

# Bre- og klimahistorien under deglasiasjonen ved Nykvåg, Vesterålen



Masteroppgave i naturgeografi

Ane Netland Rolland



Institutt for geografi

Universitetet i Bergen

Juni 2020



## Forord

Med en litt uvanlig avslutning på studieløpet preget av korona og til tider stengte universitet, er det godt å endelig kunne sette et punktum ved masterstudiet. I løpet av mine fem år som student ved Institutt for Geografi er det mange som har spilt en viktig rolle i hverdagen. Det er derfor mange som fortjener en takk.

Først en stor takk til hovedveileder Pål Ringkjøb Nielsen for god hjelp gjennom hele prosjektet. Det hadde vært vanskelig å gjennomføre dette uten den gode veiledningen og hjelpen jeg har fått underveis. Takk til medveileder Svein Olaf Dahl for gode faglige diskusjoner, og god hjelp med forståelsen av kvartærgeologien i området. Takk også til medveileder Kristian Vasskog for god hjelp med alt fra labarbeid til dataprogrammer. En takk må også rettes til Eivind Støren for god hjelp på labben i forbindelse med XRF-analysen, MS og kornstørrelseanalysen. Takk til Anders Lundberg for god hjelp med identifisering av makrofossiler, spesielt mosene.

Tusen takk til alle medstudenter som har gjort årene ved geografi til noen gode år. Jeg føler meg heldig som har blitt kjent med flere av mine beste venner i løpet av årene som student ved instituttet. Takk til alle medstudenter på lesesalen for hyggelige dager og mange gode diskusjoner. En ekstra takk til Joe, som har kommet med mange gode svare på dumme spørsmål, både på labben og lesesalen. Ranveig, Anna og Heidi fortjener en spesiell takk, dagene hadde ikke vært like kjekke uten lunsjpausene med dere. En stor takk til Ranveig, å dele feltområde med deg var en glede. Foreldrene til Ranveig fortjener også en stor takk for lån av bil under feltarbeidet.

Takk til mamma og pappa for korrekturlesing og hjelp til å luke bort skrivefeil jeg selv har blitt blind på. Til slutt fortjener venner og familie en stor takk for god støtte og motiverende ord ved innspurten.

Bergen, juni 2020

Ane Netland Rolland



## Sammendrag

I denne studien er bre- og klimahistorien ved Nykvåg i Vesterålen rekonstruert gjennom deglasiasjonen. Rekonstruksjonen baserer seg på kvartærgeologisk kartlegging i kombinasjon med analyser av innsjøsedimenter fra den tidligere proglasiale innsjøen Dalvatnet.

Detaljert kvartærgeologisk kartlegging kombinert med kartlegging av den fremmede bergarten granitt er brukt for å kartlegge innlandsisens utbredelse i området. I den ytre delen av Nykdalen er det definert tre morenetrinn som tolkes til å representere innlandsisens maksimale utbredelse i området under fremrykk eller stillestander. Trinnene, som her kalles Nykvågtrinnene, er tentativt korrelert med Endlettrinnet (22,2-18,600 kal. år BP), Flesentrinnet (18-17,500 kal. år BP) og Skogvolltrinnet (16,9-16,300 kal. år BP). Det foreslås at innlandsisen under LGM møtte en lokal dalbre ved Lundvatnet.

Basert på analyser av sedimentkjernen DALP-213 er lokale brefluktasjoner rekonstruert fra eldste dryas til overgangen mellom yngre dryas og holocen ( $16,435 \pm 255$ - $10825 \pm 245$  kal. år BP). Kjernens bunn er preget av et miljø med stor breaktivitet i nedslagsfeltet. Under interstadialen bølling smeltet trolig breene i Nykdalen bort. Etter dette fulgte eldre dryas hvor det er registrert en økning i breaktiviteten. Gjennom allerød er det registrert en generell reduksjon i breaktiviteten, avbrutt av to perioder hvor breene vokste frem. Disse periodene er koblet til intra-allerød cold period (IACP) og late allerød cooling (LAC). Ved starten av yngre dryas er det registrert en jevn økning i glasial aktivitet i Nykdalen. Etter dette følger en svært ustabil periode, preget av hurtige skift mellom økt breaktivitet og økt avrenning i nedslagsfeltet. Et tydelig brefremrykk er registrert ved slutten av yngre dryas. Den endelige deglasiasjonen i Nykdalen fant sted ved overgangen mellom yngre dryas og holocen. Kort tid etter dette smeltet permafrosten også.

Brefluktasjonene i Nykdalen er sett i et regionalt perspektiv. Sammenligninger med temperaturrekonstruksjoner fra Andfjorden og Lusvatnet på Andøya viser at brefluktasjonene i Nykdalen i stor grad reflekterer regionale klimaendringer. Drivkraften bak brefluktasjonene er trolig hovedsakelig skift i posisjonen til den oseaniske fronten, som har ført til variasjoner i sjøisdekke, temperatur- og nedbørsforhold.



## Abstract

In this study, the late glacial climate history in Nykvåg, Vesterålen, is reconstructed. The reconstruction is based on geomorphological mapping in combination with high-resolution analysis of lake sediments from the former proglacial lake Dalvatnet.

The extent of the Fennoscandian ice sheet in the area is defined based on the geomorphological mapping and the presence of erratics. In the outer part of the valley, three marginal moraines representing the maximum extent of the ice sheet, have been identified. The moraines represent glacial events which are referred to as Nykvåg event I, II and III. These events are tentatively correlated with the Endleten event (22,2-18,6 cal. ka BP), the Flesen event (18-17,5 cal. ka BP) and the Skogvoll event (16,9-16,3 cal. ka BP). It is suggested that the Fennoscandian ice sheet coalesced with a local valley glacier close to Lundvatnet during LGM.

Local glacier fluctuations are reconstructed from Oldest Dryas to the start of the Holocene (16,435 ± 255-10825 ± 245 cal. yr BP), based on multi-proxy analysis of lacustrine sediments. The base of the core is characterized by high minerogenic input reflecting significant glacial activity in the catchment during the deposition of the sediments. The glaciers most likely melted away during the interstadial Bølling, followed by a period with increased glacial activity, which is linked to a glacial readvance during Older Dryas. Allerød is reflected in the core as a period with a general decrease in glacial activity. This is interrupted by two glacial readvances, which represents Intra-Allerød Cold Period (IACP) and Late Allerød Cooling (LAC). The onset of Younger Dryas (YD) is reflected in the lacustrine sediment record with gradual increase in glacial activity. Mid- to late YD is characterized by great variability in glacial activity. One of the most pronounced glacial advances in Nykdalen during the deglaciation is registered at the end of YD. The glaciers in Nykdalen ablated during the transition period between YD and the Holocene. Shortly after this the permafrost receded entirely.

The glacial advances are viewed in relation to the regional climate. Comparisons with temperature reconstructions from both Andfjorden and Lusvatnet on Andøya indicate that glacial fluctuations reflect regional climate variability to a great extent. The influencing factors behind identified glacial fluctuations are shifts in the position of the oceanic front, leading to variations in sea ice cover, temperature and precipitation patterns.





# Innholdsfortegnelse

Forord .....	III
Sammendrag .....	V
Abstract .....	VII
Figurliste.....	XII
Tabeller.....	XV
1 Innledning.....	4
1.1 Introduksjon.....	4
1.2 Formål.....	5
1.3 Områdebeskrivelse .....	6
2.1.1 <i>Studieområdets beliggenhet</i> .....	6
2.1.2 <i>Berggrunnsgeologi</i> .....	7
2.1.4 <i>Geografi og geomorfologi</i> .....	8
2.1.5 <i>Klima</i> .....	10
1.4 Tidligere arbeid fra regionen .....	11
2 Metoder .....	18
2.1 Feltmetoder .....	18
2.1.1 <i>Kvartærgeologisk kartlegging</i> .....	18
2.1.2 <i>Provenance</i> .....	19
2.1.3 <i>Kjernetaking og valg av borelokalitet</i> .....	19
2.2 Sedimentanalyser.....	20
2.2.1 <i>Magnetisk susceptibilitet (MS)</i> .....	21
2.2.2 <i>X-ray fluorecens (XRF)</i> .....	21
2.3.3 <i>Glødetap</i> .....	23
2.3.4 <i>Massetetthet</i> .....	24
2.3.5 <i>Kornfordelingsanalyse</i> .....	24
2.3.6 <i>Radiokarbondatering (<sup>14</sup>C)</i> .....	27

3 Resultater.....	28
3.1 Kwartærgeologisk kartlegging .....	28
3.1.1 Forvittringsprosesser .....	30
3.1.2 Skredmateriale .....	30
3.1.3 Periglasiøse prosesser.....	32
3.1.4 Marine strandavsetninger .....	35
3.1.5 Elve- og bekkeavsetninger (fluviøse avsetninger) .....	36
3.1.6 Glasiøse landformer .....	36
3.1.7 Glasiøse landformer og avsetninger .....	46
3.1.8 Andre landformer og avsetninger .....	49
3.2 Provenance.....	49
3.2.1 Fordelingen av granitt i studieområdet .....	49
3.2.2 Bestemmelse av mulige kildeområder.....	52
3.3 Innsjøsedimenter.....	53
3.3.1 Presentasjon av data .....	53
3.3.2 Kronologi og aldersmodell .....	60
3.5 Tolkning av DALP-213 .....	62
3.5.1 Korrelasjon mellom ulike sedimentparametere .....	62
3.5.2 Tolkning av enheter.....	64
3.6 Oppsummering .....	67
3.6.1 Kwartærgeologisk kartlegging .....	67
3.6.2 Provenance .....	67
3.6.3 Innsjøsedimenter .....	67
4 Diskusjon.....	68
4.1 Innlandsisen .....	68
4.1.1 Transport og avsetning av flyttblokker .....	68
4.1.2 Innlandsisens utbredelse i Nykdalen.....	69

4.1.3 Aldersbestemmelse for avsetningene .....	70
4.2 Lokal glasiering .....	75
4.2.1 Eldste dryas .....	76
4.2.2 Bølling .....	77
4.2.3 Eldre dryas .....	78
4.2.4 Allerød .....	78
4.2.5 Yngre dryas .....	80
4.2.6 Holocen .....	83
4.3 Brefluktuasjoner i Nykdalen i en regional sammenheng .....	83
4.3.1 Mulige feilkilder ved aldersmodellen .....	83
4.3.1 Sammenligning med andre proksidata fra regionen .....	85
5 Oppsummering og konklusjon .....	88
6 Refleksjon og forslag til videre arbeid .....	90
7 Referanser .....	91

## Figurliste

- Figur 1.1:** Oversiktskart over Nykvåg. Studieområdet er rammet inn, og Dalvatnet er markert med blått. Kartet er basert på Kartverkets FKB-data og modifisert etter Nielsen et al. (2016).....7
- Figur 1.2:** Kartet viser forekomsten av ulike bergarter ved Nykvåg-halvøyen. Figuren er modifisert etter data fra NGU (2020).....8
- Figur 1.3:** Bildet viser deler av studieområdet sett fra toppen av Trehyrna. Høye fjell omringer vannene i Nykdalen. Rød prikk markerer omtrentlig lokalitet for sedimentkjernen. Bildet er tatt mot nord. ....9
- Figur 1.4:** Høydemodell over studieområdet. Grønt viser lavereliggende områder, mens fjelltoppene er representert med rød farge. Rød linje markerer studieområdet, og sort linje markerer Dalvatnet. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data..... 10
- Figur 1.5:** Grafen viser gjennomsnittlig nedbør og temperatur for hver måned i perioden 1961-90 ved Bø i Vesterålen II målestasjon (DNMI, 2020) ..... 11
- Figur 1.6:** Rekonstruksjon av gjennomsnittlig julitemperatur og klima fra Andøya. Figuren er modifisert etter Alm (1993). .... 12
- Figur 1.7:** A: Figuren viser en rekonstruksjon av utbredelsen av det Fennoskandiske isdekket og lokale breer under sen-weichsel, basert på seismikkdata og sedimentkjerner. B: Tid-distanse diagram som viser frontposisjonen til det Fennoskandiske isdekket i Andfjorden-Vågsfjord området gjennom deglasiasjonen. Figurene er hentet fra Vorren & Plassen (2002) ..... 13
- Figur 1.8:** Rekonstruert isutbredelse under de glasiære trinnene Egga1, Egga2, Flesen, Skogvoll og yngre dryas. Legg merke til inntegnede strømningslinjer rundt Langøya under Skogvolltrinnet. Figur hentet fra Vorren et al. (2015). .... 14
- Figur 1.9:** Figuren viser israndstadier i Lofoten-Vesterålen. Det ytre Andøyatrinnet er markert som A1, det midtre som A2 og det indre som A3. Det ytre Andøyatrinnet følger kysten av Nykvåghalvøyen ved midten av figuren. Figuren er hentet fra Møller & Sollid (1972)..... 15
- Figur 2.1:** Skjematisk fremstilling av ulike prosesser som påvirker sedimentasjonen i innsjøer. Modifisert etter figur fra Eivind Støren..... 21
- Figur 2.2:** Figuren illustrerer forskjellene i lysspredning avhengig av partikkelstørrelse, basert på Mies teori om lysspredning..... 25
- Figur 2.3:** Grafen viser fordelingen av kornstørrelser fra samme prøve, men med ulik varighet av ultralyd. Man kan se at andelen finere sedimenter blir høyere for hver måling hvor lengden ultralyd er justert opp..... 26
- Figur 3.1:** Oversiktskart som viser lokaliteter (L) og aktuelle stedsnavn..... 29

<b>Figur 3.2:</b> A: forvitningsformer på en blokk i studieområdet. B: forvitningsmateriale nord for Kvanntomyra.....	30
<b>Figur 3.3:</b> Bildet viser indre del av Nykdalen. Imponerende skredvifter har bygget seg opp under fjellene Spikerheia (516 moh) og Mannen (501 moh).....	31
<b>Figur 3.4:</b> Figuren viser et parti i landskapet preget av en kaotisk fordeling av hauger, rygger og forsenkninger. Bildet er tatt mot vest.....	32
<b>Figur 3.5:</b> Bildet viser en pløyeblokk ved Kålhaugan. Blokken har dannet et tydelig spor bak seg i skråningen, men mye vegetasjon gjør dette noe utydelig på bildet.....	33
<b>Figur 3.6:</b> Bildet viser steinbreen sett fra Siktartinden. Steinbrens front er markert med rød stiplet linje. Man kan tydelig se flere rygger fra steinbrens front og inn mot talusskråningen. Bildet er tatt mot nordvest.....	34
<b>Figur 3.7:</b> Bildet viser strandvollene beskrevet i lokalitet 3. De tre ulike nivåene er markert med røde linjer og piler. Bildet er tatt mot nordøst.....	36
<b>Figur 3.8:</b> Midtmorenen dannet av lokale breer fra Trehyrna og Nykdalen er markert med røde linjer. Huseatnet kan ses i bakgrunnen av midtmorenen. Bildet er tatt mot nordvest.....	38
<b>Figur 3.9:</b> A: Morenemateriale ved grøften langs Hovdenveien. B: En utgravning ved et skrotdeponi viser godt rundede klaster. Det er observert flere granitter blant klastene. Bildet er tatt mot nordøst. C: Lokalitet 5 sett med lidardata (Kartverket, 2020). Strandvoller er markert med rød stiplet linje. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data.....	39
<b>Figur 3.10:</b> Bildet viser ryggen som skiller Toftvantet (til venste) og Ravatnet. Bildet er tatt mot sør.....	40
<b>Figur 3.11:</b> A: viser morene avsatt opp mot Brekkhaugen. Morenemateriale er markert med rød stiplet linje. Bildet er tatt mot sørvest. B: viser en mulig flyttblokk. Blokken er funnet på ryggen som skiller Dalvatnet og Lundvatnet, nord for Brekkhaugen. Bildet er tatt mot sørøst.....	42
<b>Figur 3.12:</b> To tydelige morener fra en lokal botnbre kan ses til høyre for vannet Ausa. Bildet er tatt mot øst.....	43
<b>Figur 3.13:</b> Brakanskaret. Toppene av Trehyrna og Mannen kan ses i bakgrunnen. Bildet er tatt mot sørvest.....	43
<b>Figur 3.14:</b> Randmorenerygg ved Trolldalsvatnet markert med rød stiplet linje.....	44
<b>Figur 3.15:</b> A: viser ryggen sett fra avstand. Bildet er tatt mot sørvest. B: viser nærbilde av ryggen. Rød stiplet linje viser ryggens form. Det kommer tydelig frem at overflaten består av hovedsakelig blokk og noe stein. Bildet er tatt mot nordvest.....	45

- Figur 3.16:** Den tydelige flaten som kan ses på bildet er tolket til å være en kameterrasse. Passpunktet hvor smeltevannet trolig har kommet fra er markert med en rød pil. Bildet er tatt mot øst.....48
- Figur 3.17:** Figuren viser iskontaktskråning i Nykdalen ved kameterrasse, og passpunktet, 344 moh. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data.....48
- Figur 3.18:** A: viser eksempel på granitt med rødlig farge. Bildet er tatt ved lokalitet 16. B: viser godt rundede klaster og granitt funnet ved samme lokalitet. Bildet er tatt ved Lundvatnmorenen.....50
- Figur 3.19:** Figuren viser lokaliteter innenfor studieområdet hvor granitt er observert. Røde punkter markerer lokaliteter hvor granitt er observert. Det er gjort funn av granitt langs hele strandsonen. Lokalitet 15, 16 og 17 er markert med henholdsvis L15, L16 og L17.....51
- Figur 3.20:** To mulige kildeområder for granitten er markert med sort ring. Figurene er modifisert etter data fra NGU (2020).....52
- Figur 3.21:** Visuell logg av DALP-213.....53
- Figur 3.22:** Grafen viser den prosentvise fordelingen av kornstørrelsene innenfor størrelsesfragmentene leire til veldig fin sand. Mean og sortering er beregnet i GRADISTAT basert på «Geometric method of moments». Graden av sortering oppgis på en skala mellom 1,27 og 16, hvor lavere tall betyr bedre sortering. Alle målingene av DALP-213 ligger innenfor sorteringsgradene «dårlig sortert» til «veldig dårlig sortert». Målingene er gjort ved hver 5 cm fra 385 cm, og ved 407,5, 452,5, 467,5, 483,5 og 488 cm.....54
- Figur 3.23:** Enhet C i DALP-213 med sedimentparameterne Ti, DBD og LOI. Legg merke til den høye amplituden hos Ti gjennom enheten.....57
- Figur 3.24:** Figuren viser en sammenstilling av alle sedimentparameterne fra DALP-213. Røde punkt i kjernen markerer dateringer.....59
- Figur 3.25:** Figuren viser to alternative aldersmodeller for DALP-213. Begge modellene er plottet som «cubic spline plot».....61
- Figur 3.26:** Grafen viser sedimentasjonsraten plottet sammen med parameterne som reflekterer minerogen sedimentasjon (MS, DBD, Ti), glødetap samt gjennomsnittlig kornfordeling.....62
- Figur 4.1:** Tentativ modell for isutbredelse under LGM. Utbredelsen av breer sør, øst og nord for studieområdet er ikke tatt hensyn til i denne modellen. Utbredelsen er kartlagt hovedsakelig på grunnlag av områdets morfologi og forvitringsgrenser, og mangel på randavsetninger gjør at rekonstruksjonen er usikker. Randmorenene i den ytre delen av dalen representerer Nykvåg I, II og III. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data.....73

<b>Figur 4.2:</b> Figuren viser topografien ved havbunnen vest for Nykvåg. Innlandsisen har drenert gjennom Hola (markert i grønt som «grunn marin dal». Parallele rygger viser breens bevegelsesretning. Morenen markert med sort pil kan muligens relateres til trinn III. Figuren er modifisert etter Mareano (2020).....	75
<b>Figur 4.3:</b> Variasjoner i sedimentparameter (LOI, DBD, Ti og MS) mellom 14,574 og 10,678 kal. år BP. Blå felt indikerer økt glasial aktivitet.....	80
<b>Figur 4.4:</b> Figuren viser antatt breutbredelse under yngre dryas. Utbredelsen av breer utenfor studieområdet er ikke tatt hensyn til i denne modellen. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data.....	82
<b>Figur 4.5:</b> Grafen viser en sammenstilling av Ti/inc+coh og DBD som reflekterer brevariasjoner sammenlignet med temperaturdata for GISP2 iskjernen fra Grønland (Alley, 2004), SST temperatur fra Andfjorden (Hald & Ebbesen, 2004) og julitemperatur rekonstruert fra pollen på Andøya (Briks et al., 2014) gjennom deler av allerød og yngre dryas. Figuren er modifisert etter Jansen (2017). De glasiiale periodene eldre dryas (ED), IACP, LAC og yngre dryas (YD) basert på dataene fra DALP-213 er markert med stippet linje.....	85

## Tabeller

Tabell 2.1: Kornstørrelseskalaen som benyttes følger Blott og Pye (2001).....	24
Tabell 3.1: Radiokarbondateringer fra DALP-213.....	60
Tabell 3.2: Tabellen viser korrelasjonen mellom de ulike sedimentparameterne i DALP-213.....	63

## Vedlegg

**Vedlegg 1:** Kvartærgeologisk kart over Nykdalen, Vesterålen, Nordland fylke.

# 1 Innledning

## 1.1 Introduksjon

På Andøya i Vesterålen ble det svært tidlig isfritt etter siste istids maksimum. De eldste postglasiale sedimentene som er funnet på skandinavisk land er funnet nord på øyen. Lakustrine sedimenter er her datert til ~26 kal. år BP (Alm, 1993; Alsos et al., 2020). Vesterålens nærhet til eggakanten, som definerte den maksimale utbredelsen til innlandsisen under siste istid, gjør området svært interessant for kvartærgeologiske undersøkelser (Rasmussen, 1984). Vesterålens lokalisering nær både Norskestrømmen som transporterer varmt, atlantisk vann nordover, og kalde, arktiske havområder i nord og vest, gjør området svært sensitivt overfor klimaendringer (Ebbesen & Hald, 2004). Det er tidligere viet mye tid til studier av innlandsisens utbredelse gjennom siste istid i området, både ved kartlegging av avsetninger på land og studier av marine data fra Andfjorden og kontinentalsokkelen. Under tidligere studier har det vært et særlig fokus på Andøya og Andfjorden. Arbeidet i denne oppgaven tar for seg den langt mindre studerte øyen Langøya. Oppgaven tar for seg både innlandsisens utbredelse og lokal glasiering. Det er tidligere viet lite tid til rekonstruksjoner av lokale brevariasjoner i Vesterålen, noe som gjør dette til et svært spennende tema.

Med et klima i stadig endring er kunnskap om fortidens klimadynamikk viktig for forståelsen av fremtidens klima. Paleoklimatologi er studien av klimaet fra perioder før instrumentelle målinger startet. Instrumentelle målinger er begrenset til kun nyere tidsperioder. I Norge finner man målinger tilbake til år ~1860 (Hanssen-Bauer et al., 2015). For å rekonstruere klimavariabilitet i tiden før instrumentelle målinger startet kan man benytte såkalte *proksidata*. Proksidata er data fra naturlige klimaarkiver som indikerte gjenspeiler endringer i klima (Bradley, 2015, s. 1).

Breer egner seg godt til klimarekonstruksjon, da en isbres årlige massebalanse styres av hovedsakelig to faktorer, hvorav begge er klimatiske (eks. Dahl et al., 2003). Disse faktorene er nedbørmengden under akkumulasjonsperioden (1. oktober til 30. april) og temperaturen under ablasjonsperioden (1. mai til 30. september). I tillegg vil akkumulasjon av vindtransportert snø påvirke massebalansen (Dahl & Nesje, 1992). Breens likevektslinje angir grensen hvor ablasjon er like stor akkumulasjon. Breer responderer til ulike klimaforhold ved endringer i massebalansen og dermed størrelse. Avhengig av breens størrelse og responstid, vil en senkning av likevektslinjen resultere i at breen vokser (Dahl et al., 2003). Klimatilpasninger



og videre endringer i likevektslinjens plassering vil dermed føre til enten brefremrykk eller tilbaketrekking.

Kartlegging av bestemte landformer som kan knyttes til bestemte klimatiske forhold kan benyttes under paleoklimatiske studier (Bradley, 2015, s. 4). I denne studien vil i hovedsak glasielle landformer studeres for å si noe om klimaforholdene under deglasiasjonen. Det er likevel viktig å være oppmerksom på begrensningene ved kartlegging av landformer som metode for klimarekonstruksjon. Avsetninger fra eldre fremstøt kan være overkjørt av yngre og større brefremrykk, og kartlegging randavsetninger gir derfor ikke nødvendigvis et kontinuerlig innblikk i klimahistorikken. Andre geomorfologiske prosesser som f.eks. massebevegelse og forvittringsprosesser kan også virke forstyrrende for brekonstruksjonen.

Innsjøsedimenter representerer en kontinuerlig serie med klimadata, og er blant de utviklede kildene til rekonstruksjon av fortidens klima (Hanssen-Bauer et al., 2015). En erosiv bre vil produsere silt som videre transporteres med breens smeltevann. Studier har vist at mengden silt som føres med breens smeltevann er avhengig av blant annet breens størrelse. En kan dermed bruke akkumuleringen av minerogene sedimenter i proglasielle innsjøer til å rekonstruere fluktuasjoner i bre størrelsen og dermed også klima (Karlén, 1976).

## 1.2 Formål

Brefluktuasjoner gjennom deglasiasjonen har blitt studert i Vesterålen ved flere anledninger, men det har til nå vært lite fokus på Langøya. Formålet med denne studien er å rekonstruere bre- og klimavariasjonene gjennom deglasiasjonen ved Nykvåg vest på Langøya. Fortidens klimavariabilitet og brefluktuasjoner rekonstrueres på grunnlag av en kvartærgeologisk kartlegging i kombinasjon med høyopløselige analyser av innsjøsedimenter fra den tidligere proglasielle innsjøen Dalvatnet. Rekonstruksjonen vil fokusere på klimavariasjonene gjennom sen-weichsel, hvor weichsel refererer til siste istid (Vorren & Mangerud, 2013, s. 499). En hovedproblemstilling er formulert. For å kunne svare på denne er det i tillegg definert flere delmål.

### *Hovedproblemstilling*

- Rekonstruere glasiasjons- og deglasiasjonsforløpet ved Nykvåg i Vesterålen under sen-Weichsel.

*Delmål*

- Gjennomføre en detaljert kvartærgeologisk kartlegging av Nykdalen, med et spesielt fokus på landformer som kan fortelle noe om tidligere klimaforhold.
- I den grad det er mulig, definere innlandsisens utbredelse i studieområdet gjennom senweichsel.
- Tolke og forstå avsetningsmiljøet i Dalvatnet, og koble funn fra sedimentkjernen opp til kjente klimatiske hendelser.
- Sammenligne funn fra sedimentkjernen med regionale klimarekonstruksjoner for å få en forståelse for hvordan den terrestriske responsen på klimaendringene gjennom senweichsel var i Vesterålen.

For å svare på problemstillingen er kvartærgeologien i området kartlagt gjennom omfattende feltarbeid, kombinert med studier av digitale høydemodeller og flyfoto. Lokale brevariasjoner i dalen vil rekonstrueres basert på analyser av innsjøsedimenter. Først vil det gis en introduksjon til studieområdet og tidligere arbeid fra regionen. En detaljert beskrivelse av metodene som er benyttet i prosjektet gis i kapittel 2, mens de respektive resultatene presenteres i kapittel 3. Basert på resultatene fra kartleggingen og sedimentanalysene vil bre- og klimahistorien i Nykvåg diskuteres i kapittel 4. Brefluktasjoner og korresponderende klima diskuteres i et regionalt perspektiv. I tillegg til arbeidet som presenteres ved denne oppgaven har medstudent Ranveig Vetti studert havnivåendringer gjennom deglasiasjonen ved samme område.

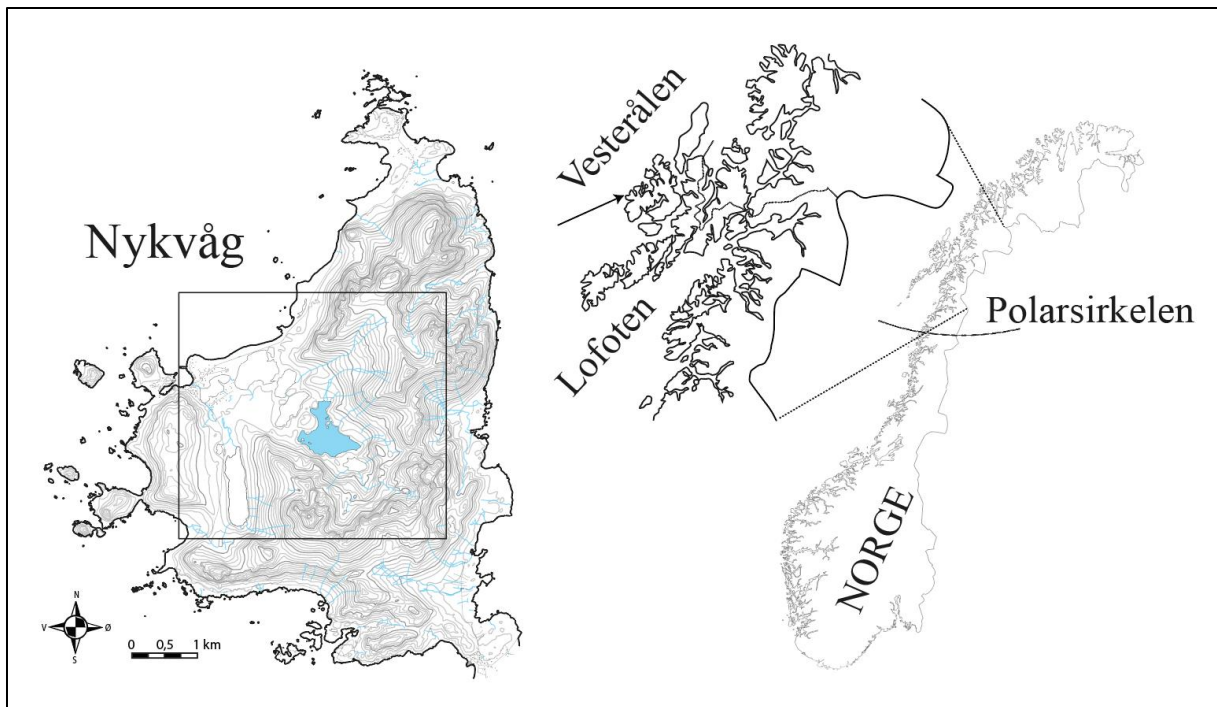
## 1.3 Områdebeskrivelse

### *2.1.1 Studieområdets beliggenhet*

Langøya er en del av øydistriktet Lofoten-Vesterålen. Lofoten-Vesterålen er lokalisert i Nordland/Troms og Finnmark og består av hundrevis øyer, holmer og skjær. Langøya er øygruppens nest største øy, og Norges tredje største. Øyens totale areal er på 869 km<sup>2</sup>. Øyen er sterkt oppdelt, og delområdene er bundet sammen av lave eid. Langøya grenser mot Andøya i nord-øst, Hinnøya i øst, Hadseløya og Vesterålsfjorden i sør, og Atlanterhavet i vest og nord. Bredden på kontinentalsokkelen utenfor Lofoten-Vesterålen varierer mellom 10-80 km. Kontinentalsokkelen når sitt smaleste punkt ved Andøya, hvor den er mindre enn 10 km bred.

Nykvåg (68° 46' 36" N, 14° 28' 22" Ø), som er studieområdet i denne oppgaven, er lokalisert på en halvøy vest på Langøya (figur 1.1). Området er om lag 8 km<sup>2</sup> stort. Studieområdet konsentrerer seg hovedsakelig rundt Nykdalen og Nykvågvassdraget. Nykdalen er en sørøst-nordvest orientert dal omringet av fjellene Trehyrna (620 moh) i sørvest og Selvågtinden (568

moh) i nordøst. Nykdalen er eksponert mot Norskehavet i nordvest, hvor en stor rullesteinstrand på 3,5 km vender mot havet. Halvøyen er omringet av Malnesfjorden i øst og Åsandfjorden i sør/sørvest.

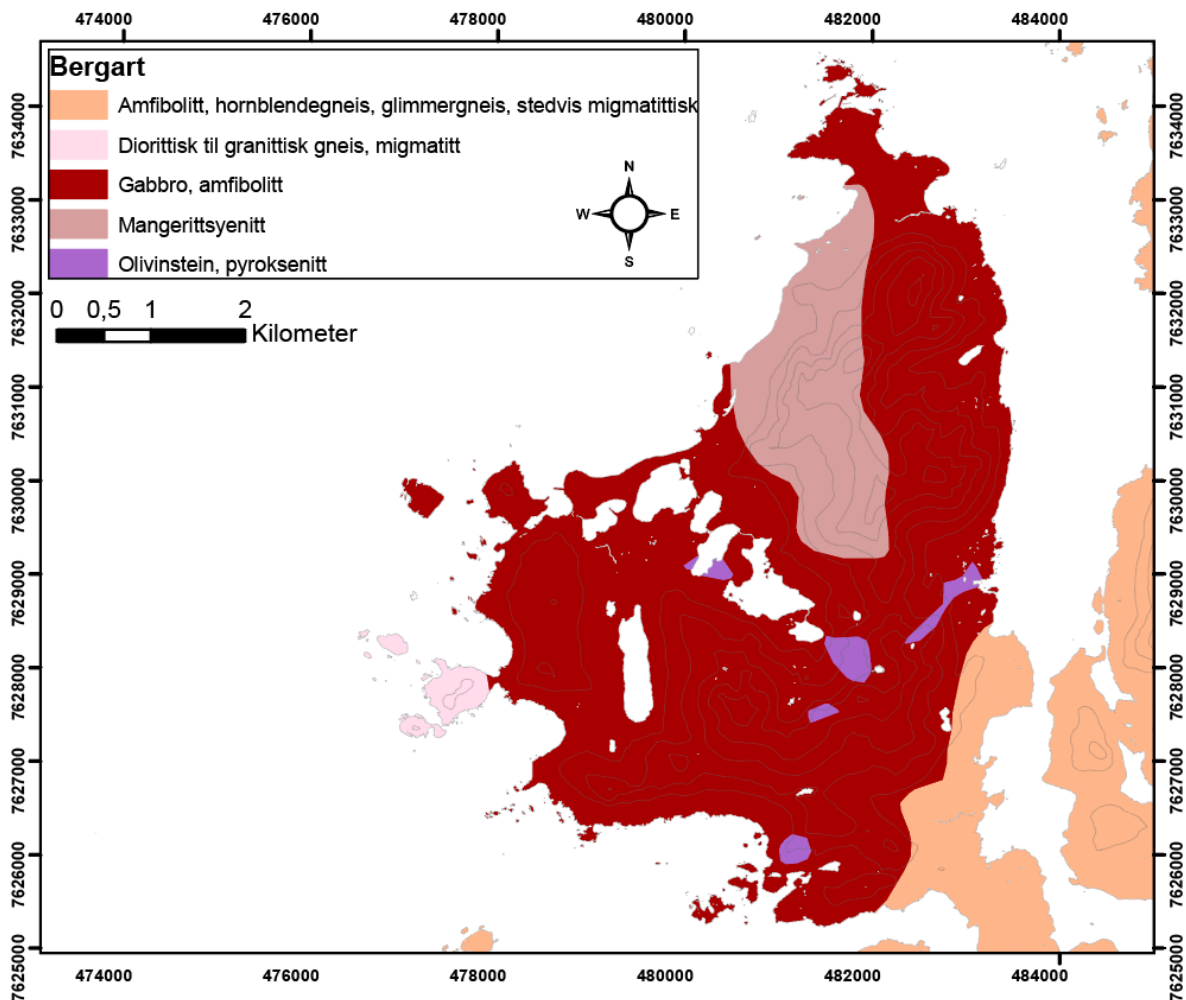


Figur 1.1: Oversiktskart over Nykvåg. Studieområdet er rammet inn, og Dalvatnet er markert med blått. Kartet er basert på Kartverkets FKB-data og modifisert etter Nielsen et al. (2016).

### 2.1.2 Berggrunnsgeologi

Bergartene som finnes i Lofoten-Vesterålen er blant de eldste bergartene som finnes i Skandinavia (Griffin et al., 1978). Bergartene i regionen representerer en isolert del av det norske grunnfjellet, med foldete kaledonske fjellkjedebergarter både mot øst i Norge og i vest mot Grønland (Tveten, 1978). I Vesterålen finner man prekambriske bergarter dannet i arkeisk og paleoproterozoisk tid, som senere er omformet gjennom flere geologiske begivenheter. På Langøya finner man bergarter av arkeisk opprinnelse. Berggrunnen på Langøya består av sterkt omdannede migmatittiske bergarter av sedimentær og vulkansk opprinnelse (Nordgulen & Andersen, 2013, s. 84-89). Man finner basiske intrusivbergarter med mellomrom på 10-15 km i øyene i Lofoten og Vesterålen. De fleste gabbroene har markert magmatisk lagning i enkelte partier. Ved Selvåg i Bø finner man olivinstein som lag i gabbro (Tveten, 1978). Bergartene på Nykvåg-halvøya består hovedsakelig av gabbro og mangerittsyenitt (figur 1.2). Det er også noen forekomster av olivinstein i studieområdet.

Flere steder i regionen er berggrunnen dypt forvitret. Dette indikerer at berggrunnen har vært eksponert for kjemisk forvitring over lange geologiske tidsrom. Sund og fjorder mellom øyene følger forkastningssoner, og er nordøst-sørvest til nord-sør orientert (Nordgulen & Andersen, 2013, s. 89).



Figur 1.2: Kartet viser forekomsten av ulike bergarter ved Nykvåg-halvøyen. Figuren er modifisert etter data fra NGU (2020).

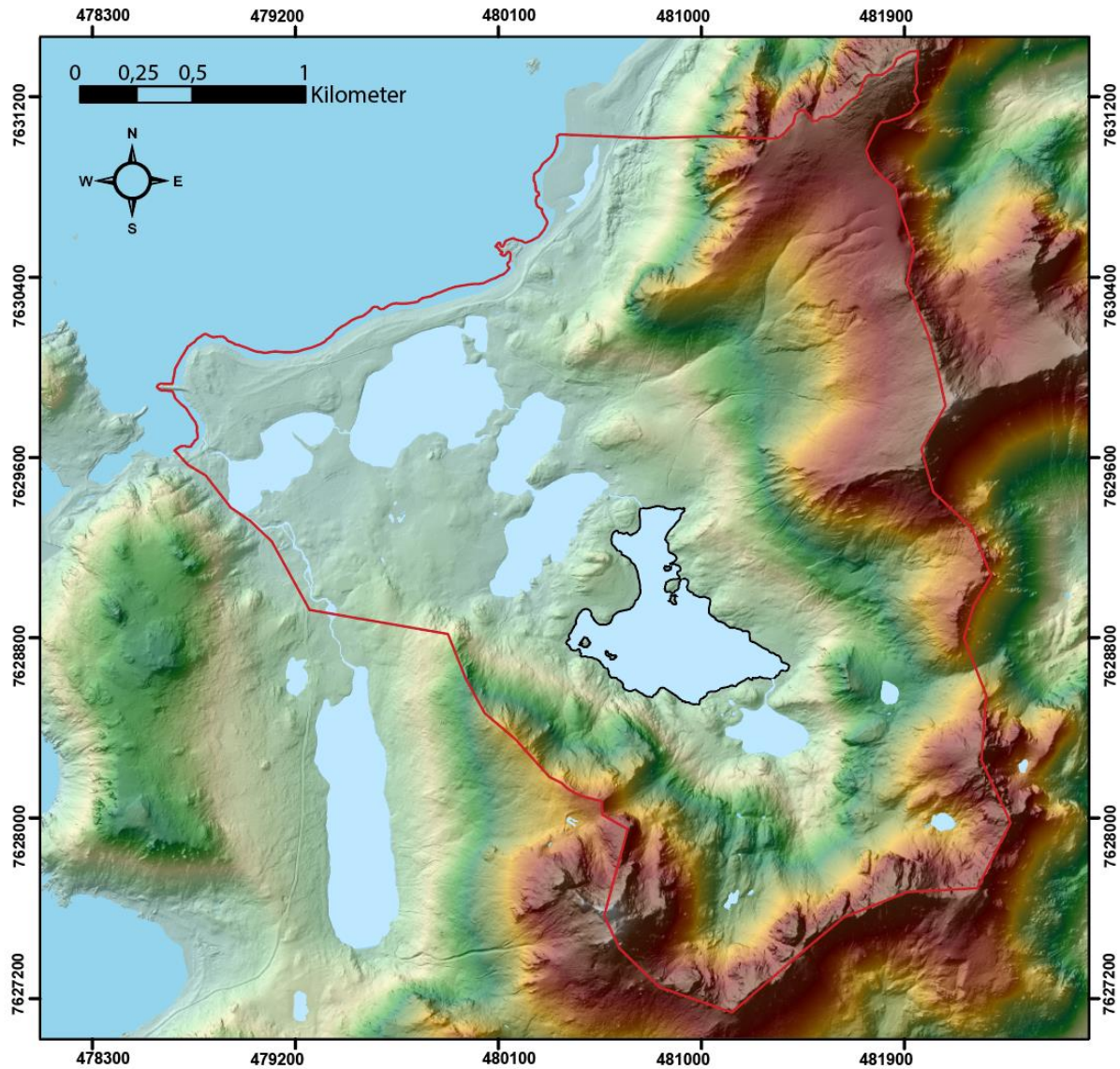
#### 2.1.4 Geografi og geomorfologi

Omtrent 1,3 km fra kysten ved Nykvåg ligger innsjøen Dalvatnet (figur 1.3). Innsjøen ligger 32,8 moh og har et areal på  $\sim 0,35 \text{ km}^2$ . Dalvatnet er omringet av fjelltopper med høyder mellom 300-600 moh i sør, øst og nord. Ved Trehyrna-massivet, som består av toppene Trehyrna, Mannen, Spikerheia og Keipen finner man tydelige botnformasjoner med aspekt mot nord, nordvest og vest. Dalvatnet skilles fra Lundvatnet i nordvest av en mellom 150-380 meter bred rygg. En bekk renner inn i Dalvatnet fra Trolldalsvatnet. I tillegg til denne er det flere mindre bekker i nedslagsfeltet. Den nordlige og nordvestlige delen av vannet er omringet av et landskap karakterisert som roligere sammenlignet med den sørlige delen.



Figur 1.3: Bildet viser deler av studieområdet sett fra toppen av Trehyrna. Høye fjell omringer vannene i Nykdalen. Rød prikk markerer omtrentlig lokalitet for sedimentkjernen. Bildet er tatt mot nord.

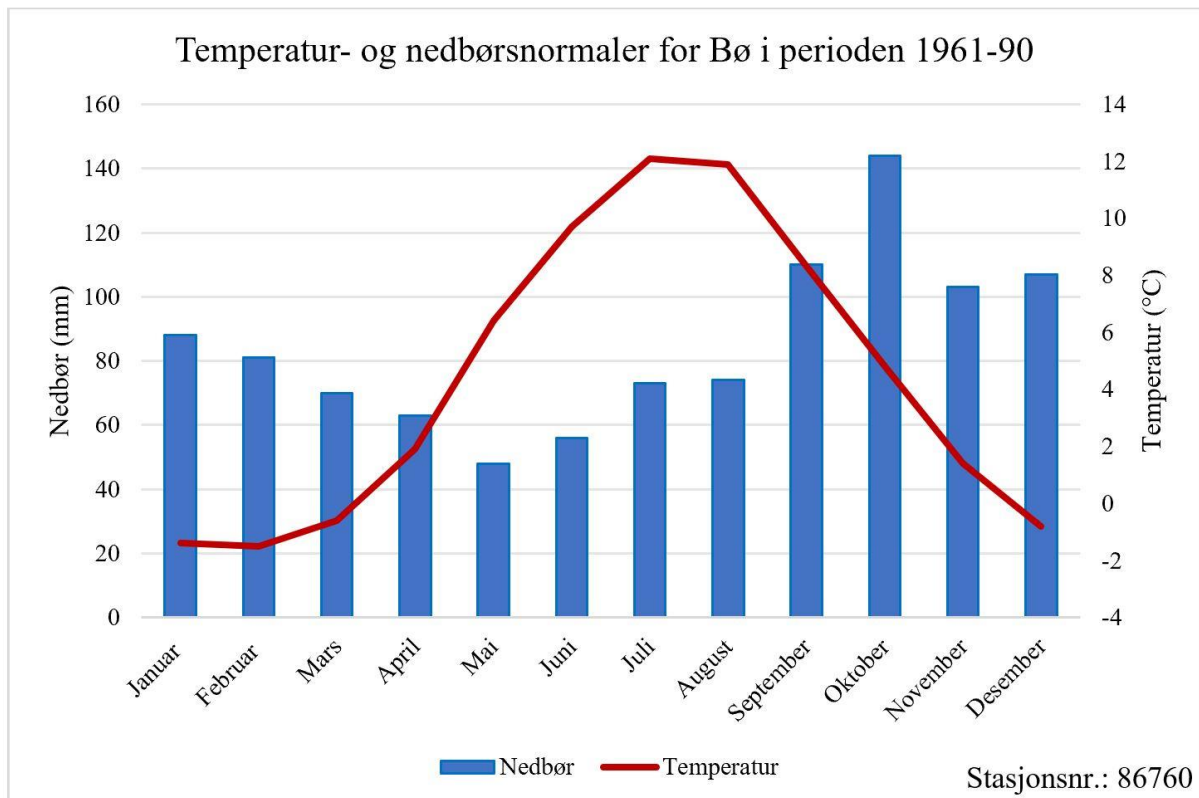
Studieområdet kjennetegnes av hovedsakelig tre landformer, alpine fjellandskap, strandflaten og den paleiske overflaten. En terrengmodell over området er vist ved figur 1.4. De prekambriske grunnfjellsbergartene i Nordland er fremtredende i Lofoten-Vesterålen. De harde bergartene står frem i fjell som alpine tinder, bearbeidet av kvartærtidens isbreer (Nordgulen & Andersen, 2013, s. 84). I den sørlige og østlige delen av studieområdet er landskapet preget av alpine tinder. Fjellene i nord er mer avrundet, og den paleiske overflaten er trolig representert ved områdene rundt Siktartinden og Trollan. Det er korte avstander som skiller de høyeste fjelltoppene fra havet. Områdets høyeste topp, Trehyrna, har en høyde på 620 moh. Strandflaten er velutviklet langs hele Langøyas vestkyst, og er også representert i den vestlige/nordvestlige delen av studieområdet. Rundt Husvatnet, Ravatnet og langs kysten mellom Nykvåg og Hovden er strandflaten representert ved et landskap preget av et lavtliggende terreng, med lite relieff. Langs strekningen mellom Nykvåg og Hovden har man stedvis en markert og bratt overgang til fjellsiden i øst.



Figur 1.4: Høydemodell over studieområdet. Grønt viser lavereliggende områder, mens fjelltoppene er representert med rød farge. Rød linje markerer studieområdet, og sort linje markerer Dalvatnet. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data.

### 2.1.5 Klima

Klimaet på Langøya er karakterisert som temperert maritimt. Atlanterhavsstrømmen som passerer vest for Langøya, gjør at klimaet er varmere og fuktigere enn hva man vanligvis forventer ved samme breddegrad. Figur 1.5 viser nedbør- og temperaturforholdene ved værstasjonen i Bø gjennom normalperioden 1961-1990. Årsmiddelnedbør er 1017 mm. Høsten er den mest nedbørsrike perioden, og nedbørstoppen kommer i oktober hvor gjennomsnittlig nedbør er 144 mm. Mai er den tørreste måneden, med et gjennomsnitt på 48 mm nedbør. Det er vanligvis mellom 100 og 150 dager i året med snødekke (DNMI, 2020). Årsmiddeltemperaturen ved Bø ligger på 4,4 °C. Gjennomsnittlig sommertemperatur (juni-august) er 11,2 °C, mens gjennomsnittlig vintertemperatur (desember-februar) er -1,2 °C.



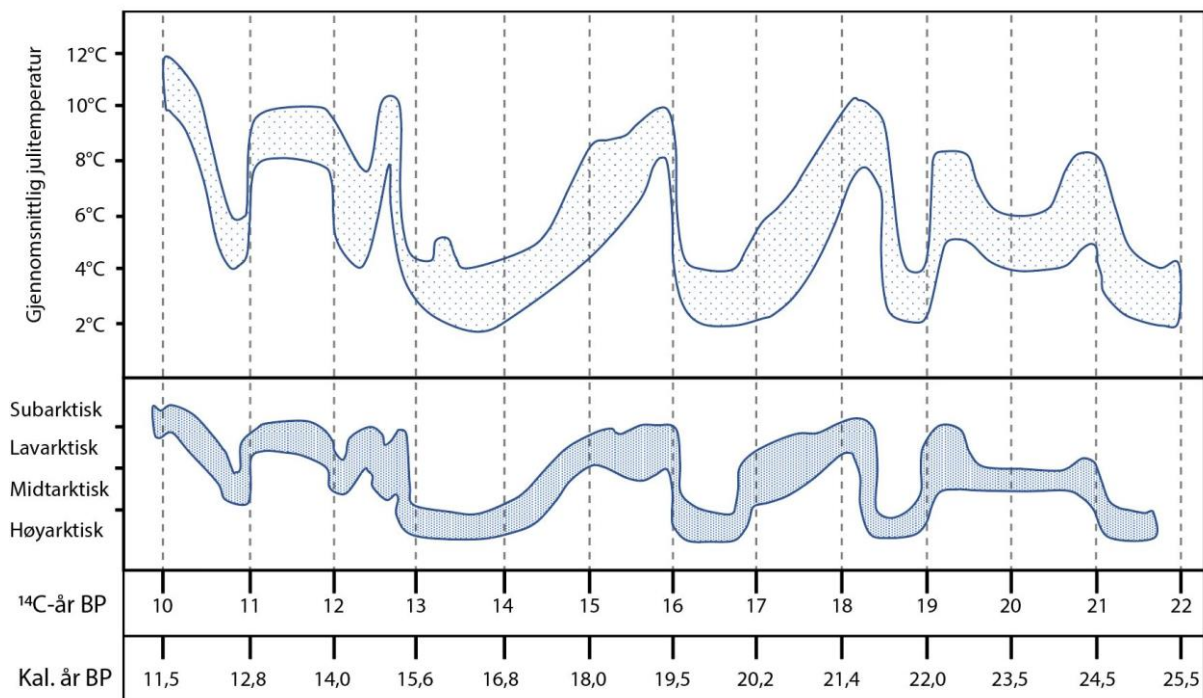
Figur 1.5: Grafen viser gjennomsnittlig nedbør og temperatur for hver måned i perioden 1961-90 ved Bø i Vesterålen II målestasjon (DNMI, 2020).

## 1.4 Tidligere arbeid fra regionen

Deglasiasjonshistorien i Vesterålen har blitt studert ved en rekke anledninger de siste 100 år (eks. Undås, 1938; Møller & Sollid, 1972; Rasmussen, 1984; Vorren et al., 1988; Vorren & Plassen, 2002; Paasche et al., 2007; Nesje et al., 2007; Vorren et al., 2015). Forskere og geologer mente allerede fra begynnelsen av 1900-tallet at Andøya tidlig ble isfritt under deglasiasjonen. Dette gjør at det er viet mye tid til forskning i området, hvor hovedfokuset har lagt på Andøya.

Innlandsisens utbredelse i Vesterålen-Lofoten, og spesielt på Andøya, har vært et mye diskutert tema. Basert på funn av flyttblokker ved flere fjelltopper argumenterte Bergström (1973) for at innlandsisen under weichsel dekket hele Lofoten og Vesterålen. Den tidlige deglasiasjonen på Andøya ble likevel senere bekreftet av innsjøsedimenter fra Nedre Æråsvatn, Øvre Æråsvatne og Endletvatnet. Med en bunndatering på  $21,800 \pm 410$   $^{14}\text{C}$  år BP fra sedimenter fra Øvre Æråsvatn har Alm (1993) argumentert for en kontinuerlig sedimentasjon i innsjøen gjennom store deler av sen-weichsel. Senere arbeid fra samme vann har gitt bunndateringer  $\sim 26,700$  kal. år BP ( $22,410 \pm 120$   $^{14}\text{C}$  år BP) (Alsos et al., 2020). Alm (1993) har presentert en kontinuerlig

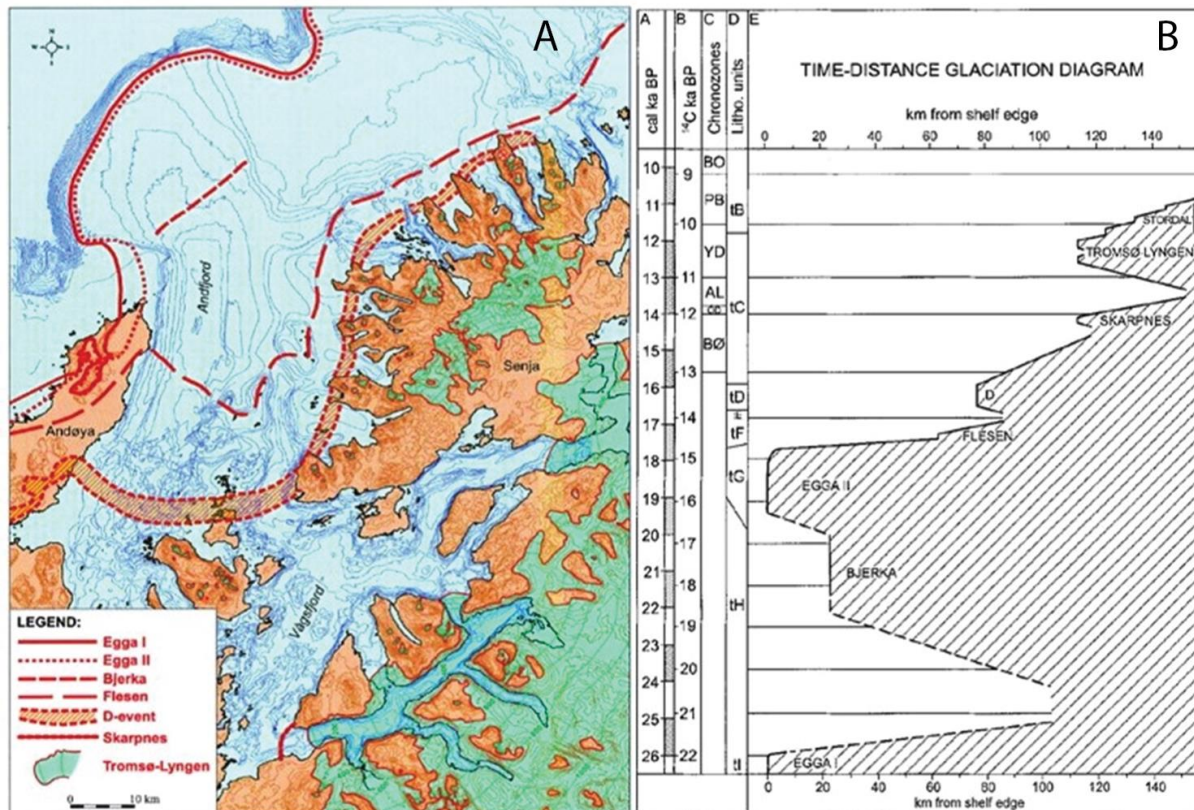
temperaturkurve for Andøya basert på pollenstudier (figur 1.6). Studiene viser at klimaet i tidsperioden 22-10  $^{14}\text{C}$ -år BP varierte mellom subarktisk og høyarktisk.



Figur 1.6: Rekonstruksjon av gjennomsnittlig julitemperatur og klima fra Andøya. Figuren er modifisert etter Alm (1993).

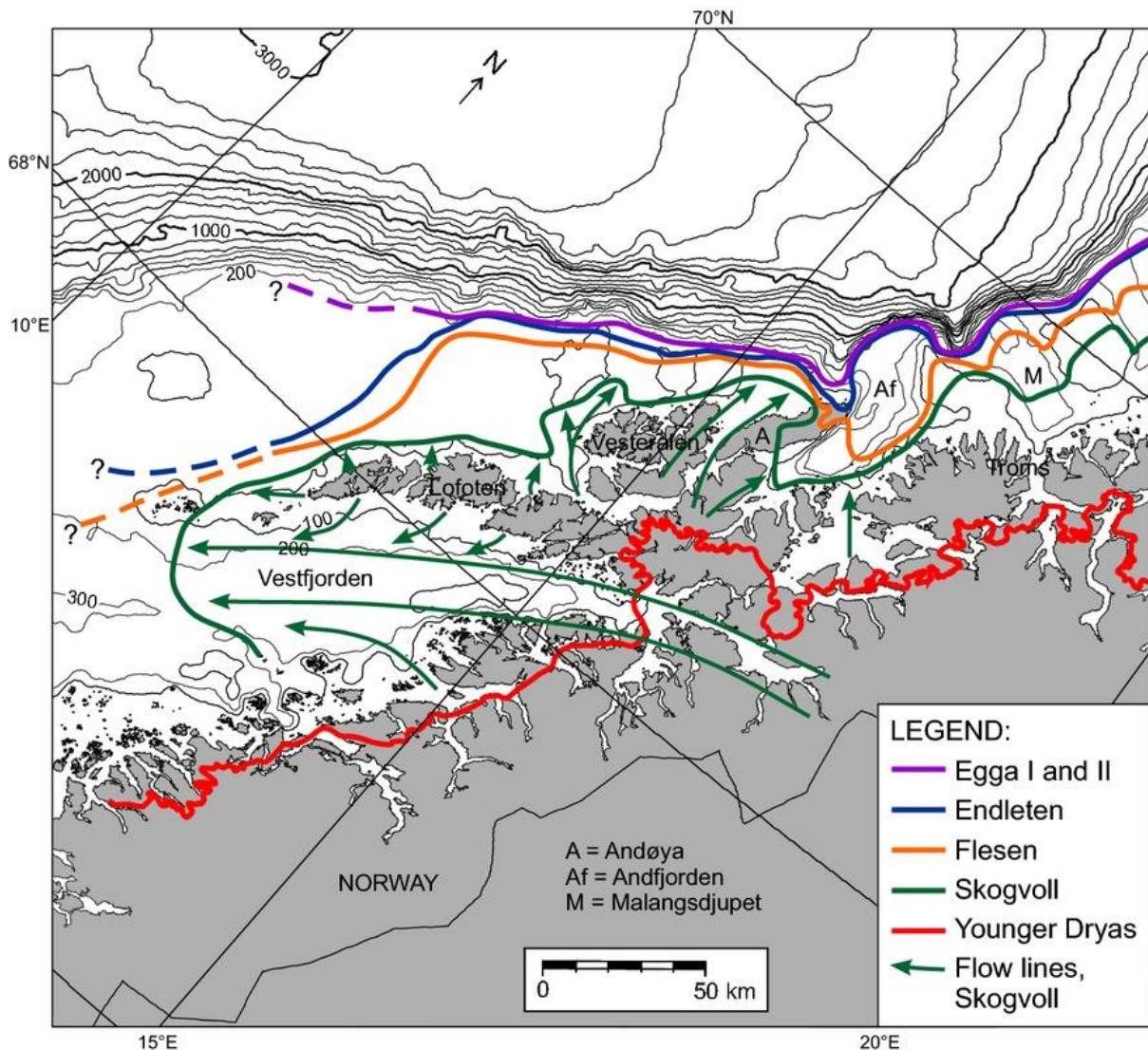
Andfjorden fungerte som en viktig dreneringsløp for den Fennoskandiske innlandsisen under siste istid. Basert på studier av marine kjerner fra Andfjorden og Vågsfjorden har Vorren & Plassen (2002) oppsummert den regionale glasiashistorien ved Andfjorden-Vågsfjord regionen. Syv, mulig åtte, glasiale fremrykk og/eller stillestander under siste istid er definert (figur 1.7). Av disse er fire, mulig fem, funnet i Andfjorden, mens de resterende er funnet i Vågsfjorden og dens sidefjorder. Trinnene inkluderer Egga I-, Egga II-, Bjerka-, Flesen-, D-, Skarpnes-, Tromsø-Lyngen- og Stordal-trinnet.





Figur 1.7: A: Figuren viser en rekonstruksjon av utbredelsen av det Fennoskandiske isdekket og lokale breer under sen-weichsel, basert på seismikkdata og sedimentkjerner. B: Tid-distanse diagram som viser frontposisjonen til det Fennoskandiske isdekket i Andfjorden-Vågsfjord området gjennom deglasiasjonen. Figurene er hentet fra Vorren & Plassen (2002).

LLGM («local last glacial maximum») og den påfølgende deglasiasjonen er av Vorren et al. (2015) delt opp i fem glasiiale trinn: Egga I (før 24,000 kal. år BP), Egga II (~23 – 22,200 kal. år BP), Endletentrinnet (22,2 – 18,600 kal. år BP), Flesentrinnet (18-17,500 kal. år BP) og Skogvolltrinnet (16,9 – 16,300 kal. år BP). Innlandsisens utbredelse under disse trinnene er rekonstruert ved kontinentalsokkelen forbi Lofoten, Vesterålen og Troms (figur 1.8). Studien antyder at iskapper overlevde i kystområdene etter at sokkelen ble isfri. Studien viste også at noen av morenene på Andøya er avsatt fra vest. Dette demonstrerer at isstrømmen kom fra sokkelen inn mot land, noe som er en sjelden situasjon (Vorren et al., 2015).



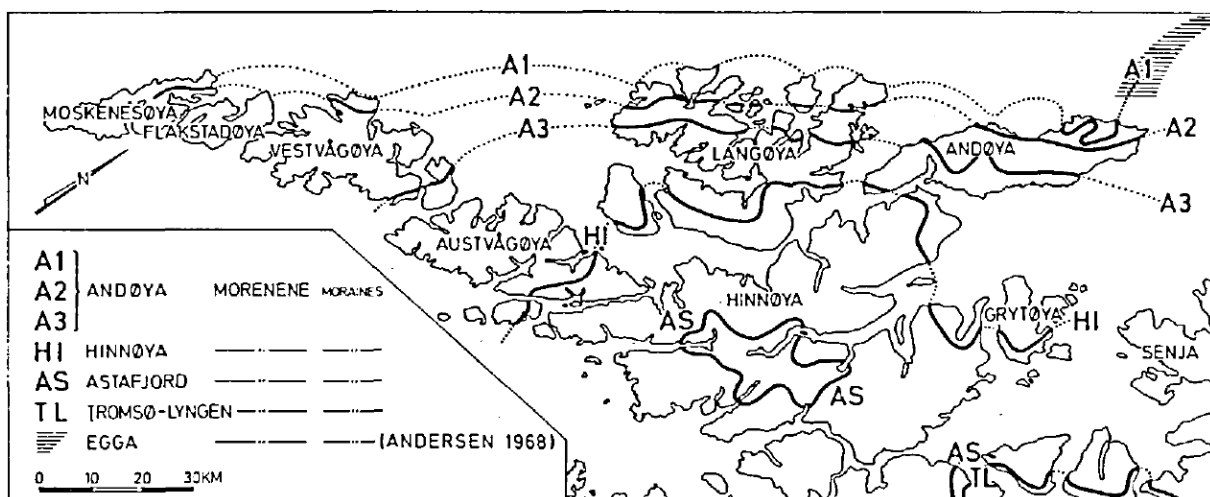
Figur 1.8: Rekonstruert isutbredelse under de glasiiale trinnene Egga1, Egga2, Flesen, Skogvoll og yngre dryas. Legg merke til innregnede strømningslinjer rundt Langøya under Skogvolltrinnet. Figur hentet fra Vorren et al. (2015).

Forvittringsgrenser er brukt for rekonstruksjon av innlandsisens vertikale utbredelse ved flere anledninger. Vorren et al., (1988) har argumentert for at fjellområdene ved Andøya var isfrie under siste istid, blant annet ved å se på forvittringsgrenser. Analyser av forvittringsprofiler indikerte at innlandsisens øvre grense ikke oversteg 250 moh nord på Langøya og ved Hadseløya (Paasche et al., 2006). Store forekomster av glasiiale og periglasiiale landformer som endemorener, steinbreer, pronivale rygger og gelifluksjonslober tyder på at innlandsisens erosjon i områdene under 250 moh var beskjeden. Ved å studere eksponeringsdateringer, karakteristikken til grunnfjellsforvitringen, jordmineralogien over og under forvittringsgrensen og den regelmessige nedgangen i forvittringsgrensen langs et transekt fra Andøya til Skånland i Sør-Troms har Nesje et al. (2007) rekonstruert innlandsisens maksimale overflate under siste istids maksimum i regionen. Studiene viste at breoverflaten hadde en helning på 9,5 m/km langs

transektet. Eksponeringsdateringer av flyttblokker og berggrunnen nord på Andøya ga aldre mellom 56 og 20 ka  $^{10}\text{Be}$  år, og det ble også her argumentert for at den nordlige delen av Andøya sannsynligvis var isfri under LGM.

Kvartærgeologien på den østlige delen av Langøya er beskrevet av blant annet Møller og Sollid (1972) og Rasmussen (1984). Basert på randavsetninger og hevede strandlinjer i regionen er deglasiasjonshistorien rekonstruert. Møller og Sollid (1972) presenterer deglasiasjonskronologien i tre tinn, kjent som Andøyatrinnene (figur 1.9). Trinnene representerer innlandsisens maksimale utbredelse under deglasiasjonen.

Ved Nykvåg er en 1,5 km lang randmorene med en høyde på 15-25 m og en bredde på 50-300 m omtalt av både Møller og Sollid (1972) og Rasmussen (1984). Randavsetningen ved Nykvåg er korrelert med randavsetninger fra blant annet Bleik på Andøya, og avsetningene er tolket til å være en del av det ytre Andøyatrinnet (A1). Alderen på randavsetningene i de ytre distriktene i Lofoten og Vesterålen er usikre, men basert på den rekonstruerte strandforskyvningen i området foreslår Møller & Sollid (1972) en alder på mellom 18,000-20,000  $^{14}\text{C}$  år BP for det ytre Andøyatrinnet. Ifølge Rasmussen (1984) er morenen ved Nykvåg dannet av en lokal bre i Nykdalen, og den korreleres med Langøyatrinnet. Morenene fra Langøyatrinnet beskrives som de eldste funnet i regionen. Under Langøyatrinnet mente Rasmussen (1984) at fronten av innlandsisen lå ved munningen av Malnesfjorden nordvest for Nykvåg og ved munningen av Åsandfjorden sør for Nykvåg.



Figur 1.9: Figuren viser israndstadier i Lofoten-Vesterålen. Det ytre Andøyatrinnet er markert som A1, det midtre som A2 og det indre som A3. Det ytre Andøyatrinnet følger kysten av Nykvågshalvøyen ved midten av figuren. Figuren er hentet fra Møller & Sollid (1972).

Postglasiale havnivåendringer er studert ved en rekke forskjellige arbeider (eks. Marthinussen, 1962; Møller & Sollid, 1972; Rasmussen, 1984; Vorren & Moe, 1986; Vorren et al., 1988; Møller, 1989). Ved Nykvåg er det funnet spor etter tidligere havnivå i form av strandvoller opp til ~15 moh (Rasmussen, 1984). Modellering av havnivået basert på lokaliteter fra nærliggende områder tyder på at havnivået under yngre dryas lå under dagens havnivå ved Nykvåg (Vorren & Moe, 1986; Møller, 1989). En detaljert rekonstruksjon av havnivåendringer ved Nykvåg gjennom deglasiasjon er gjennomført av Vetti (2020).

I tillegg til avsetningene fra det Fennoskandiske isdekket, finner man også flere avsetninger fra lokale breer på øyene i Vesterålen. Under yngre dryas, en kaldere periode datert mellom ~12,9-11,700 kal. år BP (Rasmussen, 2006), ble likevektslinjen senket betraktelig, og flere morener ble avsatt av lokale botnbreer eller små iskapper ved kystområdene, utenfor innlandsisen. Endringer i breenes likevektslinjen, endringer i den marine faunaen, og endringer i pollen (floraen) viser at klimaet endret seg dramatisk under yngre dryas, sammenlignet med både perioden før og etter (Andersen et al., 1995). På øyene i Vesterålen finner man morener fra lokale botnbreer og relikte steinbreer ved omtrentlig alle fjellområder som ligger både høyere og lavere enn den antatte likevektslinjen under yngre dryas (Rasmussen, 1984).

På Langøya og Hadseløy finner man vanligvis morener ved botner som ligger høyere enn 400 moh. Den antatte likevektslinjen lå under preboreal (~10-9000 <sup>14</sup>C år BP) sannsynligvis mellom 600-800 moh i området. Da få av fjellene på Langøya og Hadseløy når disse høydene, antar Rasmussen (1984) at morenene på øyene generelt kan korreleres med Tromsø-Lyngstrinnet (yngre dryas). Under Skapnestrinnet (12,5-12 <sup>14</sup>C år BP) var klimaet tilsvarende det under Tromsø-Lyngstrinnet, og omfanget av både innlandsisen og lokale breer var relativt likt (Vorren & Plassen, 2002).

Paasche et al. (2007) har rekonstruert breaktiviteten ved en lokal botnbre sør på Andøya basert på sedimentanalyser av en innsjøkerne, og Liestøl-ligningen. Sedimentanalysene indikerte at breen smeltet vekk for siste gang under bølling, ~14,700 kal. år BP. Morenetrinnene oppstrøms for Nermarksvatnet ble brukt for rekonstruksjon av den lokale likevektslinjen. Likevektslinjen ble beregnet til å være ca. 1230 m lavere enn dagens teoretiske likevektslinje. Basert på Liestøl-ligningen ble høyden på likevektslinjen og julitemperaturdata brukt for å rekonstruere og evaluere et klimascenario under yngre dryas. Med en julitemperatur anslått til å være 2,2 °C, krevdes det 1990 mm vinternedbør for at et brefremstøt under yngre dryas skulle være mulig. Dette ble ansett som usannsynlig av Paasche et al. (2007), og det foreslås heller at morenetrinnene ble dannet under LGM (~21,050 – 19,100 kal. år BP) og Heinrich Event 1

(~17,500-14,760 kal. år BP), og at dreneringsbassenget var isfritt under yngre dryas. Resultatene, som står i kontrast med tidligere tolkinger av morenerygger ved botnene, og har mottatt noe kritikk i senere arbeid for å ikke ta tilstrekkelig hensyn til effekten vind har på lokale botnbreers massebalanse (Vorren et al., 2013).

## 2 Metoder

I dette kapittelet presenteres alle metoder som er benyttet gjennom arbeidet. Fokuset vil ligge på prinsippene bak de ulike metodene, fremgangsmåte, benyttet utstyr og innstillinger. Formålet med presentasjonen av metodene er at studien skal være reproducerbar. Først vil metodene benyttet i felt beskrives, etterfulgt av laboratorieanalyser. De respektive resultatene presenteres i kapittel 3.

### 2.1 Feltmetoder

Feltarbeidet ble gjennomført i perioden mellom 27. juli til 17. august 2019. Tiden i felt ble hovedsakelig brukt til kartlegging, da kjernen som jobbes med i prosjektet ble tatt opp vinteren 2013.

#### 2.1.1 Kvantærgeologisk kartlegging

Et kvantærgeologisk kart gir en oversikt over hvilke løsmasser og landformer som er representert i et område, og utbredelsen av disse. Ulike fargepolygoner benyttes for å gi en oversikt over de ulike løsmassetypene, deres utbredelse og deres dannelsesmåte. I tillegg vil blant annet ulike overflateformer og kornstørrelser kartlegges ved hjelp av linje- og punktsymboler. Kartet vil inkludere både aktive prosesser og prosesser som har foregått langt tilbake i tid. Den kvantærgeologiske kartleggingen og studier av enkeltlokaliteter vil i kombinasjon med sedimentkjernen danne grunnlaget for en diskusjon rundt isutbredelsen i studieområdet.

Løsmasser som ligger over fast berggrunn kan klassifiseres som ulike jordarter (Jørgensen et al., 1997). I Norge har inndelingen av løsmasser alltid vært basert på dannelsesmåte (genese). Stratigrafiske undersøkelser og beskrivelser av sedimenter er ofte nødvendig når man skal skille mellom ulike sedimenter og forstå deres dannelsesmåte (Fredin et al., 2014). Det kan da være interessant å se på egenskaper som kornstørrelse, rundingsgrad, sortering og pakning.

I tillegg til observasjoner i felt har studier av kart, flyfoto og digitale terrengmodeller blitt brukt som kartgrunnlag. Terrengmodellene baserer seg på LiDAR-data fra Statens Kartverk (2020). LiDAR data tillater at vegetasjon og infrastruktur som kan virke forstyrrende i tolkningen av landskapet filtreres bort (Fredin et al., 2014). Terrengmodellene over Nykvåg (nr. 42142, 2017 og nr. 42395, 2019) har en oppløsning på 1 m. Flyfoto (serie: TT-14443, 2019) ble brukt i kombinasjon med terrengmodellene (Norge i Bilder, 2020).

Fargekodene og symbolene som benyttes i kartleggingen tar utgangspunktet i NGU sin standard. Under feltarbeidet ble alle observasjoner skissert inn på et blankt kart. En Garmin GPSMAP 64sx er benyttet for nøyaktig lokalisering av landformer. Basert på feltnotater, terrengmodeller og flyfoto er det ferdige kartet fremstilt i kartprogrammet ESRI ArcMap 10.7.

### 2.1.2 Provenance

Tilstedeværelsen av flyttblokker av fremmede bergarter kan benyttes for å rekonstruere isbevegelsesretningen til tidligere isdekker (Vorren & Mangerud, 2013, s. 505). Denne metoden er kjent som provenance studier, og ved hjelp av bergartens geografiske tilhørighet kan man undersøke breens bevegelsesmønster. Metoden er brukt ved flere tidligere anledninger innenfor glasiologi og geologi, blant annet av Kjær et al. (2003), hvor tilstedeværelsen av flyttblokker av fremmed bergart i morenemateriale i Danmark ble brukt som en av flere proksier for å rekonstruere isbevegelsesretninger for det Skandinaviske isdekket.

Bergartene i studieområdet består hovedsakelig av gabbro og mangerittsyenitt, med noen innslag av olivinstein (NGU, 2020). For å kunne rekonstruere isbevegelsesretningen basert på fremmede bergarter er posisjonen til alle lokaliteter med tilstedeværelse av fremmede bergarter notert ned. For å koble den fremmede bergarten i studieområdet til et kildeområde er kart over den regionale berggrunnsgeologien studert. Tilstedeværelsen av fragmenter av fremmed bergart i studieområdet er kartlagt ved hjelp av kartprogrammet ESRI ArcMap 10.7.

### 2.1.3 Kjernetaking og valg av borelokalitet

Kjernen som jobbes med i prosjektet ble hentet opp vinteren 2013 av Pål Ringkjøb Nielsen, Svein Olaf Dahl og Marin Tvedt. For å finne den best egnede lokaliteten for kjernetakingen ble Dalvatnet undersøkt med GPR ('ground-penetrating radar' - georadar). Dette ble gjennomført med en Ramac GPR med 25 MHz RTA antenne fra Malå GeoScience. Antennen sender ut og mottar elektromagnetiske pulser som reflekteres fra materialene i grunnen. Refleksjonen avhenger av grunnens egenskaper, og på grunnlag av dette kan man undersøke forhold som sedimenttykkelse, stratigrafi, og vanndybde i en innsjø (Davies & Annan, 1989). På grunn av problemer med koordinatene til flere av georadarprofilene var de dessverre ikke egnet til å lage dybdekart.

Når brevariasjoner skal rekonstrueres basert på innsjøsedimenter er det flere kriterier som må tas hensyn til under valg av borelokalitet. Disse kriteriene går i hovedsak ut på at man ønsker å finne den lokaliteten som best fanger opp det glasiale signalet uten potensielle forstyrrelser fra andre prosesser i nedslagsfeltet og innsjøen. En vil få det klareste signalet dersom det kun er en

bre i dreneringsfeltet. Videre bør man unngå lokaliteter som trolig er påvirket av skredaktivitet og flommer (Dahl et al., 2003).

DALP-213 ble hentet fra et mindre basseng i den nordlige delen av Dalvatnet med UTM-koordinat 33W 480753,64E, 7629171,99N. En terskel gjør at sub-bassenget er avgrenset fra hovedbassenget. Det er ukjent nøyaktig hvor dypt Dalvatnet er, men basert på georadarprofilene antas det en dybde på rundt 30 m. Sub-bassenget hvor kjernen er hentet fra er rundt 10-12 m dypt, mens kjernen er hentet opp fra 10,3 m dyp. Tre mindre bekker renner inn i Dalvatnet ved bassenget. Dreneringen ut av Dalvatnet går via en liten elv lokalisert i den nordvestlige delen av bassenget. Terrenget rundt sub-bassenget er relativt slakt sammenlignet med andre deler av nedslagsfeltet til Dalvatnet. Det anses som sannsynlig at sedimentasjonen i nedslagsfeltet ved bassenget har vært dominert av *in-situ* organisk produksjon, overflateavrenning og eventuelle innsalg fra tidligere breer og flomhendelser.

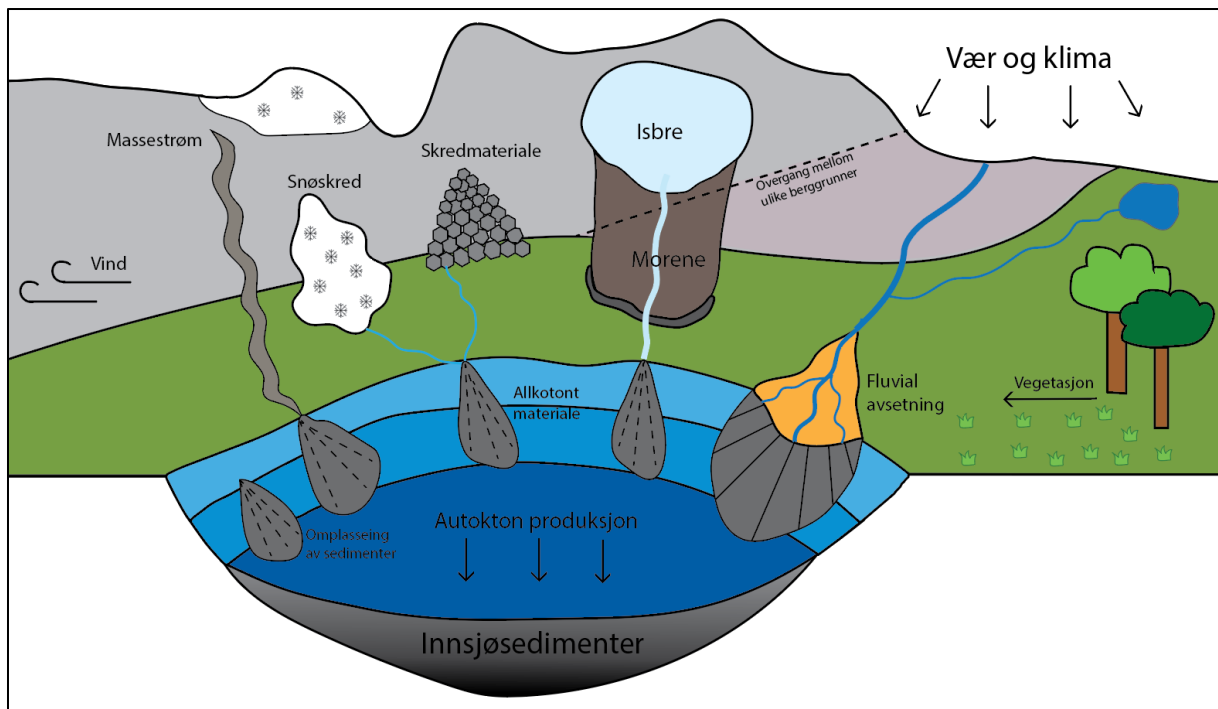
DALP-213 ble tatt opp fra et islagt Dalvatnet ved bruk av en modifisert stempelkjernetaker (piston corer) (Nesje, 1992). Kjernetakeren består hovedsakelig av et PCV-rør, en sedimentfanger, et stempel, og et stempelhode. Et lodd brukes for å slå stempelet ned i sedimentene. Da loddet gjorde dobbeltslag ble sedimentkjernen ført opp. Dobbeltslag tyder på at PCV-røret har nådd materiale som er vanskelig å trenge gjennom, som bunnmorene eller berggrunn (Nesje, 1992).

## 2.2 Sedimentanalyser

Innsjøer kan ses på som komplekse system hvor sammensetningen av sedimenter avhenger av responsen på flere ulike prosesser i nedslagsfeltet (figur 2.1). For å forstå prosessene som fører til variasjonene i sammensetningen av sedimentene er det derfor viktig å kombinere flere ulike analyser (Davies et al., 2015). En rekke analyser av sedimentkjernen fra Dalvatnet er gjennomført med mål om å kunne skille sedimenter av glasial opprinnelse fra sedimenter som er av ikke-glasial opprinnelse. Samtlige av analysene er gjennomført ved sedimentlaboratoriet *EARTH LAB* ved Institutt for Geovitenskap, UiB.

Metodene baserer seg på en konseptuell modell hvor minerogene, ikke-organiske, sedimenter kobles til tilstedeværelsen av en isbre i nedslagsfeltet. Det er tidligere gjort flere paleoklimatiske studier hvor tilstedeværelsen av minerogene sedimenter i proglasiale innsjøer kobles til tilstedeværelsen av en bre i innsjøens nedslagsfelt (eks. Karlén, 1976; Nesje et al., 2001; Dahl et al., 2003; Bakke et al., 2005; Bakke et al., 2013; Van der Bilt et al., 2015).





Figur 2.1: Skjematisk fremstilling av ulike prosesser som påvirker sedimentasjonen i innsjøer. Modifisert etter figur fra Eivind Støren.

### 2.2.1 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Magnetisk susceptibilitet reflekterer konsentrasjonen av magnetiske mineraler i en prøve (Thompson & Oldfield, 1986). Studier av innsjøsedimenter gjennomført av Thompson et al. (1975) indikerte at sedimentenes variasjoner i magnetisk susceptibilitet var et direkte resultat av tilførselen av alloktont minerogent materiale i innsjøen. Magnetisk susceptibilitet er blitt brukt som en indikator på erosjon og transport av klastiske sedimenter, som videre kan kobles til breaktivitet (Nesje et al., 2001). Magnetisk susceptibilitet kan også reflektere ikke-glasiale erosjonsprosesser, som skredaktivitet, flomaktivitet eller andre prosesser som vil øke erosjonen og transporten av sedimenter (Nesje et al., 1995; Nesje et al., 2001). Magnetisk susceptibilitet er en ikke-destruktiv metode, som er enkel og rask å gjennomføre.

Magnetisk susceptibilitet er målt i alle fire seksjoner av DALP-213. Kjernens overflate ble først jevnet ut og tildekket med tynn plastfilm. Analysen ble gjennomført med en Multi Sensor Core Logger med en oppløsning på 0,2 cm.

### 2.2.2 X-ray fluorescens (XRF)

XRF er en ikke-destruktiv metode som gir høyoppløselige fremstillinger av de relative endringene av grunnstoffer i sedimentkjerner. Analysen måler normalt grunnstoff i rekkevidden mellom aluminium (Al) og uran (U). Variasjoner i geokjemien til marine og lakustrine sedimenter kan benyttes som en prokxy for å rekonstruere variasjoner i klima (Rothwell &

Croudace, 2015, s. 2). Geokjemiske analyser av sedimenter gir høyoppløselig informasjon om breers tilstand og samspillet mellom breer og klima (Bakke et al., 2010).

Prinsippet bak XRF-analyse baserer seg på eksitering av elektroner av røntgenstråler. Eksiteringen vil føre til at et elektron bli utstøtt fra det indre atomskallet, og et atom fra det ytre atomskallet tar over plassen til det utstøtte elektronet. Denne prosessen gjør at overskuddsenergi i form av elektromagnetisk stråling blir sendt ut. Bølgelengden til strålingen som sendes ut tilsvarer energiforskjellen mellom det ytre og det indre skallet. Dette gjør at bølgelengden på strålingen som avgis er karakteristisk for hvert enkelt atom (Jansen et al., 1998).

I denne studien er XRF-analysen benyttet for å skaffe informasjon om ulike erosjonsprosesser i nedslagsfeltet til Dalvatnet. Titan (Ti) er et av grunnstoffene som kan benyttes som indikator på terrestrisk erosjon (Haug et al., 2001; Bakke et al., 2009; Bakke et al., 2010). Gitt at breer som eroderer i underlaget vil føre til økt sedimenttransport og akkumulasjon i en proglasial innsjø, kan variasjonene i Ti kan benyttes for å si noe om en bres evne til å erodere (Bakke et al., 2009). Konsentrasjonen av jern (Fe) er også benyttet som en indikator på terrestrisk erosjon av Haug et al. (2001). Variasjonene av Fe kan påvirkes av redoksprosesser, mens Ti ikke påvirkes av miljømessige redoksvariasjoner. Forholdet mellom Fe og Ti kan dermed brukes som en prokxy for redoksrelaterte prosesser i en innsjø. Silisium (Si), et av de vanligste grunnstoffene i jordskorpen, kan i likhet med Ti og Fe benyttes som en indikator på terrestrisk erosjon (Rothwell et al., 2006). Variasjoner i mengden organisk materiale reflekteres av forholdet mellom usammenhengende og sammenhengende spredning av røntgenstråler (incoherent/coherent – inc/coh). Mengden usammenhengende spredning mellom elektroner er teoretisk sett høyere for grunnstoff med lavere atommasse. Forholdet mellom inc/coh er derfor koblet til det gjennomsnittlige atomnummeret, og kan delvis være relatert til karboninnholdet i kjernen (Guyard et al., 2007).

Stor påvirkning fra ulike prosesser i nedslagsfeltet til en innsjø vil føre til store variasjoner i innsjøsedimentenes fysiske egenskaper. Skillet mellom glasiale og ikke-glasiale sedimenter under overgangen fra siste istid til holocen vil ofte markeres som en brå endring i stratigrafien i innsjøsedimenter. Hensyn til variasjoner i parametere som organisk materiale og vanninnhold må tas når resultatene fra en XRF-analyse skal tolkes (Davies et al., 2015, s. 191). Røntgensignalet som sendes ut fra sedimentoverflaten under XRF-analysen er en funksjon av sedimentsammensetningen. Dette gjør at store variasjoner i lette grunnstoff som ligger utenfor målerekkevidden til XRF-detektoren, blant annet karbon, oksygen og nitrogen, kan føre til en «utvanningseffekt». Denne utvanningseffekten vil resultere i lavere tellerater for tyngre

grunnstoff. I teorien betyr dette at en økning i andelen organisk materiale vil føre til en nedgang i den totale telleraten for alle målte grunnstoff (Löwemark et al., 2011). Ved å normalisere rådataene kan man kompensere for effekten organisk materiale og vanninnhold har på dataene. En metode for å minimalisere effekten av organisk materiale og vanninnhold er å dele resultatene på summen av usammenhengende og sammenhengende spredning av røntgenstråling (inc + coh) (Davies et al., 2015, s. 192). For å få mest mulig pålitelige resultat fra analysen av DALP-213 vil alle resultater deles på inc + coh.

Før analysen ble overflaten av DALP-213 finrenset og jevnet ut, og kjernen ble dekket til med en tynn plastfilm. Kjernen ble scannet med en Itrax XRF Core Scanner. Analysen ble gjennomført med en oppløsning på 200 µm (0,2 mm). Intensiteten ble satt til 27kV med 25mA med eksponeringstid på 10 sekunder.

### 2.3.3 Glødetap

Glødetap («*loss-on-ignition*», LOI) er en destruktiv metode som kan anvendes dersom man ønsker å estimere mengden organisk materiale og karbonatinnhold i sedimenter (Dean, 1974, Heiri et al., 2001). Glødetap kan benyttes som en invers indikator for mengden minerogent materiale i en sedimentprøve (Bakke et al., 2005).

Glødetapsanalysen ble gjennomført med utgangspunkt i fremgangsmåten beskrevet av Dean (1974) og Heiri et al., (2001). Først ble alle digler veid. Prøvetaking ble gjort med 5 mm oppløsning fra 376 og til bunnen av kjernen. Prøver på 1 ml (1 cm<sup>3</sup>) ble tatt ut ved hjelp av en sprøyte med avkuttet ende. Prøvene ble veid kontinuerlig etter hver femte prøve, dette for å hindre uttørking. Etter veiing ble prøvene tørket på 105 °C (>12 timer), før de ble veid igjen. Vekten av den tørre prøven utgjør dry bulk density (DBD), mens forskjellen i vekten av den våte prøven og den tørre utgjør vanninnholdet (VI). Etter at prøvene var veid ble de glødet på 550 °C i en Muffelovn i en time. Når temperaturen i ovnen nådde 250 °C ble prøvene plassert i en eksikator og avkjølt til de nådde romtemperatur. En eksikator er en lufttett beholder som hindrer at prøvene tar til seg fuktighet under avkjølingen. Når prøvene hadde nådd romtemperatur ble de veid igjen. Glødetapet regnes ut ved formelen gitt av Heiri et al., 2001:

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

LOI<sub>550</sub> = Glødetapet i prosent ved 550 °C

DW<sub>105</sub> = Vekten av prøven tørket ved 105

DW<sub>550</sub> = Vekten av prøven glødet ved 550

### 2.3.4 Massetetthet

Massetettheten («*dry bulk density*», DBD) er definert som vekten av den solide, tørre prøven, delt på det totale volumet av den våte prøven. DBD er en parameter som benyttes for å si noe om porøsiteten til en prøve. DBD som prokxy egner seg spesielt godt til sedimenter med lavt organisk innhold (>5 %). Studier av brefluktasjoner gjennomført ved Folgefonna viser at det er en sterk negativ korrelasjon mellom DBD og LOI (Bakke et al., 2005). Den samme studien observerte også DBD gir et høyere utsalg (amplitude) enn LOI i prøver med lavt organisk innhold. Organiske sedimenter vil gi de laveste DBD-verdiene, mens dårlig sorterte minerogene sedimenter av fine kornstørrelser vil gi de høyeste DBD-verdiene (Bakke et al., 2005).

### 2.3.5 Kornfordelingsanalyse

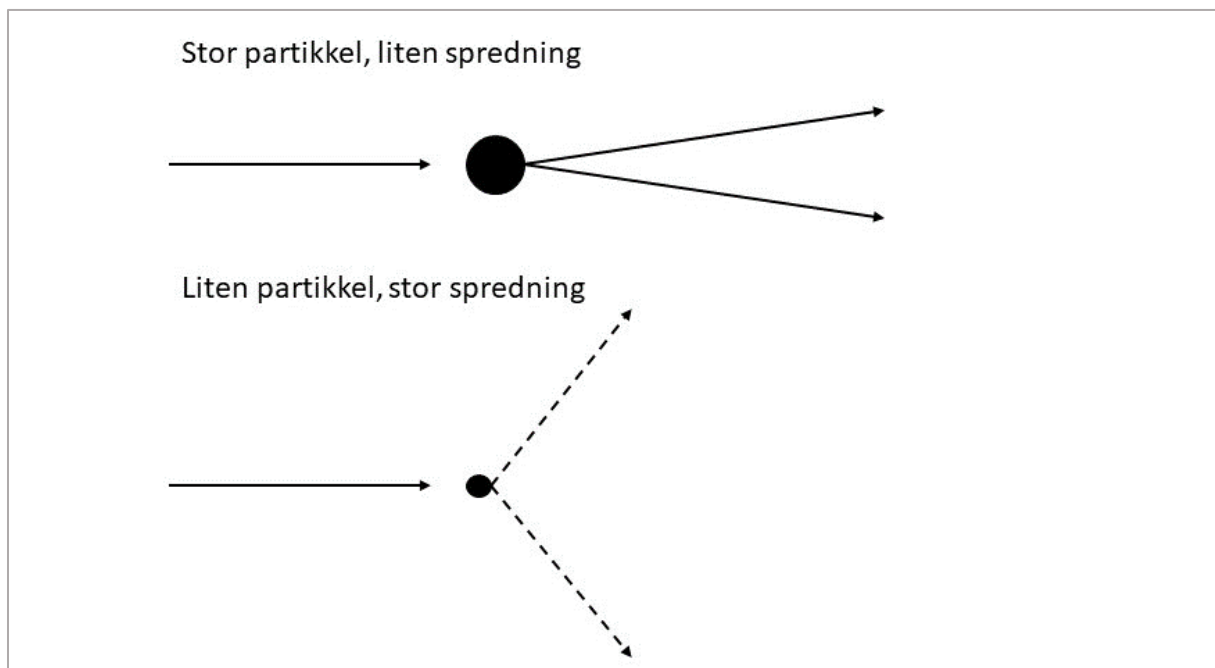
Kornfordelingsanalyser har lenge blitt brukt for å forstå sedimentasjonsprosesser i naturlige sedimenter, samt for å kunne si noe om sedimenttilgang, transportmekanismer og strømforhold (Beierle et al., 2002; Sperazza et al., 2004). Variasjoner i kornfordeling i proglasiale innsjøer er blitt benyttet som prokxy for variasjoner i brestørrelse (eks. Matthews et al., 2000). Spesielt variasjoner av sedimenter innenfor størrelsesfraksjonene silt og leire kan kobles til brefluktasjoner (Dahl et al., 2003). Når en bre eroderer i underlaget, vil abrasjon og plukking føre til at silt produseres, og suspendert silt transporteres med breens smeltevann. Fordeling av kornstørrelser i en innsjø vil kunne avhenge av lokale forhold som berggrunnen i området, erosjonsformen, avstand fra sedimentenes kildeområde, innsjøens størrelse, og tilstedeværelsen av andre innsjøer i nedslagsfeltet som kan fungere som sedimentfeller (Matthews et al., 2000).

**Tabell 2.1: Kornstørrelseskalaen som benyttes følger Blott og Pye (2001):**

125-63 µm	Veldig fin sand	Sand
63-31 µm	Veldig grov silt	Silt
31-16 µm	Grov silt	
16-8 µm	Medium silt	
8-4 µm	Fin silt	
4-2 µm	Veldig fin silt	
< 2 µm	Leire	Leire

Prøver ble tatt ut med et intervall på hver femte centimeter fra 385 og til bunnen av kjernen. Det ble i tillegg tatt ut prøver ved 407,5, 452,5, 467,5, 483,5 og 488 cm fra interessante deler av kjernen. Dette resulterte i til sammen 26 prøver. Prøvene ble løst opp i hydrogenperoksid

(H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) med en styrke på 33 % og varmet opp for å fjerne organisk materiale. En Mastersizer 3000 med en Hydro LV adapter ble benyttet for å måle kornfordelingen. Instrumentet bruker laserdiffraksjon for å måle ulike partikkelstørrelser i en sedimentprøve, og Mastersizer 3000 kan måle partikler av størrelser mellom 0,01 - 3500 µm. Instrumentet bruker to ulike bølgelengder for å bestemme kornstørrelsen, rød (bølgelengde 632,8 nm) og blå (bølgelengde 470 nm). Større partikler vil spre laserstråler med mindre vinkler i forhold til mindre partikler. Vinkelen av spredningene analyseres for å kalkulere størrelsen av partiklene basert på Mie-teorien om lysspredning (figur 2.2) (Malvern Panalytical, 2019). Mie-teorien krever at to optiske parameterne defineres: absorpsjonsindeks for partiklene som analyseres ( $A_i$ ) og refraksjonsindeks for mediet partiklene suspenderes i ( $R_i$ ) (Ryzak & Bieganowski, 2011). Under analysen av DALP-213 ble absorpsjonsindeksen ( $A_i$ ) satt til 0,01 og refraksjonsindeksen ( $R_i$ ) satt til 1,543.

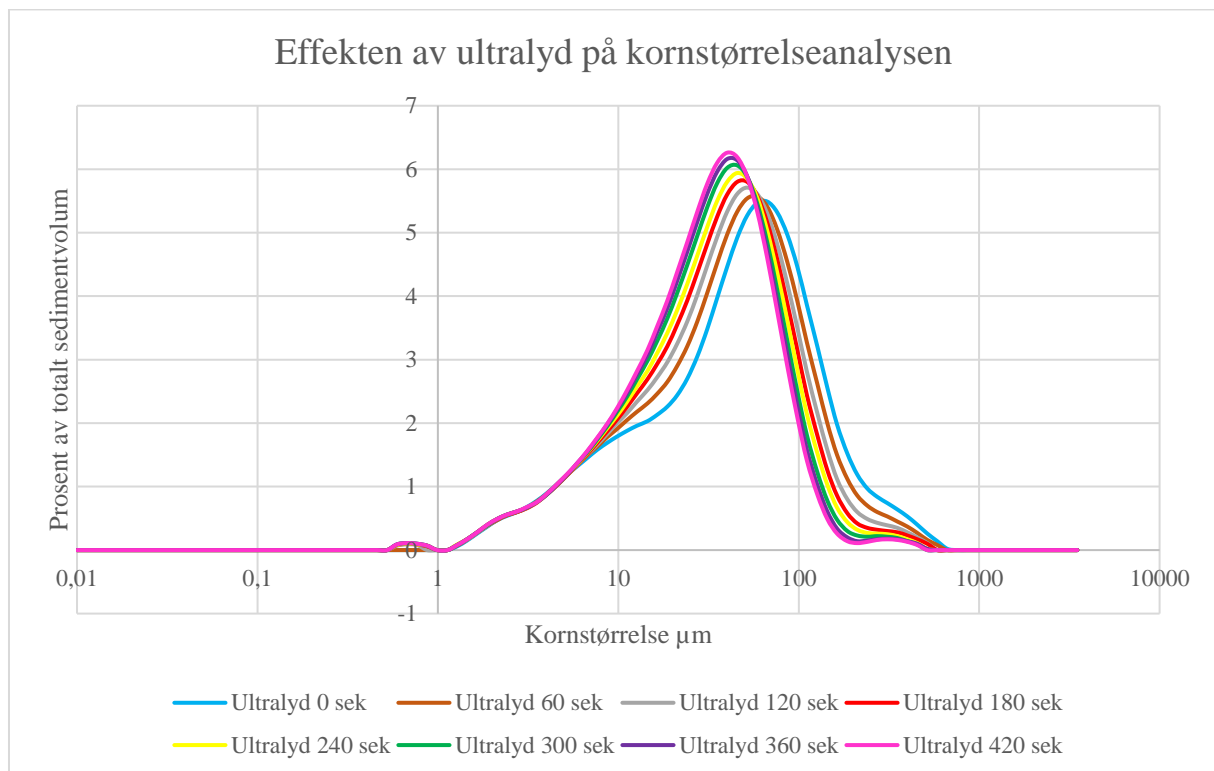


Figur 2.2: Figuren illustrerer forskjellene i lysspredning avhengig av partikkelstørrelse, basert på Mie-teorien om lysspredning.

Under analysen var det nødvendig å tilføre riktig mengde partikler til instrumentet. Mengden sediment som tilføres beholderen bestemmes av en parameter kalt «obscuration» (Ryzak & Bieganowski, 2011). «Obscuration» angir i prosentverdi mengden suspendert materiale under analysen (Sperazza et al., 2004). «Obscuration» bør ligge mellom 10 og 20 %. Dersom mengden partikler er under 10 %, er antallet partikler for lavt for at pålitelige resultater oppnås. Er mengden partikler er over 20 %, risikerer man sekundær refraksjon, noe som også vil gi uriktige resultater. Under analysen av DALP-213 var verdien for «obscuration» for høy for alle prøvene.

Dette problemet ble løst ved at deler av det suspenderte materialet ble tappet ut av instrumentet. Tappingen skjedde mens sedimentene ble rørt rundt i vannet det var suspendert i. Under målingen lå «obscuration» på mellom 15 og 20 % for alle prøvene.

Instrumentet er utstyrt med en ultralydsonde. For å sikre at alle sedimenter var i suspensjon under analysen, og ikke klumpet seg sammen, ble ultralyd brukt. Ultralyd ble kjørt på en testprøve flere ganger. Først når endringene mellom resultatene av målingene var tilnærmet ubetydelige, ble resultatene brukt. Resultatene fra testprøven viste at det var nødvendig med ultralyd i 420 sekunder med en styrke på 90 % før alle sedimentene var i suspensjon (figur 2.3).



Figur 2.3: Grafen viser fordelingen av kornstørrelser fra samme prøve, men med ulik varighet av ultralyd. Man kan se at andelen finere sedimenter blir høyere for hver måling hvor lengden ultralyd er justert opp.

Mastersizer 3000 er utstyrt med en rører som holder sedimentene i suspensjon. Undersøkelser av ulike rørehastigheter gjennomført av Sperazza et al. (2004), viser at rørehastigheten må være 2300 rpm eller mer dersom grovere sedimenter ( $>40 \mu\text{m}$ ) skal være suspendert. Basert på dette ble rørehastigheten satt til 2500 rpm under analysen av DALP-213.

Hver av prøvene ble målt i 10/20 sek. Det ble gjennomført tre målinger av hver prøve, og gjennomsnittet av de tre målingene ble regnet ut. For å unngå at nye målinger ble forurensset av gamle, ble instrumentet rensert mellom hver måling. Rensingen bestod at tre skylringer. Resultatene fra analysen er bearbeidet i programmet GRADISTAT (Blott og Pye, 2001).

Gjennomsnittlig kornstørrelse og sortering er regnet ut basert på «geomethric methods of moments».

### 2.3.6 Radiokarbondatering ( $^{14}\text{C}$ )

For å kunne tidfeste hendelser i kjernen og koble funn opp til kjente klimatiske hendelser, er det nødvendig med en alderskontroll på kjernen. For å oppnå dette er makrofossiler datert ved bruk av radiokarbonmetoden.

Radiokarbonmetoden har vist seg å være den best egnede metoden for aldersbestemmelse av klimatiske variasjoner fra sen-kvartær (Bradley, 2015, s. 59). Radiokarbonmetoden baserer seg på å måle den gjenværende mengden  $^{14}\text{C}$  i organisk materiale.  $^{14}\text{C}$  dannes i den øvre delen av atmosfæren når  $^{12}\text{C}$  utsettes for kosmisk nøytronbombardement av nitrogenatomer ( $^{14}\text{N}$ ) (Nesje, 2012, s.129). Planter og dyr tar opp en gitt mengde  $^{14}\text{C}$  gjennom fotosyntesen og respirasjon. Mengden  $^{14}\text{C}$  som tas opp av levende organismer er tilnærmet lik mengden  $^{14}\text{C}$  i atmosfæren. Når organismer dør, vil opptaket av  $^{14}\text{C}$  opphøre, og  $^{14}\text{C}$  vil brytes ned (Bradley, 2015, s. 60). Nedbrytningen av  $^{14}\text{C}$  skjer med en konstant hastighet, med en halveringstid som er beregnet til å være 5730 år (Libby, 1970). Basert på dette kan alderen til organismer beregnes. Sammenligninger av radiokarbonaldre med dendrokronologi har vist at innholdet av  $^{14}\text{C}$  i atmosfæren ikke har vært konstant bakover i tid. Dette gjør at aldrene  $^{14}\text{C}$ -metoden gir ikke vil tilsvare kalenderår, og resultatene må derfor kalibreres for å oppnå rett alder. Det er laget kalibreringskurver på grunnlag av dendrokronologi og marine data (Reimer et al., 2013).

Ved overgangene mellom interessante hendelser i kjernen ble skiver på 1 cm tatt ut. Sedimentprøvene ble løst opp i vann før de ble filtrert gjennom sikter på 500  $\mu\text{m}$ , 250  $\mu\text{m}$  og 125  $\mu\text{m}$ . Prøvemateriale fra de ulike siktene ble studert i mikroskop og makrofossiler ble identifisert og isolert. Makrofossilene ble overført til sterile glass og tørket ved 50 °C (>12 timer) før de ble veid. For å unngå kontaminering av prøven i form av muggsopp, ble alle prøver oppbevart nedfrost frem til de var tørket. Det er ikke karbonatbergarter i feltområdet, og basert på dette er det gjort en antakelse om at hardvannseffekten ikke vil ha noen påvirkning på aldrene. Terrestriske plantemakrofossiler ble likevel prioritert i den grad det lot seg gjøre. I alt ble 9 prøver med makrofossiler sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory for aldersbestemmelse. I tillegg er en bulkdatering datert ved en tidligere anledning.

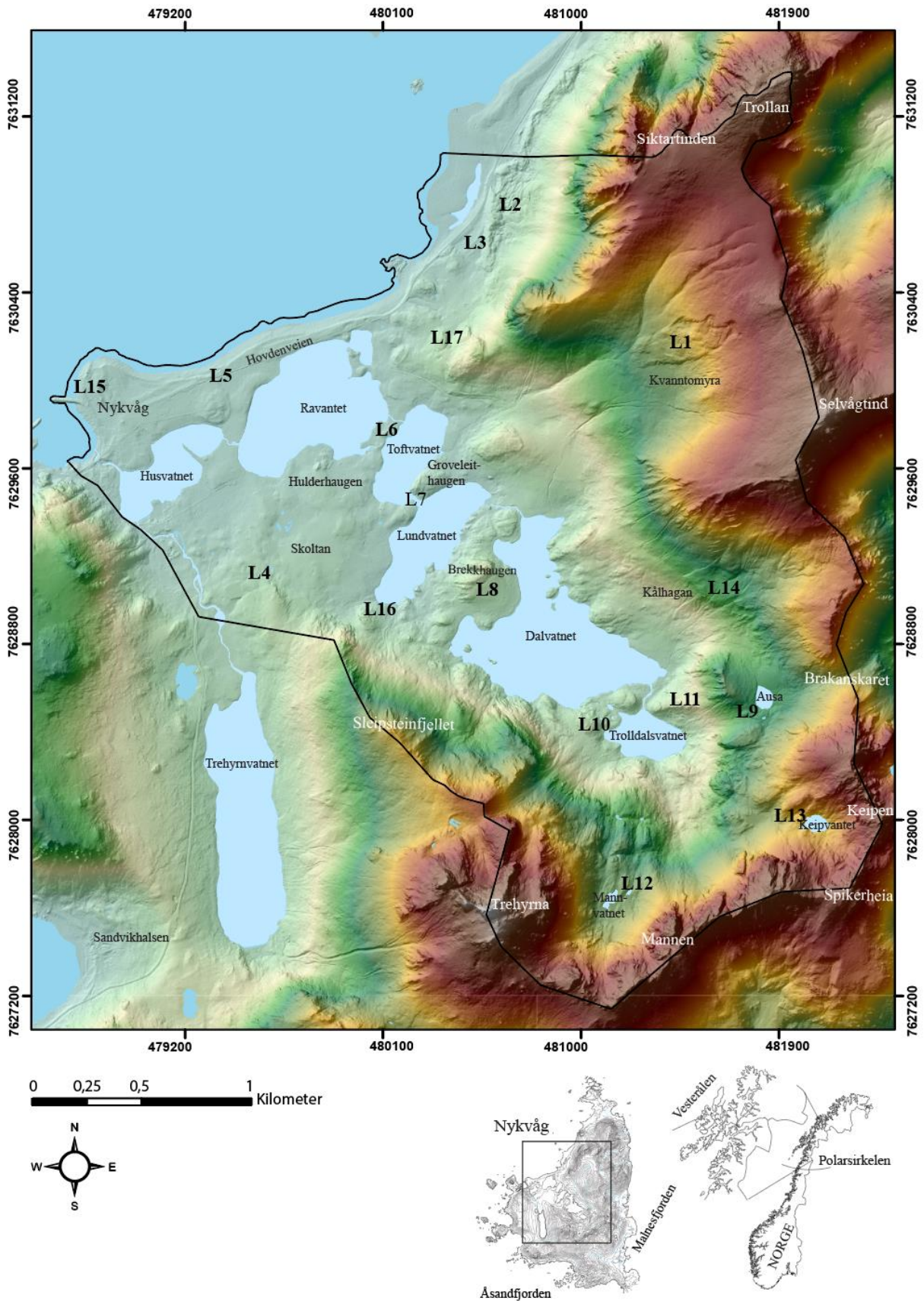
## 3 Resultater

### 3.1 Kvartærgeologisk kartlegging

I dette delkapittelet vil løsmasser og landformer ved ulike lokaliteter beskrives og tolkes. UTM-koordinatene som oppgis er i henhold til WGS 1984. Løsmassene og landformene beskrives først generelt, og basert på beskrivelsen vil hver enkelt lokalitet tolkes. Denne tolkningen danner grunnlaget for kartleggingen. Figur 3.1 viser et oversiktskart hvor plasseringen til alle lokaliteter er markert. Det kvartærgeologiske kartet er tilgjengelig i vedlegg 1.

Formålet med studiet er å rekonstruere brefluktasjonen under deglasiasjonen i området, og på bakgrunn av dette ligger mye av fokuset på glasiale avsetninger. Andre landformer som blant annet skredmateriale, forvittringsmateriale, periglasiale landformer og marine avsetninger har også vært nyttig å studere for å få en helhetlig forståelse av klimahistorien i området.

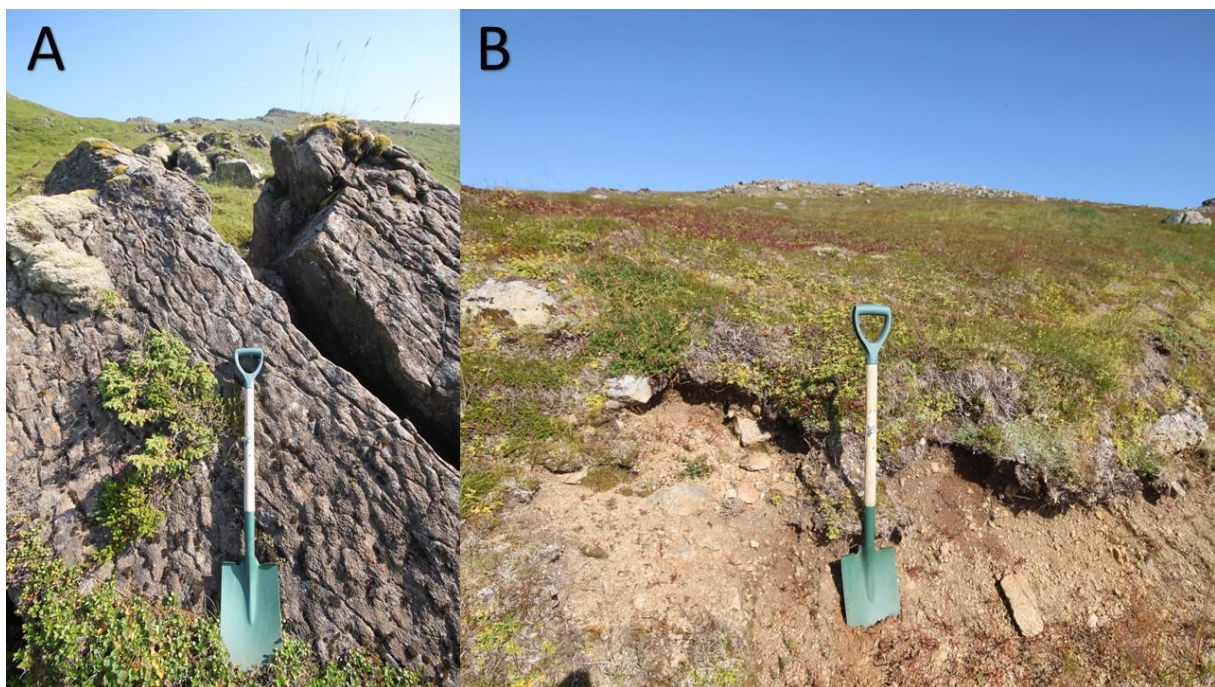




Figur 3.1: Oversiktskart som viser lokaliteter (L) og aktuelle stedsnavn. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data.

### 3.1.1 Forvittringsprosesser

**Forvittringsmateriale** er løsmasser dannet ved nedbryting av fast fjell til løst materiale, enten ved kjemisk eller mekanisk forvitring (Sulebak, 2014, s. 71). Forvitring vil produsere materiale av alle ulike kornstørrelser. Man skiller mellom to ulike former for forvittringsmateriale, alloktont forvittringsmateriale, hvor materialet er transportert, og autoktont, hvor materialet er stedegent og befinner seg på samme sted som det ble produsert (*in situ*). Alloktont og autoktont forvittringsmateriale vil kartlegges ulikt på det kvartærgeologiske kartet. I studieområdet er det flere steder observert løst pakket materiale, bestående av hovedsakelige sand og enkelte større klaster. I de høyereliggende områdene øker andelen blokker betydelig. Sedimentene beskrevet tolkes til å være forvittringsmateriale, og finnes over store deler av studieområdet, spesielt i områdene rundt Siktartinden, Trollan og Selvågtinden (figur 3.2).



Figur 3.2: A: forvittringsformer på en blokk i studieområdet. B: forvittringsmateriale nord for Kvanntomyra.

### 3.1.2 Skredmateriale

**Skredmateriale** er en samlebetegnelse for materiale avsatt av fjellskred, steinsprang, snøskred og løsmasseskred. De ulike formene for massebevegelse vil gi avsetninger med ulik karakteristikk. Fjellskred er definert som utglidninger av fjellpartier  $>10\,000\text{ m}^3$ . Ligger størrelsen på utglidningen mellom 100 og  $10\,000\text{ m}^3$  defineres massebevegelsen som et steinskred. Massebevegelser i form av nedstyrting av enkeltblokker og steinmasser på opptil  $100\text{ m}^3$ , i fjellvegger brattere enn  $40\text{--}45^\circ$ , kalles steinsprang (Sulebak, 2014, s. 97). Massestrømmer er en hurtig strøm bestående av vannholdige sedimenter. Massestrømmer inneholder materiale av både blokker, stein og grus, men også finere sedimenter.

Massestrømmer vil etterlate levéer i terrenget (Sulebak, 2014, s. 102). Skredmateriale er hovedsakelig representert i studieområdet som akkumulasjoner etter steinsprang og steinskred. I indre del av Nykdalen (figur 3.3) og i området vest for Siktartinden har store vifter av skredmateriale bygget seg opp. Sørvest for Dalvatnet er fjellskråningene bratte og skredmateriale er observert ned mot vannet. Man kan også se spor etter massestrømmer i fjellskråningene både i nordøst og sørvest i Nykdalen.



Figur 3.3: Bildet viser indre del av Nykdalen. Imponerende skredvifter har bygget seg opp under fjellene Spikerheia (516 moh) og Mannen (501 moh).

### Lokalitet 1: Utglidning

UTM: 33W 0481395E 7630226N, 370-220 moh.

Observasjon: Nord for Kvanntomyra skiller et parti seg ut fra det omkringliggende landskapet. Landskapet i dette partiet er undulerende og er preget av en kaotisk fordeling av rygger, hauger og forsenkninger om hverandre (figur 3.4). Dette partiet dekker et område på ca. 71000 m<sup>2</sup>. Ved partiet finner man tre tydelige forsenkninger med bratte skråninger mot nord og delvis mot øst. Forsenkningenes dybde varierer mellom 20-25 m i forhold til det omkringliggende området. Bunnen av en av forsenkning, UTM-koordinat 33W 0481700E 7630216N, er dekket av blokker og stein. Blotninger i skråningen rundt forsenkningen avslører dårlig sortert og løst pakkede sedimenter, og partier med fast fjell.

Tolkning: Landformene som er observert tolkes til å være del av en massebevegelse i form av en utglidning. Blokkene i bunnen av forsenkningene har sannsynligvis rast ned fra

fjellblotningene som er observert i skråningene. Basert på sedimentenes kornstørrelse og porøsitet, er det tolket at kilden til materialet i utglidningen er forvittringsmateriale.



Figur 3.4: Figuren viser et parti i landskapet preget av en kaotisk fordeling av hauger, rygger og forsenkninger. Bildet er tatt mot øst.

### 3.1.3 Periglasiale prosesser

I områder hvor bakketemperaturer ligger under 0 °C det meste av året, vil gjentatt frysing og tining av jordis føre til at karakteristiske landskapsformer dannes. Frostbetingede landskapsformer betegnes som periglasiale former, mens prosessene som danner disse landskapsformene omtales som periglasiale prosesser (Sulebak, 2014, s. 239).

**Steinbreer** er lobe- eller tungeformede masser av blokk og mindre kornstørrelser, hvor hulrommene er fylt med is. Dette gjør at massen sakte beveger seg nedover i skråninger. Steinbreer dannes i områder med permafrost, dvs. områder hvor årsmiddeltemperaturen er < -2 °C. Majoriteten av steinbreer finnes i områder med kontinuerlig permafrost. Dette betyr at årsmiddeltemperaturen må være < -6 °C. Steinbreer kan klassifiseres basert på deres dannelsesmåte, og det er vanlig å skille mellom talus-deriverte og bre-deriverte steinbreer.

**Relikt talus-deriverte steinbre** er lobeformet ansamlinger talusmateriale som finnes ved bratte skråninger. Landformen har en bratt front og flater ut inn mot talusskråningen. Ofte dannes forsenkninger og rygger inn mot talusskråningen. Overflaten til en steinbre består vanligvis av blokker, bortsett fra ved fronten hvor man også finner finere sedimenter. Talus-deriverte steinbreer dannes ved at is akkumuleres mellom blokker. Akkumulasjonen av is vil etter hvert

føre til at massen beveger seg. Formasjonen og utbredelsen av talus-deriverte steinbreer avhenger av klima, topografi og tilførsel av skredmateriale. Steinbreer finnes i høytliggende fjellområder hvor permafrost er tilstedeværende, eller i polare miljøer (Ballentyne, 2018, s. 240-246).

**Sigblokk/pløyeblokk** er en blokk som har beveget seg ned en skråning på grunn av tyngdekraften. Teleløsning, sterkt oppbløtt jord og jord rik på finkornete sedimenter er forhold som påvirker transporten av blokken ned skråningen (Sulebak, 2014, s. 246). En pløyeblokk er observert i studieområdet (figur 3.5)



*Figur 3.5: Bildet viser en pløyeblokk ved Kålhaugan. Blokken har dannet et tydelig spor bak seg i skråningen, men mye vegetasjon gjør dette noe utydelig på bildet.*

### **Lokalitet 2: Ryggform vest for Siktartinden**

UTM: 33W 0480585E 7630688N, 29 moh.

Observasjon: Ved den nordvestvendte skråningen av Siktartinden er det observert en lobeformet ansamling av talusmateriale (figur 3.6). Landformen er omtrentlig 1 km lang og opptil 170 m bred. Overflaten er dominert av blokker, hvor den største observerte blokken er 75 m<sup>3</sup>. Overflaten er ujevn, og består av flere rygger og nedsenkninger om hverandre. Det er observert en tydelig nedsenkning på mellom 6-8 m inn mot talusskråningen. Frontskråningen er bratt, og høyden i forhold til det omkringliggende landskapet varierer mellom 10-23 m. Fronten av landformen vender mot vest/nordvest. Et masseuttak ved landformens front,

UTM-koordinat 33W 0480635E 7630899N, viser dårlig sortert materiale. Kornstørrelsene varierer mellom sand og blokk. Rundingsgraden varierer mellom godt rundede klaster til kantet.

Tolking: Landformen tolkes til å være en relikvt talus-derivert steinbre. Steinbreen må ha blitt dannet under en periode da området var isfritt, og det var kontinuerlig permafrost i bakken. Fjellveggen opp mot Siktartinden har forsynt steinbreen med talusmateriale i form av steinsprang og annen rasaktivitet fra fjellsiden. Finere materiale observert ved snittet i fronten av steinbreen er sannsynligvis vasket ut mot breens front med smeltevann. Den tydelige forsinkingen ved overgangen mellom steinbreen og talusskråningen er et resultat av relativt mye akkumulasjon av is ved denne delen av steinbreen. Når isen har smeltet ut har forsinkingen blitt dannet.



*Figur 3.6: Bildet viser steinbreen sett fra Siktartinden. Steinbreens front er markert med rød stippet linje. Man kan tydelig se flere rygger fra steinbreens front og inn mot talusskråningen. Bildet er tatt mot nordvest.*

#### 3.1.4 Marine strandavsetninger

**Marine strandavsetninger** er løsmasser avsatt eller modifisert av bølger i strandsonen. Kornstørrelsen i slike avsetninger varierer avhengig av opphavsmateriale, men grus og sand er vanligvis dominerende. Ved enkelte tilfeller kan bølgeaktivitet ha vasket vekk de fineste partiklene, og overflaten av avsetningene vil være dominert av stein og blokk. Dette er vanlig ved kraftig bølgevasking av morenemateriale (Thoresen, 2000).

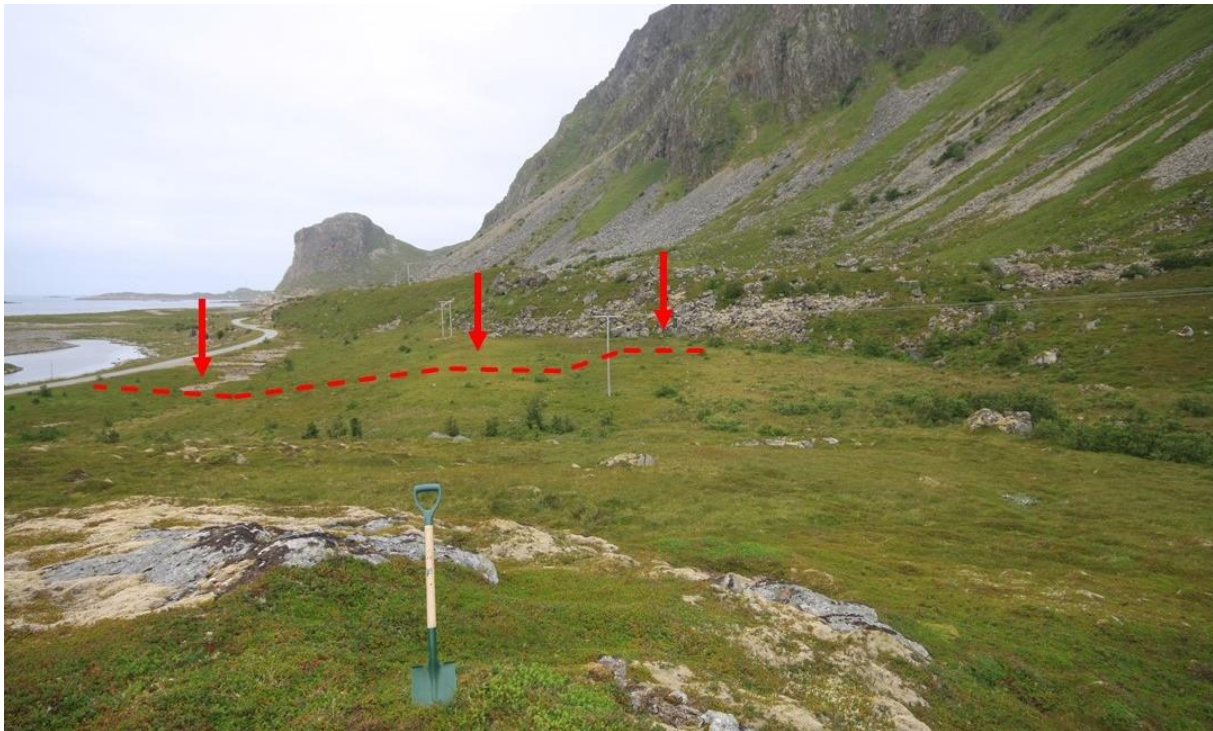
**Strandvoller** er rygger av materiale avsatt av bølger fra havet. Størrelsen på materialet som avsettes avhenger av kraften i bølgene. Strandvoller vil vanligvis bestå av godt rundede steiner, med noe sand innimellom (Thorsen, 2000). Landheving etter istidene gjør at man kan finne strandvoller godt over dagens havnivå. Strandvoller definerer det høyeste nivået bølger avsetter materiale under stormsituasjoner. Dette gjør at strandvoller kan overdrive den faktiske høyden på havnivået under perioden hvor landformen ble dannet (Høgaas et al., 2012).

#### **Lokalitet 3: Ansamling av runde steiner ved steinbre**

UTM: 33W 0480508E 7630627N, 9-14,5 moh.

Observasjon: Vest/sørvest for steinbreen beskrevet i lokalitet 2 finner man et flatt parti bestående av tre høydenivå (figur 3.7). Disse høydenivåene er på henholdsvis ~9, 13,5, og 14,5 moh, og kan ses som tydelige linjer i terrenget. Landformen er orientert sørvest-nordøst, og går parallelt med dagens kystlinje. Det laveste nivået består av godt rundede klaster, hvor hovedsakelig stein er synlig i overflaten. Høyere opp er flaten i stor grad vegetasjonsdekket, men en bekk avslører at materialet ved det mellomste og det høyeste nivået også består av godt rundede steiner. Ved høydenivåene 13,5 og 14,5 er det observert en liten forhøyning i terrenget som kan følges som en sørvest-nordøst orientert rygg. Landformen ligger stratigrafisk under steinbreen som er beskrevet i lokalitet 2. I grensen mellom steinbreen og flaten er det også observert flere godt rundede klaster som ligger under blokker fra steinbreen.

Tolkning: Form, orientering og sammensetning tyder på at flatene er marine strandavsetninger avsatt under perioder hvor havnivået stod høyere enn dagens. Tydelige strandvoller er dannet ved 13,5 og 14,5 moh. Rundingsgraden tyder på at materialet er godt bearbeidet av bølgeaktivitet. Steinbreen som ligger over strandvollene gir et relativt aldersforhold mellom landformene, hvor strandvollene må være eldst.



Figur 3.7: Bildet viser strandvollene beskrevet i lokalitet 3. De tre ulike nivåene er markert med røde linjer og piler. Bildet er tatt mot nordøst.

### 3.1.5 Elve- og bekkeavsetninger (fluviale avsetninger)

**Elve- og bekkeavsetninger** defineres som materiale som er transportert og avsatt av elver og bekker, etter at innlandsisen forsvant (Thoresen, 2000). En typisk landform avsatt av elver og bekker er alluviale vifter. Slike vifter dannes når en elv renner ut på en flate, og mister transportevnen som en følge av en reduksjon i gradienten (Sulebak, 2014, s. 140). Materiale vil da avsettes og en vifte bygges opp. En fluvial vifte er dannet ved den nordlige delen av sub-bassenget i Dalvatnet, hvor sedimentkjernen er hentet. Det er også dannet fluviale vifter ved Lundvatnet, Toftvatnet og den nordøstlige delen av Dalvatnet.

### 3.1.6 Glasielle landformer

**Morenemateriale** er materiale som er avsatt av en bre som har erodert i underlaget. Morenemateriale kan bestå av alle kornstørrelser, og det vil ikke være noe form for sortering av materialet. Morenemateriale vil vanligvis være kantet eller kantrundet (Thoresen, 2000). Mektigheten av morenemateriale vil avhenge av både breens dynamiske forhold og tilgangen på materiale (Sulebak, 2014, s. 220). På det kvartærgeologiske kartet skilles det mellom morenemateriale av ulik mektighet, hvor materiale med en tykkelse  $>0,5-1$  m kartlegges som tykt dekke (Thoresen, 2000). Bunnmorene er det materialet som har lagt under isen, og kommet frem når breen har smeltet vekk. Bunnmorenen er godt sammenpakket (Sulebak 2014, s. 220). Når en bre er dynamisk inaktiv, vil ablasjonsmorene avsettes. Ablasjonsmorene består av



materiale som har lagt i isen og på breens overflate. Ablasjonsmorene er vanligvis løsere pakket sammenlignet med bunnmorene. Finere materiale er ofte vasket vekk av smeltevann fra breen (Thoresen, 2000).

**Randmorenerygger** er rygger av morenemateriale som er avsatt langs breens ytre kanter. Når en bre rykker frem vil materiale skyves opp i rygger langs kanten, og ryggene som dannes defineres som endemorener. Randmorener kan også dannes ved opphold i en bres generelle tilbakegang. Randmorener avsatt langs breens sider kalles sidemorene (Thoresen, 2000). Når to breer løper sammen vil sidemorenene forenes, og man får dannet en midtmorene.

**Flyttblokker** er spredte blokker som er transportert med breen og avsatt når breen har smeltet vekk (Sulebak, 2014, s. 221).

#### **Lokalitet 4: Ryggform vest for Skoltan**

UTM: 0479588E 7629006N, 60-15 moh.

Observasjon: Vest for Skoltan ligger en rygg med en bredde på ca. 120 m og en lengde på ca. 620 m (figur 3.8). Ryggen fremstår som en forlengelse av ryggen opp mot Sleipsteinsfjellet i sørøst, og strekker seg hele veien forbi Hulderhaugen i nord. Ryggen er orientert sør-nord. Det høyeste punktet er ca. 60 moh., og høyden går gradvis ned mot 15 moh., i nord. Studier av ryggens overflate indikerer at den er bygget opp av løsmasser bestående av usortert materiale. Det er gjort funn av både granitt og godt rundede klaster på ryggen.

Tolkning: Basert på ryggens form, orientering og materialsammensetning tolkes den til å være en morenerygg. Moreneryggen er trolig bygd opp av en lokal dalbre fra Nykdalen og en bre fra Trehyrna, og regnes dermed som en midtmorene. Midtmorenen indikerer at det på et tidspunkt har vært en dalbre i Nykdalen som har nådd den ytre delen av dalen. Granitten og de godt rundede klastene er sannsynligvis avsatt av breen fra Trehyrna.



Figur 3.8: Midtmorenen dannet av lokale breer fra Trehyrna og Nykdalen er markert med røde linjer. Husvatnet kan ses i bakgrunnen av midtmorenen. Bildet er tatt mot nordvest.

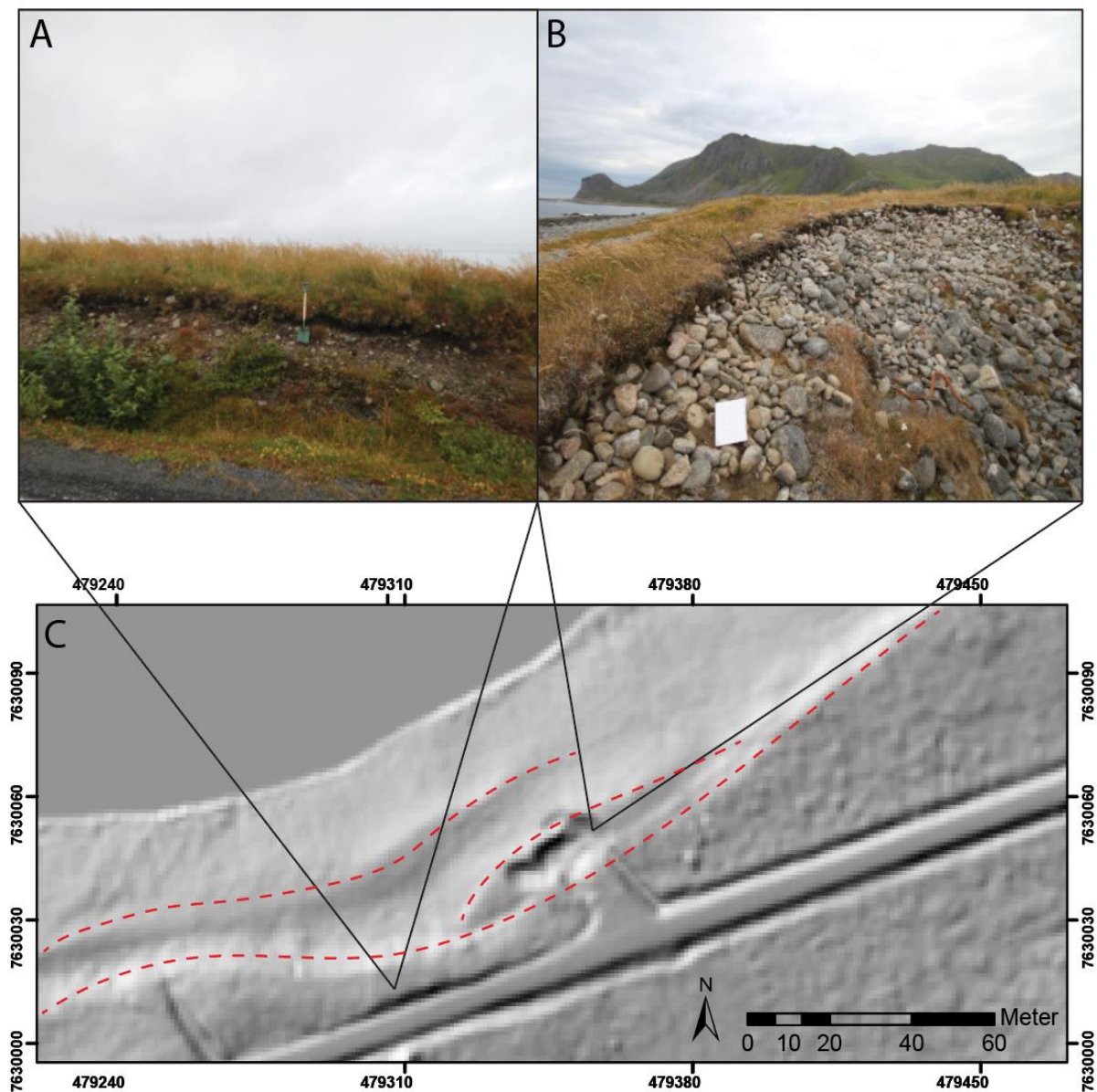
### Lokalitet 5: Ryggform langs strandlinjen

UTM: 33W 0479352E 7630054N, 9 moh.

Observasjon: Fra tettstedet Nykvåg mot nordøst/øst er en tydelig ryggform observert. Ryggen er ~1 km lang, og er mellom 70-150 m bred. Ryggens orientering er nær parallell med dagens strandsone. Ravatnet demmes opp av ryggen. Langs grøften ved Hovdenveien, UTM-koordinat 33W 0479314E 7630015N, består ryggen av dårlig sorterte sedimenter (figur 3.9 A). Kornstørrelsen varierer fra leire til stein. En blokk ligger 15 m sør for lokaliteten. Det er gjort funn av granitt langs hele ryggen. Ved et lokalt skrotdeponi, UTM-koordinat 33W 0479352E 7630054N, er det observert godt rundede klaster (figur 3.9 B). Materialet består hovedsakelig av blokk og stein, med noe grus og sand liggende mellom de større klastene. De fineste kornstørrelsene er fraværende. Deponiet ligger på en tydelig utflating langs ryggen, 9,5 moh. Sør/sørøst for denne flaten ligger enda en flate, ca. 1 m høyere. Flatene som er observert i felt kommer tydelig frem på digitale høydemodeller, og kan følges langs hele strandsonen (figur 3.9 C).

Tolking: På grunnlag av morfologien og sedimentsammensetning tolkes ryggen til å være en randmorenerygg. Den nordlige delen av randmoreneryggen som vender mot havet er bearbeidet av bølgeaktivitet. De fineste kornstørrelsene er vasket vekk, og flere tydelige strandvoller er

dannet i randmorenen (figur 3.9 C). Strandvollene kan ses som tydelige flater orientert parallelt med dagens strandsoner. Videre i arbeidet vil randmoreneryggen omtales som Ravatnmorenen.



Figur 3.9: A: Morenemateriale ved grøften langs Hovdenveien. B: En utgraving ved et skrotdeponi viser godt rundede klaster. Det er observert flere granitter blant klastene. Bildet er tatt mot nordøst. C: Lokalitet 5 sett med lidardata (Kartverket, 2020). Strandvoller er markert med rød stiple linje. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data.

### Lokalitet 6: Ryggform mellom Ravatnet og Toftvatnet

UTM: 33W 048132E 7629979N, 13 moh.

Observasjon: En utydelig ryggform skiller Ravatnet fra Toftvatnet (figur 3.10). Ryggen er ~1 km lang og den generelle orienteringen er sør/sørvest-nord/nordøst. Ryggens har en konveks form mot øst/sør-øst. Bredden varierer mellom ca. 170 m på det bredeste til ca. 40 m på det smaleste. Materialet i ryggen består av usorterte sedimenter, men med sand og grus som de

dominerende størrelsesfragmentene. På ryggens overflate er det også observert stein og flere blokker. Materialet er godt pakket. Langs hele ryggen er det gjort funn av granitt. Det er også observert godt rundede klaster flere steder langs ryggen.

Tolkning: Ryggen tolkes til å være en randmoreenerygg. De godt rundede klastene må være fraktet med breen fra strandsonen. Basert på ryggens orientering og den noe konvekse formen mot øst har breen antakeligvis kommet fra nordvest og avsatt morenen mot sørøst. Randmoreeneryggen vil videre omtales som Toftvatnmorenen.



Figur 3.10: Bildet viser ryggen som skiller Toftvatnet (til venste) og Ravatnet. Bildet er tatt mot sør.

### Lokalitet 7: Ryggform mellom Toftvatnet og Lundvatnet

UTM: 33W 0480359E 7629552N, 25 moh.

Observasjon: Mellom Toftvatnet og Lundvatnet er det observert en sørvest-nordøst orientert ryggform. Ved den midtre delen av ryggen ligger Groveleitelva, som deler ryggformen i to deler. Nordøst for Groveleitelva består ryggen av et parti med bart fjell, med navnet Groveleithaugen. Groveleithaugen utgjør det høyeste punktet på ryggen, og er 30 moh. Fjellet er ved noen partier svært oppsprukket. Forlengelsen av Groveleithaugen mot nordøst består av løsmasser. Sørvest for Groveleitelva er ryggen tilsynelatende bygget opp av løsmasser. Ryggformen i sørvest er om lag 200 m lang, og mellom 50-90 m bred. Materialsammensetningen er den samme som ved ryggen mellom Ravatnet og Toftvatnet

(lokalitet 6). Det er gjort funn av godt rundede klaster og granitt på den sørvestlige delen av ryggens overfalte.

Tolkning: Ryggen tolkes til å være en randmorenerygg. Ryggens orientering og funn av godt rundede klaster og granitt antyder at isen har kommet fra nordvest. Det er ikke gjort funn av godt rundede klaster eller granitt på den nordøstlige delen av ryggen, men det kan likevel ikke utelukkes at også denne delen av ryggen er avsatt fra nordvest. Alternativt kan materialet ved den nordøstlige delen av ryggen være avsatt av en bre fra sørøst. Forvitningsprosesser har ført til at fjellet ved partier av Groveleithaugen er svært oppsprukket. Graden av forvitring tyder på at fjellet har vært eksponert for forvitningsprosesser over lang tid. Randmoreneryggen vil videre omtales som Lundvatnmorenen.

### **Lokalitet 8: Rygg ved Dalvatnet**

UTM: 33W 0480573E 7629062N, 12-80 moh.

Observasjon: Dalvatnet og Lundvatnet er skilt fra hverandre av en 150-380 m bred rygg. På ryggens overflate er det flere steder observert løsmasser bestående av ulike kornstørrelser, hovedsakelig sand, grus, stein og blokk. Det er også flere fjellblotninger langs ryggen. Ved ryggens midtre parti ligger Brekkhaugen, et større parti bart fjell. Brekkhaugen ligger 80 moh, og er det høyeste punktet langs ryggen. Nordvest, nord og sør for Brekkhaugen er skråningene ned mot det omkringliggende landskapet bratt, og ansamlinger av blokker og stein er observert flere steder nedenfor skråningene. Skråningen opp mot Brekkhaugan i sørøst skiller seg fra de andre, og er betydelig slakere (figur 3.11). Skråningen er skogkledd, og fremstår til å bestå av løsmasser. Det er observert flere større blokker i skråningen.

Tolkning: Skråningen sørøst for Brekkhaugen tolkes til å være oppbygd av morenemateriale. Morenematerialet er avsatt av en lokal dalbre fra sørøst. Dersom en bre støter på en topografisk hindring, som en forhøyning i fjellgrunnen, vil trykket som oppstår mellom breen og forhøyningen føre til at isen smelter. Materiale i breens såle vil da bli avsatt (Thoresen, 2000). Brekkhaugen representerer en topografisk hindring som har ført til at breen har avsatt bunnmorene. Rasmateriale er observert nordvest, nord og sør for Brekkhaugen. Nord/nordøst for Brekkhaugen er rasmateriale avsatt helt ned til vannkanten ved sub-bassenget i Dalvatnet hvor sedimentkjernen er hentet.



Figur 3.11: A: viser morene avsatt opp mot Brekkhaugen. Morenemateriale er markert med rød stippet linje. Bildet er tatt mot sørvest. B: viser en mulig flyttblokk. Blokken er funnet på ryggen som skiller Dalvatnet og Lundvatnet, nord for Brekkhaugen. Bildet er tatt mot sørøst.

### Lokalitet 9: Rygger ved Ausa

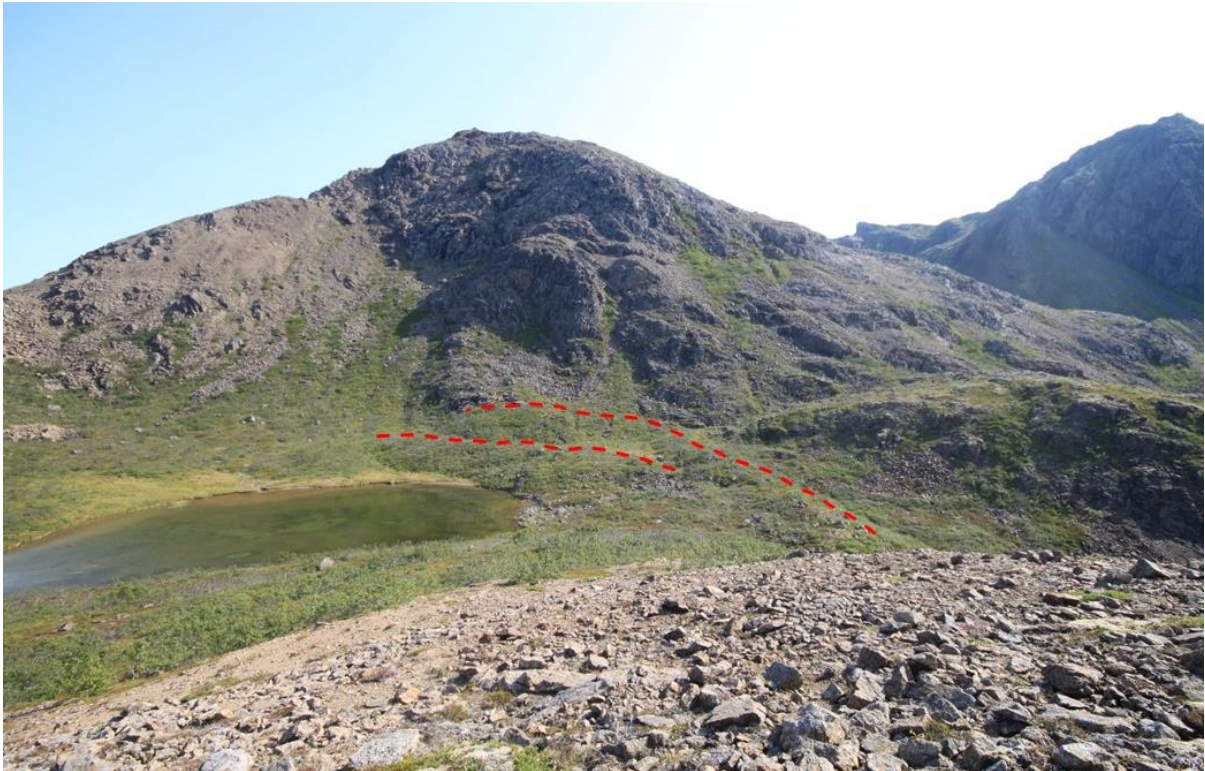
UTM: 33W 0481780E 7628471N, 190 moh.

I fordypningen av en botn i den indre delen av Nykdalen ligger vannet Ausa. Ved munningen av botnen, UTM-koordinat 33W 0481780E 7628471N, ligger to tydelige ryggformer (figur 3.12). Ryggene ligger ved Ausas vannkant i sør. Begge ryggene har en lengde på ca. 130 m, en bredde på ca. 30 m og er ca. 5 meter høye. Ryggene ligger 190 moh. I samme botn, på den nord/nordvestlige siden, ligger enda et sett rygger, ved UTM-koordinat 0481769E 7628913N. Den innerste ryggen er estimert til å være ca. 135 m lang og 15-20 m bred, og den ytterste ryggen er estimert til å være 85 m lang og 12-18 m bred. Ryggene ligger mellom 190 og 142 moh. Ved botnens bakvegg i øst ligger Brakanskaret (figur 3.13). Brakanskaret har en høyde på 256 moh og er det laveste punktet inn i Nykdalen fra øst/nordøst. Skarets overflate er dekket med blokker og steiner.

Tolkning: Ryggene tolkes til å være randmorener avsatt av en lokal bre som en gang har fylt Ausa. Randmorenene må være avsatt ved to ulike glasiiale fremstøt/stillestander, da det er observert to ulike sett rygger. Basert på ryggens morfologi, plassering og orientering tolkes de to morenesettene til å være deler av de samme randavsetningene.

Bresystemet i Nykdalen og i Malnesfjorden, vest for Nykvåghalvøyen, har trolig vært knyttet sammen via passpunktet ved Brakanskaret, når breen i Malnesfjorden har nådd opp til passpunktet 256 moh. Brakanskaret har sannsynligvis også fungert som et passpunkt for

smeltevann under deglasiasjonen. Skarets sider er bratte, og blokker og steiner som fyller bunnen er et resultat skråningsprosesser i form av steinsprang.



Figur 3.12: To tydelige randmorenerygger fra en lokal botnbre kan ses til høyre for vannet Ausa. Bildet er tatt mot øst.



Figur 3.13: Brakanskaret. Toppene av Trehyrna og Mannen kan ses i bakgrunnen. Bildet er tatt mot sørvest.

**Lokalitet 10: Rygg ved Trolldalsvatnet**

UTM: 33W 0481070E 7628442N, 52 moh.

Observasjon: Ved Trolldalsvatnet, innerst i Nykdalen, ligger en utydelig ryggform vest for vannet (figur 3.14). Ryggen er 10-15 m høy, ca. 140 m lang og mellom 20 – 30 m bred. Ryggen er orientert sør-nord. En blotning avslører at ryggen består av usorterte sedimenter. Grus utgjør hovedandelen av sedimentene, men man finner også flere steiner. Klastene er kantrundet, og sedimentene er relativt løst pakket.

Tolkning: Ryggen tolkes til å være en randmorenerygg avsatt av en liten, lokal botnbre. Basert på sedimentenes sammensetning og pakning antas det at forvitningsprosesser har påvirket sedimentene i det øverste laget. Å skille mellom forvitningsmateriale og morenemateriale i området er vanskelig, da morenematerialet generelt er sterkt forvitret.



Figur 3.14: Randmorenerygg ved Trolldalsvatnet markert med rød stiplede linje.

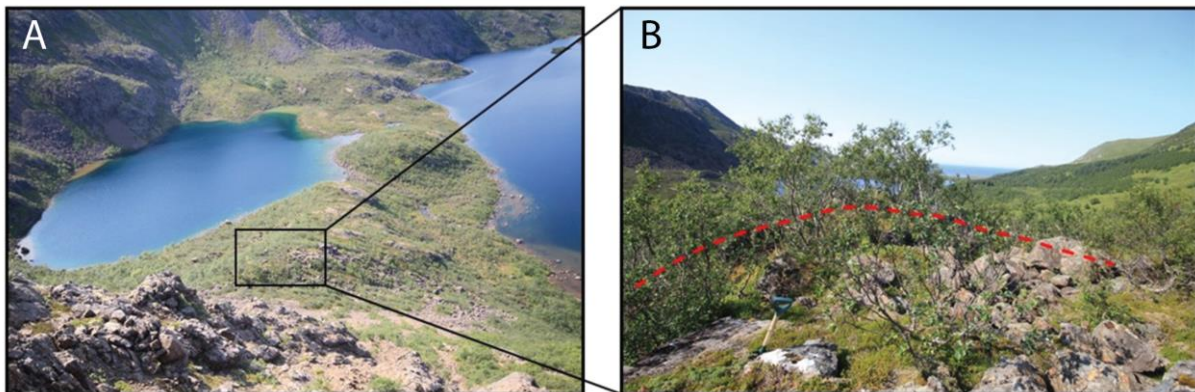


**Lokalitet 11: Rygg nordøst for Trolldalsvatnet**

UTM: 33W 0481507E 7628527N, 103 moh.

Observasjon: I skråningen nord/nordøst for Trolldalsvatnet er en rygg observert (figur 3.15). Ryggen ligger ~50 m høyere enn Trolldalsvatnet, og er sørøst-nordvest orientert. Ryggen er ca. 110 m lang, 15 m bred og 2-5 m høy. Observasjoner av ryggens overflate viser at den hovedsakelig er bygd opp av kantrundet blokk og noe stein.

Tolkning: Ryggens form, oppbygning og orientering indikerer at det er en randmorenerygg, bygget opp av en lokal bre som har lagt i Nykdalen. Under dannelsen av randmoreneryggen har breen antakeligvis fylt Trolldalsvannet. Basert på ryggens høyde over dalbunnen er det trolig at breen har under perioder har kalvet i Dalvatnet. Det er ikke observert flere randmorenerygger andre steder i dalsidene i Nykdalen som kan knyttes til randavsetningen.



Figur 3.15: A: viser ryggen sett fra avstand. Bildet er tatt mot sørvest. B: viser nærbilde av ryggen. Rød stiplet linje viser ryggens form. Det kommer tydelig frem at overflaten består av hovedsakelig blokk og noe stein. Bildet er tatt mot nordvest.

**Lokalitet 12: Rygger ved Mannvatnet**

UTM: 33W 0481185E 7627605N, 228 moh.

Observasjon: I indre del av Nykdalen, øst for Trehyrna og vest for Mannen, ligger en botn med Mannvatnet som fyller fordypningen. Vannet ligger på 222 moh. Fjellene rundt botnen er mellom 500-600 moh. Flere vifteformede ansamlinger av blokk og stein er bygget opp rundt Mannen, den ene i retning Mannvatnet. Digitale terrengmodeller og flyfoto viser tre utydelige ryggformer ved munningen av botnen ved Mannvatnet. Samtlige rygger er orientert sør-nord. Vanskelig tilkomst gjør at botnen ikke er besøkt i felt, og ryggenes sedimentsammensetning er derfor ikke kjent.

Tolkning: Ryggene er basert på flyfoto og terrengmodeller tolket til å være randmorenerygger avsatt av en botnbre som har fylt Mannvatnet. Stor skredaktivitet rundt botnen gjør det generelt vanskelig å skille randavsetninger fra skredmateriale.

### **Lokalitet 13: Randavsetninger ved Keipvatnet**

UTM: 33W 0481979E 7628039N, 305 moh.

Observasjon: Keipvatnet, 295 moh, er den høyestliggende innsjøen i studieområdet. Innsjøen ligger i en botn øst i den indre delen av Nykdalen. Botnen er vendt mot nordvest. Øst for botnen ligger fjellet Keipen, med en høyde på 470 moh, og i sør ligger Spikerheia på 516 moh. Stein og blokk draperer alle skråninger rundt botnen. Digitale terrengmodeller og flyfoto viser et sett med to rygger ved munningen av botnen, nordvest for Keipvatnet. Ryggene ligger parallelt og er orientert sørvest-nordøst. Den ytre ryggen er ca. 120 m lang, mens den innerste er ca. 60 m lang. Begge ryggene er mellom 10 – 15 m bred.

Tolkning: Ryggene tolkes til å være randmorenerygger dannet av en lokal botnbre. Ryggene er de høyestliggende randavsetningene som er observert innenfor studieområdet. Også ved denne botnen gjør stor skredaktivitet og sterk forvitring det vanskelig å skille ut hvilke avsetninger som er dannet av breen.

#### *3.1.7 Glasifluviale landformer og avsetninger*

**Glasifluviale avsetninger** er materiale som er transportert med breelver og senere avsatt når elvens strømhastighet avtar. Glasifluvialt materiale avsettes som sorterte lag av ulik kornstørrelse. Rundingsgraden til glasifluvialt materiale avhenger av transportlengden, men det vil ha en høyere rundingsgrad enn morenemateriale (Nesje, 2012, s. 84). Kornstørrelsene som avsettes avhenger av breelvets vannføring. Glasifluviale avsetninger vil vanligvis ha høy permeabilitet og porøsitet.

**Kames** er definert som hauger eller iskontaktterrasser bygget opp av breelvmateriale. Smeltevann som har rent langs kanten av en dalbre kan danne en **kameterasse**. Slike terrasser er bygget opp mellom en dalbre og dalsiden, og kan finnes høyt oppe i dalsider. Lengden kan variere fra noen få meter til mange kilometer (Jørgensen, 1997, s. 101-103).

**Lokalitet 14: Terrasse i dalsiden ved Selvågtinden**

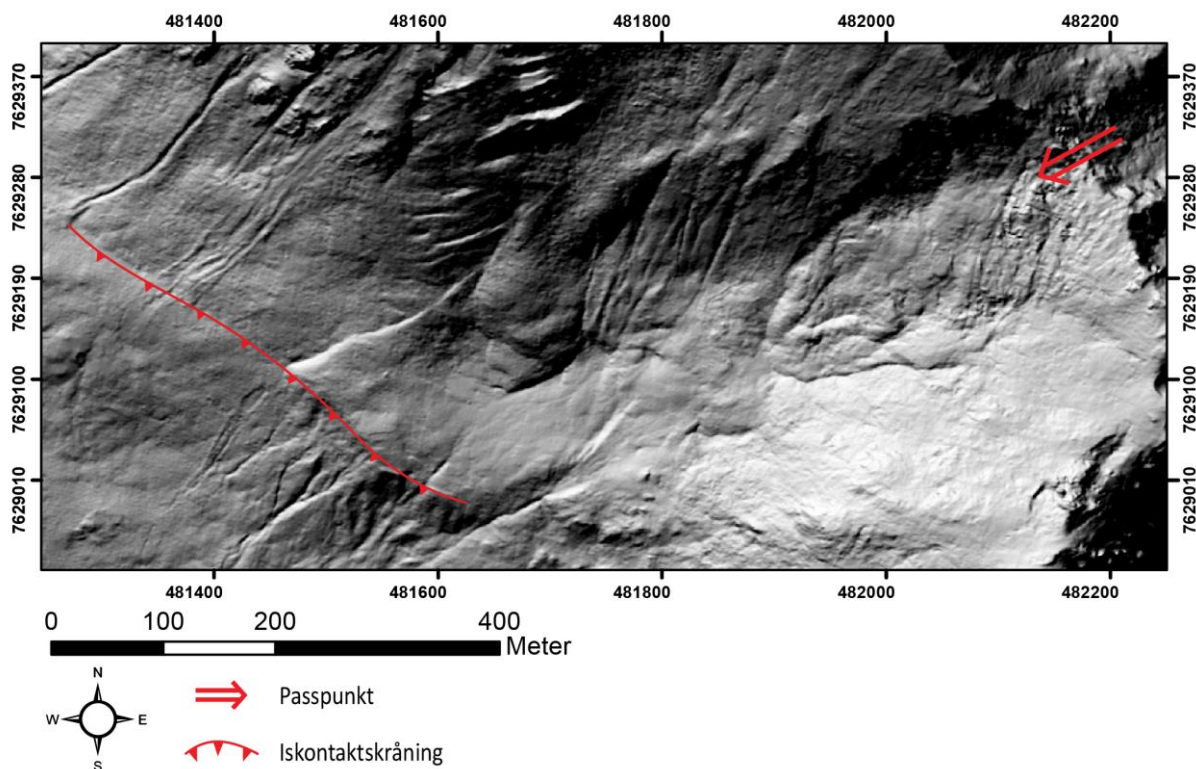
UTM: 33W 0481634E 7629065N, 179 moh.

Observasjon: I skråningen over Dalvatnet opp mot Selvågtinden finner man et flatt parti som skiller seg ut i landskapet (figur 3.16). Flaten er vegetasjonsdekket, med noen store blokker liggende i overflaten. Overgangen fra flaten mot skråningen ned til Dalvatnet er brå. Denne overgangen kommer spesielt tydelig frem på digitale høydemodeller (figur 3.17). Flaten kan følges opp mot et lite skar i fjellet, 344 moh, UTM-koordinat 33W 0482174E 7629290N, og heller fra nordøst mot sørvest. Videre skrår flaten mot nordvest og følger dalens orientering. Flaten har en svak helning (ca. 3°) i denne retningen. Digitale høydemodeller har vist at en linje i dalsiden kan følges fra flatens nordvestlige ende mot nordvest. Linjen i terrenget kan følges i 230 m, og heller gradvis fra 156 moh i sørøst til 132 moh i nordvest.

Tolkning: Flaten tolkes til å være en kameterrasse. Terrassen er sannsynligvis dannet av smeltevann som har kommet via skaret ved UTM-koordinat 33W 0482174E 7629290N, 344 moh (figur 3.16, 3.17). Dersom dette er tilfellet, må en brearm på et tidspunkt har fylt Malnesfjorden, og smeltevann må ha blitt ført inn i Nykdalen via passpunktet, 344 moh. Alternativt kan terrassen være dannet av lokalt smeltevann fra breene i Nykdalen. Flaten er sannsynligvis oppbygd mot en lokal dalbre i Nykdalen, og den brå overgangen fra flaten til skråningen kan tolkes som en iskontakt. Linjen i dalsiden som kan følges fra terrassen er en fortsettelse på iskontakten. To mulige dannelsesmåter foreslås for linjen i dalsiden: enten kan det være dannet ved erosjon fra smeltevann som har rent langs breens kant, eller fra skredmateriale fra Selvågtinden som har bygget seg opp mot dalbreen. Det er ikke observert noen spor etter smeltevann som kan knytte kameterrassen til passpunktet ved Brakanskaret. Dette kan bety at det har vært en bre ved Ausa under dannelsen av kameterrassen, som har blokkert for smeltevann gjennom Brakanskaret. Blokkene i overflaten av kameterrassen har kommet etter terrassens dannelse, som steinsprang fra Selvågtinden.



Figur 3.16: Den tydelige flaten som kan ses på bildet er tolket til å være en kamterrassse. Passpunktet hvor smeltevannet trolig har kommet fra er markert med en rød pil. Bildet er tatt mot øst.



Figur 3.17: Figuren viser iskkontaktskråning i Nykdalen ved kamterrassen, og passpunktet, 344 moh. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data.

### 3.1.8 Andre landformer og avsetninger

**Torv og myr** består av nedbrutt organisk materiale. For å inkluderes på det kvartærgeologiske kartet må torven ha en tykkelse >30 cm. Innenfor studieområdet er det observert områder med torv ved Skoltan, sør for Ravatnmorenen, sørvest for steinbreen, og stedvis innover Nykdalen. Da disse ikke nødvendigvis har noe relevans for brehistorien i området vil det ikke legges noe vekt på disse landformene.

**Antropogene avsetninger** er alle avsetninger som er et resultat av menneskelig aktivitet. Innenfor studieområdet er det kartlagt antropogene avsetninger ved moloene ved Nykvåg og ved masseuttaket ved steinbreen.

## 3.2 Provenance

Flere steder i feltområdet er det gjort funn av rødlig granitt (figur 4.18 A). Basert på NGU (2020) sine bergrunnsdata er dette en bergart som ikke har sitt opphav fra Nykdalen. Tilstedeværelsen av granitt i morenemateriale vil derfor benyttes som en indikator for avsetninger fra innlandsisen. Lokaliseringen av alle observasjoner av granitt innenfor studieområdet er vist i figur 3.19. Funnene av granitt sammenfaller i stor grad med funn av godt rundede klaster (figur 3.18 B).

### 3.2.1 Fordelingen av granitt i studieområdet

#### **Lokalitet 15: Den største forekomsten av granitt**

UTM: 33W 0478727E 7630009N, 5 moh

Granitt er observert langs hele strandsonen i feltområdet. Den største ansamlingen av granitt som er observert i studieområdet er ved den vestlige delen av rullesteinstranden, ved tettstedet Nykvåg. Det er her observert flere blokker av granitt.

#### **Lokalitet 16: Innerste funn i Nykdalen**

UTM: 33W 0480055E 7628920N, 40 moh

Det innerste funnet av granitt i Nykdalen er gjort i den sørvestlige delen av dalen. På en liten høyde mellom Lundvatnet og ryggen som følger opp mot Sleipsteinfjellet, 40 moh, er opptil 10 granitter innenfor størrelsesfraksjonen grus observert.

I den nordlige/nordøstlige delen av Nykdalen er funnene av granitt begrenset til randmoreneryggen mellom Ravatnet og Toftvatnet. I den midtre delen av Nykdalen er det

observert granitt på den sørlige delen av ryggen som skiller Toftvatnet fra Lundvatnet. Det er ikke gjort noen funn av granitt på ryggen mellom Lundvatnet og Dalvatnet.

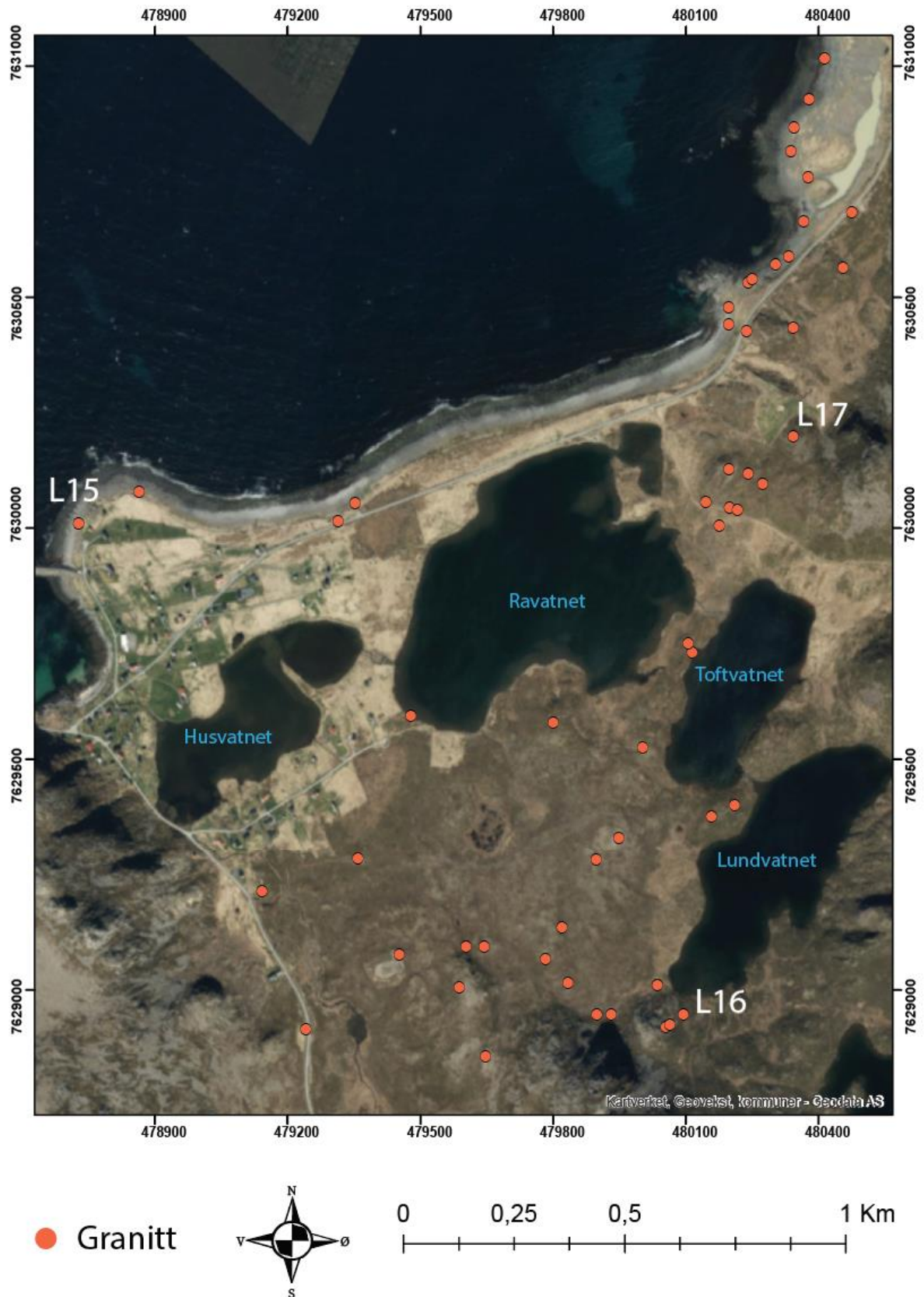
### Lokalitet 17: Høyestliggende funn av granitt

UTM: 33W 0480343E 7630197N, 48 moh

Ved en høyde, nord for Toftvatnet og sør for steinbreen, er det observert 5 fragmenter av granitt innenfor størrelsesfraksjonen grus. Funnene er gjort 48 moh. Dette funnet markerer det høyestliggende funnet av granitt innenfor studieområdet, sett bort i fra funnene gjort langs midtmorenen beskrevet i lokalitet 4. Granitten observert på midtmorenen er trolig først avsatt av innlandsisen i området øst for Sandvikhalsen, og videre transportert med en lokal bre fra Trehyrna. Funnet representerer derfor ikke en avsetning som kan kobles direkte til innlandsisens utbredelse i området.



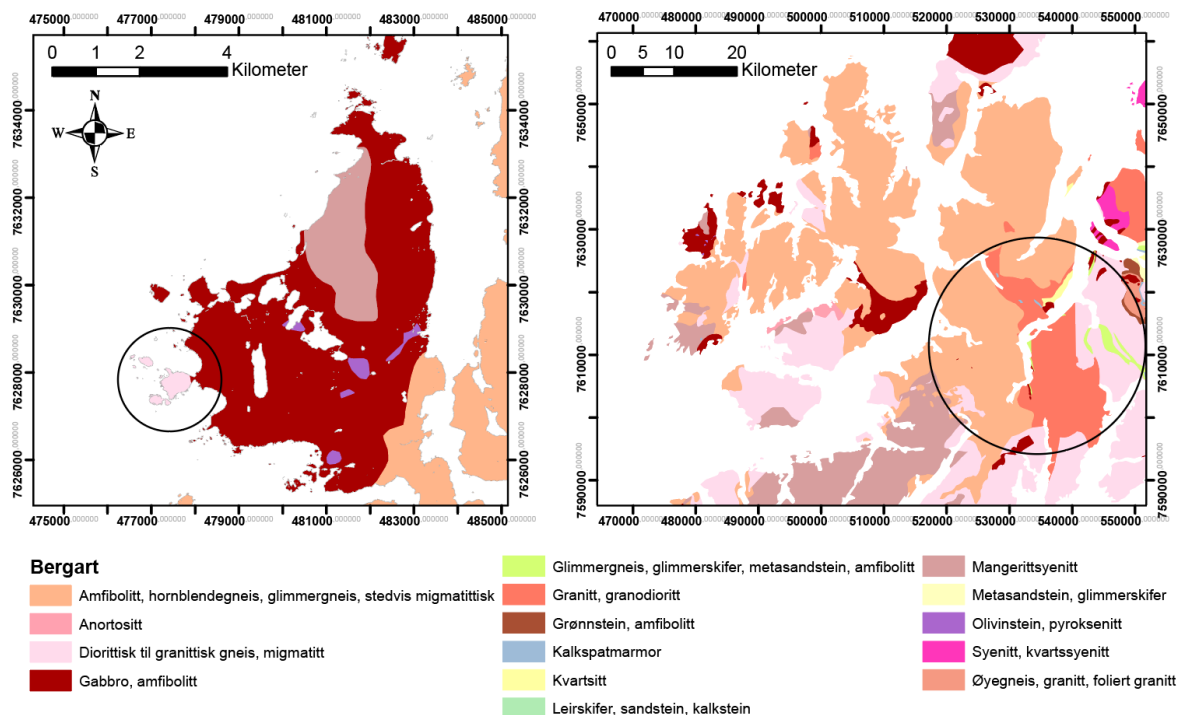
Figur 3.18: A: viser eksempel på granitt med rødlig farge. Bildet er tatt ved lokalitet 16. B: viser godt rundede klaster og granitt funnet ved samme lokalitet. Bildet er tatt ved Lundvatnmorenen.



Figur 3.19: Figuren viser lokaliteter innenfor studieområdet hvor granitt er observert. Røde punkter markerer lokaliteter hvor granitt er observert. Det er gjort funn av granitt langs hele strandsonen. Lokalitet 15, 16 og 17 er markert med henholdsvis L15, L16 og L17.

### 3.2.2 Bestemmelse av mulige kildeområder

Uten detaljanalyser av granittens mineralogi har det ikke vært mulig å sikkert definere kildeområdet. Uten en sikker provenance har studier av berggrunnskart likevel gjort det mulig å identifisere to potensielle kildeområder for granitten (figur 3.20). Et parti i den sørvestlige delen av Nykvåghalvøyen består av diorittisk til granittisk gneis. Denne bergarten finnes også i større partier på Langøya, Hinnøya, Hadseløya og på Andøya. Et annet potensielt kildeområde er partiet rundt Gullsfjorden på Hinnøya. Her finnes store mengder av en karakteristisk rødlig granodioritt eller granitt, kalt Gullsfjordgranitten (Tveten, 1978).



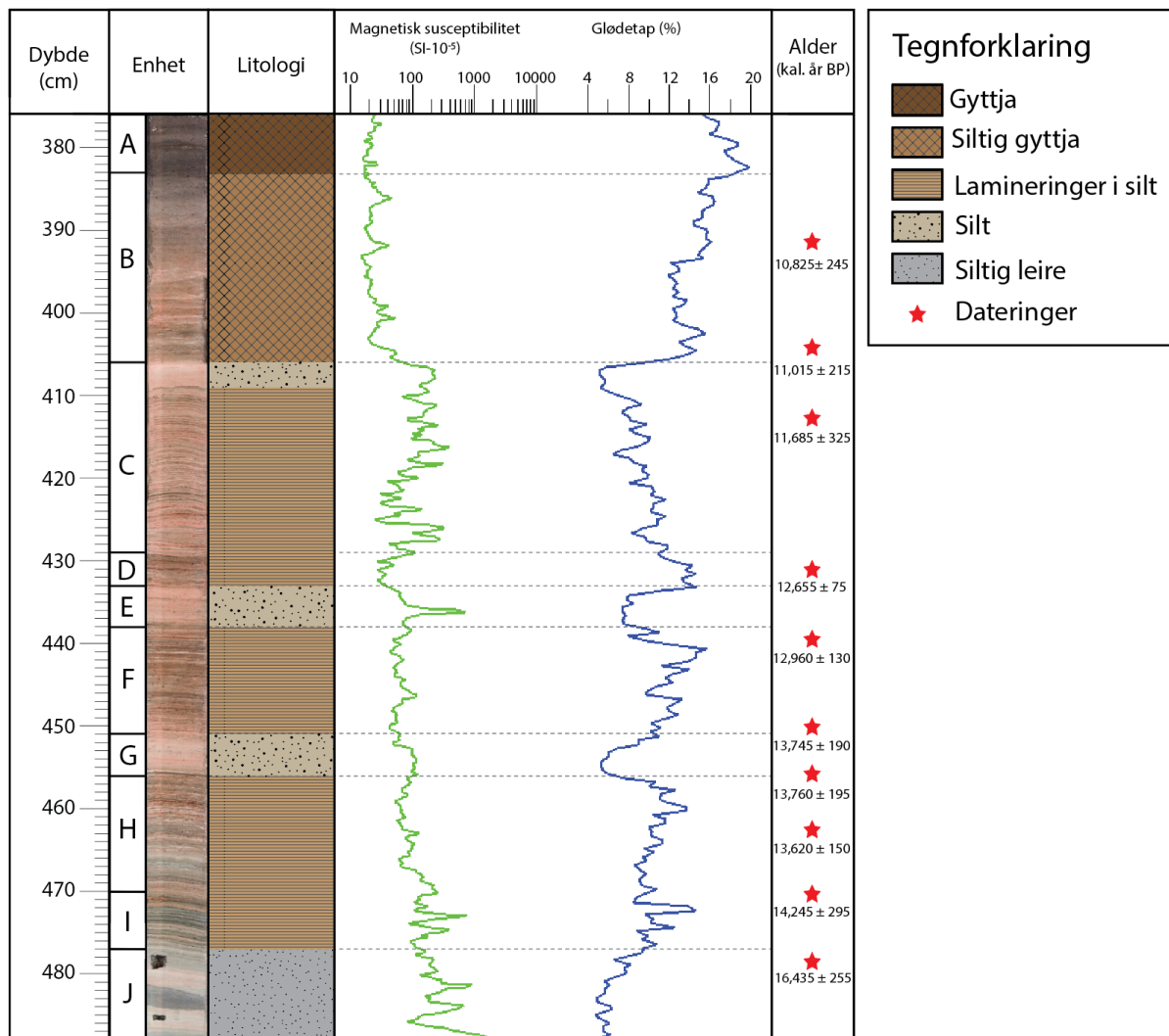
Figur 3.20: To mulige kildeområder for granitten er markert med sort ring. Figurene er modifisert etter data fra NGU (2020).



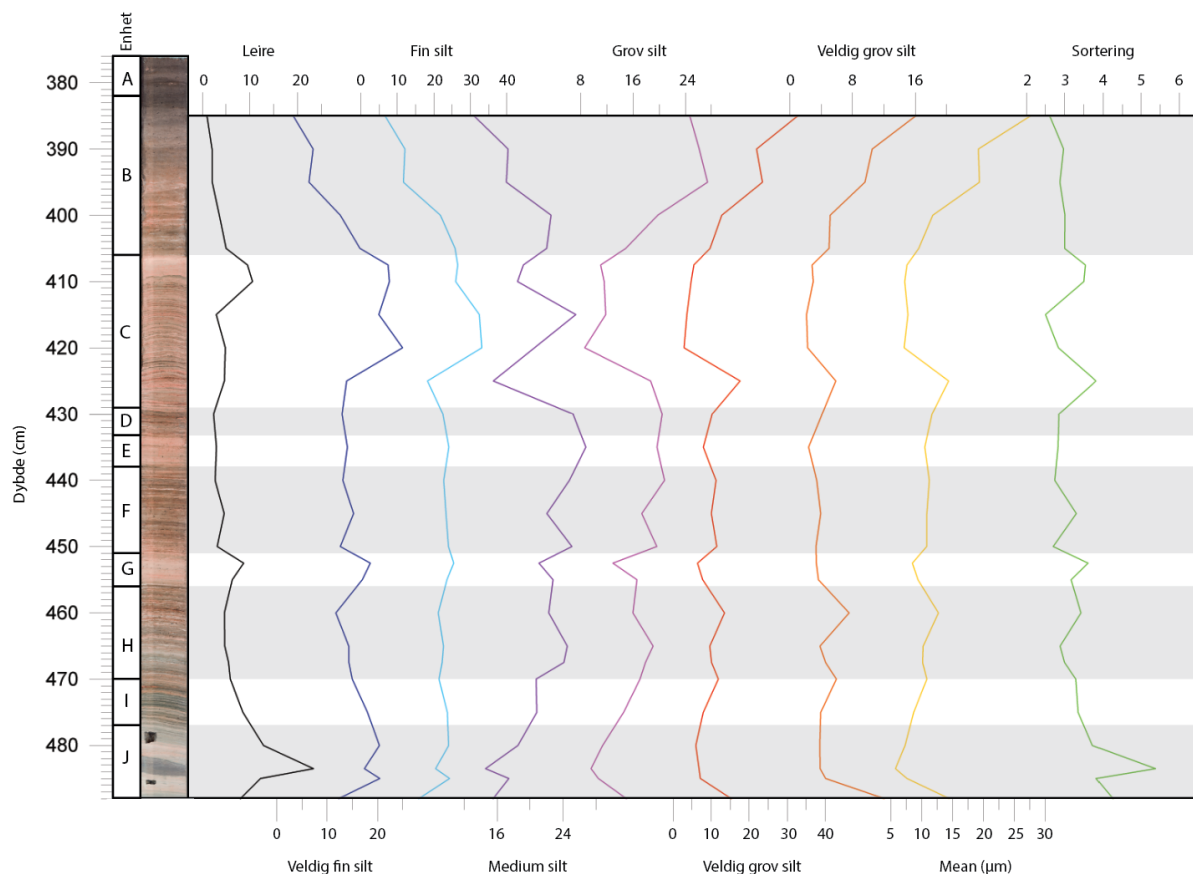
### 3.3 Innsjøsedimenter

I dette delkapittelet presenteres resultatene fra sedimentanalysene av DALP-213. Basert på en sammenstilling av sedimentenes fysiske egenskaper og den kjemiske sammensetningen er DALP-213 delt opp i 10 enheter, fra A til J. Enhetene presenteres kronologisk etter når de ble avsatt. Det legges særlig vekt på sedimentparameterne som i teorien indikerer minerogen sedimentasjon. Figur 3.21 viser en visuell logg av kjernen med inndelingen av enhetene. En sammenstilling av sedimentparameterne er vist ved figur 3.24. Tolkningen av enhetene presenteres i kapittel 3.5, og vil være basert på sedimentparameterens variasjoner, kombinert med dateringer.

#### 3.3.1 Presentasjon av data



Figur 3.21: Visuell logg av DALP-213.



Figur 3.22: Grafen viser den prosentvise fordelingen av kornstørrelsene innenfor størrelsesfragmentene leire til veldig fin sand. Mean ( $\mu\text{m}$ ) og sortering er beregnet i GRADISTAT basert på «Geometric method of moments». Graden av sortering oppgis på en skala mellom 1,27 og 16, hvor lavere tall betyr bedre sortering. Alle målingene av DALP-213 ligger innenfor sorteringsgradene «dårlig sortert» til «veldig dårlig sortert». Målingene er gjort ved hver 5 cm fra 385 cm, og ved 407,5, 452,5, 467,5, 483,5 og 488 cm.

### Enhet J (488 – 477 cm)

Bunnen av kjernen domineres av minerogene sedimenter med en grålig farge (figur 3.21). Glødetapet er relativt lavt gjennom hele enheten, med et gjennomsnitt på 6,3 %, mens DBD-verdiene er relativt høye med et gjennomsnitt på  $0,65 \text{ g/cm}^3$  (figur 3.24). En tydelig topp i DBD verdiene kan ses ved 484,5 cm, hvor verdien er  $0,95 \text{ g/cm}^3$ . Det er store svingninger i MS, og gjennom enheten er det tre tydelige topper, ved 487, 483 og 481 cm. Prosentandelen leire i enheten varierer mellom 8 og 23,3 %. Mellom 484 og 481 cm er et tydelig grått lag på ca. 3 cm. Dette laget kan ses som tydelige topper i K, Ca, Si, Ti og DBD. Leireandelen er på det høyeste gjennom hele kjernen ved dette laget (23,3 %) (figur 3.22). Mot kjernens bunn stiger gjennomsnittlig kornstørrelse, og er på  $14,4 \mu\text{m}$  ved 488 cm. Sorteringsgraden blir også dårligere mot kjernens bunn. Andelen veldig fin sand øker fra 4 % ved 483,5 cm til 13 % ved 488 cm. Det er også tydelige topper i MS, Si, Ti, Fe og Ca ved 487 cm. Fe/Ti forholdet er stabilt lavt gjennom enheten.

**Enhet I (477 – 470 cm)**

Enheten består av laminerte sedimenter hvor fargen varierer mellom mørk grå og brun. Glødetapet er generelt høyere sammenlignet med enhet J, og svinger mellom 8,8 og 14,6 % (figur 3.24). Glødetapet er på det høyeste gjennom enheten mellom 471-472 cm. Det er store variasjoner mellom indikatorer for minerogen sedimentasjon. DBD viser en negativ trend mot enhetens topp, men ellers er det ikke observert noen tydelig trend blant parameterne. Minerogen influks er trolig lavest ved enhetens topp (~471 cm), hvor DBD, Si, Ti, Fe, Ca og K når de laveste verdiene gjennom enheten. Enheten gir ingen utslag hos Fe/Ti forholdet.

**Enhet H (470 – 456 cm)**

Det er en gradvis overgang fra grå sedimenter i nedre del av enheten mot brunere sedimenter i den øvre delen. Sedimentene er laminert gjennom hele enheten (figur 3.21). Sedimentene gir et relativt lavt utslag hos Fe/Ti forholdet, men det er en tydelig økning mot enhetens topp (figur 3.24). En tydelig topp kan ses ved 459 cm, hvor man også kan se et tynt, mørkt brunt/svart, lag. Glødetapet ligger stabilt rundt 10 % ved enhetens nedre del, og stiger til verdier opp mot 13,7 % ved enhetens øvre del. Ti, Ca, K og MS svinger gjennom hele enheten, men viser en generell nedgang fra enhetens bunn mot toppen. Amplituden for disse parameterne er høyest ved enhetens bunn. Inc/coh, Si og Fe svinger også gjennom hele enheten, og disse parameterne viser ingen generell forandring.

**Enhet G (456 – 451 cm)**

Mellom 456 og 451 er et lyst lag bestående av minerogene sedimenter (figur 3.21). Overgangen til laget kan i begge ender av enheten ses som en markant nedgang i glødetap, vanninnholdet samt inc/coh, sammenlignet med tilgrensende enheter (figur 3.24). Laget kan også ses som tydelige topper i DBD, Ti, Fe, Ca og Si. Forholdet mellom Fe/Ti er lavt med relativt liten variabilitet. Prosentandelen av leire, veldig fin silt og fin silt øker i dette laget, mens andelen grovere kornstørrelser går ned (figur 3.22). Gjennomsnittlig kornstørrelse er 8,4 µm.

**Enhet F (451 – 438 cm)**

Enheten består av sedimenter rike på organisk materiale. Enheten er brun i fargen, og sedimentene er tydelig laminert (figur 3.21). Det er store variasjoner i glødetapet gjennom enheten, med verdier mellom 8 og 15,7 % (figur 3.24). Toppen på 15,7 % nås ved 440,5 cm. Gjennomsnittlig DBD er 0,2 g/cm<sup>3</sup>, og DBD har en lav amplitude gjennom enheten. Det er generelt lave utslag for Si, Ti, Ca, K og MS gjennom enheten, men noen små topper kan ses

hos K, Ti, Si og MS. Ved 446 cm er det en nedgang i glødetapet til verdier rundt 9 % ses i sammenheng med små topper i MS, Fe, Si og Ti. Fe/Ti og Fe svinger gjennom hele enheten, og viser ingen generell trend.

#### **Enhet E (438 – 433 cm)**

Fra 438 til 433 cm er det en markant nedgang i glødetapet, til verdier rundt 7-8 % (figur 3.24). Dette gjenspeiles i kjernen som et lyst lag. En svak økning i DBD kan ses sammenlignet med tilgrensende enheter, og gjennomsnittet ligger på  $0,24 \text{ g/cm}^3$ . En tydelig topp i MS kan ses ved 436 cm. Det er en svak økning i Fe/Ti fra enhetens bunn mot toppen, men det er generelt lite variabilitet i Fe/Ti forholdet gjennom enheten. Fe og Si svinger gjennom enheten, men verdiene viser ingen tydelig trend. Det er lite variabilitet i Ti tellingene, men det er en generell nedgang i verdiene fra enhetens bunn mot toppen. Ca og K har et lavt utslag gjennom enheten. Medium silt er den dominerende kornstørrelsen, og utgjør 26,7 %, mens fin silt utgjør 24,1 % (figur 3.22). Gjennomsnittlig kornstørrelse er  $10,48 \mu\text{m}$ . Det er en svak nedgang fra tilgrensende enheter, hvor gjennomsnittet er på  $11,22 \mu\text{m}$  ved 440 cm og  $11,65 \mu\text{m}$  ved 430 cm.

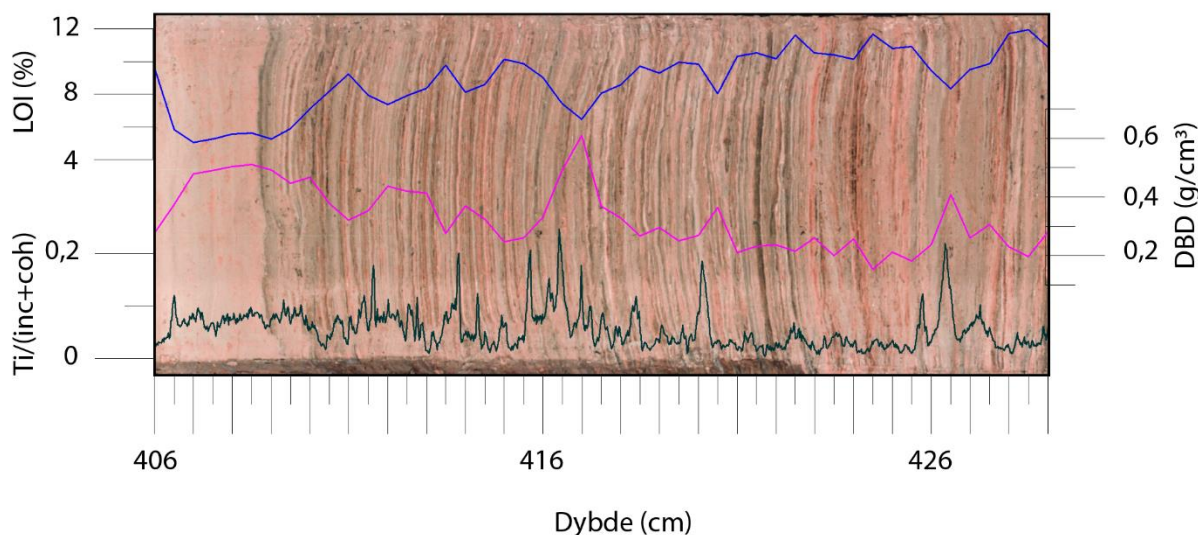
#### **Enhet D (433 – 429 cm)**

Overgangen til enhet D er markert med en brå økning i glødetapet og vanninnholdet (figur 3.24). Glødetapet er høyt i enheten, med et gjennomsnitt på 13,4 %. Enheten er preget av en generell nedgang i parameterne som indikerer minerogen sedimentasjon. Det er en svak nedgang i DBD sammenlignet med enhet E, og gjennomsnittet ligger  $0,2 \text{ g/cm}^3$ . Det er store variasjoner i Fe/Ti forholdet gjennom enheten, uten at det er noen generell trend. Fe svinger gjennom hele enheten, men det er en generell økning fra enhetens bunn mot toppen. Ti, Ca og K er stabilt lav gjennom nedre del av enheten, før den brått stiger mot overgangen til enhet C. Tre små topper kan ses hos MS og Si gjennom enheten, ved 432, 430 cm og mot overgangen til enhet C. Medium silt er den dominerende størrelsesfraksjonen i enheten (figur 3.22).

#### **Enhet C (429 – 406 cm)**

Overgangen til enhet C er preget av en generell økning i parameterne som indikerer minerogen sedimentasjon. Enheten er preget av store variasjoner i MS, Fe, Ti, Si, Ca, K og Fe/Ti. Visuelt gjenspeiles svingningene som lamineringer fra enhetens bunn til 409 cm (figur 3.23). Glødetapet varierer i stor grad gjennom enheten, men det er en generell nedgang fra enhetens bunn mot toppen (figur 3.24). I den øvre delen av kjernen, mellom 409 og 406 cm er det en markant nedgang i glødetapet, til verdier rundt 5 %. Det er en generell stigning i DBD fra

enhetens bunn mot den øvre delen av kjernen. En tydelig topp, med en verdi på  $0,6 \text{ g/cm}^3$ , kan ses ved 417 cm. I øvre del av enheten, mellom 409 og 406 cm er et lyst, relativt homogent lag. Dette laget kan gjenkjennes som en tydelig nedgang i glødetapsverdiene, med verdier rundt 5 %. DBD er relativt høy, med verdier mellom  $0,3$  og  $0,5 \text{ g/cm}^3$ . Det er en tydelig økning i finere kornstørrelser ved dette laget, og prosentandelen leire øker betydelig fra 2,9 % ved 415 cm til 9,5 % ved 407,5 cm (figur 3.22).



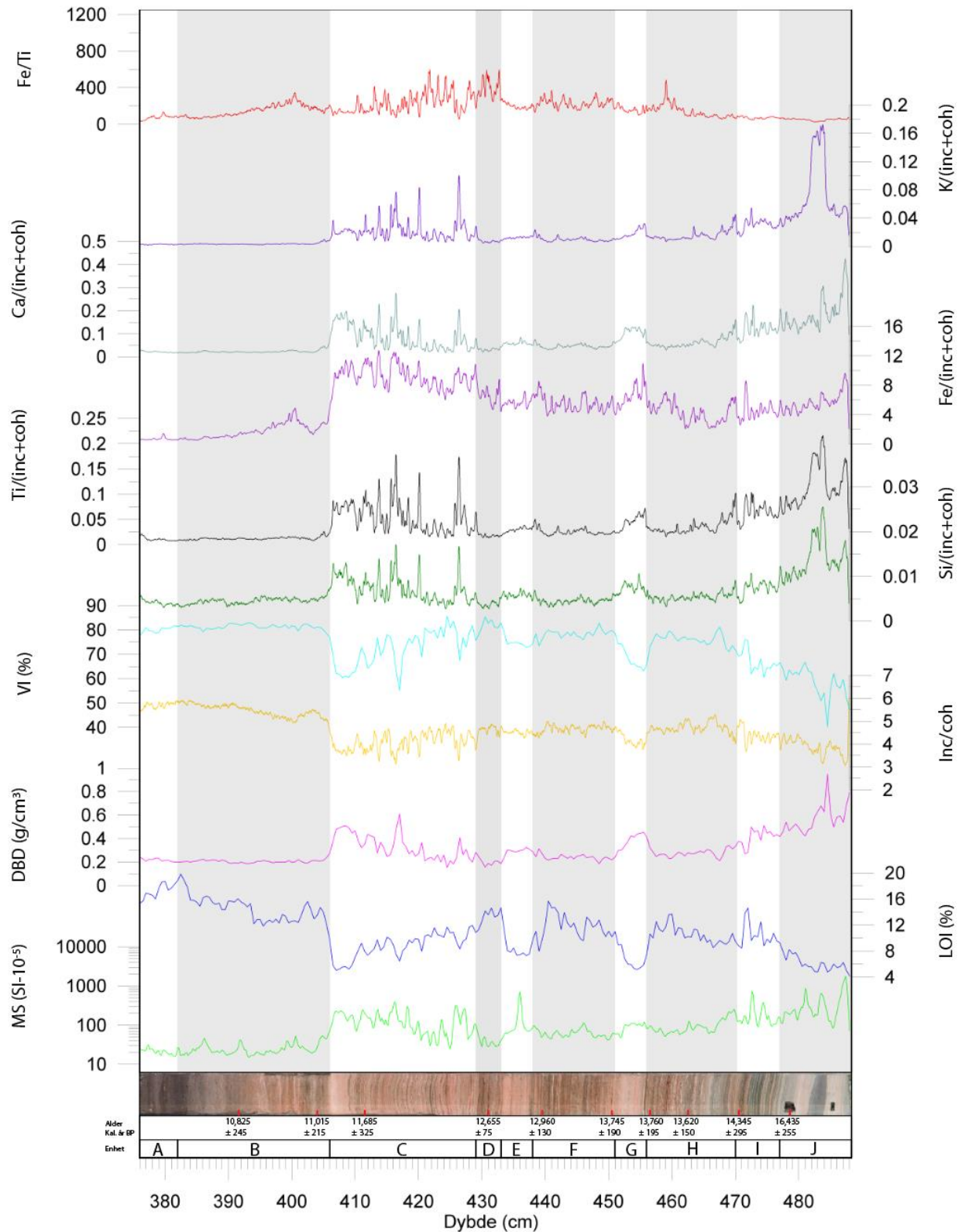
Figur 3.23: Enhet C i DALP-213 med sedimentparameterne Ti, DBD og LOI. Legg merke til den høye amplituden hos Ti gjennom enheten.

### Enhet B (406– 382 cm)

Gjennom enheten er det en gradvis overgang fra minerogene sedimenter til sedimenter rike på organisk materiale. Dette gjenspeiles i glødetapet som en gradvis økning fra verdier rundt 10 % ved enhetens bunn til verdier opp mot 20 % ved enhetens topp (figur 3.24). Denne endringen kan også ses i kjernen som en gradvis overgang fra en lys brun/grålig farge mot en mørkere brunfarge. En svak økning i Fe, Fe/Ti og MS kan ses i den nedre delen av enheten, mellom 403 og 394 cm. Her er også en svak nedgang i glødetapet, til verdier rundt 11-12 %. Det er en brå nedgang i parameterne som indikerer minerogen sedimentasjon ved overgangen fra enhet C til enhet B. DBD er stabilt lav gjennom hele enheten, med et gjennomsnitt på  $0,2 \text{ g/cm}^3$ . Det er en svak økning i Si, Ti, Ca og K tellinger ved enhetens bunn, men ellers gir disse parameterne lave verdier med svært lite variabilitet. Gjennomsnittlig kornstørrelse varierer fra medium silt til grov, og det er en gradvis overgang fra medium silt til grov silt fra enhetens bunn mot enhetens topp (figur 3.22).

**Enhet A (382 – 376 cm)**

Enheten består av mørk brun gyttja (figur 3.21). Glødetapet er høyt gjennom hele enheten, og varierer mellom 15-19 %. DBD er lav med et gjennomsnitt på  $0,2 \text{ g/cm}^3$  (figur 3.24). Et noe lysere lag ved 378-379 cm kan ses som små topper i Fe/Ti og Fe tellingene. Sedimentene gir ingen utslag i Ca og K tellinger.



Figur 3.24: Figuren viser en sammenstilling av alle sedimentparametrene fra DALP-213. Røde punkt i kjernen markerer dateringer.

## 3.3.2 Kronologi og aldersmodell

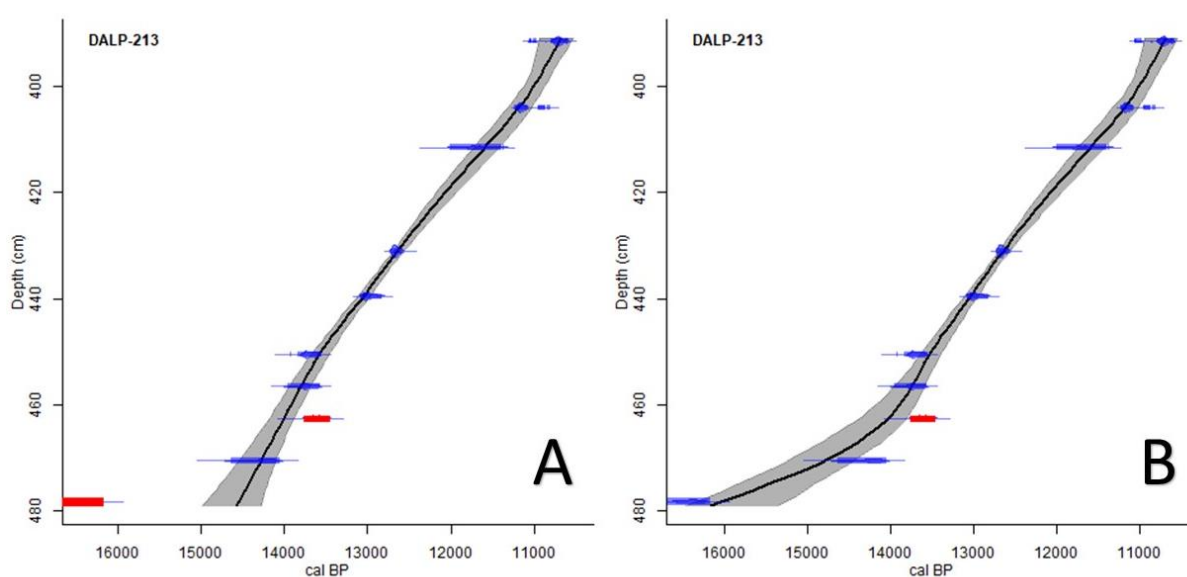
Tabell 3.1 viser resultatene fra radiokarbondateringen av DALP-213. Fordi mengden karbon i atmosfæren ikke har vært stabil gjennom tiden, har det vært nødvendig å kalibrere  $^{14}\text{C}$ -aldrene ved hjelp av en kalibreringskurve som tar hensyn til variasjonene bakover i tid. Kalibreringen av  $^{14}\text{C}$ -år til kalenderår er gjort basert på kalibreringskuven IntCal13 (Reimer et al., 2013). I tabell 3.1 oppgis aldre med både et standardavvik ( $1\sigma$ ) og to standardavvik ( $2\sigma$ ). Videre i oppgaven vil alle aldre presenteres som medianen innenfor to standardavvik, og betegnes som «kal. år BP», hvor BP refererer til året 1950.

**Tabell 3.1: Radiokarbondateringer fra DALP-213.**

Dyp (cm)	Laboratorie-kode	Materiale	Vekt (mg)	$^{14}\text{C}$ -år BP	Kal. år BP ( $1\sigma$ )	Kal. år BP ( $2\sigma$ )	Kal. år BP (median + $2\sigma$ )
391-92	Poz-119888	Mose	3,6	9470 ± 40	10605-10760	10580-11065	10,825 ± 245
403,5-404,5	Poz-119889	Mose og terrestriske plantefragmenter	4,3	9700 ± 50	10910-11205	10800-11230	11,015 ± 215
411-412	Poz-119891	Mose	1,3	10100 ± 70	11410-11930	11360-12005	11,685 ± 325
430,5-431,5	Poz-119892	Mose	2,8	10710 ± 50	12640-12710	12580-12725	12,655 ± 75
439-440	Poz-119893	Bladfragmenter	5,3	11110 ± 50	12925-13070	12830-13085	12,960 ± 130
450-51	Poz-119895	Mose og bladfragmenter	3,6	11890 ± 60	13610-13765	13555-13935	13,745 ± 190
456-57	Poz-119896	Mose (sannsynligvis akvatisk) og bladfragmenter	0,7	11910 ± 70	13600-13790	13565-13955	13,760 ± 195
462-63	Poz-119897	Mose	2,3	11800 ± 80	13560-13730	13470-13765	13,620 ± 150
470-71	Poz-119898	Bark	25,8	12300 ± 60	14095-14375	14050-14640	14,345 ± 295
478,2-479,5	Poz-66198	Bulk	-	13620 ± 70	16280-16535	16180-16685	16,435 ± 255



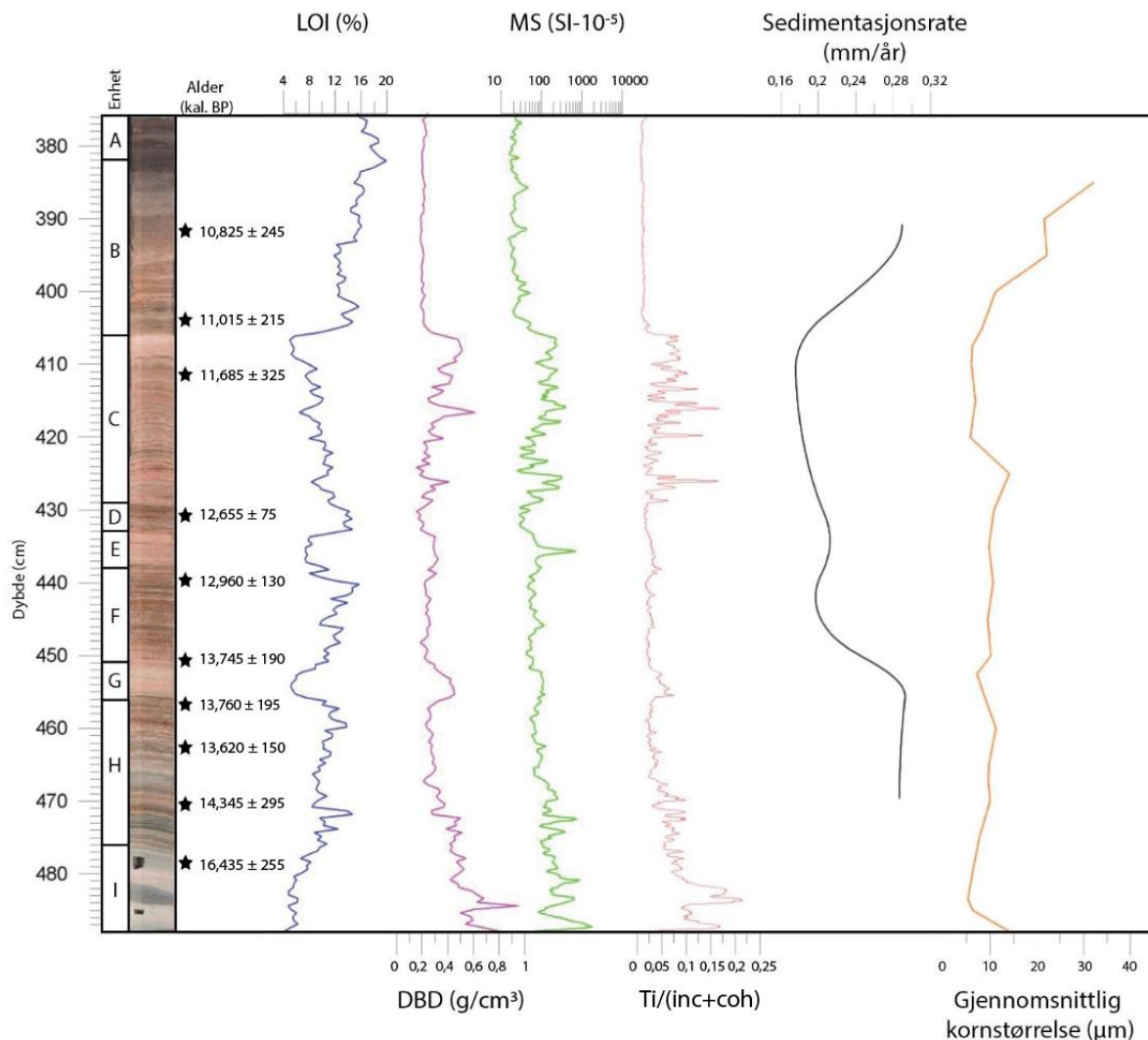
For små prøver (>1 mg karbon) vil usikkerheten ved  $^{14}\text{C}$ -dateringen øke (Poznan Radiocarbon Laboratory, 2020). Noen av makrofossilene som ble sendt til dateringer hadde relativt lav masse (<2 mg). Lave masser for enkelte av prøvene ble foretrukket til fordel for å øke intervallet i kjernen prøven ble hentet ut fra, til tross for at den lave massen potensielt kan ha ført til større usikkerhet ved enkelte av dateringene. Ved hjelp av programmet R med modelleringstillegget Clam 2.2 ble alle  $^{14}\text{C}$ -aldre prosessert og kalibrert, og en alder-dyp modell ble laget (Blaauw, 2010). To dateringer skiller seg ut fra de resterende. Den ene er invers (Poz-119897). Den andre (Poz-66198) antyder en brå endring i sedimentasjonsraten mot enhetens bunn. Poz-66198 er en bulkdatering. Et kjent problem er at bulkdateringer kan påvirkes av hardvannseffekten (Törnqvist et al., 1992). Selv om man ikke finner karbonatbergarter i nedslagsfeltet til Dalvatnet, kan smeltevann fra innlandsisen ha tilført prøven karbon som ikke har vært i likevekt med atmosfæren, og dette kan ha påvirket aldrene på dateringer gjort nærme kjernens bunn. To alternative aldersmodeller for DALP-213 presenteres. I modell A er både Poz-119897 og Poz-66198 utelatt, mens i modell B er kun Poz-119897 utelatt (figur 3.25). Grunnet usikkerheten rundt bulkdateringen vil aldersmodell A brukes videre i oppgaven.



Figur 3.25: Figuren viser to alternative aldersmodeller for DALP-213. Begge modellene er plottet som «cubic spline plot».

Sedimentasjonsraten er regnet ut basert på aldersmodell A (figur 3.26). I den nedre delen av kjernen (enhet H) er sedimentasjonsraten stabilt høy, med et gjennomsnitt på 0,29 mm/år. Det er et markant dropp i sedimentasjonsraten ved enhet G. Enhet F, E, D og C har generelt en lav sedimentasjonsrate, med et gjennomsnitt 0,19 mm/år. En svak økning i sedimentasjonsraten kan ses ved enhet E, hvor gjennomsnittet stiger til 0,2 mm/år. Ved enhet B og A er det en

markant økning i sedimentasjonsraten. Denne økningen er sannsynligvis delvis relatert til økning i de grovere kornstørrelsene.



Figur 3.26: Grafen viser sedimentasjonsraten plottet sammen med parameterne som reflekterer mineralogen sedimentasjon (MS, DBD, Ti), glødetap samt gjennomsnittlig kornfordeling.

## 3.5 Tolkning av DALP-213

### 3.5.1 Korrelasjon mellom ulike sedimentparametere

For å finne ut hvilke sedimentparametere som best reflekterer endringer i glasielle prosesser er en korrelasjonsanalyse gjennomført. En korrelasjonsanalyse kan benyttes for å kvantifisere hvor godt endringene i sedimentparameterne samvarierer (tabell 3.2). Samvariasjonen oppgis som en korrelasjonskoeffisient ( $r$ ). Korrelasjonskoeffisientens skala går fra -1 til 1, hvor 0 betyr ingen korrelasjon, mens 1 betyr perfekt positiv korrelasjon og -1 perfekt negativ korrelasjon. Noen av sedimentanalysene er gjennomført med ulik oppløsning. Når dette har vært tilfellet har datasettene blitt korrelert med samme oppløsning som datasettet med lavest oppløsning.

**Tabell 3.2: Tabellen viser korrelasjonen mellom de ulike sedimentparameterne i DALP-213.**

	Fe	Ti	Fe/Ti	Si	Ca	K	MS	Inc/coh	LOI	DBD	VI
Fe	1										
Ti	0,49	1									
Fe/Ti	0,32	-0,42	1								
Si	0,37	0,91	-0,42	1							
Ca	0,48	0,90	-0,41	0,84	1						
K	0,32	0,90	-0,36	0,88	0,7	1					
MS	0,33	0,66	-0,27	0,61	0,73	0,52	1				
Inc/coh	-0,85	-0,77	-0,005	-0,67	-0,76	-0,61	-0,54	1			
LOI	-0,66	-0,71	0,10	-0,70	-0,73	-0,58	-0,61	0,85	1		
DBD	0,42	0,88	-0,47	0,88	0,89	0,77	0,72	-0,73	-0,78	1	
VI	-0,5	-0,82	0,47	-0,79	-0,85	-0,67	-0,70	0,78	0,82	-0,93	1

Høye verdier for MS (Nesje et al., 2001), DBD (Bakke et al., 2005) og Ti (Haug et al., 2001; Bakke et al., 2009) har tradisjonelt blitt brukt som gode indikatorer på glacial erosjon. Sterk korrelasjon mellom DBD og Ti ( $r=0,88$ ) og mellom MS og DBD ( $r=0,72$ ) i DALP-213 bekrefter at disse samvarierer godt, og kan muligens indikere breerosjon i nedslagsfeltet. Ti har også en sterk korrelasjon med Si, Ca og K, med  $r$ -verdier på henholdsvis 0,91, 0,90 og 0,90. Dette tyder på at disse parameterne egner seg godt til brekonstruksjon. LOI er mye brukt som invers indikator for glacial aktivitet (eks. Bakke et al., 2010). LOI korrelerer negativt med DBD, Ti, Si, Ca og K med  $r$ -verdier på henholdsvis -0,78, -0,71, -0,70, -0,73 og -0,58. Det er også en sterk positiv korrelasjon mellom LOI og inc/coh ( $r=0,85$ ). Dette tyder på at forholdet mellom inc/coh reflekterer mengden organisk materiale i kjernen godt.

### 3.5.2 Tolkning av enheter

#### **Enhet J (488 – 477 cm)**

Generelt høye verdier for DBD, MS, Si, Ti, Ca og K gjennom enheten indikerer betydelig minerogen influks i nedslagsfeltet under perioden sedimentene ble avsatt. Den minerogene sedimentasjonen er trolig et resultat av breer i nedslagsfeltet. Et lavt glødetap støtter opp om denne tolkningen. Ved det grå laget mellom 484 og 481 cm når flere av indikatorene på minerogene sedimenter sine maksverdier gjennom kjernen. Leirinnholdet er også på det høyeste ved dette laget. Proksiene indikerer at breene i nedslagsfeltet til Dalvatnet sannsynligvis gjorde fremrykk under denne perioden. Bulkdateringen tatt noen cm ovenfor laget gir en alder på  $16,435 \pm 255$  kal. år BP. De grovere sedimentene ved kjernens bunn er sannsynligvis bunnmorene.

#### **Enhet I (477 – 470)**

En reduksjon i minerogen influks kombinert med et generelt høyt glødetap tyder på at det var en reduksjon i breaktiviteten i Nykdalen under perioden enheten ble avsatt. En datering er tatt ved 470,5 cm, like ved en tydelig topp i glødetapet, gir en alder på  $14,345 \pm 295$  kal. år BP. Dateringen er gjort på fragmenter av bark, og vitner om et klima varmt nok til at vedplanter har vokst i området.

#### **Enhet H (470 – 456 cm)**

Gjennom enheten er det en gradvis overgang fra grålige sedimenter mot brune. Dette gjenspeiler sannsynligvis en gradvis overgang mot et varmere klima. Ved enhetens bunn tyder sedimentparameterne på en relativt høy minerogen sedimentasjon. Dette tolkes som et resultat av at breerosjon i nedslagsfeltet. Mot enhetens øvre del tyder lavere verdier av K, Ca, Ti og MS på en nedgang i glacial aktivitet. Dette støttes av en økning i Fe/Ti, som tyder på at en større andel av minerogent materiale ved enhetens topp har vært eksponert subaerilt før sedimentene ble avsatt i Dalvatnet. De mørke laget ved 459 cm, som kan ses som en tydelig topp i forholdet mellom Fe/Ti, er trolig et resultat av en flom eller skredhendelse i nedslagsfeltet. En datering fra enhetens topp gir en alder på  $13,760 \pm 195$ , og plasserer enheten innenfor tidsperioden allerød.

#### **Enhet G (455 – 451 cm)**

Den tydelige økningen i DBD, Ti, Fe, Ca og Si indikerer økt minerogen sedimentasjon. Dette støttes av et lavt glødetap, som gjenspeiler et klima med lite vegetasjon i området. Den

betydelige økningen som kan ses i finere kornstørrelser som leir og veldig fin silt vitner om et rolig avsetingsmiljø. Basert på dette tolkes økningen av minerogene sedimenter til å være et resultat av glasial erosjon.

#### **Enhet F (451 – 437 cm)**

Den brå økningen i glødetap sammenlignet med tilgrensende enheter, samt generelt lave verdier for parameterne for minerogen sedimentasjon tyder på en begrenset glasial aktivitet gjennom denne enheten. Generelt lave verdier for parameterne som indikerer minerogen sedimentasjon kan tyde på at nedslagsfeltet under perioder var brefritt. Variasjonene i forholdet mellom Fe/Ti vitner om svingninger i redoksrelaterte prosesser. Dateringer ved enhetens bunn og topp, ved 450,5 cm og 439,5 cm gir aldre på henholdsvis  $13,745 \pm 190$  kal. år BP og  $12,960 \pm 130$  kal. år BP. Dateringene plasserer enheten innenfor tidsperioden allerød. Små topper hos MS, Fe, Si og Ti, samt svingninger i glødetapet, kan trolig signalisere mindre glasiale fremstøt, eventuelt økninger i paraglasiale (ikke-glasiale) prosesser.

#### **Enhet E (437 – 432 cm)**

Lagets lyse farge indikerer høyt innhold av minerogent materiale. Dette støttes av en brå nedgang i glødetapet, en svak nedgang i gjennomsnittlig kornstørrelse, en svak økning i DBD, samt en svært tydelig topp i MS. Små svingninger i Fe og Si kan også knyttes opp til variasjoner i minerogen influks. Basert på parameterens variasjoner representerer enheten trolig en fase med økt glasial aktivitet i nedslagsfeltet.

#### **Enhet D (433 – 429 cm)**

Enhet D er preget av en brå økning i glødetapet og vanninnhold, og generelt lavere verdier for parameterne som indikerer minerogen sedimentasjon. Dette tyder på en økning i organisk produksjon i området, som tyder på redusert breaktivitet i området. Svært lave verdier for parameter som indikerer minerogen sedimentasjon kan tyde på at nedslagsfeltet muligens var isfritt under perioden hvor enheten ble avsatt. En datering fra enheten (431 cm) gir en alder på  $12,655 \pm 75$  kal. år BP.

#### **Enhet C (429 – 406 cm)**

Bunnen av enheten er preget av en tydelig økning i minerogen influks sammenlignet med enhet D. Datering fra enhet D tyder på at økningen i minerogen sedimentasjon er et resultat av et brefremrykk ved starten av yngre dryas. Lamineringene gjennom kjernen skyldes vekslinger i sedimentasjonsforholdene. En mulighet er at lagene representerer årlige brevariasjoner (varv).

Lamineringene er sannsynligvis årsaken til den høye amplituden hos Si, Ti, Fe, Ca, K og Fe/Ti. Variasjonene i Fe/Ti indikerer vekslende redoksforhold. Korrelasjonsanalyser av denne enheten alene viser en negativ korrelasjon mellom Fe/Ti og Ti med en r-verdi på -0,72. Den negative korrelasjonen mellom Fe/Ti som representerer redoksrelaterte prosesser, og Ti som indikerer glasial erosjon, tyder på skift mellom perioder med økt avrenning og perioder med økt glasial erosjon.

Ved enhetens øvre del er det et lyst lag mellom 409 og 406 cm. Markante fall i glødetap og vanninnhold, samt økninger i DBD og andelen leire tyder på økning i den glasiiale aktiviteten i nedslagsfeltet gjennom denne enheten. Overgangen til det lyse laget mellom 409 og 406 cm er datert til mellom  $11,685 \pm 325$  kal. år BP (411,5 cm) og  $11,015 \pm 215$  kal. år BP (404 cm). Dateringen ved overgangen mellom enhet C og enhet B plasserer enheten til starten av holocen. Basert på sedimentenes fysiske egenskaper er det sannsynlig at laget mellom 409 og 406 cm representerer et glasialt fremrykk mot slutten av yngre dryas.

#### **Enhet B (406 – 382 cm)**

Grunnet den brå nedgangen i DBD, Si, Ti, Ca og K tolkes overgangen mellom enhet C og B som den endelige deglasiasjonen i nedslagsfeltet til Dalvatnet. En datering ved 391,5 cm gir en alder mellom  $10,825 \pm 245$  kal. år BP. Dateringen indikerer at breene i Nykdalen smeltet vekk tidlig i holocen. Toppene som kan ses i MS, Fe og Fe/Ti mellom 403 og 394 cm er sannsynligvis et resultat av utsmelting av permafrosten. Tiningen av frosten i bakken har trolig ført til at materiale som tidligere har vært bundet opp i frosten blir frigjort. Dette legger også til rette for økt erosjon. Den jevne stigningen i gjennomsnittlig kornstørrelse kan forklares ved at den generelle avrenningen i området har økt ved overgangen til et varmere og fuktigere klima.

#### **Enhet A (382 – 376 cm)**

Gjennom enheten er det lite variasjon i sedimentparameterne, og et gjennomgående høyt glødetap. Dette indikerer uforstyrret organisk produksjon eller sedimentasjon, og det har sannsynligvis ikke være noen bre i nedslagsfeltet under perioden enheten ble avsatt. Dette støttes av lave utslag i parameterne knyttet til minerogen influks.

## 3.6 Oppsummering

### 3.6.1 Kwartærgeologisk kartlegging

- Randmorener er kartlagt ved munningen av alle større botner i Nykdalen. I den ytre delen av Nykdalen er det observert flere utydelige randmorenerygger. Vest for Skoltan er en tydelig rygg tolket til å være en midtmorene.
- En kameterrasse er bygget opp av smeltevann som trolig har kommet via passpunktet 344 moh, fra en bre som har fylt Malnesfjorden. På dette tidspunktet har sannsynligvis Ausa vært dekket av en lokal bre.
- Periglasielle prosesser har hatt stor påvirkning på landskapet, og ved flere lokaliteter kompliserer det tolkningen av landformene.
- Kartleggingen har vist at en fluvial vifte er bygget opp mot sub-bassenget sedimentkjernen er hentet fra. Det er også kartlagt noe skredmateriale ned mot vannkanten i den østlige delen av sub-bassenget. Dette kan ha påvirket sedimentasjonen i bassenget under perioder.

### 3.6.2 Provenance

- Den fremmede bergarten granitt er observert ved flere lokaliteter innenfor studieområdet. Granitten brukes som indikator på avsetninger fra innlandsisne. Funnene av granitt er begrenset til den ytre del av Nykdalen. Den største forekomsten ligger ved strandsonen ved Nykvåg. Sett bort ifra midtmorenen, er utbredelsen begrenset til områder lavere enn 48 moh.
- To potensielle kildeområder er definert. Granitten kommer trolig enten fra et parti med granittisk gneis sørvest på Nykvågshalvøya, eller fra Gullsfjordgranitten.

### 3.6.3 Innsjøsedimenter

- Basert på endringer i sedimentenes fysiske egenskaper og geokjemiske sammensetning er DALP-213 delt inn i 10 enheter, hvor A er yngst og J er eldst.
- Kjernen er generelt preget av flere skift mellom perioder med økninger og reduksjoner i glasiell aktivitet. Økt glasiell aktivitet er registrert ved kjernens bunn, i deler av enhet I, vet bunnen av enhet H, og i enhet G, E og C.
- Breene i Nykdalen smeltet sannsynligvis vekk ved overgangen mellom yngre dryas og holocen. Økninger i Fe, Fe/Ti og MS i enhet B skyldes utsmelting av permafrosten.

## 4 Diskusjon

I dette kapittelet vil deglasiashistorien ved Nykvåg diskuteres på grunnlag av den kvartærgeologiske kartleggingen i kombinasjon med studiene av sedimentkjernen fra Dalvantet. Alle  $^{14}\text{C}$ -aldre som henvises til fra andres arbeid er kalibrert med kalibreringskurven IntCal13 (Reimer et al., 2013) for å gjøre sammenligning med resultatene fra DALP-213 lettere.

### 4.1 Innlandsisen

Den vestlige utbredelsen av innlandsisen under sen-weichsel var i Norge begrenset av kontinentalskråningen. Det er en felles enighet blant geologer at innlandsisen under sen-weichsel nådde kontinentalskråningen langs hele kysten av Norge (Mangerud, 2004). Unntaket fra dette er ved Andøya, hvor iskanten stod ved Bleik nord på øyen (Vorren et al., 1988; Alm et al., 1993; Vorren & Plassen, 2002; Alsos et al., 2020). Vesterålen og Lofotens nærhet til kontinentalskråningen gjør det sannsynlig at det under siste istid fantes flere isfrie områder i fjellene på disse øyene (Rasmussen, 1984). Klimarekonstruksjoner fra regionen viser en generell trend mot et varmere klima etter siste istids maksimum (LGM), men oppvarmingen har vært avbrutt av flere kaldere perioder (Alm, 1993). Tidligere arbeid fra regionen har registrert flere glasiale fremstøt/stillestander gjennom sen-weichsel (Vorren & Plassen, 2002; Vorren et al., 2015). Gjennom kartleggingen av Nykdalen er det definert randavsetninger i tre trinn som kan knyttes til maksimumsposisjoner under brefremstøt eller opphold ved brefronten.

#### *4.1.1 Transport og avsetning av flyttblokker*

Forekomsten av granitt er kartlagt i håp om å kunne si noe om innlandsisens bevegelsesmønster og utbredelse i området. Mangel på analyser av granittens mineralogi gjør at rekonstruksjonen av breens bevegelsesmønster vil være tentativ. Det anses likevel som sannsynlig at granitten stammer fra Gullsfjordgranitten, grunnet den karakteristiske rødlig fargen. Selv uten en nøyaktig provenance det sikkert at granitten ikke har sitt opphav fra Nykdalen. Granitten vil på grunnlag av dette brukes som indikator for moreneavsetninger fra innlandsisen.

Den største forekomsten av granitt innenfor studieområdet er gjort i den vestlige enden av strandsonen, ved tettstedet Nykvåg. Dette kan potensielt indikere at breen har rundet halvøyen fra sør. Dette er i samsvar med kartlegging av isbevegelsesretninger gjort av Vorren et al. (2015). Hola er et glasialt traue som følger Langøya nordøstover før det vrir mot nordvest over kontinentalhyllen. Trauet når dybder på mellom 200-270 m (Bøe et al., 2009). Glasiale lineasjoner kartlagt i Hola tyder på at brebevegelsen har fulgt dypvannsområdet langs Langøya,



fra sør mot nord/nordøst. Både Vesterålsfjorden og Hadsselfjorden har da sannsynligvis fungert som viktige dreneringsløp for innlandsisen.

Den vertikale fordelingen av granitt gir et godt innblikk i innlandsisens tykkelse og utbredelse i studieområdet. Det høyestliggende funnet av granitt innenfor studieområdet er gjort i den nordlige delen av dalen (48 moh), dersom man ser bort ifra funnene gjort på midtmorenen vest for Skoltan, hvor granitt er kartlagt opp til 66 moh. Den vertikale fordelingen av granitt er begrenset til lavereliggende områder. Det er ikke gjort noen funn av granitt ved fjelltoppene rundt Nykdalen. Forekomstene av granitt tyder på at innlandsisens vertikale utbredelse ved Nykvåg var beskjeden.

#### *4.1.2 Innlandsisens utbredelse i Nykdalen*

Samtlige av randmorenene som er observert i den ytre delen av Nykdalen inneholder både godt rundede klaster og granitt. De godt rundede klastene i morenen må ha blitt transportert fra strandsonen med breen, og senere avsatt av breen. Dette indikerer at de utydelige randmoreneryggene i den ytre delen av Nykdalen er avsatt av breer som har kommet fra vest/nordvest. Toftvatnmorenens konvekse form mot øst/sørøst støtter opp om dette. Dersom ryggene er avsatt fra vest/nordvest, impliserer dette at det er innlandsisen som har dannet randmoreneryggene. Tilsvarende situasjon er også observert på Andøya, hvor randmorenerygger ved Skogvollmyran er avsatt fra vest (Vorren et al., 2015). Ved overgangen mellom Flesentrinnet (18 – 17,500 kal. år BP) og Skogvolltrinnet (16,9 – 16,300 kal. år BP) trakk isen seg lengre tilbake på den østlige siden av Andøya. Dette la til rette for en isstrøm fra kontinentalhyllen mot land, noe som er en sjelden situasjon. Ved Nykvåghalvøya har isstrømmen langs Hola, kombinert med mangel på topografisk motstand ved strandflaten, lagt til rette for en isstrøm fra kontinentalhyllen mot Nykdalen. Randmorenen som ligger langs Hovdenveien er kartlagt av både Møller & Sollid (1972) og Rasmussen (1984), og korrelert med henholdsvis det ytre Andøyatrinnet og Langøyatrinnet. Ifølge Rasmussen (1984) er morenen avsatt av en botnbre som har lagt i Nykdalen. Funnene gjort i denne studien står i kontrast med denne tolkningen.

Den nedre grensen for forvittringsmateriale er i flere studier benyttet for å kunne definere innlandsisens vertikale utbredelse i Vesterålen (Paasche et al., 2006; Nesje et al., 2007). Nykdalen er omringet av fjelltopper mellom 300-600 m i både sørøst, øst og nord. Kartleggingen av området har vist at flere av fjelltoppene er preget av sterk forvitring. Dyp forvitring i områdene rundt Siktartinden, Trollan, Selvågtind, og Trehyrna-massivet tyder på at fjellene trolig har vært eksponert for forvittringsprosesser over lange tidsrom. Dette tyder på at

fjellene rundt Nykdalen har stått opp som nunataker når innlandsisen har lagt i fjordene rundt Nykvåghalvøyen. Dette er i samsvar med funnene gjort av granitt i området, som er begrenset til de lavereliggende områdene av dalen. Paasche et al. (2006) har basert på forvitringsgrenser argumentert for at innlandsisens vertikale utbredelse var begrenset til områdene under 250 m. Resultatene fra Nykdalen tyder på innlandsisen har vært begrenset til områder lavere enn ca. 50 moh, og indikerer en noe mer beskjeden utbredelse i området enn hva som generelt foreslås for Langøya av Paasche et al. (2006).

Paasche (2000) argumenterte for at de relikte steinbreene som finnes på Langøya ble dannet under en kald og tørr periode mellom 17,2 – 16,000  $^{14}\text{C}$  år BP. Dette tilsvarer mellom ca. 20,200-19,500 kal. år BP. Under denne perioden lå årsmiddeltemperaturen på -9,2 og gjennomsnittlig nedbør var 200-300 mm per år (Paasche, 2000). Josefsen (2010) foreslår at steinbreene på Andøya ble dannet, utbygget og deretter inaktivisert mellom 19-14 kal. år BP, mens publiserte dateringer fra Andøya tyder på at steinbreene der ble inaktive rundt 15,000-14,500 kal. år BP (Svein Olaf Dahl, pers. komm.). Steinbreen vest for Siktartiden er upåvirket av innlandsisen. Steinbreen indikerer med dette isfrie områder svært nære dagens havnivå etter dannelsen av steinbreen, som trolig var en gang mellom 20-19,000 kal. år BP. Steinbreen ligger over gamle strandvoller som ligger ca. 15 m over dagens havnivå. Strandvollene er de høyestliggende marine avsetningene observert ved Nykvåg, og kan potensielt representere marin grense. Strandvollenes plassering under steinbreen indikerer at havnivået ved Nykvåg var på det høyeste en gang før steinbreen ble inaktivisert, som trolig var rundt 15,000-14,500 kal. år BP.

#### *4.1.3 Aldersbestemmelse for avsetningene*

Granitt og godt rundede klaster mellom Toftvatnet og Lundvatnet tyder på at Toftvatnet på et tidspunkt har blitt overkjørt av isen. Det er usikkert hvorvidt det samme gjelder for Lundvatnet. Granitt ved lokalitet 15 tyder på at i alle fall deler av Lundvatnet har vært overkjørt av isen. Funnene av granitt tyder på at innlandsisen nådde sin maksimale utbredelse ved Lundvatnet. Det er ingen indikasjoner i studieområdet som tyder på at innlandsisen har nådd Dalvatnet. Bunndateringer fra Toftvatnet og Lundvatnet gir aldre på henholdsvis  $16,080 \pm 275$  og  $16,170 \pm 245$  kal. år BP (Vetti, 2020). Gitt at dateringene gjenspeiler innlandsisens utbredelse, kan de brukes til å tolke når innlandsisen trakk seg tilbake fra området. På grunnlag av dette vil dateringene også kunne brukes som minimumsaldre for randavsetningene i den ytre delen av Nykdalen.

Dateringene kan likevel ikke regnes som en sikker kilde for når innlandsisen trakk seg tilbake. Påklustringsmorene dannet av en bre som har beveget seg fra sørøst mot nordvest, samt flyttblokker ved ryggen mellom Dalvatnet og Lundvatnet viser at den lokale dalbreen i Nykdalen på et tidspunkt sannsynligvis har nådd Lundvatnet. Midtmorenen vest for Skoltan tyder også på at dalbreen en gang har nådd den ytre delen av dalen. Dette impliserer at bunndateringene potensielt kan indikere når den lokale breen trakk seg tilbake fra vannene, og ikke nødvendigvis innlandsisen.

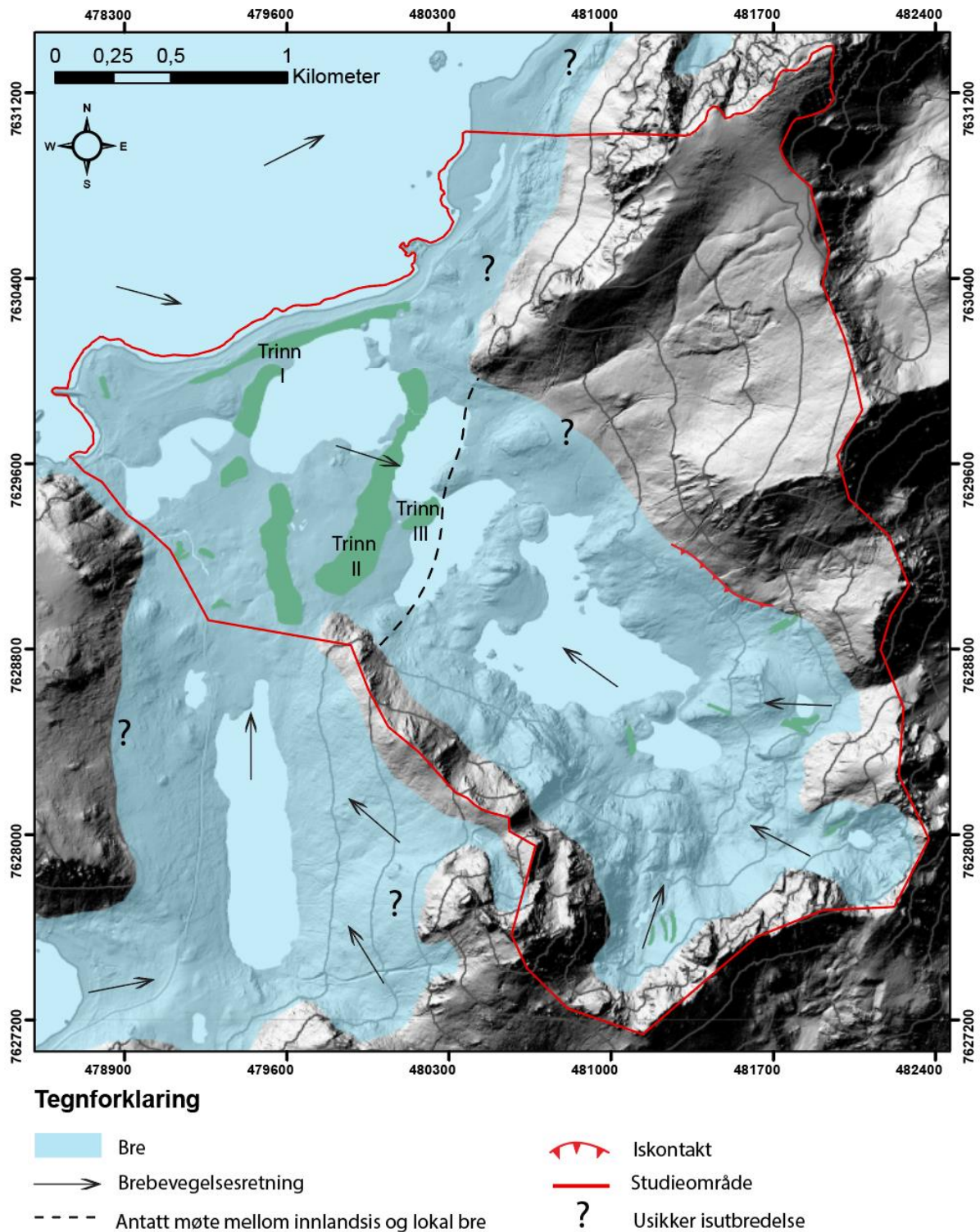
Mangel på dateringer av morenetrinnene gjør at dateringene fra Toftvatnet og Lundvatnet danner grunnlaget for diskusjonen rundt randmoreneryggens alder, på tross av usikkerheten knyttet til hvorvidt dateringene representerer innlandsisens tilbaketrekking. En noe eldre datering for Lundvatnet enn Toftvatnet tyder på at Lundvatnet ble isfritt før Toftvatnet. Dette tyder på at tilbaketrekkingen av breen skjedde mot vest/nordvest. Dateringene indikerer at tilbaketrekkingen startet rundt 16,000 kal. år BP. Dateringene er tatt ca. 4 cm fra bunnen av kjernene, og det må tas hensyn til at dateringene potensielt gir litt for unge aldre for deglasiasjonen.

Innlandsisens utbredelse i området kan deles opp i tre trinn (Nykvågtrinnene), hvor randmoreneryggene Lundvatnmorenen, Toftvatnmorenen og Ravatnmorenen representerer henholdsvis Nykvåg trinn I, trinn II og trinn III. Trinnene representerer innlandsisens utbredelse i området under fremrykk eller opphold ved brefronten. Mangel på dateringer av randmoreneryggene gjør at aldersbestemmelsen vil være tentativ. På grunnlag av tolket tilbaketrekking mot vest/nordvest tolkes Lundvatnmorenen som det eldste av morenetrinnene (Nykvåg I). Etter dette følger Toftvatnmorenen (Nykvåg II), og videre Ravatnmorenen (Nykvåg III) som antas å være yngst. Vorren et al. (2015) har delt LLGM opp i 5 glasiale trinn hvor innlandsisen vokste frem: Egga I (før 24 kal. år BP), Egga II (~23 – 22,200 kal. år BP), Endletentrinnet (22,2 – 18,600 kal. år BP), Flesentrinnet (18-17,500 kal. år BP) og Skogvolltrinnet (16,9 – 16,300 kal. år BP). Alle fremrykkene har funnet sted mellom 24,000 til 16,300 kal. år BP, og randmoreneryggene i Nykvåg kan potensielt representere de nevnte fremrykkene.

Innlandsisen nådde sin maksimale utbredelse i Vesterålen under Egga I – Egga II trinnene. Trinnene er representert ved moreneavsetninger langs kontinentalskråningen, men morenene kan ikke skilles tydelig fra hverandre (Vorren et al., 2015). Egga I fremrykket fant sannsynligvis sted før 23,500 kal. år BP (Vorren et al., 2013). Etter fremrykket fulgte Andøya interstadial hvor innlandsisen trakk seg tilbake, før den igjen rykket frem og nådde kontinentalskråningen

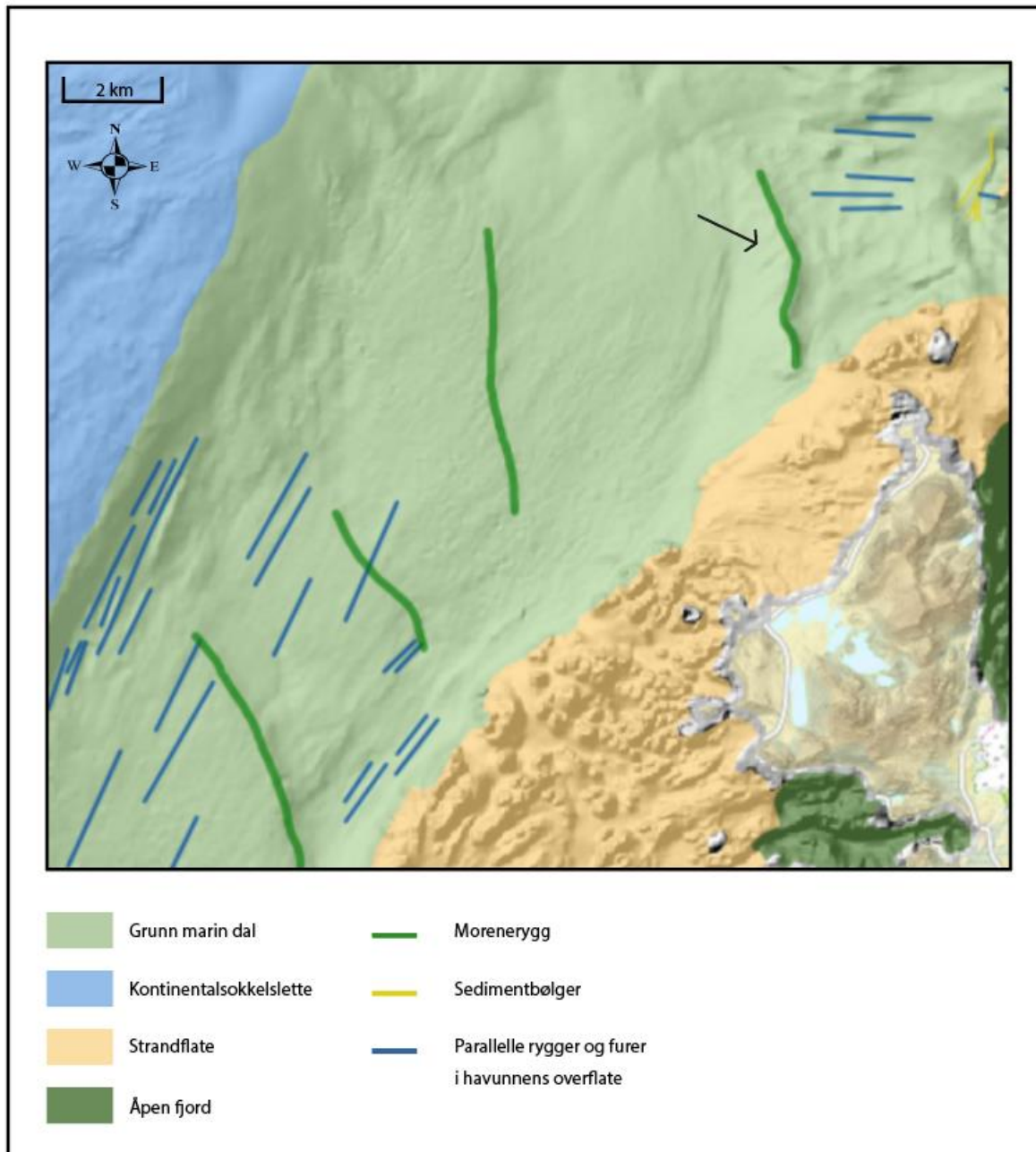
under Egga II trinnet, datert mellom 23,500 og 22,200 kal. år BP (Vorren & Plassen, 2002). Under denne fasen antas det at både innlandsisen og den lokale dalbreen i Nykdalen hadde sin maksimale utbredelse. Kameterrassen nordøst for Dalvatnet er bygget opp av sedimenter som må være transportert med smeltevann fra breen i Malnesfjorden via passpunktet 344 moh. Iskontaktskråningens helning mot nordvest indikerer at terrassen er bygget opp mot en lokal dalbre, og ikke innlandsisen. Iskontaktskråningen markerer den maksimale vertikale utbredelsen av dalbreen i Nykdalen (ca. 130 m over dalbunnen, 180 moh). Alderen på kameterrassen og iskontaktskråningen er ikke kjent, men fordi den markerer dalbreens maksimale utbredelse anses en alder rundt LGM som sannsynlig. Den vertikale utbredelsen av dalbreen tyder på at innlandsisen og dalbreen har møttes. Basert på funnene av granitt har breene trolig støtt på hverandre et sted i nærheten av Lundvatnet. Tentativ isutbredelse under LGM er vist i figur 4.1.

Randmorenene i den ytre delen av dalen er trolig avsatt på et tidspunkt hvor innlandsisen og dalbreen ikke møttes, og er trolig yngre enn LGM. Lundvatnmorenen, som representerer det eldste morenetrinnet i dalen, er dannet like etter innlandsisen og dalbreen trakk seg fra hverandre. Basert på dette representerer morenene trolig en fase like etter LGM, mulig Endlettrinnet (22,200 – 18,600 kal. år BP). Uten en sikker aldersbestemmelse av kameterrassen er det viktig å poengtere at utbredelsen av breene under LGM er svært usikker. Terrassen kan potensielt være eldre enn LGM, noe som kan bety at innlandsisen og dalbreen aldri møttes under LGM. Basert på de dataene som er tilgjengelig i denne studien er det vanskelig å vurdere om isutbredelsen i området var stor nok til at dalbreen og innlandsisen møttes på noe tidspunkt etter LGM. Det må derfor tas hensyn til at breene kan ha møttes også etter LGM, og at moreneryggene potensielt også kan være yngre.



Figur 4.1: Tentativ modell for isutbredelse under LGM. Utbredelsen av breer sør, øst og nord for studieområdet er ikke tatt hensyn til i denne modellen. Utbredelsen er kartlagt hovedsakelig på grunnlag av områdets morfologi og forvitringsgrenser, og mangel på randavsetninger gjør at rekonstruksjonen er usikker. Randmorenene i den ytre delen av dalen representerer Nykvåg I, II og III. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data.

Flere områder med «*grounding zone wedge*» er lokalisert i Hola vest for kysten av Nykvåg (Vorren et al., 2015). Grunningslinjer («*Grounding zone*») markerer overgangssonen mellom hvor en bre går fra å være grunnet i underlaget til å være flytende i sjøen over kontinentalsokkelen. «*Grounding zone wedge*» (GZW) er definert som en kileformet avsetning sammensatt av hovedsakelig glacial diamikton. Avsetningen dannes av høy sedimenttilførsel til grunningslinjen fra hurtige isstrømmer under stillestander eller tilbakegang ved brefronten (Batchelor & Dowdeswell, 2015). Områdene med GZW i Hola er ifølge Vorren et al. (2015) mest sannsynlig dannet under Skogvolltrinnet. Lokaliseringen av disse områdene viser tydelig at innlandsisen nådde forbi Nykvågshalvøya også under Skogvolltrinnet. Ifølge Rasmussen (1984) lå innlandsisens front ved munningen av Malnesfjorden og Åsandfjorden under perioden som av han omtales som Langøyatrinet. Estimert alder for Langøyatrinet er 13,000 – 14,000 <sup>14</sup>C år, noe som tilsvarer ca. 15,6 – 16,800 kal. år BP. Dette tyder på at innlandsisens utbredelse nådde forbi Nykvåg for siste gang under Skogvolltrinnet. Morfologien og lokaliseringen til Ravatnmorenen tyder på at dette er en sidemorene, trolig avsatt under Skogvolltrinnet. En mulig forlengelse av denne morenen er kartlagt ved Holatrauet (Mareano, 2020) (figur 4.2). Toftvatnmorenen antas å være eldre enn Ravatnmorenen og yngre enn Lundvatnmorenen. Basert på dette er Toftvatnmorenen sannsynligvis avsatt en gang mellom 18,600 og 16,900 kal. år BP, og kan trolig korreleres med Flesentrinet (18-17,500 kal. år BP).



Figur 4.2: Figuren viser topografien ved havbunnen vest for Nykvåg. Innlandsisen har drenert gjennom Hola (markert i grønt som «grunn marin dal»). Parallelle rygger viser breens bevegelsesretning. Morenen markert med sort pil kan muligens relateres til trinn III. Figuren er modifisert etter Mareano (2020).

## 4.2 Lokal glasiasjon

Innlandsisens vertikale utbredelse har vært begrenset til de lavereliggende områdene innenfor studieområdet. Fjellene ved Trehyrna-massivet har isolert Nykdalen fra innlandsisen, og dette gjør at lokale dal- og botnbreer har vært skilt fra innlandsisen som har lagt i fjordene rundt halvøyen. Rekonstruksjonen av brevariasjoner basert på DALP-213 vil derfor i hovedsak fokusere på de lokale breene som har lagt i indre Nykdalen. Unntaket er ved kjernens nedre del, hvor det er ukjent i hvor stor grad innlandsisen kan ha påvirket sedimentasjonen.

Aldersbestemmelsen gjennom kjernen er relativt sikker frem til  $14,345 \pm 295$  år kal. BP. Etter dette baserer rekonstruksjonen seg på en bulkdatering, og det er knyttet større usikkerhet til nøyaktigheten ved aldersbestemmelsen.

Gjennom sen-weichsel var det en gradvis overgang fra et kaldt, mot et varmere klima under holocen. Den generelle oppvarmingen ble avbrutt av flere kaldere «hendelser», hvor breene vokste frem. DALP-213 viser spor etter flere av disse hendelsene. Det er i tillegg kartlagt morener ved flere av botnene i Nykdalen som kan korreleres med funn gjort i kjernen. I påfølgende delkapittel vil den lokale deglasiasjonen og tilhørende brefremrykk presenteres. Rekonstruksjonen baserer seg på resultatene presentert i kapittel 3. Resultatene vil sammenlignes med andre klimarekonstruksjoner fra området.

Sammenligning mellom lokale brevariasjoner og innlandsisen kompliseres ved at innlandsisens fluktuasjoner hovedsakelig er datert ved marint materiale (eks. Andersen, 1968; Vorren & Plassen, 2002). Usikkerhet ved reservoaralderen og den videre korreleringen av  $^{14}\text{C}$ -aldrene er et kjent problem (Brendryen et al., 2020). Tidligere arbeid har ofte basert seg på en antakelse om at reservoaralderen under deglasiasjonen var tilsvarende dagens, altså rundt 400 år. Nyere arbeid har vist at reservoaralderen har hatt en betydelig variasjon gjennom deglasiasjonen, og at feilmarginen kan ha vært opp mot 2000 år gjennom deler deglasiasjonen. Feilmarginen øker betydelig etter ca. 14-15,000 kal. år BP (Brendryen et al., 2020). Dateringene fra DALP-213 er hovedsakelig gjort av terrestriske makrofossiler. Dette medfører at sammenligninger mellom resultatene fra DALP-213 og mye annet arbeid fra regionen kan være noe problematisk, spesielt ved den tidlige fasen av deglasiasjonen.

#### *4.2.1 Eldste dryas*

I perioden før 14,500 kal. år BP ( $12,500$   $^{14}\text{C}$  år) var Nordatlanteren preget av et kaldt klima, med en fauna som representerer kalde polare og arktiske hav. Norskehavet var sannsynligvis dekket av sjøis i nord (Hald & Aspli, 1997). Studiene av DALP-213 tyder på at Dalvatnet ble isfritt første gang under eldste dryas. Nedre del av kjernen er preget av minerogene sedimenter med et lavt glødetap, noe som gjenspeiler det kalde, nær-glasiale klimaet. Mangel på terrestriske makrofossiler fra kjernens bunn gjør aldersbestemmelsen av denne delen noe usikker. Bulkdateringen fra 478,2-479,5 cm gir en alder på  $16,435 \pm 255$  kal. år BP, og antyder at det tydelige grå laget mellom 484 og 481 cm i enhet J kan representere Skogvolltrinnet (16,9-16,300 kal. år BP). Rekonstruksjonen av innlandsisens utbredelse i dalen tyder på at innlandsisens brefront under Skogvolltrinnet lå nord/nordøst for Ravatnet. Det antas derfor at



nedre del av kjernen hovedsakelig gjenspeiler lokale brefluktasjoner, selv om kartleggingen indikerer at innlandsisen på et tidspunkt har nådd Lundvatnet.

#### 4.2.2 Bølling

Mellom 14,692 og 14,075 ka (kiloår) b2k (før 2000 AD) er det registrert en plutselig atmosfærisk oppvarming i NGRIP iskjernen fra Grønland (Rasmussen et al., 2006). Oppvarmingen representerer den relativt varme interstadialen bølling. Bølling er også registrert i lakustrine arkiv fra nordlige Andøya, hvor det var en brå økning i julitemperatur fra ca. 14,700 kal. år BP (Vorren et al., 1988, Alm, 1993).

Enhet I er preget av en generell økning i organisk innhold og reduksjon av minerogen sedimentasjon sammenlignet med enhet J. Dette kobles til den relative varme perioden bølling. En datering ved 471,5 cm, som gir en alder på  $14,345 \pm 295$  kal. år BP, bekrefter denne tolkningen. Tilbakegangen av breene i Nykdalen under bølling kan ses i sammenheng med økt innflytelse av varmt atlantisk vann i området etter ca. 14,500 kal. år BP. Denne perioden var preget av en reduksjon i sjøis i havområdene utenfor Nord-Norge (Hald & Aspli, 1997). Overgangen fra relativt homogene sedimenter til sedimenter preget av lamineringer ved ~476 cm tolkes som startfasen av bølling. Mangel på sikker aldersbestemmelse forbi 471,5 cm gjør det noe usikkert når oppvarmingen startet.

Det rådende klimaet på Andøya mellom 15,000 til 14,000 kal. år BP var karakterisert som høyarktisk. Oppvarmingen som fant sted på land som følge av den økte innflytelsen av atlantisk vann ved 14,700 kal. år BP la til rette for at arktiske pionerarter etablerte seg i Vesterålen (Birks et al., 2014). Økningen i temperaturer og den påfølgende økningen i vegetasjon er gjenspeilt i DALP-213 som en tydelig økning i glødetapet. Glødetapet når verdier opp mot 14 % gjennom bølling, noe som tyder på et gunstig klima for organisk produksjon.

Lokal glasiering gjennom deglasiasjonen er rekonstruert også fra Finnkongdalen sørvest på Andøya (Jansen, 2017). Dalen er i likhet med Nykdalen sørøst/nordvest orientert og omringet av alpine fjell, og egner seg godt til sammenligning av glacialhistorie. Her smeltet breene sannsynligvis helt vekk under bølling. Det er usikkert hvorvidt det samme gjelder i Nykdalen, men en betydelig reduksjon i minerogen influks tyder Nykdalen kanskje også kan ha vært isfri under bølling. Det er ikke gjort noen observasjoner som tyder på at Nykdalen var isfri noen gang mellom siste istids maksimum og bølling.

#### 4.2.3 Eldre dryas

Det relativt varme klimaet under bølling ble avbrutt av en kortvarig klimaforverring kjent som eldre dryas. Eldre dryas er i GISP2 iskjernekronologien datert mellom 14,090 og 14,010 kal. år BP (Stuiver et al., 1995). Ved Andfjorden er et glasialt fremrykk, kjent som Skarpnestrinnet, korrelert med eldre dryas. Andersen (1968) har datert fremrykket mellom  $14,100 \pm 540$  til  $14,460 \pm 560$  kal. år BP ( $12,110 \pm 160$  til  $12,470 \pm 160$   $^{14}\text{C}$  år), mens Vorren og Elvsborg (1979) gir en alder på  $14,360 \pm 560$  kal. år BP ( $12,280 \pm 140$   $^{14}\text{C}$  år). Skarpnestrinnet kan ses som en nedgang i julitemperaturer fra lakustrine data nord på Andøya (Alm, 1993). Under Skarpnestrinnet lå fronten av innlandsisen nære munningen av Astafjorden, øst for Hinnøya, og øyene distalt for innlandsisen var betydelig preget av lokale breer (Rasmussen, 1984).

Like etter sedimentene av bølling-alder er det en brå økning av minerogent innhold. Økningen av minerogene sedimenter er trolig relatert til økt glasial aktivitet/erosjon under Skarpnestrinnet. Dateringen fra bølling tyder på at nedkjølingen startet en gang etter  $14,345 \pm 295$  kal. år BP. Mangel på dateringer fra periodens slutt gjør bestemmelse av periodens varighet noe usikker, men aldersmodellen antyder at perioden var kort ( $>150$  år).

#### 4.2.4 Allerød

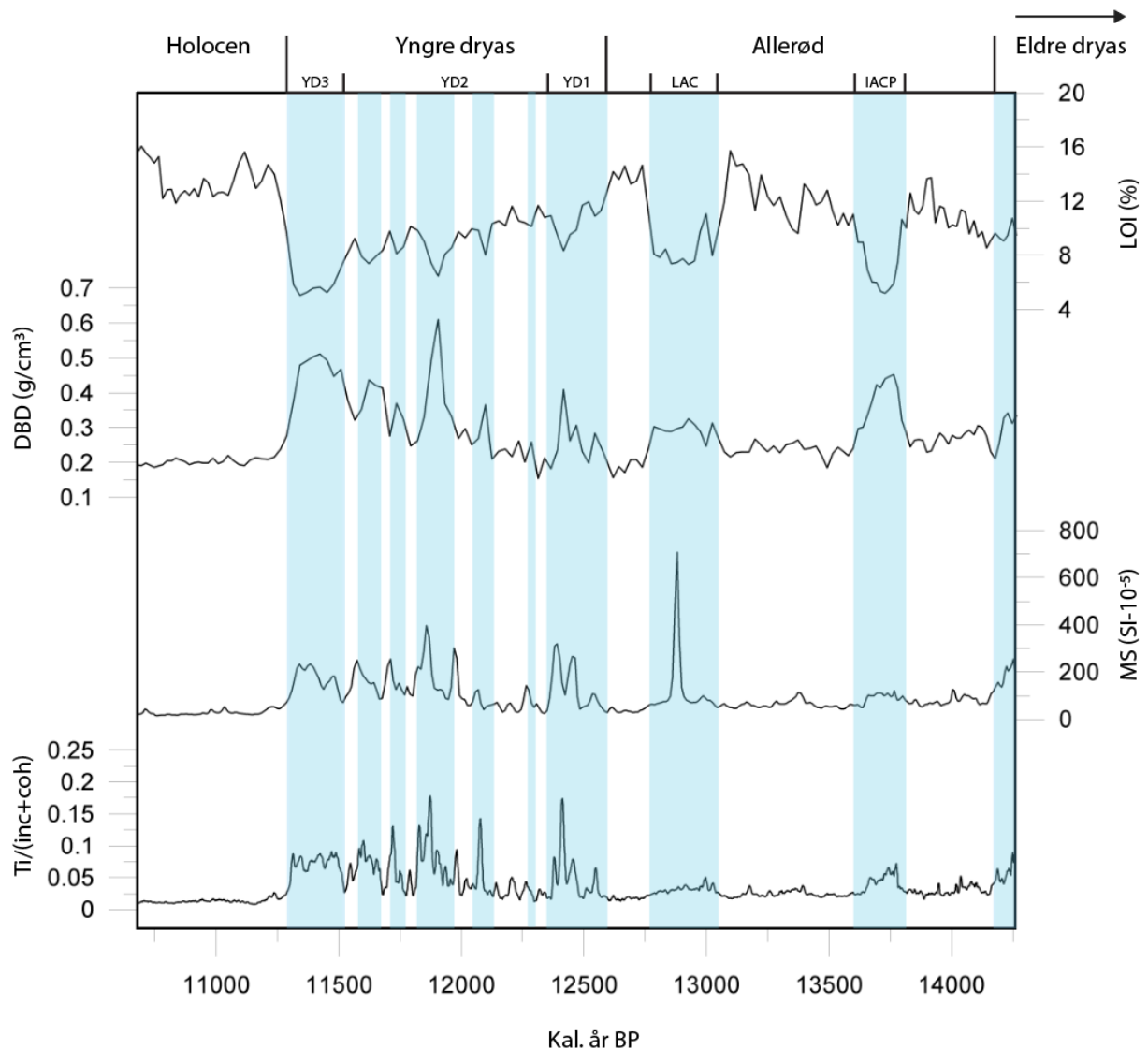
Allerød var en relativt varm, men også klimatisk ustabil, periode som strakte seg fra 14,075 til 12,846 ka b2k (Rasmussen et al., 2006). I GISP2 iskjernekronologien er allerød datert mellom 14,210 til 12,890 kal. år BP (Stuiver et al., 1995). Bølling-allerød var preget av flere skift mellom varmere og kaldere temperaturer (Rasmussen et al., 2006). Intra-allerød cold period (IACP) var en kort ( $>400$  år), kald periode under allerød, sannsynligvis forårsaket av tappingen av en bresjø som dekket Hudson og Ontario-bassengene via Hudson Valley. Tilførselen av ferskvann fra bresjøen til Nordatlanteren førte til en svekkelse av den thermohaline sirkulasjonen i Nordatlanteren. IACP er datert til 13,350 kal. år BP. Tappingen av Hudson Valley er sammenfallende med kalde temperaturer registrert fra  $\delta^{18}\text{O}$ -data fra GISP2 iskjernen fra Grønland (Donnelly et al., 2005). I Vesterålen er det i tillegg registrert et glasialt fremrykk under siste fase av allerød, som trolig markerte startfasen av det distinkte Tromsø-Lyngstrinnet (Vorren & Plassen, 2002).

Fra toppen av enhet H til toppen av enhet D er kjernen generelt preget av økt organisk innhold og en reduksjon i minerogene sedimenter. Denne trenden er avbrutt av to perioder med tydelige økninger i minerogene sedimenter, representert ved enhet G og E. Perioden med redusert minerogen input tolkes til å representere den relativt varme perioden allerød. Dette bekreftes av dateringer gjort ved 456,5 og 450,5 cm som gir aldre på henholdsvis  $13,760 \pm 195$  og

13,745 ± 190 kal. år BP. Nedgangen i minerogene sedimenter ved enhet H og F skyldes da sannsynligvis en nedgang i glasial erosjon som følge av redusert brestørrelse. Under perioder har nedslagsfeltet trolig vært fritt for breer. Økte utslag for minerogene indikatorer, samt et lavere glødetap ved enhet G er tolket til å gjenspeile den kalde perioden IACP (figur 4.3). Basert på relativt høye utslag i sedimentparameterne tolkes brefremstøtet å ha vært blant de mest fremtredende i Nykdalen under deglasiasjonen. Brefremrykket var kort (>200 år), og varte ifølge aldersmodellen fra ca. 13,800-13,600 kal. år BP. Alderen som foreslås for IACP i Nykdalen er noe eldre enn hva som foreslås av Donnelly et al. (2005) basert på GISP2 dataene. Aldersbestemmelsen stemmer likevel godt overens med studier sørvest på Andøya, hvor IACP er datert mellom 13,820 ± 70-13,530 ± 52 kal. år BP (Jansen, 2017).

Enhet E, som indikerer økning i glasial erosjon, representerer trolig Late Allerød Cooling (LAC) (figur 4.3). Tolkningen baserer seg på enhetens stratigrafiske beliggenhet under slutten av allerød. LAC er også registrert i lakustrine arkiver fra Finnkongdalen, hvor fremrykket er datert mellom 13,360 ± 55 og 12,945 ± 55 kal. år BP (Jansen, 2017). Dateringer fra DALP-213 tyder på en alder mellom ~13,000-12,650 kal. år BP for LAC. LAC kan trolig kobles til den tidligste fasen av Tromsø-Lyngstrinnet. Brefremrykket var sannsynligvis mindre under LAC sammenlignet med IACP. Dette er i motsetning til funnene gjort sør-vest på Andøya (Jansen, 2017).

Det er tydelige økninger i forholdet mellom Fe/Ti under ikke-glasiale perioder av allerød. Hurtig tilbakegang av tempererte breer vil vanligvis føre til at store mengder løsmasser som tidligere har vært isdekket frigjøres. Dette legger til rette for remobilisering av sedimentene (Ballentyne, 2002). Økte utslag i Fe/Ti forholdet kan være et resultat av paraglasial aktivitet. Økte temperaturer og mindre sjøis kan også ha ført til et fuktigere klima preget av økt avrenning i nedslagsfeltet. Basert på dataene fra DALP-213 er det vanskelig å si sikkert hvilke faktorer som har ført til økninger i redoksrelaterte prosesser.



Figur 4.3: Variasjoner i sedimentparameter (LOI, DBD, Ti og MS) mellom 14,574 og 10,678 kal. år BP. Blå felt indikerer økt glacial aktivitet.

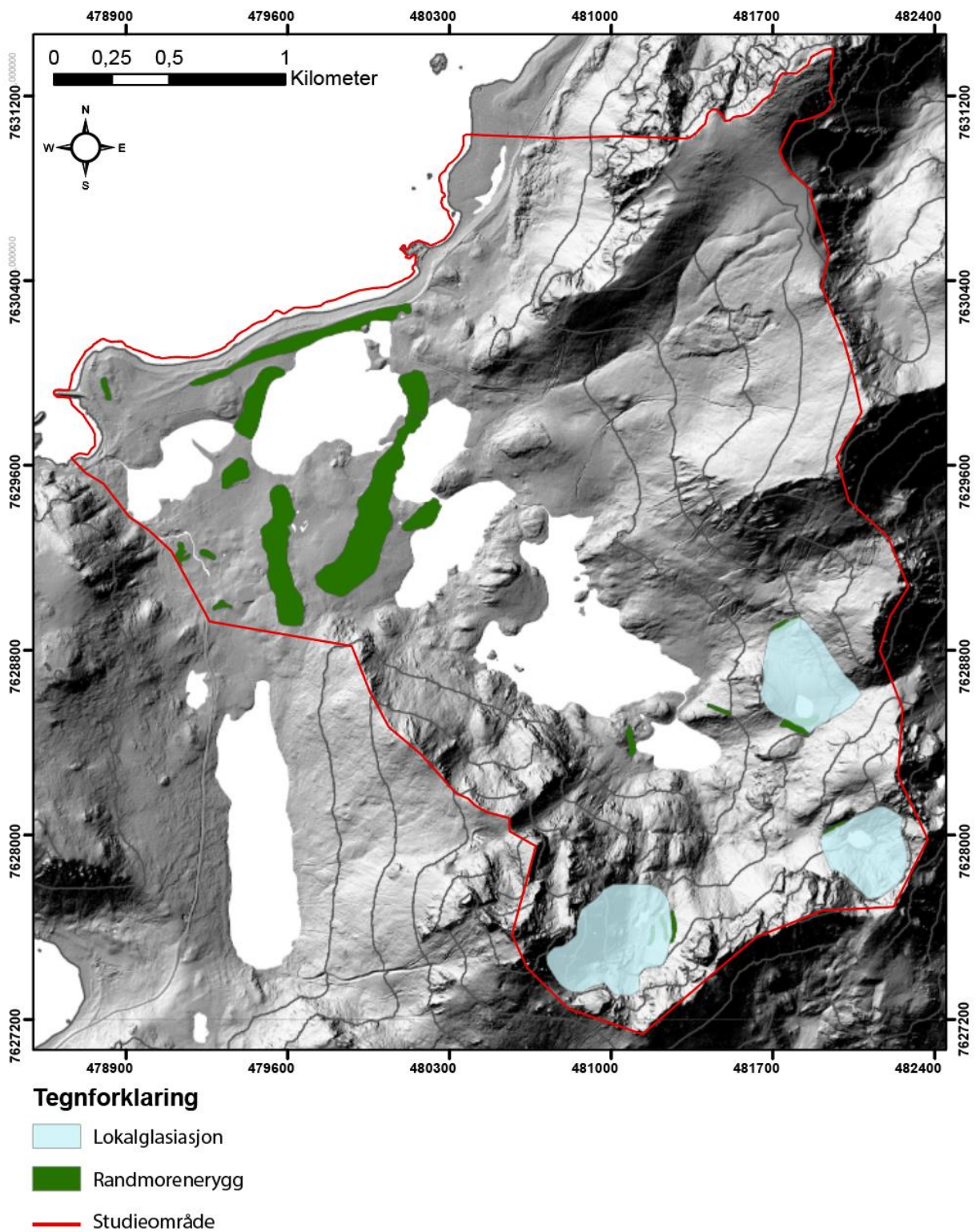
#### 4.2.5 Yngre dryas

Den generelle overgangen til et varmere klima under deglasiasjonen ble avbrutt av en brå klimaforverring, kjent som yngre dryas (Broecker, 2003). Yngre dryas er datert mellom 12,896-11,703 ka b2k i NGRIP iskjerne-kronologien (Rasmussen et al., 2006). I GRIP iskjerne-kronologien defineres yngre dryas som Greenland Stadial 1 (GS-1), og er datert mellom 12,650-11,500 kal. år BP (Björck et al., 1998). Nedkjølingen var sannsynligvis forårsaket av svekket thermohalin sirkulasjon som følge av smeltevanospulser i Nordatlanteren (f.eks. Clement & Peterson, 2008). Under yngre dryas lå innlandsisens front øst for Hinnøya, men øyene forbi innlandsisens margin var betydelig nediset (Rasmussen, 1984). Yngre dryas er representert i kjernen ved enhet C. Basert på variasjonene i minerogen sedimentasjon er yngre dryas delt opp i 3 faser (figur 4.3).

Fase 1 (YD1) er preget av en gradvis økning i verdier for minerogen sedimentasjon ved bunnen av enhet C. Økningene tolkes som et resultat av økt erosjon i nedslagsfeltet som en følge av større breer. Dateringen ved 431 cm gir en alder på  $12,655 \pm 75$  kal. år BP. Basert på dateringen fra enhet D og den stratigrafiske plasseringen i kjernen tolkes fremrykket til å representere startfasen av yngre dryas. Rekonstruksjoner av SST (sea surface temperatures) ved Andfjorden viser at overgangen mellom allerød og yngre dryas var preget av en brå nedgang i SST fra rundt  $\sim 9-10$  °C til  $<3$  °C (Ebbesen & Hald, 2004). Brefremrykket registrert i DALP-213 tolkes basert på dette til å være klimatisk betinget, og er resultat av en brå klimaforverring.

Fase 2 (YD2) er preget av tette lamineringer. Dateringer ved 411,5 og 431 cm gjør at lamineringene er godt datert. Basert på sedimentasjonsraten som er beregnet er det mulig å vurdere om lamineringene gjennom yngre dryas representerer årsvarv. Det er talt 102 lag mellom 409 og 422 cm, noe som gir en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate på 1,127 mm/år for intervallet. Aldersmodellen gir en sedimentasjonsrate på 0,179 mm/år for samme intervall. Tellingene baserer seg på øyemål og diffuse overganger mellom lagene gjør estimatet noe usikkert. Sedimentasjonsraten basert på lamineringene er betydelig høyere enn raten aldersmodellen gir for laget. Det regnes derfor som lite sannsynlig at lamineringene representerer årsvarv. Lamineringene kan trolig ses i sammenheng med et svært ustabil klima. Negativ korrelasjon mellom økt glasial aktivitet, representert ved Ti, og redoksrelaterte prosesser, representert ved forholdet mellom Fe/Ti, tyder på skift mellom perioder med økt glasial erosjon og perioder med økt avrenning i nedslagsfeltet. Det er gjennom hele perioden store variasjoner i breaktiviteten, men en tydelig topp kan ses ved midten av perioden, mellom  $\sim 12,000-11,850$  kal. år BP (figur 4.3). Ved denne fasen når trolig breene sin maksimale utbredelse i Nykdalen gjennom yngre dryas. Rekonstruert breutbredelse, kartlagt på grunnlag av randmorener observert i felt og på høydemodeller og flyfoto, er vist ved figur 4.4.

Det finkornete laget i den øvre delen av enhet C er tolket som et glasialt fremrykk under slutten av yngre dryas. Fremrykket representerer fase 3 (YD3) av yngre dryas, og starten er datert til  $11,685 \pm 325$  kal. år BP ved 411,5 cm. Rekonstruert julitemperatur fra Lusvatnet indikerer en brå nedkjøling rundt 11,600 kal. år BP. Denne nedkjølingen assosieres med et kort brefremrykk (Birks et al., 2014). Sedimentparameterens utslag ved dette laget tyder på at fremrykket var blant de mest fremtredende under deglasiasjonen. Flere av randmorenene ved botnene i Nykdalen er sannsynligvis bygget opp under denne fasen.



Figur 4.4: Figuren viser antatt breutbredelse under yngre dryas. Utbredelsen av breer utenfor studieområdet er ikke tatt hensyn til i denne modellen. Kartgrunnlag: Kartverkets FKB-data.

#### 4.2.6 Holocen

Ved overgangen til enhet B er det en betydelig nedgang i minerogen sedimentasjon. Denne overgangen representerer perioden hvor breene i Nykdalen smeltet vekk. Dateringen tatt ved 404 cm tyder på at den endelige deglasiasjonen i Nykdalen var rundt  $11,015 \pm 215$  kal. år BP. Et lavere glødetap sett i sammenheng med en øking i MS, Fe og Fe/Ti er mellom 403 og 394 cm tolkes som periglasiel utsmelting i dreneringsbassenget rundt Dalvatnet. Reduksjonen i glødetap skyldes dermed ikke nødvendigvis en klimaforverring, men er et resultat av økt influks av minerogene sedimenter som følge av utsmeltingen av permafrosten. Økt breaktivitet blir i dette tilfellet utelukket da sedimentparameterens samvariasjon skiller seg fra det som tolkes til økt breaktivitet under eldre dryas, IACP, LAC og yngre dryas. Perioden gir ingen utslag på parameter som antakeligvis indikerer breaktivitet, som Ti, Si og DBD. Dateringer fra sedimentene avsatt før og etter utsmeltingen gir en alder mellom  $11,015 \pm 215 - 10,825 \pm 245$  kal. år BP. Resultatene stemmer relativt godt overens med studier fra Endletvatnet på Andøya, hvor Vorren & Alm (1999) har datert den periglasielle utsmeltingen til mellom  $10,215 \pm 315$  kal. år BP ( $9600 \pm 120$   $^{14}\text{C}$ -år) og  $10,215 \pm 280$  kal. år BP ( $9080 \pm 80$   $^{14}\text{C}$ -år).

### 4.3 Brefluktuasjoner i Nykdalen i en regional sammenheng

Sammenligning med andre klimaarkiv fra regionen kan utvide forståelsen for hvilke mekanismer som er drivkraften bak klimavariabiliteten observert gjennom sen-weichsel i Nykdalen. Det er ingen tydelig sammenheng mellom solinnstråling på den nordlige halvkule og rekonstruerte temperaturendringer fra Grønland under deglasiasjonen (Svein Olaf Dahl, pers. komm). Nærheten til den arktiske fronten kombinert med tilførselen av varmt atlantisk vann via Norskestrømmen gjør den nordlige delen av Norskehavet sensitivt overfor endringer i oseaniske prosesser (Hald & Aspeli, 1997). De observerte endringene gjennom deglasiasjonen er trolig i stor grad knyttet til hav- og atmosfæreprosesser (Koc et al., 1996; Hald & Aspeli, 1993; Ebbesen og Hald 2004). Fokuset ved sammenligningen som presenteres her vil ligge på perioden mellom allerød og startfasen av holocen, og sammenligningen vil basere seg på rekonstruksjoner av julitemperatur fra Lusvatnet og SST fra Andfjorden (figur 4.5).

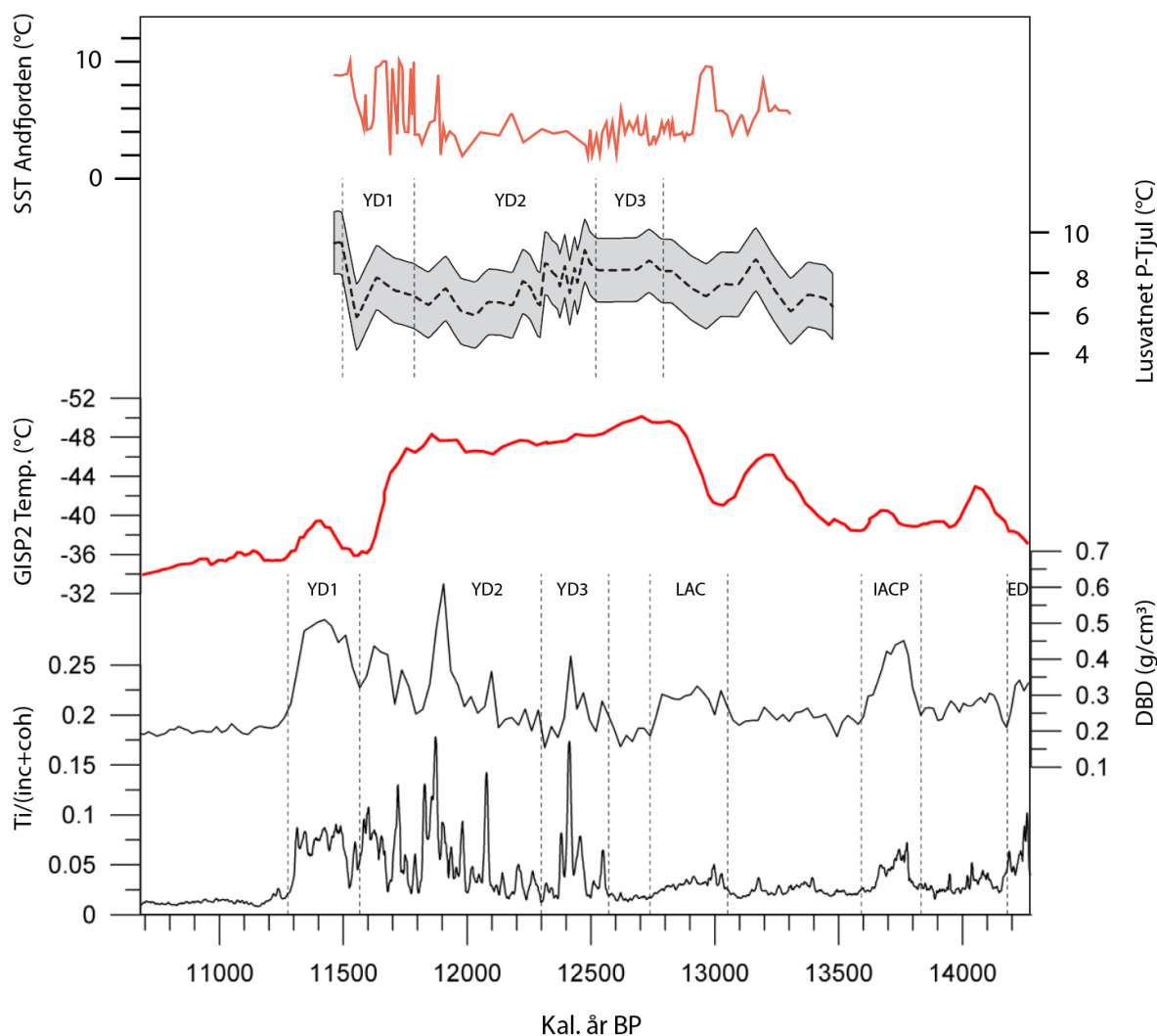
#### 4.3.1 Mulige feilkilder ved aldersmodellen

Før sammenligninger med andre klimaarkiv fra regionen gjøres kan det være nyttig å evaluere kvaliteten ved aldersmodellen for DALP-213. Sammenligninger av resultatene fra DALP-213 med variabiliteten fra andre klimaarkiv gjør det mulig å vurdere kvaliteten ved resultatene fra DALP-213. Sammenligninger av dataene fra DALP-213 og rekonstruert temperatur fra GISP2 iskjernen fra Grønland viser tydelig at aldersmodellen for DALP-213 ikke korrelerer perfekt

med iskjerne-kronologien fra GISP2 (figur 4.5). Forskyvningen i aldersmodellen er spesielt tydelig ved slutten av yngre dryas, som i GISP2 kronologien er datert til ~11,500 kal. år BP (Alley, 2000). Overgangen mellom yngre dryas og holocen er tydelig også i temperaturrekonstruksjoner fra Vesterålen. Både julitemperatur fra Lusvatnet og SST fra Andfjorden indikerer en tydelig oppvarming ved ca. 11,500 kal. år BP, noe som indikerer at klimavariabiliteten i Vesterålen er sammenlignbar med endringer i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier fra Grønland. Til sammenligning indikerer aldersmodellen for DALP-213 at overgangen mellom yngre dryas og holocen skjedde ~11,300 kal. år BP, altså 200 år senere enn hva andre klimaarkiv indikerer.

Variasjoner i mengden  $^{14}\text{C}$  i atmosfæren gjør at kalibreringskurvene som benyttes ved omregning fra  $^{14}\text{C}$ -år til kalenderår varierer noe. Som et resultat av dette får man plataer i kalibreringskurvene.  $^{14}\text{C}$ -dateringer som faller innenfor slike plataer kan være problematisk å kalibrere. Slike plataer er sentrert rundt ~11,700, 11,400, 10,300 og 9,600  $^{14}\text{C}$  BP (Bradley, 2015, s. 79). Når det gjelder dateringer fra midten og slutten av yngre dryas sammenlignes er det viktig å ta hensyn til  $^{14}\text{C}$ -plataer i kalibreringskurven. Dateringene ved 411,5 og 404 cm er blant de mest usikre dateringene, med feilmarginer på henholdsvis  $\pm 325$  og  $\pm 215$  år. Svingninger i kalibreringskurvene gjør at spesifikke  $^{14}\text{C}$ -aldre kan korrespondere med flere ulike kalenderår. Når variasjoner i ulike proksier skal plottes mot kalenderår er det nødvendig med en bestemt aldersbestemmelse per punkt i kjernen. Grunnet den asymmetriske fordelingen av  $^{14}\text{C}$  er det likevel problematisk å definere alderen per punkt i kjernen (Blaauw, 2010). Dateringene ved 404 cm gir en alder på  $11,015 \pm 215$  kal. år BP, og er tatt 2 cm fra det som basert på kjernens litologi tolkes som overgangen mellom yngre dryas og holocen. Dateringene er gjort på fragmenter av sandgråmose (*racomitrium canescens*), en terrestrisk mose som er vanlig å finne i forlandskapet til breer (Anders Lundberg, pers. komm). Dateringene regnes som relativt sikker, og forskyvningen i aldersmodellen er trolig et resultat av usikkerheten ved den kalibrerte alderen grunnet svingninger i kalibreringskurven.





Figur 4.5: Grafen viser en sammenstilling av  $Ti/inc+coh$  og DBD som reflekterer brevariasjoner sammenlignet med temperaturdata for GISP2 iskjernen fra Grønland (Alley, 2004), SST temperatur fra Andfjorden (Hald & Ebbesen, 2004) og julitemperatur rekonstruert fra pollen på Andøya (Briks et al., 2014) gjennom deler av allerød og yngre dryas. Figuren er modifisert etter Jansen (2017). De glasiale periodene eldre dryas (ED), IACP, LAC og yngre dryas (YD) basert på dataene fra DALP-213 er markert med stiplede linje.

#### 4.3.1 Sammenligning med andre proksidata fra regionen

##### 4.3.2.1 Allerød

Gjennom bølling-allerød ble polarfronten drevet nordover grunnet økt innflytelse av varmt atlantisk vann i Barentshavet (Chistyakova et al., 2010). Oppvarmingen som fulgte ble videre forsterket av reduksjon i sjøis, som resulterte i åpne hav og et fuktigere klima. Ved Lusvatnet er det ved ~13,200 kal. år BP registrert et kort brefremrykk. Fremrykket kan ikke forklares med lavere sommertemperaturer (figur 4.5), og er trolig heller et resultat av økt vinternedbør grunnet et fuktigere klima (Birks et al., 2014). I DALP-213 er et brefremrykket som er tolket til å representere LAC registrert mellom 13,100 – 12,650 kal. år BP. Det er mulig at dette fremrykket

kan ses i sammenheng med fremrykket registrert i Lusvatnet. Dersom dette er tilfellet, kan trolig brefremrykket i Nykdalen også forklares med økt nedbør gjennom akkumulasjonssesongen.

#### 4.3.2.2 *Yngre dryas*

Yngre dryas var som tidligere nevnt trolig et resultat av smeltevannspulser i Nordatlanteren som førte til en svekkelse av den thermohaline sirkulasjonen. Dette førte til en reduksjon i transporten av varmt atlantisk vann nordover, og økt innflytelse av kaldt, arktisk vann i Nordatlanteren. Ved Andfjorden resulterte dette i en markant reduksjon i SST, til  $<3$  °C (Ebbesen & Hald, 2004). I nord var likevel den terrestriske responsen på den markante reduksjonen hos SST moderat, og temperaturene gjennom allerød og starten av yngre dryas var relativt like (figur 4.5). Den terrestriske responsen på den økte innflytelsen av arktisk vann var trolig dempet av store mengder sjøis, kombinert med relativt lave temperaturer gjennom allerød (Birks et al., 2014). I DALP-213 tyder sedimentparameterne gjennom YD1 på en gradvis økning i breaktivitet ved starten av yngre dryas. En tydelig topp nås ved ~12,400 kal. år BP (figur 5.4). Den gradvise økningen i breaktivitet ved starten av YD1 kommer trolig av den moderate effekten temperaturendringene i havet hadde på land ved starten av yngre dryas. Høy solinnstråling førte også til at sommerne var relativt varme. Dette forklarer trolig det relativt høye glødetapet som er registrert gjennom store deler av yngre dryas (YD1 og YD2).

Overgangen mellom YD1 og YD2 er preget av en brå nedgang i glasial aktivitet (figur 4.5). Sedimentparameterne tyder på generelt lav breaktivitet ved starten av YD2, men med noen mindre fremrykk. De observerte variasjonene i breaktivitet kan muligens ses i sammenheng med en periode preget av svært ustabile temperaturforhold registrert i Lusvatnet mellom 12,500-12,250 (figur 4.5). Sjøisforhold og vinternebdør varierte trolig på en tiårig skala (Birks et al., 2014). Store variasjoner i temperaturer, nedbørsmønster og sjøisforhold er i Nykdalen gjenspeilt som fluktuasjoner i breaktiviteten ved starten av YD2.

Ved midten av YD2 er det i DALP-213 registrert en tydelig økning i glasial aktivitet ved ~11,900 kal. år BP. Et tilsvarende brefremrykk ved midten av yngre dryas er også registrert i Finnkongdalen, hvor fremrykket er sett i sammenheng med en markant økning i julitemperatur fra Lusvatnet ved ~12,250 kal. år BP (Jansen, 2017). Etter det tydelige fremrykket følger en periode i Nykdalen med generelt lavere glasial aktivitet, avbrutt av noen små, men tydelige fremrykk. Mot slutten av yngre dryas viser temperaturrekonstruksjoner en generell oppvarming (Birks et al., 2014). Dette skyldes ifølge Bakke et al. (2009) en økt innflytelse av varmt atlantisk vann nordover etter ~12,100 kal. år BP. Ifølge Bakke et al. (2009) førte den økte innflytelsen av varmt vann i havene til en tilbakekoblingsmekanisme, hvor økt tilførsel av smeltevann fra

breene førte til økt dannelse av sjøis, noe som resulterte i en nedkjøling av havene. Store temperaturendringer er registrert også i SST-rekonstruksjoner fra Andfjorden mellom 11,800 og 11,500 kal. år BP. Temperaturene varierte mellom et minimum på 2 °C og et maksimum på 10 °C (figur 4.5). Ebbesen & Hald (2004) beskriver fluktuasjonene som et resultat av hurtige endringer i posisjonen til den oseaniske fronten. Gjennom yngre dryas er det også registrert en betydelig nedgang i sjøisdekket om våren ved Andfjorden, fra mellom 60-90 % i den første delen av yngre dryas, til mellom 0-60 % i perioden mellom ca. 11,9 og 11,5 kal. år BP (Cabedo-Sanz et al., 2013). Temperaturendringene er i DALP-213 gjenspeilt som hurtige skift mellom økt glasial erosjon og økt avrenning i nedslagsfeltet. Reduksjon i sjøisdekket kan trolig ha ført til et fuktigere/mer maritimt klima. Periodene med økt avrenning gjenspeiler trolig økt nedbør under varmere perioder kombinert med økt smelting fra de lokale breene.

Mot slutten av yngre dryas viser klimarekonstruksjoner av det var en generell oppvarming mot overgangen til holocen. Ved Lusvatnet ble den generelle oppvarmingen mot slutten av yngre dryas avbrutt av en brå reduksjon i temperaturen, som knyttes til økt glasial aktivitet ved 11,600 kal. år BP. Dette brefremrykket er tolket som en lokal hendelse, og et resultat av økt nedbør (Birks et al., 2014). Den registrerte reduksjonen i julitemperatur i Lusvatnet er dermed et resultat av økt influks av smeltevann fra breen. I Nykdalen er et av de tydeligste brefremrykkene gjennom deglasiasjonen registrert ved slutten av yngre dryas. Dette fremrykket er representert ved YD3, og tolkes i likhet med brefremrykket ved Lusvatnet som er resultat av økt nedbør gjennom akkumulasjonssesongen.

#### 4.3.2.3 *Holocen*

Brerekonstruksjonen fra Nykdalen tyder på at breene smeltet vekk for siste gang ved overgangen mellom yngre dryas og holocen. Overgangen mellom yngre dryas og holocen gjenspeiles i marine arkiv som et tydelig skifte fra en polar fauna med kald SST, til en subpolar fauna og SST rundt dagens nivå. Endringene tyder på et hurtig skifte fra et miljø dominert av kaldt arktisk vann til et miljø preget av større innflytelse av varmt atlantisk vann (Hald et al., 2007).

## 5 Oppsummering og konklusjon

Hovedmålet med denne studien har vært å rekonstruere bre- og klimaforholdene under deglasiasjonen i Nykvåg i Vesterålen. Dette er gjort basert på kvartærgeologisk kartlegging i kombinasjon med provenance og analyser av sedimentkjernen DALP-213.

- Basert på tilstedeværelsen av den fremmede bergarten granitt er innlandsisens utbredelse i området kartlagt. Resultatene tyder på en beskjedne vertikal utbredelse i området (<48 moh). Det foreslås at innlandsisen under LGM møtte en lokal dalbre ved Lundvatnet.
- Gjennom kartleggingen av Nykdalen er tre trinn som representerer innlandsisens maksimale utbredelse definert. Disse trinnene, som henvises til som Nykvågstrinnene, er tentativt korrelert med Endlettrinnet (22,2-18,600 kal. år BP), Flesentrinnet (18-17,500 kal. år BP) og Skogvolltrinnet (16,9-16,300 kal. år BP).
- DALP-213 viser en kontinuerlig sedimentasjon i Dalvatnet fra eldste dryas. Bunnen av kjernen gjenspeiler et nær-glasialt miljø hvor breaktiviteten trolig har vært stor i Nykdalen. Et tydelig fremrykk ved 484-81 cm representerer trolig Skogvolltrinnet.
- Bølling er representert i DALP-213 som en tydelig økning i organisk materiale. Sedimentparameterne tyder på at breene i Nykdalen smeltet vekk under deler av perioden. Etter bølling er det registrert et kort fremrykk som tolkes til å representere Skarpnestrinnet (eldre dryas).
- Det er registrert en generell nedgang i breaktivitet gjennom interstadialen allerød. Under perioder har trolig nedslagsfeltet vært isfritt. To perioder med økt breaktivitet er registrert gjennom allerød. Disse representerer trolig intra-allerød cold period (IACP) og late allerød cooling (LAC). IACP var et av de mest fremtredende brefremrykkene i Nykdalen gjennom deglasiasjonen.
- Starten av yngre dryas var preget av en gradvis økning i glasiar aktivitet. Etter dette følger en periode med lamineringer i kjernen som trolig gjenspeiler et klima med vekslinger i sjøisforhold i Nordatlanteren. Slutten av yngre dryas er karakterisert ved et tydelig brefremrykk forklart med økt nedbør.
- Den endelige deglasiasjonen av Nykdalen fant trolig sted ved overgangen mellom yngre dryas og holocen. Utsmeltingen av permafrosten skjedde kort tid etter dette, og er datert mellom  $11,015 \pm 215 - 10,825 \pm 245$  kal. år BP.

- Sammenligninger mellom aldersmodellen for DALP-213 og temperaturdata fra GISP2, Andøya og Andfjorden tyder på at aldersmodellen ikke er optimal. En bør derfor være noe kritisk til aldersbestemmelsene som presenteres basert på aldersmodellen for DALP-213.
- Brefluktuasjonene i Nykdalen er sett i et regionalt perspektiv. Sammenligninger med andre proksidata fra regionen tyder på at brevariasjonene hovedsakelig er et resultat av endringer i posisjonen til den oseaniske fronten, som skiller varmt atlantisk vann fra kaldt arktisk vann. Dette har videre ført til variasjoner i sjøis-, temperatur- og nedbørsforhold.

## 6 Refleksjon og forslag til videre arbeid

Nykvåg har vist seg å være et svært interessant område for brerekonstruksjon gjennom deglasiasjonen, både med hensyn til innlandsisen og lokale breer. Dalvatnet har vært et godt utgangspunkt for rekonstruksjon av lokal brevariabilitet gjennom deglasiasjonen, da sedimentkjernen gjenspeiler brefluktuasjoner svært langt tilbake i tid. Få tilsvarende studier er gjennomført i området tidligere, noe som har gjort studien svært spennende. Usikkerheten knyttet til aldersmodellen har til en viss grad komplisert sammenligningene med regionale klimarekonstruksjoner. Det kommer likevel tydelig frem at brefluktuasjonene i Nykdalen i stor grad følger regionale klimaendringer.

For å kunne danne en kontinuerlig deglasiasjonskronologi for innlandsisens utbredelse ved Nykvåg ville det vært nødvendig å datere randmoreneryggene i den ytre delen av dalen. Ved TCN eksponeringsdatering av blokker i overflaten av randmoreneryggene kunne aldre for de ulike trinnene blitt estimert, og Nykvågtrinnene kunne i større grad blitt sammenlignet med tidligere forskning fra regionen. Ved hjelp av OSL-datering (optisk stimulert luminescens) av kameterrassen kunne en nøyaktig alder for dannelsen blitt fastslått. Dette kunne i stor grad ha bidratt til forståelsen av isutbredelsen i området under LGM. XRD-analyser kan benyttes for å undersøke mineralogien til sedimenter (Røthe et al., 2019). For å sikre en mer nøyaktig provenance for granitten kunne det vært interessant å sammenligne mineralogien til fragmentene funnet i studieområdet, med mineralogien til berggrunnen ved de potensielle kildeområdene. For videre studier ville det også vært interessant å rekonstruere ELA-høyden under ulike perioder for å få et mer detaljert innblikk i hvordan breenes massebalanse har variert gjennom deglasiasjonen.

## 7 Referanser

- Alley, R.B.** (2000) Ice-core evidence of abrupt climate changes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 97, 1331-1334.
- Alley, R.B.** (2004) GISP2 Ice Core Temperature and Accumulation Data. *IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology, Data Contribution Series #2004-013*, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Alm, T.** (1993) Øvre Æråsvatn – palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 BP lacustrine record on Andøya, northern Norway. *Boreas*, vol. 22, 171-188.
- Alsos, I.G., Sjögren, P., Brown, A.G., Gielly, L., Merkel, M.K.F., Paus, A., Lammers, Y., Edwards, M.E., Alm, T., Leng, M., Goslar, T., Langdon, C.T., Bakke, J., Van der Bilt, W.G.M.** (2020) Last Glacial Maximum environmental conditions at Andøya, northern Norway; evidence for a northern ice-edge ecological “hotspot”. *Quaternary Science Reviews*, 239, 106364.
- Andersen, B.G.** (1968) *Glacial geology of western Troms, north Norway*, Universitetsforlaget.
- Andersen, B.G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M., Berström, B.** (1995) Younger Dryas Ice-Marginal Deposits In Norway. *Quaternary International*, 28, 147-169.
- Bakke, J., Dahl, S.O., Paasche, Ø., Simonsen, J.R., Kvisvik, B., Bakke, K., Nesje, A.** (2010) A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews* 29, 1246-1262.
- 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*, vol. 2, 202-205.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S.O., Paasche, Ø.** (2005) Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene* 15(2), 161-176.
- Bakke, J., Tarchsel, M., Kvisvik, B.C., Nesje, A., Lyså, A.** (2013) Numerical analyses of a multi-proxy data set from a distal glacier-fed lake, Sørsendalsvatn, western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 73, 182-195.

- Ballentyne, C.K.** (2002) Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Ballentyne, C.K.** (2018) *Periglacial Geomorphology*. Hoboken, USA: John Wiley & Sons Ltd.
- Batchelor, C.L., Dowdeswell, J.A.** (2015) Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins. *Marine Geology*, 363, 65-92
- Beierle, B.D., Lamoureux, S.F., Cockburn, J.M.H., Spooner, I.** (2002) A new method for visualizing sediment particle size distributions. *Journal of Paleolimnology* 27, 279–283.
- Bergström, E.** (1973) *Den prerecenta lokalglaciationens utbredningshistoria inom Skanderna*. Forskningsrapport 16. Stockholm, Stockholms Universitet, Naturgeografiska Institutionen.
- Birks, H., Aarnes, I., Bjune, A.E., Brooks, S.J., Bakke, J., Kühl, N., Birks, H.J.B.** (2014) Lateglacial and early-Holocene climate variability reconstructed from multi-proxy records on Andøya, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 89, s. 108-122.
- Björck, S., Walker, M.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Kudsén, K-L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B.** (1998) An event stratigraphy for the last termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: A proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13(4), 283-292.
- Blaauw, M.** (2010) Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512-518
- Blott, S. J. & Pye, K.** (2001) GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Bradley, R.S.** (2015) *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. 3. utg. Elsevier Inc.
- Brendryen, J., Haflidason, H., Yokoyama, Y., Haaga, K.A., Hannisdal, B.** (2020) Eurasian Ice Sheet collapse was a major source of Meltwater Pulse 1A 14,600 years ago. *Nature Geoscience*, 13, 363-368.
- Broecker, W. S.** (2003) Does the Trigger for Abrupt Climate Change Reside in the Ocean or in the Atmosphere? *Science*, 300, 1519-1522.



- Bøe, R., Bellec, V.K., Dolan, M.F.J., Buhl-Mortensen, P., Buhl-Mortensen, L., Slagstad, D., Rise, L.** (2009) Giant sandwaves in the Hola glacial trough off Vesterålen, North Norway. *Marine Geology*, 267, 36-54.
- Cabedo-Sanz P., Belt, S.T., Knies, J., Husum, K.** (2013) Identification of contrasting seasonal sea ice conditions during the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 79, 74-86.
- Chistyakova, N.O., Ivanova, E.V., Risebrobakken, B., Ovsepyan, E.A., Ovsepyan, Y.S.** (2010) Reconstruction of the postglacial environments in the southwestern Barents Sea based on foraminiferal assemblages. *Oceanology*, 50, 573-581.
- Clement, A.C., Peterson, L.C.** (2008) Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period. *Reviews of geophysics*, 46, RG4002.
- Dahl, S.O., Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A.** (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews* 22, 275-287.
- Dahl, S.O., Nesje, A.** (1992) Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 94, 87-97.
- Davis, J. L., Annan, A. P.** (1989) Ground-penetrating RADAR for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.
- Davies, S.J., Lamb, H.F., Roberts, S.J.** (2015) Micro-XRF Core Scanning in Palaeolimnology: Recent Developments. I: Croudace, I.W., Rothwell, R.G. (red): Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences, 1-21. Dordrecht, NL: Springer
- Dean, W.E.** (1974) Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary petrology* 44 (1), 242-248.
- Donnelly, J.P., Driscoll, N.W., Uchupi, E., Keigwin, L.D., Schwab, W.C., Thielert, E.R., Swift, S.A.** (2005) Catastrophic meltwater discharge down the Hudson Valley: A potential trigger for the Intra-Allerød cold period. *Geology*, 33, 89-92.
- Ebbesen, H., Hald, M.** (2004) Unstable Younger Dryas climate in the northeast North Atlantic. *Geology*, 32, s. 673-676.

- Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H., Viola, R.** (2014) Kwartærgeologisk kartlegging ved NGU – Informasjon og instruks. NGU Intern rapport 2014.002.
- Griffin, W.L., Taylor, P.N., Hakkinen, J.W., Heier, K.S., Iden, I.K., Krogh, E.J., Malm, O., Olsen, K.I., Ormaasen, D.E., Tveten, E.** (1978) Archaean and Proterozoic crustal evolution in Lofoten-Vesterålen, N Norway. *Journal of the Geological Society* 135(6), 679-647.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F.S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P., Mélières, M.A.** (2007) High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Barmant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews*, 26, 2644-2660.
- Hald, M., Andersson, C., Ebbesen, H., Jansen, E., Klitgaard-Kristensen, D., Risebrobakken, B., Salomonsen, G.R., Sarnthein, M., Sejrup, H.P., Telford, R.J.** (2007) Variations in temperature and extent of Atlantic Water in the northern North Atlantic during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 26, 15-28.
- Hald, M., Aspeli, R.** (1997) Rapid climatic shifts of the northern Norwegian Sea during the last deglaciations and the Holocene. *Boreas*, 26, 15-28.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E.J., Haddeland, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J.E.Ø., Sandven, S., Sandø, A.B., Sorteberg, A., Ådlandsvik, B.** (2015) *Klima i Norge 2100, Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015*. (NCCS-rapport no. 2/2015). Miljødirektoratet: Trondheim.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U.** (2001) Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*, vol 293, 1304-1308.
- Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G.** (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110.
- Høgaas, F., Hansen, L., Rindstas B. I., Sveian, H., & Olsen L.** (2012) Database for registrering av marin grense (MG) I Norge. Norges Geologiske Undersøkelse, Rapport nr. 2012.063
- Jansen, H.L.** (2017) *Late Glacial and Holocene glacier fluctuations and climatic implications in sub-arctic northern Norway*. Doktoravhandling. Bergen: Universitetet i Bergen.

- Jansen, J.H.F., Van der Gaast, S.J., Vaars, A.J.** (1998) CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151, 143-153.
- Josefsen, L.** (2010) *En paleoklimatisk analyse av relikte talusderiverte steinbreer på Andøya, Vesterålen, Nord-Norge*. Masteroppgave. Bergen: Universitetet i Bergen, Institutt for Geografi.
- Jørgensen, P., Sørensen, R., Haldorsen, S.** (1997) *Kvartærgeologi*. 2. utg. Oslo: Landbruksforlaget.
- Karlén, W.** (1976) Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lapland, Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 58, 1-34.
- Kjær, K.H., Houmark-Nielsen, M., Richardt, N.** (2003) Ice-flow patterns and dispersal of erratics at the southwestern margin of the last Scandinavian Ice Sheet: signature of palaeo-ice streams. *Boreas*, 32, 130-248.
- Koc, N., Jansen, E., Hald, M., Labeyrie, L.** (1996) Late glacial-Holocene sea surface temperatures and gradients between the North Atlantic and Norwegian Sea: implications for the Nordic heat pump. *Geological Society, London, Special Publications*, 111, 177-185.
- Libby, W.F.** (1970) Radiocarbon dating. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* A269, 1-10.
- Lövemark, L., Chen, H., Yang, N., Kylander, M., Yu, F., Hsu, Y.W., Lee, T., Song, S-R., Jarvis, S.** (2011) Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 1250-1256.
- Malvern Panalytical** (2019) *Mastersizer 3000: Smarter particle sizing*. [Brosjyre] Worcestershire: Malvern.
- Mangerud, J.** (2004) Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. I: Ehlers, J & Gibbard, P.L. (red) *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I: Europe*. Elsevier: Amsterdam.
- Matthews, J. A., Dahl, S.O., Nesje, A., Berrisford, M.S., Andersson, C.** (2000) Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1625-1647.

- Møller, J.J.** (1989) Geometric Simulation and Mapping of Holocene Relative Sea-Level Changes in Northern Norway. *Journal of Coastal Research*, 5(3), 403-417.
- Møller, J. J., Sollid, J. L.** (1972) Deglaciation Chronology of Lofoten – Vesterålen – Ofoten, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, vol. 26, 101-133.
- Nesje, A.** (1992) A Piston Corer for Lacustrine and Marine-Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24:3, 257-259.
- Nesje, A.** (2012) *Brelære: Bre, landskap, klimaendringer og datering*. 2. utg. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Linge, H., Ballantyne, C. K., McCarroll, D., Brook, E. J., Raisbeck, G. M., You, F.** (2007) The surface geometry of the Last Glacial Maximum ice sheet in the Andøya-Skånland region, northern Norway, constrained by surface exposure dating and clay mineralogy. *Boreas*, vol. 36, 227-239.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Løvlie, R.** (1995) Late Holocene glacier and avalanche activity in the Ålfoten area, western Norway: evidence from a lacustrine sedimentary record. *Norsk Geologisk tidsskrift*, 75, 120-126.
- Nesje, A., Matthews, J.A., Dahl, S.O., Berrisford, M.S., Andersson, C.** (2001) Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11, 267-280.
- Nielsen, P.R., Dahl, S.O., Jansen, H.L., Støren, E.N.** (2016) Holocene aeolian sedimentations and episodic mass-wasting events recorded in lacustrine sediments on Langøya in Vesterålen, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 148, 146-162.
- Nordgulen, Ø., Andersen, A.** (2013) *De eldste bergartene dannes*. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttevedt, A., Rangnes, K. (red): *Landet blir til – Norges geologi*, 62-119. Norsk Geologisk Forening, Trondheim.
- Paasche, Ø.** (2000) *Late Quaternary Environments of Northern Langøya, Vesterålen, North Norway*. Masteroppgave. Bergen: Universitetet i Bergen, Institutt for Geografi.
- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Bakke, J., Løvlie, R., Nesje, A.** (2007) Cirque glaciers in arctic Norway during the last deglaciation. *Quaternary Research*, 68, 387-399.

- Paasche, Ø., Strømstøe, J.R., Dahl, S.O., Linge, H.** (2006) Weathering characteristics of arctic islands in northern Norway. *Geomorphology*, 82, 430-452.
- Rasmussen, A.** (1984) Late Weichselian moraine chronology of the Vesterålen islands, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 64, 193-219.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.-J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U.** (2006) A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Reimer, P.J., Brad, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guliderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., van der Plicht, J.** (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55: 1869-1887
- Rothwell, R.G., Croudace, I.W.** (2015) Micro-XRF Studies of Sediment Cores: A Perspective on Capability and Application in the Environmental Sciences. I: Croudace, I.W., Rothwell, R.G. (red): Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences, 1-21. Dordrecht, NL: Springer
- Rothwell, R.G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I.W., Frenz, M.** (2006) Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. I: Rothwell, R.G. (red.) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society, London: Special Publications, 267, 39-50.
- Ryzak, M., Bieganowski, A.** (2011) Methodological aspects of determining soil particle-size using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174 (4), 624-633
- Røthe, T.O., Bakke, J., Støren, E.W.N., Dahl, S.O.** (2019) Wintertime extreme events recorded by lake sediments in Arctic Norway. *The Holocene*, 29(8), 1305-1321.

- Sperazza, M., Moore, J. N., Hendrix, M. S.** (2004) High resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry. *Journal of sedimentary research*, 74(5), 736-473
- Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F.** (1995) The GISP2  $\delta^{18}\text{O}$  Record for the Past 16,500 years and the role of the Sun, Ocean and Volcanoes. *Quaternary Research*, 44, 341-354.
- Sulebak, J.R.** (2014) *Landformer og prosesser: En innføring i naturgeografisk tema*. 2. utg. Bergen: Fagbokforlaget
- Thompson, R., Battarbee, R., O'Sullivan, P.E., Oldfield, F.** (1975) Magnetic Susceptibility of Lake Sediments. *Limnology and Oceanography*, 20, 687-698.
- Thompson, R., Oldfield, F.** (1986) *Environmental Magnetism*. London: Allen & Unwin.
- Thoresen, M.K.** (2000) Kwartærgeologisk kart over Norge. Tema: Jordarter. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Tveten, E.** (1978) Geologisk kart over Norge, bergrunnskart SVOLVÆR 1:250.000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Törnqvist, T. E., Dejong, A. F. M., Oosterbaan, W. A. & Vander-borg, K.** (1992) Accurate dating of organic deposits by AMS C-14 measurement of macrofossils. *Radiocarbon* 34, 566–577.
- Undås, I.** (1938) Kwartærstudier i Vestfinnmark og Vesterålen. *Norsk geologisk tidsskrift*, 18, 81-217.
- Van der Bilt, W.G.M., Bakke, J., Vasskog, K., D'Andrea, W.J., Bradley, S., Olafsdottir, S.** (2015) Reconstruction of glacier variability from lake sediments reveals dynamic Holocene climate in Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 126, 201-218.
- Vetti, R.K.S.** (2020) *Isavsmelting og postglasiøle havnivåendringer ved Nykvåg, Vesterålen*. Masteroppgave, Inst. for Geografi, Universitetet i Bergen. Upublisert.
- Vorren, K.D., Alm, T.** (1999) Late Weichselian and Holocene environments of lake Endletvatn, Andøya, northern Norway: as evidenced primarily by chemostratigraphical data. *Boreas*, 28, 505-520.

- Vorren, K.D., Moe, D.** (1986) The early Holocene climate and sea-level changes in Lofoten and Vesterålen, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 66, 135-143.
- Vorren, T.O., Elvsborg, A.** (1979) Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and costal areas of Troms, north Norway – a review. *Boreas*, 8, 247-253.
- Vorren, T.O., Mangerud, J.** (2013) *Istider kommer og går*. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttevedt, A., Rangnes, K. (red): *Landet blir til – Norges geologi*, 494-547. Norsk Geologisk Forening, Trondheim.
- Vorren, T.O., Plassen, L.** (2002) Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31, 97-125.
- Vorren, T.O., Rydningen T. A., Baeten, N. J., Laberg, J. S.** (2015) Chronology and extent of the Lofoten-Vesterålen sector of the Scandinavian Ice Sheet from 26 to 16 cal. ka BP. *Boreas*, vol. 44, 445-458.
- Vorren, T.O., Vorren, K.D., Aasheim, O., Dahlgren, K.I.T., Forwick, M., Hassel, K.** (2013) Paleoenvironment in northern Norway between 22.2 and 14.5 cal ka BP. *Boreas*, 42, 876-895.
- Vorren, T. O., Vorren, K., Alm, T., Gulliksen, S., Løvlie, R.** (1988) The last deglaciation (20,000 to 11,000 B.P.) on Andøya, northern Norway. *Boreas*, vol. 17, 41-77.

**Nettbaserte ressurser:**

**DNMI** (2020) Data fra Meteorologisk Institutt (eKlima.no). *Det Norske Meteorologiske Institutt*, Oslo.

**Mareano** (2020) Marine landskap. Tilgjengelig fra:  
<<http://www.mareano.no/kart/mareano.html>>

**NGU** (2020) Berggrunnskart. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>

**Norge i Bilder** (2020) Norge i bilder. Kartverket, NIBIO og Statens vegvesen. Tilgjengelig fra:  
<[norgebilder.no](http://norgebilder.no)>

**Poznan Radiocarbon Laboratory (2020)** *Uncertainty of Radiocarbon Date*. Tilgjengelig fra:  
<<https://radiocarbon.pl/en/uncertainty-of-radiocarbon-date/>> Hentet: 10.06.2020

**Statens Kartverk** (2020) Høydedata. Tilgjengelig fra: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>