som varte fra år 11 150 til 11 050 BP, Jondal Event 2, som fant sted mellom år 10 450 og 10 050 BP, og Erdal Event 1, som fant sted mellom år 10 000 og 9 500 BP. De samme studiene viser at Jordalsbreen smeltet bort ved slutten av Erdal Event 1, om lag 9 700 år BP, omtrent samtidig med Botnabreen. Dette indikerer at Botnabreen og Jordalsbreen hadde et nok så likt reaksjonsmønster i denne perioden.

Videre antar Bakke *et al.* (2005a) at så lenge det ikke finnes bresignaler i sedimentene hentet opp nord for Nordfonna, er det synonymt med at Nordfonna trolig må ha vært fraværende. Basert på funnene om at mindre av Nordfonna drenerer via Jordalsbreen enn hva Bakket *et al.* (2005a) antar i sin studie, skriver Førre (2012) på side 69:

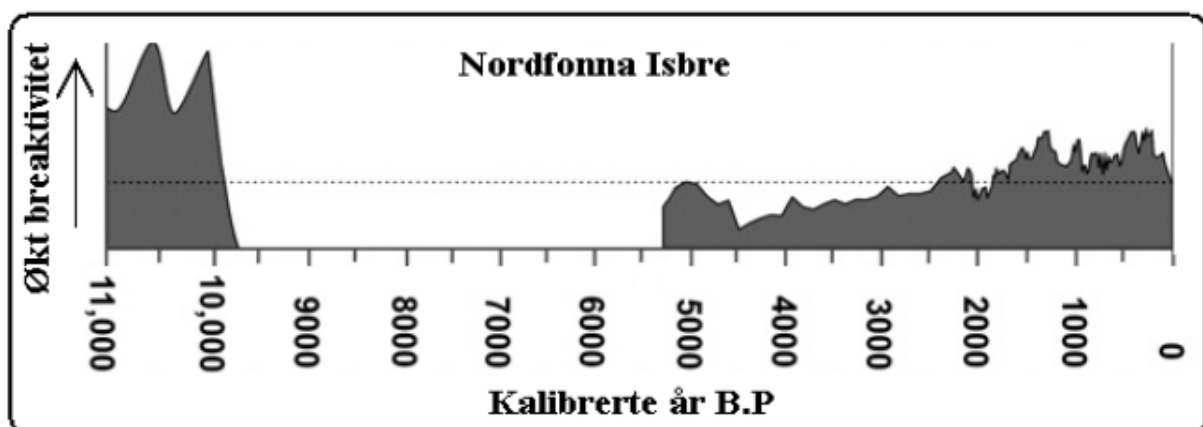
«Ved feil i beregning av dreneringsområdet, kan styrken på og tolkningen av signalet i sedimentkjerneprøven være galt. [..]

Bresignalet som er funnet i Dravladalsvatnet tar ikke høyde for hva som skjer når breen ligger sør for den topografiske forhøyningen under Jukladalsbreen og terskel B ved Jordalsbreen. Dersom Nordfonna er sør for disse dreneringsskillene, vil dreneringen av sedimenter fra breen gå sør- og vestover, og ikke mot nord og Jukladalsvatnet og Dravladalsvatnet. Dette medfører at signalet om breens tilstedeværelse er borte i Dravladalsvatnet, selv om breen eksisterer.»

Om dateringene fra JUP0113 er korrekte, skiller det om lag 800 år mellom nedsmeltingen av Juklavassbreen og Jordalsbreen. Dette betyr at Nordfonna trolig eksisterte noe lengre etter siste istid enn hva Bakke *et al.* (2005a) og (2005b) anslår, men at breen da trolig kun har drenert mot Juklavatnet. Dette betyr at analysene av innsjøsedimentene fra Juklavatnet bygger opp under antakelsene, blant annet til Bjune *et al.* (2005), om at klimaet i starten av holosen raskt ble betydelig varmere og tørrere.

Midt- og sen-holosen

Basert på funn gjort i sedimenter fra nordlig sektor antas det at Nordfonna var borte i store deler av midt-holosen, og at den returnerte rundt år 5 200 BP. Videre antas det at breen nådde dagens størrelse rundt 2 300 år BP, (Bakke *et al.*, 2005a), slik som *Figur 5.1* illustrerer.



Figur 5.1 Viser Nordfonnas eksistens, samt størrelse, gjennom holosen. Del av en større figur (vist i Figur 5.3) hentet fra Nesje *et al.* (2008), redigert av Førre (2012).

Denne studien indikerer at Juklavassbreen begynte å vokse frem igjen rundt år 5 500 BP, om lag 300 år tidligere enn Jordalsbreen. Videre viser denne studien at Nordfonna ikke kan ha nådd dagens størrelse 2 300 år BP, da analyser av kjernen MAP0113 ikke indikerer breaktivitet i dreneringsområdet til Markjelkevatnet før om lag år 1 300 BP. En mulig forklaring på Botnabreens sene tilbakekomst kan være at Nordfonna begynte å vokse i nord, og at det tok flere tusen år før breens likevektslinje sank så lavt at snø og is ble liggende gjennom hele akkumulasjonssesongen i dalbunnen der Botnabreen er lokalisert.

I alt 15 dateringer, fordelt på 3 ulike kjerner fra Goddalsvatnet, blir presenter i studien til Nielsen (2011). To av kjernene ble hentet nært Goddalsvatnets utløp, den tredje ble hentet nært stedet der smeltevann fra Botnabreen renner inn i vannet. De eldste sedimentene befinner seg i de to kjernene tatt nærmest vannets utløp. Disse har en kalibrert alder på opp mot 4 000 år BP, men er vanskelige å tolke grunnet store omrøringer i sedimentene og at dateringene ikke ligger i kronologisk riktig rekkefølge i forhold til dyp i kjernene. De eldste dateringene fra kjernen tatt nært innløpet fra Botnabreen har en kalibrert alder på like under 2 000 år BP.

Sedimentene sammensetning, samt nærhet til Botnabreens innløp, gjør at Nielsen (2011) tolker disse avsetningene som at Botnabreens tilbakekomst i sen-holosen fant sted minst 2 000 år BP. Videre finner han gjennom sine sedimentanalyser at Botnabreen trolig var større enn i dag gjennom størstedelen av disse 2 000 årene, særlig mellom 2 000-1 300 og 1 050-100 kal. år BP.

En mulig årsak til uoverensstemmelsen mellom resultatene fra Goddalsvatnet og Markjelkevatnet er at alle sedimentene i kjernen fra Goddalsvatnet, som er tatt nærmest Botnabreens innløp, ikke nødvendigvis har opprinnelse fra Botnabreen, selv om det er lett å anta grunnet lokaliseringen. I tillegg til å motta smeltevann fra Botnabreen, mottar Goddalsvatnet også smeltevann fra Juklavassbreen, Midtfonna og de nordligste delene av Sørfonna. Det er derfor sannsynlig at glasifluvialt materiale fra en av de andre breene kan ha blitt avsatt i den delen av bassenget som ligger nærmest stedet der Botnabreen har sitt innløp i dag.

Lille istid

Lille istid betegner den siste store klimafluktuasjonen i holosen, hvor temperaturene sank og brefremstøt forekom over store deler av verden, blant annet i Alpene. Når denne kuldeperioden inntraff varierer fra region til region. For Nordfonna sin del inntraff lille istid mellom 1450 og 1930 e.Kr. (Bakke *et al.*, 2005a).

Mye tyder på at Nordfonna nådde sitt holosene maksimum i lille istid mellom år 1750 og 1870 e.Kr. (Bakke *et al.* 2005a, Nielsen, 2011). Selv om det er lite i sedimentene fra Juklavatnet som forteller noe om breens størrelse under lille istid, er det likevel noen indikasjoner rundt fronten av Juklavassbreen på hvor breen lå i denne perioden, slik det er diskutert i kapittel 2. *Kvartærgeologisk kartlegging.*

Funn fra de tidligere studiene tyder på at et brefremstøt startet tidlig på 1700-tallet, primært som følge av økt vinternedbør, sammen med lavere sommertemperaturer. Dette kan forklares med en periode med positiv NAO, (se kapittel 1.5 *Klima*), (Nesje og Dahl, 2003).

Sedimentene fra Markjelkevatnet inneholder ingen sedimenter som klart og tydelig indikerer lille istid. Men det at sedimentene i Enhet A får et stadig lavere innhold av organisk materiale oppover i enheten, tolkes som en indikator på at klimaet blir kaldere.

Nielsen skriver i sin studie fra 2011 om fire episoder med brefremstøt ved Botnabreen gjennom lille istid, det første og største fant sted rundt år 1750, så rundt 1800, 1875 og 1930 e.Kr. Rekonstruksjonene bygger på lichenometri-datering av morenerygger i front av Botnabreen.

Breenes reaksjonstid

Bakke *et al.* (2005a) skriver at Jordalsbreen har en reaksjonstid på 10 til 12 år, basert på analyser av innsjøsedimentene fra Dravladalsvatnet og områdene nord for Folgefonna. Da Jordalsbreen både er mindre enn Juklavassbreen og har en brattere gradient, er det derfor naturlig å anta at Juklavassbreen har en noe lengre reaksjonstid. Igjen er Juklavassbrens plassering og utforming den mest sannsynlige forklaringen. Hvis en ser på kartet i *Figur 1.1*, hentet fra Førre (2012), viser det topografien under alle utløpsbreene rundt Nordfonna. Her ser en at Juklavassbreen ligger i en vestvendt, nokså bred dal med en noe slakere gradient enn flere av de andre utløpsbreene til Nordfonna. Gradienten spiller en viktig rolle for breens bevegelser, og med det breens reaksjonstid.

Breens størrelse spiller også en viktig rolle for reaksjonstiden (Nesje, 1992, s.40). Ut fra Førre (2012) sine undersøkelser vet en i dag at Juklavassbreen er den største av de fem breutløperne, med tanke på areal på tilførselsområdet.

Førre (2012) finner fire tydelige overfordypninger i berggrunnen under Juklavassbreen. Denne typen overfordypninger er, sammen med de ovenfor nevnte faktorene, med på å kontrollere breens bevegelseshastighet, og med det dens reaksjonstid. Samtidig kan slike subglasiale overfordypninger påvirke sedimenteringen i et basseng. Førre (2012) skriver på side 70:

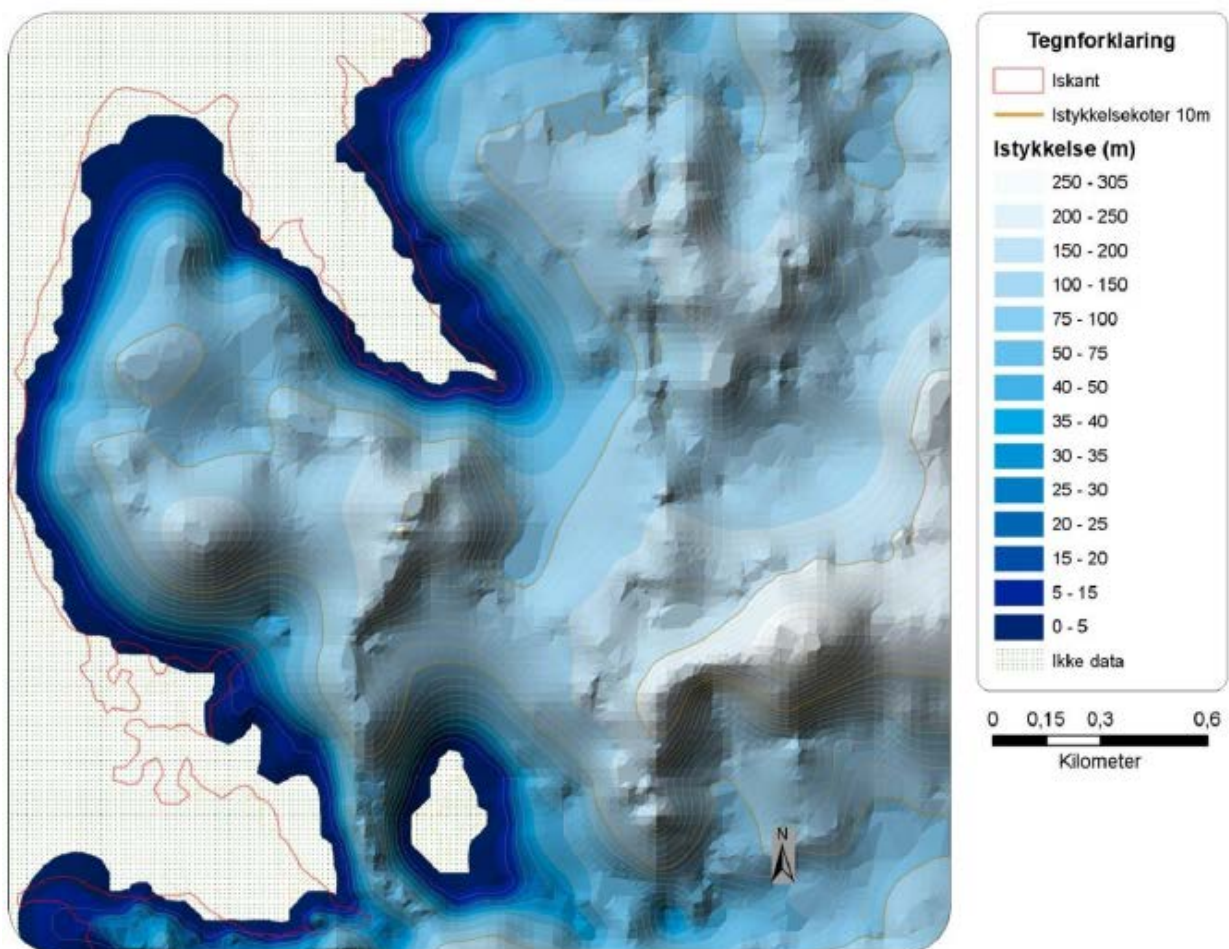
«Overfordypninger oppstrøms for vann der en sedimentkjerne er tatt, kan fungere som sedimentfeller. Dette medfører at et signal i sedimentkjernen fra, for eksempel Dravladalsvatnet, er svakere enn det brestørrelsen egentlig skulle tilsi. Slike overfordypninger kan også skape anomalier i sedimentasjonsprosessen. Dette kan skje ved at en brearm beveger seg fremover, tar med seg en mengde sedimenter fra overfordypningen, og avsetter disse sammen med nye sedimenter nedstrøms for overfordypningen.»

Trolig er en kombinasjon av alle de overfor nevnte faktorene, både den subglaisal utformingen, breens gradient og størrelsen på tilførselsområdet, svaret på Juklavassbreens «rolige» tilbaketrekking.

Førre (2012) har også sett på istykkelsen ulike steder på Nordfonna. Tykkelsen på isen påvirker reaksjonstiden til en bre. Førre (2012) finner at isens tykkelse varierer over breen, se *Figur 5.2*. Tykkest er isen like vest for en fjellrygg som strekker seg nord/sør omtrent midt under breen, med en istykkelse på like over 300 m. Smeltevannet herfra dreneres ned mot Juklavatnet.

Botnabreen består også av nokså tykk is, om lag 215 m på det tykkeste. Fordi Botnabreen ligger plassert i en nokså dyp depresjon gir det rom for høy akkumulasjon.

Utover på brearmene avtar tykkelsen, og det er her man opplever den største nedsmeltingen.

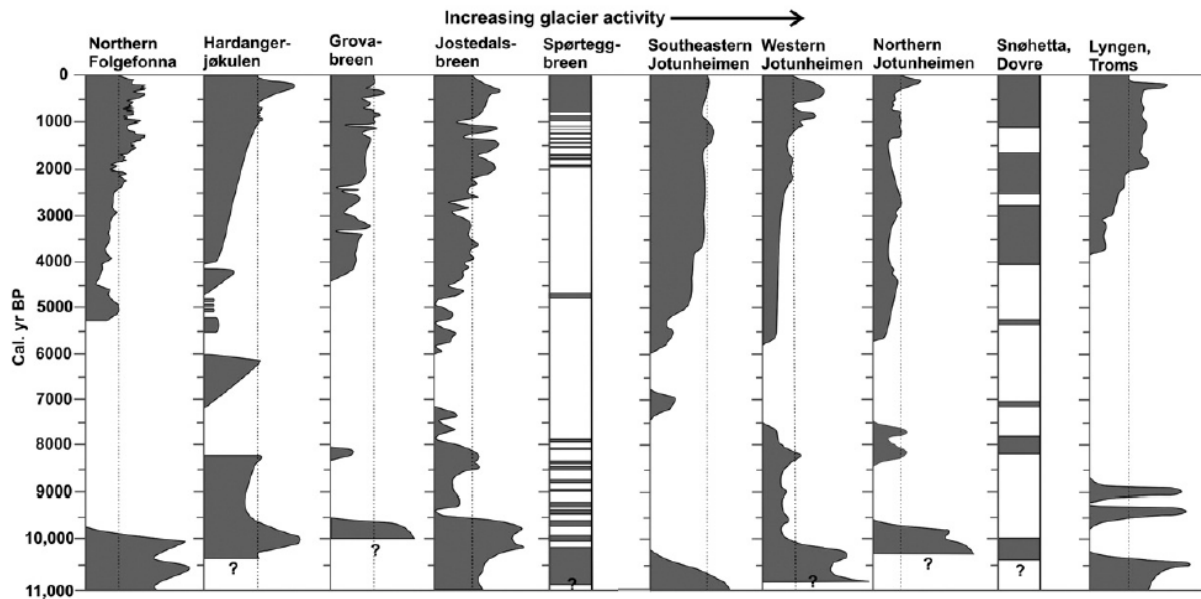


Figur 5.2 Viser istykkelsen til Juklavassbreen i 2011. Her kommer det tydelig frem at isen er tynnere lengst ut mot kantene, og at den tykkeste isen er lokalisert nært toppen/midten av breen. Figuren er hentet fra Førre (2012).

Når det gjelder reaksjonstiden til Botnabreen regnes denne for å være nokså kort, kanskje bare noen få år, grunnet breens lille areal og utformingen på berggrunnen under.

5.2 Sammenligning med andre data fra den Nord-Atlantiske region

Oversikten i *Figur 5.3* er hentet fra Nesje *et al.* (2008) og viser størrelsen på ulike breer i Norge tilbake til siste deglasijsjon. Figuren, som inkluderer Nordfonna, viser at størsteparten av breene i Norge, både de maritime og de kontinentale, var borte i deler av midt-holosen. Hvor lenge de var borte varierer fra bre til bre. En av faktorene som styrer dette er hypsometrien. Vinternedbør og sommertemperaturer spiller selvfølgelig også viktige roller. Det anslås at temperaturen i midt-holosen var om lag 1,5 til 2 °C varmere enn i dag (Bjune *et al.* 2005).



Figur 5.3 Viser tilstedeværelse og størrelse på flere av de største breene i Norge gjennom de siste 11 000 år BP. Figuren viser tydelig at det er store variasjoner i når de ulike breene forsvant og kom tilbake i løpet av midt-holosen. (Nesje *et al.*, 2008).

Tidlig-holosen

Særlig interessant er studier gjort ved Hardangerjøkulen, som ligger kun 80 km nordøst for Nordfonna. Hardangerjøkulen preges av et noe mer kontinentalt klima enn Nordfonna.

Nesje *et al.* (2008) nevner to topper som går igjen i glødetapet til flere proglasiale innsjøer like etter siste istid. Disse indikerer to kuldeperioder, og skyldes trolig Finse Event, som fant sted mellom 8 500 og 8 000 kal. år BP.

Like før 8 200 BP later det til at sommertemperaturene var høye, vintertemperaturene lave og den årlige nedbørsmengden lav. Rundt år 8 200 BP endres situasjonen. Sommertemperaturen synker, og en får milde vintre og høyere nedbørsrater (Nesje *et al.*, 2006). Dette har forfatterne kommet frem til ved å studere pollenstratigrafi i sedimentkjerner fra Vandalsvatnet, tilknyttet Spørteggbreen, mellom Jostedalsbreen og Harbardsbreen i Sogn og Fjordane.

Funn som kan korreleres med Finse Event er gjort både i kjerner fra Grønland og andre europeiske innsjøer, samt i marine kjerner fra Nord-Atlanteren.

Studiene til Nesje *et al.* (2008) viser at Hardangerjøkulen ikke smeltet bort før etter Finse Event, om lag 8 200 BP. Dette er noe senere enn hva gjelder Nordfonna, som smeltet bort om lag 500 år tidligere. En drastisk endring i klimaet, lik Finse Event, vil det ikke vært unaturlig å finne spor etter også i vestlig sektor av Nordfonna. Finse Event kan være en mulig forklaring på det nederste av de to grå lagene i Enhet B, Lag 2, i kjernen JUP0113. I følge aldersmodellens beregninger er «best-fit» alderen på lagets undergrense 8 226 kal år. BP. I så tilfelle indikerer dette at Nordfonna må ha returnert, om enn som en svært liten bre som kun drenerte ut i Juklavatnet, under denne korte kuldeperioden, ulikt fra hva man tidligere har antatt.

Hardangerjøkulen ser ut til å ha returnert og forsvunnet flere ganger i løpet av midt-holosen, noe den ikke er alene om. Oversikten i *Figur 5.1*, hentet fra Nesje *et al.* (2008), viser at flere av de største breene i Norge eksisterte i korte eller lengre tidsrom i løpet av denne perioden. Dette er ulikt fra Nordfonnas fluktasjonsmønster. En forklaring her kan være breenes høyde, areal og hypsometri (Bakke *et al.* 2005a). For eksempel har Hardangerjøkulen et areal på 73 km², noe som er betydelig større enn Nordfonnas 23 km². Videre ligger Hardangerjøkulens høyeste punkt 1 863 m o.h., som er over 200 m høyere enn Nordfonnas høyeste punkt. Størrelsen på breene, samt deres høyeste punkt, vil naturlig nok ha vært noe annerledes like etter siste istid, men gir likevel en pekepinn på forskjellene mellom dem, og er trolig en medvirkende årsak til Nordfonnas noe særegne fluktasjonsmønster.

Midt- og sen-holosen

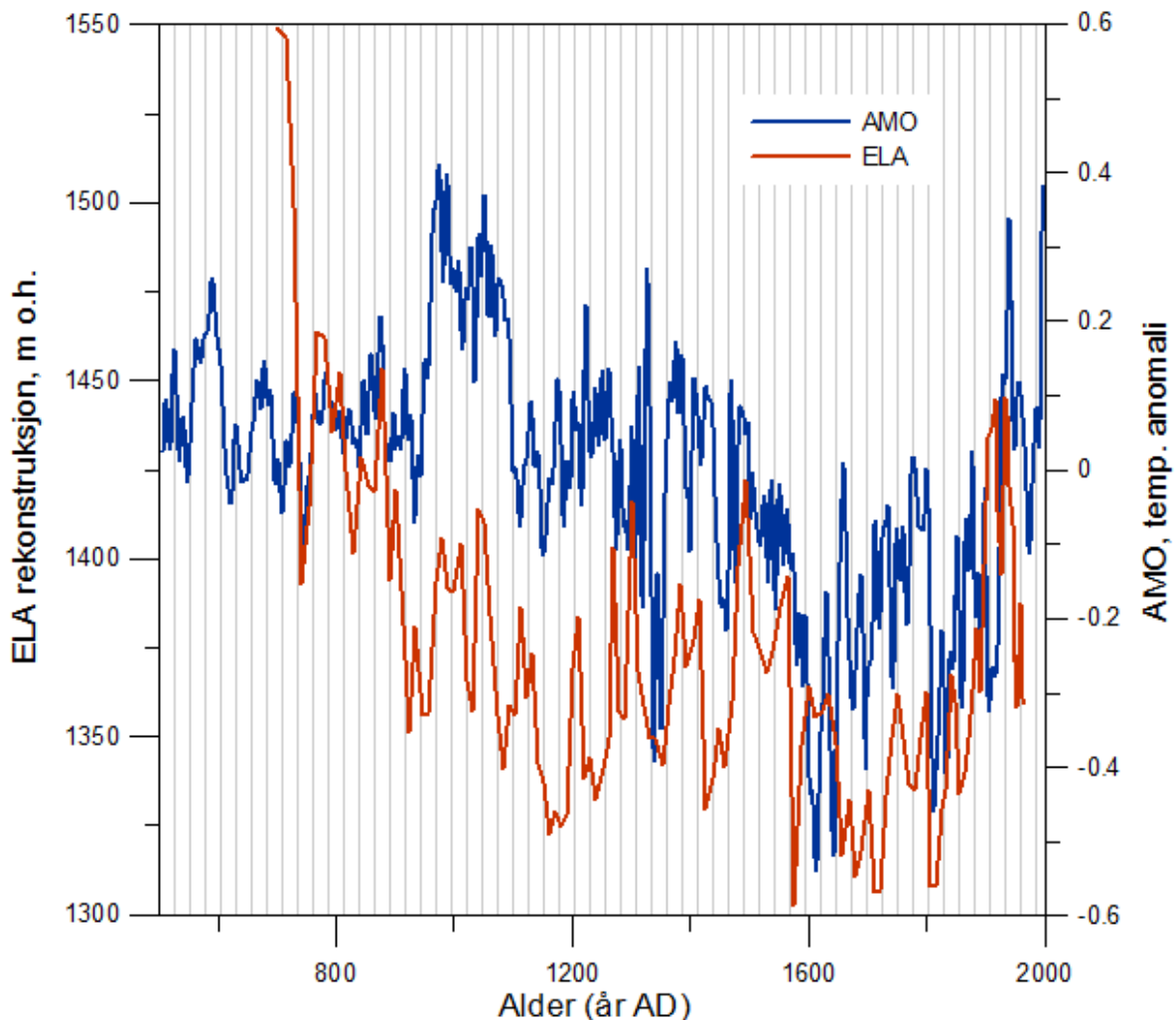
Basert på sedimentanalyser finner Bakke *et al.* (2010) at Austre Okstindbreen, i Nordland, i motsetning til de fleste andre breer i Skandinavia, ikke hadde sitt holosene maksimum under lille istid. I tidsrommet 4 000 til 1 350 BP var Austre Okstindbreen relativt liten, men allerede omkring år 1 300 BP nådde breen sitt holosene maksimum. Dette forklares med en periode med relativt kaldt klima. Kuldeperioden inngår i de fire periodene, 4 000 til 3 900, 2 800 til 2 700, 1 300 til 1 100 år BP og lille istid, som går igjen ved de aller fleste breer i Skandinavia (Bakke *et al.*, 2010).

Som en av svært få breer i Skandinavia nådde altså Austre Okstindbreen sitt holosene maksimum i kuldeperioden før lille istid. Denne kuldeperioden, fra 1 300 til 1 100 BP, sammenfaller med Botnabreens retur.

Figur 5.2 viser en sammenligning av den rekonstruerte likevektslinjen for Botnabreen med en rekonstruksjon av den såkalte Atlantiske Multidekadiske Oscillasjonen (AMO), hentet fra Mann *et al.* (2009). Breen ser, i stor grad, ut til å respondere på disse endringene, særlig for de siste 1 000 år. AMO omfatter overflatetemperaturen (SST) i Nord-Atlanteren, og målinger viser at den har svingninger på om kring 60 til 80 år.

De to kurvene viser særlig god korrelasjon rundt år 600 og 450 BP, samt på 1900-tallet. Enkelte steder ser ikke toppene og nedgangene ut til å treffe nøyaktig, dette skyldes trolig feilmarginer i utregningene.

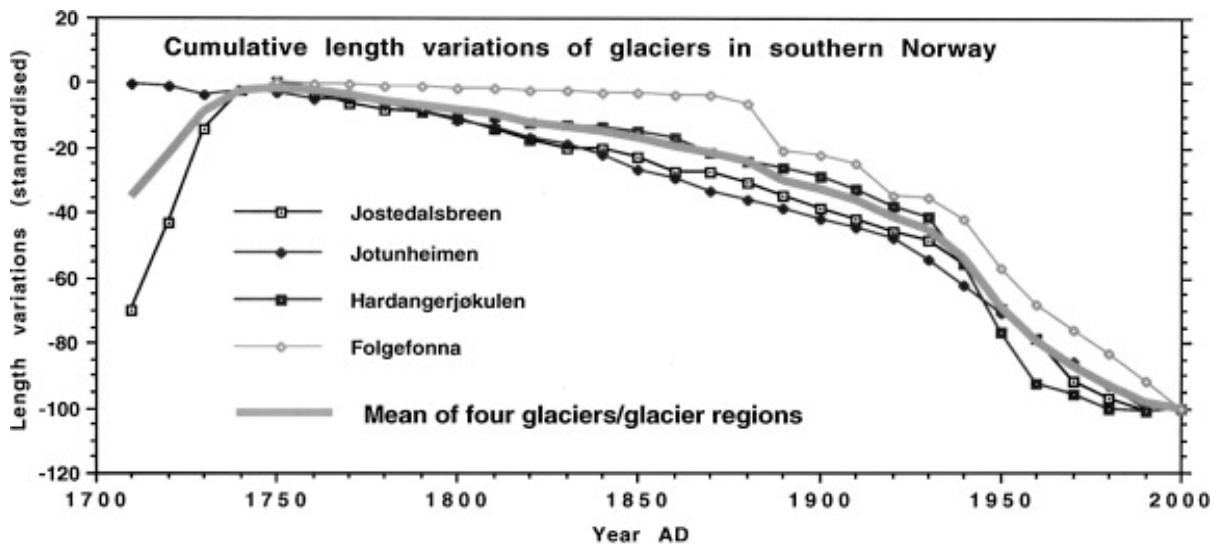
Det faktum at fluktuasjonene i Botnabreen likevektslinje i så stor grad stemmer over ens med svingningene i overflatetemperaturen i Nord-Atlanteren etter år 1 000 BP viser hvor viktig AMO er for klimaet i området.



Figur 5.2 Viser en sammenligning av ELA-rekonstruksjonen for Botnabreen for neoglasialen, illustrert med den røde kurven, og rekonstruksjoner av AMO temperatur anomalier for samme tidsrom, illustrert med den blå kurven. AMO-dataene er hentet fra Mann *et al.* (2009).

Lille istid

I likhet med mange av de norske breene hadde trolig Botnabreen sitt lille istids maksimum på midten av 1700-tallet (Nielsen, 2011). Rekonstruksjonen av Botnabreens likevektslinje, som er gjengitt i *Figur 4.1*, viser at Botnabreen nådde sin lille istids maksimum rundt år 1750 e.Kr. Dette stemmer over ens med funn ved flere andre norske breer, blant annet Jostedalsbreen og Hardangerjøkulen. *Figur 5.2* viser at Botnabreen tilbaketrekning fra lille istids maksimum gikk sakte frem mot 1900 e.Kr., da tilbaketrekkingen plutselig fikk et betydelig raskere tempo.

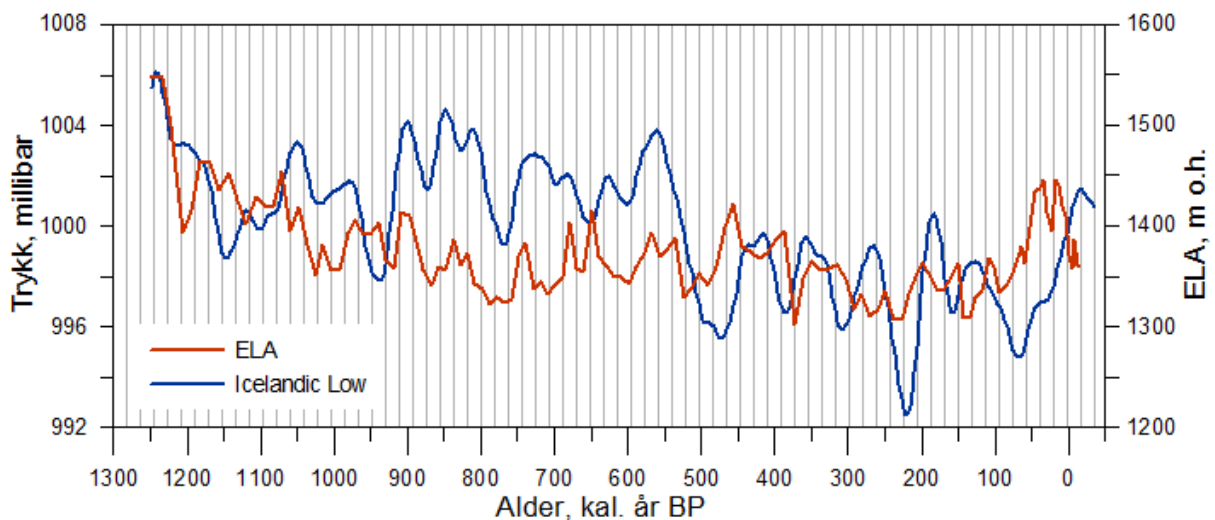


Figur 5.3 Her vises tidspunktet for fire norske breers maksimum under lille istid, tempoet på tilbaketrekkingen, samt en gjennomsnittskurve for de fire breene. Kurven som representerer Nordfonna viser tydelig at breen hadde en noe sen tilbaketrekking etter lille istid sett i forhold til tre andre norske breer. (Figur hentet fra Nesje *et al.*, 2008).

Andre utløpsbreer rundt Folgefonna ser ut til og hatt et noe annerledes fluktasjonsmønster. *Figur 4.2* viser en sammenligning av Botnabreen og Dettebra sin likevektslinje for de siste 1 300 år. Ut fra Dettebra sin likevektslinje ser det ut til at breen hadde sitt lille istids maksimum allerede rundt år 1700 e.Kr. Om lag 50 år før Botnabreen, men grunnet usikkerhet ved datering både av moreneryggene og sedimentene fra de proglasiale innsjøene, kan det kan godt hende at de to breene nådde sitt maksimum i samme tidsrom.

Årsaken til de store brefremstøtene under lille istid er noe omdiskutert. Nesje *et al.* (2008) konkluderer med at lavere sommertemperaturer alene ikke kan ha ført til brefremstøt av slike dimensjoner. En situasjon med positiv NAO (se kapittel 1.5 *Klima*) som gav perioder med mye vinternedbør kan være deler av forklaringen. Styrken på det semi-permanente lavtrykket over Island kan gi en indikasjon på NAO-situasjonen, da lavere trykk over Island generelt vil gi en høyere positiv NAO, og omvendt.

Lavtrykket over Island har blitt rekonstruert 1200 år tilbake i tid basert på innholdet av havsalt i en iskjerne fra Grønland (Meeker og Mayewski, 2002), og denne rekonstruksjonen er sammenlignet med likevektslinjen til Botnabreen i *Figur 5.4*. Trenden i de to rekonstruksjonene er generelt sammenfallende, ved at Botnabreens likevektslinje synker (og breen vokser) når lavtrykket over Island er sterkt. Høy positiv NAO gir også sterkere vestavind, som fører til økt oppbygging av snø- og ismasser på østsiden av Nordfonna. Dette gjenspeiles i at Dettebrea har et langt kraftigere brefremstøt mellom år 1700 og 1750 e.Kr. sammenlignet med Botnabreen, (som vist i *Figur 4.2*), noe som kan skyldes økt vindtransoppr av snø fra vest til øst under den sterkt positive NAO-situasjonen i perioden.



Figur 5.4 En sammenligning av Botnabreens ELA, vist som rød linje, og en «smoothet» kurve for Icelandic Low, vist som blå linje, for de siste om lag 1300 år. Aksene til venstre viser trykket til lavtrykkfeltet ved Island, oppgitt i millibar. Aksene til høyre viser Botnabreens høyde over havet. (Trykkdata er hentet fra Meeker og Mayewski, 2002).

Dette indikerer at den Nord-Atlantiske Oscillasjonen, sammen med AMO-situasjonen, slik det ble nevnt over, spiller en viktig rolle for Nordfonnas utbredelse og reaksjonsmønster. Likevel er det også flere andre faktorer som kan spille inn på breens reaksjonsmønster. Blant annet endringer i den vulkanske aktiviteten, havstrømmene og i solinnstrålingen, kan påvirke breer, og da særlig mindre breer med relativt kort reaksjonstid, slik som Nordfonna (Bradley, 1999).

Periodiske endringer i jordens bane rundt solen påvirker også klimaet, men da i et mer storskalaformat. Disse endringene, ofte omtalt som Milankovitch-syklene (Nesje, 1995, s91), er viktige for klimaendringer som foregår på tusenårsskalar, og kan for en stor del forklare hvorfor de fleste norske breene var smeltet bort i tidlig- og midt-holosen. De mer kortvarige fluktuationene i norske breer henger, som diskutert over, trolig sammen med variasjoner i havtemperatur og atmosfæresirkulasjon.

Resultatene fra denne studien tyder på at rekonstruksjoner av platåbreer, som Nordfonna, kan være med på å nøste opp i hvordan de ulike faktorene har endret seg over tid, og samspillet i mellom dem.

6. Nordfonna's fremtid

Det er vanskelig å si noe om breens fremtid basert utelukkende på funnene i denne studien. Men sett i sammenheng med andre studier fra samme område, er det mye som tyder på at Nordfonna går en mørk fremtid i møte.

RegClim (2005) anslår at både sommer- og vintertemperaturene i Norge frem mot år 2100 vil stige med mellom 2,5 og 4 °C. Om dette slår til vil det få alvorlige konsekvenser for mange av de norske breene, både de maritime og de kontinentale. Videre anslås det at den årlige nedbørsraten i Norge vil stige med 5 til 20 % frem mot 2100. Økningen vil trolig være størst i de kystnære områdene langs Vest-Norge, og den største økningen vil trolig inntreffe om høsten (RegClim, 2005).

Tatt i betraktning at sommertemperaturene på slutten av tidlig-holosen i gjennomsnitt var omkring 1 °C høyere enn i dag ved Vestre Øykjamyrtjørn (Bjune *et al.*, 2005), som følge av økt solinnstråling og/eller lavere vinternedbør enn i dag, og at dette førte til bortsmelting av nærmest alle breene i Sør-Norge, er det naturlig å anta at en tilsvarende temperaturøkning i nåtid vil få de samme konsekvensene (Nesje *et al.* 2008).

Nesje *et al.* (2008) skriver at likevektslinjen til norske breer, sett under ett, trolig vil stige med 260 ±50 m frem mot 2100. Hvis den gjennomsnittlige temperaturstigningen blir på mellom 2,5 og 4 °C, slik Reg Clim (2005) anslår, kan så mye som 98 % av brearealet i Norge smelte bort i løpet av samme tidsrom. Dette betyr at Nordfonna ligger i faresonen, men trolig vil fortsette å eksistere gjennom denne perioden. I «beste» fall vil breen krympe betraktelig.

En slik reduksjon av breens areal betyr igjen et mindre akkumulasjonsområde, som sammen med varmere og lenge ablasjonssesong gir en betydelig økning i nedsmeltingsraten (Nesje *et al.* 2008).

Også flere andre faktorer spiller inn på hvor fort Nordfonna kan smelte bort, som for eksempel arealfordeling, beliggenhet etc.

I NVE sin rapport fra 2008 kommer det frem at Jordalsbreen hadde en vertikal nedsmelting på mellom 15 og 25 m i løpet av perioden 1997 til 2007. Sannsynligheten for at nedsmeltingen vil fortsette i omtrent samme tempo i løpet av den neste tiårsperioden er stor, noe som vil få dramatiske konsekvenser for Jordalsbreens istilførsel. Når det gjelder Juklavassbreen er situasjonen per dags dato ikke like prekær. Dels grunnet tykkere is og større akkumulasjonsområde, samt den subglasiale topografien, med flere store overfordypninger som «fanger» is til en viss grad, men man vet at isen også her har trukket seg tilbake i senere tid. Fortsetter dagens trend i noen tiår til er det urealistisk å anta noe annet enn at også Juklavassbreen går en usikker fremtid i møte.

Nielsen (2011) trekker frem ulike senarioer for fremtidens klima, blant annet Hanssen-Bauer *et al.* (2009), og skriver at også Botnabreens fremtid ser mørk ut. Allerede er store deler av Botnabreen smeltet bort, og den lavtliggende dalbunnen sammen med det lille akkumulasjonsområde tyder på at denne utløpsbreen vil forsvinne innen kort tid.

7. Konklusjon

- Den kvartærgeologiske kartleggingen av områdene rundt Juklavatnet og den respektive utløpsbreen, viser at Juklavatnets dreneringsområde i liten grad er preget av vegetasjon og løsmasser som kan virke forstyrrende på innsjøsedimentene i Juklavatnet.
- Sedimentene fra Juklavatnet tyder på at Juklavassbreen, utløpsbreen som drenerer 50 % av Nordfonnas isvolum, forsvant om lag 8 700 kal. år BP, og returnerte om lag 5 500 år BP. Dette betyr at Juklavassbreen smeltet bort om lag 800 år etter Jordalsbreen, og at den returnerte om lag 200 år før Jordalsbreen.
- Sedimentanalyser indikerer også at Juklavassbreen kan ha hatt en kort opptreden under Finse Event, om lag 8 200 år BP.
- Sedimentene i Markjelkevatnet viser tydelig tegn på fravær av bre i en periode på om lag 8 000 år i løpet av holosen. Dateringene som ble gjort på sedimenter herfra tyder på at Botnabreen smeltet bort rundt år 9 500 BP, og at den ikke vokste frem igjen før om lag 1 300 år BP. Dette tidspunktet stemmer over ens med en kjent kuldeperiode som strekker seg fra 1 300 til 1 100 år BP, og som reflekteres i de glasifluviale avsetningene til flere norske breer.
- Spor etter lille istid er det få av i sedimentprøvene fra Juklavatnet. Fravær av lav og skurte berg rundt fronten til Juklavassbreen er de eneste sporene som blir funnet etter lille istid i dette området. Sedimentene fra Markjelkevatnet har heller ikke en særegent, godt synlig enhet som reflekterer lille istid.
- Rekonstruksjon av Botnabreens likevektslinje, basert på DBD-data fra Markjelkevatnet og Nilsen (2011) sine morenedateringer tyder på at Botnabreen nådde sitt lille istids maksimum mellom år 1700 og 1750 e.Kr. Spor etter flere mindre brefremstøt under lille istid blir også funnet.
- En sammenligning av Botnabreens paleo-likevektslinje viser at breen i stor grad styres av endringer i NAO- og AMO-situasjonen.
- En sammenligning av funnene ved Nordfonna og andre bredata fra den Nord-Atlantiske regionen viser at Nordfonna har et nokså likt reaksjonsmønster på tilsvarende breer. En noe tidlig bortsmelting etter siste istid, samt en noe sen retur kan forklares med et maritimt klimaregime og et relativt lavtliggende fjellplatå, samt at det er den sydligste breen i Norge.
- Fremtiden til Nordfonna ser mørk ut om en ser alle studiene under ett. De minste brearmene er alt i ferd med å smelte bort, og de noe større brearmene, med større tilførselsområdene, vil trolig følge etter. Istykkelsen på toppen av breen er fremdeles nokså høy, noe som gjør at isen her trolig vil fortsette å eksistere en god stund til, men over tid vil dette trolig endres. Funnene i denne studien tyder på Botnabreen ligger an til å smelte bort først. En mindre bre på de høyeste toppene, som vil drenere primært mot Juklavatnet, vil trolig være det siste som smelter bort.



Etterord

Selv om denne studien har vært svært lærerik og interessant, og mange spørsmål er blitt besvart, har det også dukket opp en rekke nye spørsmål under veis som det ikke er blitt tatt stilling til her.

Blant annet

- Hva er reaksjonstiden til Juklavassbreen?
- Hva er alderen på moreneryggen like nordvest for Juklavatnet?
- Hvordan var Juklavassbreens eksakte utbredelse under lille istid?
- Her kan man for eksempel gjør lavmålinger.
- Hva er alderen på, og årsaken til, flomlagene i kjernen fra Markjelkevatnet, og hva forklarer syklisiteten i dem?

En nærmere sammenligning av resultatene fra Botnabreen og Dettebrea kunne også vært interessant for å finne likhetene og ulikhetene mellom de to utløpsbreene.

Hovedgrunnen til at disse punktene ikke er gått mer i dybden på er primært mangel på tid.

Her er derfor mye å jobbe videre med om det skulle være aktuelt for noen senere.

8. Kilder

- Ahrens, C. D. (2008) Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere. Belmont, CA, Thomson Brooks/Cole.
- Askvik, H. (1995) Oversikt over Norges Prekambriske og Paleozoiske berggrunn. Bergen: Geologisk Institutt, 1 /75
- Bakke, J. (2004) Late Weichselian and Holocene glacial fluctuations along a south-north coastal transect in Norway: climatic and methodological implications. Bergen. Department of Geography, University of Bergen.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Diesen, D. (2000) Folgefonna Nasjonalpark. Oppfølgjande utgreiingar 2000. Bergen, Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O., Paasche, Ø. (2005a) Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15, 161-176.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Nesje, A. (2005b) Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 20, 179-198.
- Bakke, J., Lie, Ø., Heegaard, E., Dokken, T., Haug, G. H., Birks, H. H., Dulski, P., Nilsen, T. (2009) Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 2, 202-205.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K. & Nesje, A. (2010) A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1246- 1262.
- Ballantyne, C. K. (2002) Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Bjelland, T. (1998) Rekonstruksjon av Holocen skredaktivitet og brefluktasjon i Buerdalen, Hardanger, Sør-Norge. Bergen, Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Benedict, J. B. (1988) Techniques in lichenometry: Identifying the yellow Rhizocarpons. *Arctic and Alpine Research* 20, 285-291.
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A., Birks, H. J. B. (2005) Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15, 177-189.
- Blaauw, M. (2010) Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, vol.5, 5, 512-518.
- Blott, S. J., Pye, K. (2001) GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.
- Bradley, R. S. (1999) Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary. San Diego, Elsevier Academic Press.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. (2006) Itrax: Description and Evaluation of a New Multi-Function X-Ray Core Scanner. In: ROTHWELL, R. G. (ed.) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. London. Geological Society Special Publications, 267, 51-63.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A. (2003) Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22, 275-286.
- Dahl, S. O., Nesje, A. (1996) A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: A case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *Holocene*, 6, 381-398.
- Furbish, D. J. og Andrews, J. T. (1984) The Use of Hypsometry to Indicate Long-Term Stability and Response of Valley Glaciers to Change in Mass-Transfer. *Journal of Glaciology*, 30, 199-211.
- Furdal, H. (2010) Brefluktasjonar og klimaendringar under «Den Vesle Istid» kring Folgefonna. Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen.
- Førre, E. (2012) Topografi og dreneringsretninger under Nordfonna, Folgefonna. Institutt for Geovitenskap, UiB.
- Grove, J. M. (2001) The initiation of the «Little Ice Age» in regions around the North Atlantic. *Climate Change*, 48, 53-82.

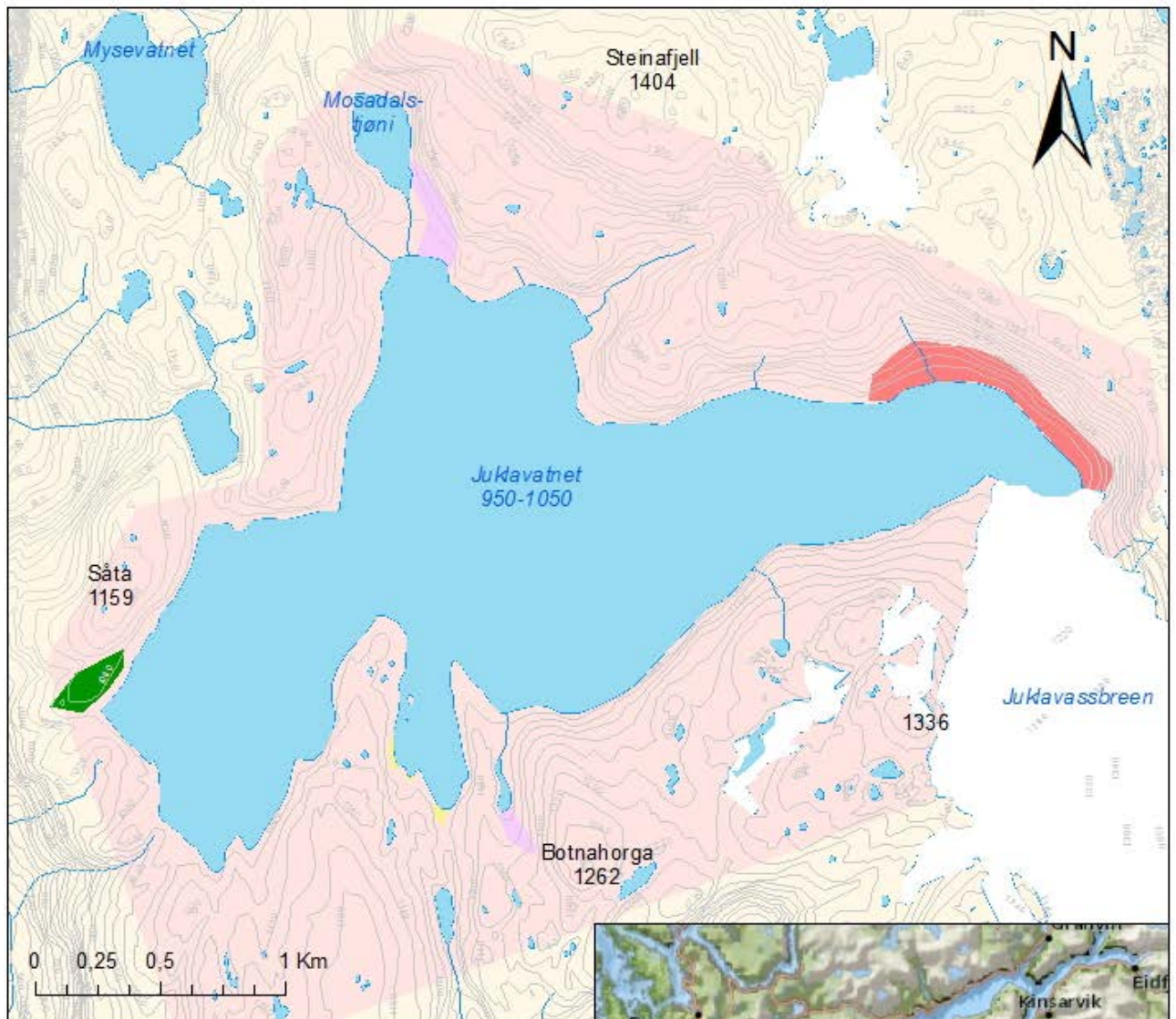
- Guyard, H., et al. (2007) High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews*, 26, 2644- 2660.
- Haakonsen, N. (1989) Akkumulasjon på breene i Norge vinteren 1988–89. Meddelelse fra Hydrologisk avdeling, 91-94.
- Hansen, E. S. (2008) The application of lichenometry in dating of glacier deposits. *Geografisk Tidsskrift – Danish Journal of Geography*, 108, 143-151.
- Hanssen-Bauer, I., et al. (2009) Klima i Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing. Norsk Klimasenter, Oslo.
- Helland-Hansen, W. (2005) Naturhistorisk Vegbok, Hordaland. Bergen. Bergen Museum: Nord 4.
- Helle, S. K., Anundsen, K., Aasheim, S., Haflidason, H. (1997) Indications of a Younger Dryas marine transgression in inner Hardanger, West Norway. *Norsk Geologisk tidsskrift*, 77, 101-118.
- Heiri, O., Lotter, A. F., Lemcke, G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110.
- Hurrell, J. W. et al. (1995) Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Jenkins (1984) X-RAY-FLUORESCENCE ANALYSIS. Analytical Chemistry, 56.
- Karlén, W. (1976) Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lappland, Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 58, 1-34.
- Leonard, E. M. (1997). The relationship between glacial activity and sediment production: evidence from a 4450-year varve record of neoglaciation in Hector Lake, Alberta, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 17(3), 319-330
- Mangerud, J., Sønstegeard, E., Sejrup, H. P. (1979). Correlation of Eemian (interglacial) Stage and the deep-sea oxygen isotope stratigraphic. *Nature* 277, 189-192.
- Mangerud, J. (2000) Was Hardangerfjorden, western Norway, glaciated during the Younger Dryas? *Norsk geologisk tidsskrift*, 80.
- Mann, M. E. et al. (2009) Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326, 1256
- Marcott, S. A. et al. (2013) A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. *Science* 339, 1198-1201.
- Matthews, J. A. (red.) (1994) Lichenometric datings. A review with particular reference to “Little Ice Age” moraines in southern Norway. Albuquerque, University of New Mexico Press.
- Matthews, J. A. (2005) “Little Ice Age” glacier variations in Jotunheimen, southern Norway: a study in regionally controlled lichenometric datings of recessional moraines with implications of climate and lichen growth rates. *Holocene*, 15, 1-19.
- Meeke, L. D., Mayewski, P. A. (2002) A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia. *The Holocene* 12, 3, 257-266.
- Neal, A. (2004) Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 261-330.
- Nesje, A. (1992) A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and Alpine Research*. 24, 257-259.
- Nesje, A. (1995) Brelære. Kristiansand, Høyskoleforlaget
- Nesje, A., Dahl, S.O., Andersson, C. and Matthews, J.A. (2000) The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 19, 1047-65.
- Nesje, A., Dahl, S. O. (2003) The Little Ice Age’ – only temperature? *The Holocene* 13, 139-145.
- Nesje et al. (2004) Breen. Klimaindikator og Landskapskulptør. I Helland-Hansen, W. (red) Naturhistorisk Veibok: Hordaland. Bergen, Bergen Museum: Nord 4.
- Nesje, A., Bjune, A. E., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., Birks, H. J. B. (2006) Holocene palaeoclimate reconstructions at Vanndalsvatnet, western Norway, with particular reference to the 8200 cal. yr BP event. *Holocene* 16.5, 717-729.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., Matthews, J. A. (2008) Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60, 10-27.

- NGRIP members (2004) High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431 (7005) (2004), 147–151.
- Nielsen, P. R., (2011) Brefluktuasjonar og klimaendringar på Botnabrea, Folgefonna, gjennom seinholosen. Institutt for Geografi, UiB.
- NVE (2008) Hydrologiske undersøkelser ved Maurangervassdraget. I Kjølmoen, Bjarne (red.) Oslo, NVE (2011a) Glaciological investigations in Norway in 2010. I Kjølmoen, Bjarne (red.) Oslo, The Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE).
- NVE (2011b) Snømengde i millimeter. I Sør-Norge (red.).
- Oldfield, F., Barnosky, C., Leopold, E. B., Smith, J. P. (1983) Mineral Magnetic Studies of Lake-Sediments – a Brief Review. *Hydrobiologia*, 103, 37-44.
- Osmatson, H. (2005) Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138, 22-31.
- Peters, L., Daniels, J. J., Young, J. D. (1994) Ground penetrating radar as a subsurface environmental sensing tool. IEEE Explore.
- Reimer, P. J. et al. (2013) SELECTION AND TREATMENT OF DATA FOR RADIOCARBON CALIBRATION: AN UPDATE TO THE INTERNATIONAL CALIBRATION (INTCAL) CRITERIA. *Radiocarbon*, vol. 55, 4, 1–23.
- RegClim (2005) Norges klima om 100 år. Usikkerhet og Risiko.
- Roland, E., Haakensen, N. (1985) Glasiologiske undersøkelser i Norge 1982 (with English summary). Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen, Vassdragsdirektoratet, Hydrologisk avdeling, Report 1, 1-102.
- Rothwell, R. G. (2006) *New techniques in sediment core analysis*. Oxford, Published for the Geological Society.
- Rubensdotter, L. og Rosqvist, G. (2003) The effect of geomorphological setting on Holocene lake sediment variability, northern Swedish Lapland. *Journal of Quaternary Science*, 18, 757-767.
- Sexe, S. A. (1864) Om Sneebræen Folgefon. Christiania.
- Shakun, J. D., Clark, P. U., He, F., Marcott, S. A., Mix, A. C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A., Bard, E. (2012) Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, vol.484, 49-55.
- Sissions, J. B. (1979) Paleoclimatic Inferences from Former Glaciers in Scotland and the Lake District. *Nature*, 278, 518-521
- Snowball, I.F., Sandgren, P. (1996) Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. *Holocene* 6, 367-372.
- Statkraft (2008) Folgefonn Reguleringsområdet. I Eiendomsforvaltning, Statkraft Energi AS (red.) Oslo.
- Sulebak, J. R., (2007) Landformer og prosesser. Bergen, Fagbokforlaget.
- Syms, C. (2008) Principal Components Analysis in Ecology, In: Encyclopedia of Ecology, Jørgensen, S. E. and Fath, B. D. (eds), *Academic Press*, Oxford, 2008, Pages 2940-2949
- Tollan, A. (2002) Vannressurser. Oslo, Universitetsforlaget.
- Tolo, A. J. (2008) Brefluktuasjonar og klimaendringar på Dettebrea, Folgefonna, gjennom Sein-Holosen. Bergen, Institutt for Geografi, UiB.
- Tvede, A. (1972) En glasio-klimatisk undersøkelse av Folgefonni. Oslo, A.M. Tvede.
- Tvede, A. (1973) Folgefonni – en glasiologisk avviker. *Naturen*, 1, 11-16.
- Tvede, A., Liestøl, O. (1977) Blomsterskardbreen, Folgefonni. En oversikt over breens variasjoner i nyere tid. NVE.
- Vasskog, K., Waldmann, N., Bondevik, S., Nesje, A., Chapron, E., Ariztegui, D. (2013) Evidence for Storegga tsunami run-up at the head of Nordfjord, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 28(4) 391-402.
- Vopata, J., Abre, J. S., Kalm, V. (2006) Patterned Ground in the Coulebra Range, southern Colorado. *Emporia State Research Studies*, Vol. 21,1, s.8-21.
- Walker, M. (2005) Quaternary Dating Methods. Chichester, Wiley.
- Zhao, Y. Y., Jiang, R. H. & Yan, M. C. (1995) Abundance of chemical elements in continental shelf sediment of China. *Geo-Marine Letters*, 15, 71-76.
- Østrem, G., Selvig, K. D. og Tandberg, K. (1988) Atlas over breer i Sør-Norge, Oslo, Avdelingen

Internettkilder:

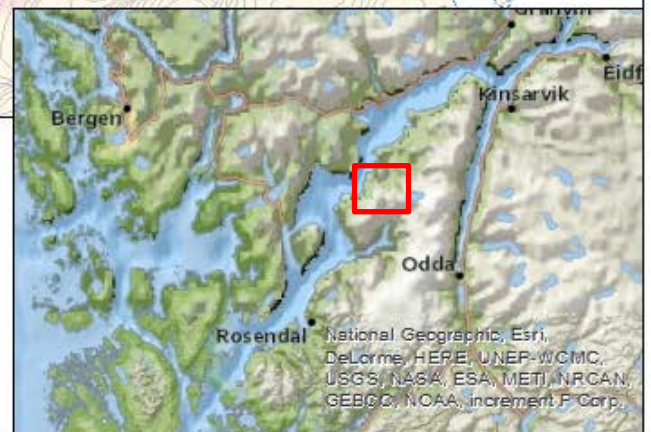
- <http://www.mauranger.no/no/sider/Bedrifter/Kraftverk/>. Hentet: 17.10.2013. Fakta om kraftutbyggingen i Mauranger på 1960- og 70-tallet.
- www.norgeskart.no. Benyttet gjentatte ganger
- www.norgebilder.no. Benyttet gjentatte ganger
- www.norgedigitalt.no. Benyttet gjentatte ganger
- <http://www.nve.no/no/Vann-og-vassdrag/Hydrologi/Bre/Bremalinger/Frontposisjonmalinger/> Hentet: 12.2.2014. For bremålinger, se "Length change table 2000-2013"
- <http://www.senorge.no/index.html?p=senorgeny&st=water>. Hentet 6.3.2014. Viser nedbørsrater.
- <http://snl.no/GPS>. Hentet: 5.11.2013. Fakta om GPS

Kvartærgeologisk kart over Juklavatnet



Tegnforklaring

- Bre
- Høydekurve
- Vann
- Elv/bekk
- Glasilakustrint
- Forvitningsmateriale
- Skredmateriale
- Randmorene
- Bart fjell
















Ekvidistanse 20 meter

Koordinatsystem: WGS84, UTM sone 32N
Projeksjon: Transversal Merkatorprojeksjon

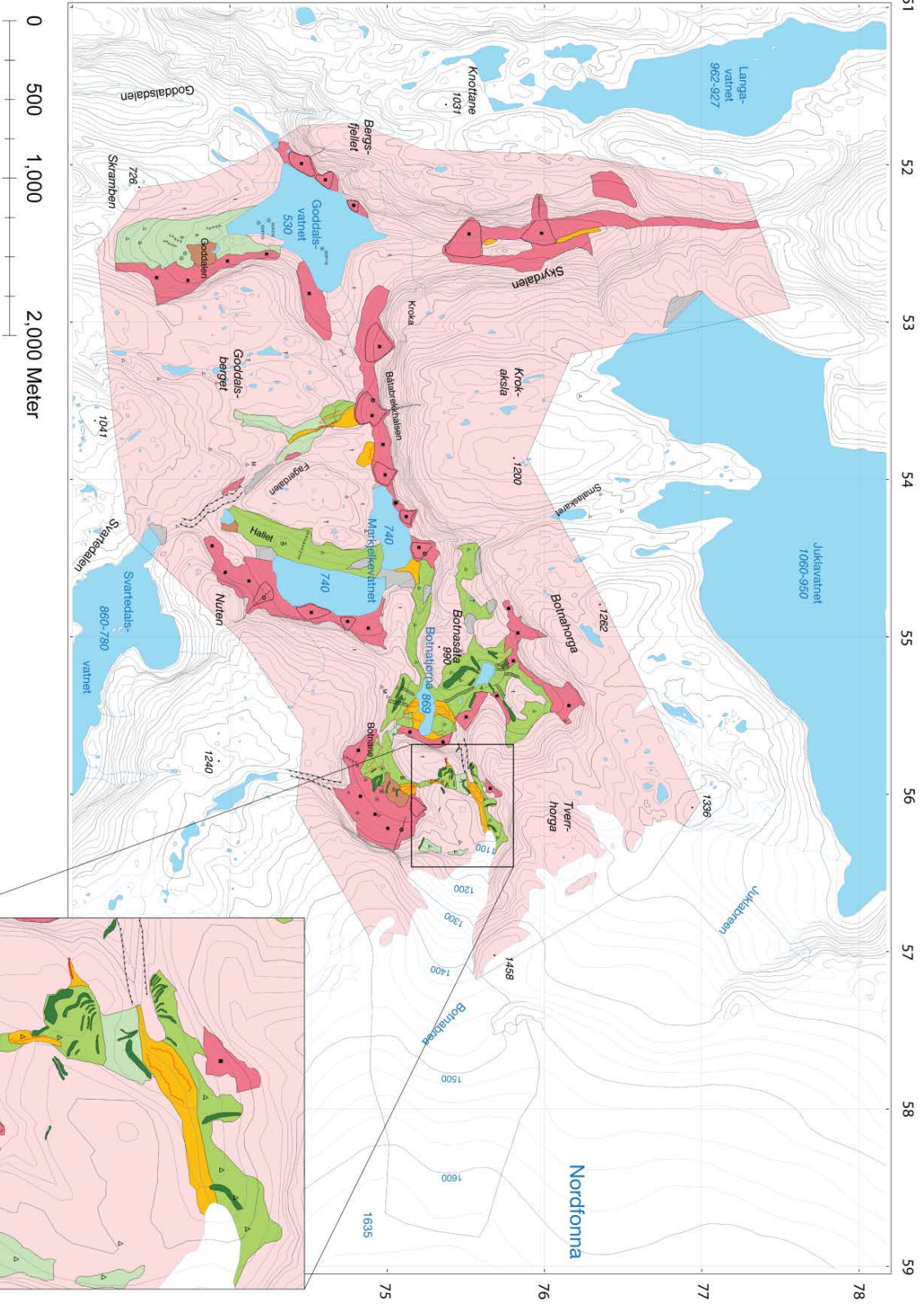
Kvartærgeologisk kart over Botnabrea og Goddalsdalen

Teiknforklaring

- Randmorene
 - Tjukt morenedekke
 - Tynn morenedekke
 - Skredmateriale
 - Glasifluviaval avsetjing
 - Bært fjell
 - Myr/tonv
 - Antropogent materiale
 - Vain
 - Breiflonn
-
-  Viteflom
 -  Skredlop
 -  Stort livvatt giel
 -  Elve- eller bekkenedskjering
 -  Ravnne
 -  Lile passpunkt
 -  Breelvedskjering
 -  To-sidig smeltevassslupp
 -  Glasifluviaval vifte
-
- B Breelvasetjing
 - M Morenemateriale
 - T Tonv og myr
 - t Humus eller ynt brundekke over fjell
 - ? Masseuttak
 -  Stor blokk
 -  Blokkkr overflate
 -  Fjellblokking
 -  Lausmasseskrud
 - ☆ Snøskred
 - Skredmateriale eller steinsprang og fjellskred
 - ⊕ Kjelner



Ekvidistanse 20 meter



Teilekruver 100 m

Høgdi i meter over gjennomsnitt sjønivå
 GEODETISK DATUM: EUREF89 (WGS84)
 UTM utmerkt, sone 32V
 TRANSVERSAL MERKATORPROJEKSJON

