

Rekonstruksjon av isavsmeltingsforløpet i Gråsteindal-området, indre Sunnmøre



Line Nygård

Masteroppgave i kvartærgeologi og paleoklima

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

November 2017

SAMMENDRAG

Nordvestlandet ble isfritt tidlig i sen weichsel og ismarginen krysset flere fjorder. Markerte morenesystemer i høgfjellene indikerer stedlig bredannelse i yngre dryas. Rekonstruksjonen av isavsmeltingsforløpet i Gråsteindal-området ved Geiranger på indre Sunnmøre er gjennomført ved kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging, samt tidfesting ved eksponeringsdatering ved bruk av ^{10}Be og rekonstruksjoner av likevektslinjer.

Eksponeringsaldre fra bergartsflater fra henholdsvis Hesjedalshaugen og Grandehaugen som avgrensar Gråsteindalen i vest impliserer at deglasiasjonen av studieområdet startet i tidsrommet 17,7-14,1 ka i sen weichsel. Ved Møllsætrane sørvest i Gråsteindalen er en markert lateralmorene som tidligere er antatt å være av yngre dryas alder (Eikenæs 1991; Aarseth et al. 1997). En eksponeringsalder på $11,3 \pm 1,48$ ka indikerer at lateralmorenen ble avsatt av innlandsisen da en brearm lå i Geirangerfjorden i yngre dryas. Randmorener i Gråsteindalen og den østlige sidedalen antas å være av samme alder som lateralmorenen i dalsiden ved Møllsætrane, og tyder på at det foregikk lokalglasiasjon i høgfjellene. Dette indikerer at det var et isfritt område mellom innlandsisen brearm i Geirangerfjorden og lokalbreene i Gråsteindalen og sidedalen. Kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging avdekket flere randmorener som tyder på at både dal- og botnbreer rykket frem i yngre dryas. Randmorenene i studieområdet antas å stamme fra yngre dryas (12,8-11,7 ka) og erdalen-hendelsen (10,1-9,7 ka). Nyere brefremrykk antas å ha skjedd i løpet av den lille istid (ca. 1300-1920), som resulterte i blant annet dannelsen av endemorener ved terskelen i Trollkupa. Under den lille istid var trolig breene isolerte botnbreer og det var kun tre eksisterende botnbreer igjen i studieområdet.

Beregning av ELA fra rekonstruerte dal- og botnbreer ble gjennomført og ELA-senkninger kalkulert for yngre dryas og erdalen-hendelsen kan korreleres til estimerte ELA-senkninger til breer i nærliggende områder. Botnene i studieområdet har ulike orienteringer og er vendt mot henholdsvis nord, nordvest og sørvest, og peker på enten en isometrisk eller allometrisk utvikling. Utformingen av botnene reflekterer hvordan isutbredelsen i botnene og sidedalen har vært og kan gi informasjon om tidligere klima.

ABSTRACT

The North-Western part of Norway became ice free during the Late Weichselian glaciation and the ice margin is mapped across several fjord districts. Distinct moraine systems in the high mountains indicate an extensive local glaciation during the Younger Dryas. The purpose of this thesis is to reconstruct the deglaciation history of Gråsteindalen valley and the eastern side valley based on Quaternary geological and geomorphological mapping, cosmogenic nuclide ages and reconstruction of ELA (equilibrium-line altitude).

Exposure ages of rock surface samples from Hesjedalshaugen and Grandehaugen west of Gråsteindalen valley indicate that the deglaciation of the main and side valley started before 17,7 ka in the Late Weichselian. At the southern end of Gråsteindalen valley a prominent lateral moraine has been studied by several people and it has been claimed to be of Younger Dryas age (Eikenæs 1991; Aarseth et al. 1997). An additional exposure age of $11,3 \pm 1,48$ ka indicates that the lateral moraine was deposited by the ice sheet during the advance in Younger Dryas. Terminal moraines in Gråsteindalen valley and the side valley are believed to be of the same age as the lateral moraine in the valley side adjacent to Geirangerfjorden, and indicate that the high mountains had local glaciers, leaving an ice-free area between the local glaciers and the ice sheet. Observations of several marginal moraines indicate that there were cirque and valley glacier advancing during the Younger Dryas. The result from the Quaternary geological and geomorphological mapping reveals terminal moraines from several glacier advances, where some of them are believed to be of Younger Dryas age (12,8-11,7 ka) and another advance associated with the Erdalen Event (10,1-9,7 ka). The most recent glacier advances are thought to have happened during the Little Ice Age (ca. 1300-1920), resulting in terminal moraines at the proximal side of the threshold of the Trollkupa cirque. It is believed that the glaciers were isolated cirque glaciers during the Little Ice Age.

Calculated ELA depressions from reconstructed valley and cirque glaciers may be correlated to the ELA depressions for glaciers existing during the Younger Dryas, Erdalen Event and the Little Ice Age in other adjacent areas. At present time, there are two glaciers existing in cirques with an N-NW aspect. The cirques in the study area have different aspects, facing towards NE, N and SW, and suggests either an isometric or an allometric development which can contribute to the understanding of the cirque dimension and the difference in glacier distribution at present time.

FORORD

Jeg vil først få takke veileder Henriette Linge, førsteamanuensis ved Institutt for geovitenskap, for all hjelp og veiledning jeg har fått. Takk for at du har vært engasjert i masterprosjektet helt fra jeg viste interesse for oppgaven høsten 2015, og til jeg endelig fikk den året etter. Takk også til medveileder Atle Nesje, professor ved Institutt for geovitenskap, for god hjelp med arbeidet underveis og for lån av instrumenter. Takk til Stiftinga Geirangerfjorden Verdsarv i Geiranger, for lån av elbil under feltarbeidet i fjor høst. Takk til Merete L. Rønneberg og Katrin Blomvik ved Stiftinga Geirangerfjorden Verdsarv på Norsk Fjordsenter for lån av hus og leilighet i august og september i fjor.

Takk til Cecilie og Karoline som stilte opp som feltassistenter i det som ble en flott uke på Sunnmøre. Og takk til Cecilie for all hjelpen du har bistått med i forbindelse med oppgaveskrivingen, det setter jeg utrolig stor pris på! Takk til foreldrene mine, Britt og Øystein, for all støtte gjennom årene på studiet og som sporty stilte opp som feltassistenter i fjor og de siste dagene jeg hadde i felt i august i år. En stor takk til studievennene på geologi, livet i Bergen hadde ikke vært det samme uten! En siste takk til Brynjar for tålmodigheten og støtten du har vist når jeg har klaget som verst. Takk for at du har vært der for meg gjennom hele studietiden.

Bergen, november 2017

Line Nygård

INNHALDSFORTEGNELSE

Sammendrag	III
Abstract	IV
Forord	V
1 Introduksjon	1
1.1 Målsetning	1
1.2 Problemstillinger	1
2 Bakgrunn	3
2.1 Områdebeskrivelse	3
2.1.1 Geografi	3
2.1.2 Berggrunnsgeologi	6
2.1.3 Klima.....	7
2.2 Glasiasjonshistorie.....	11
2.2.1 Tidlig og midt-weichsel	12
2.2.2 Sen-weichsel	13
2.3 Utvikling av glasiale botner.....	14
2.3.1 Definisjon.....	14
2.3.2 Betingelser og prosesser ved botndannelse.....	15
2.3.3 Morfologi	17
3 Metoder	19
3.1 Kwartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging	19
3.1.1 Kartlegging av løsmasser og landformer	19
3.2 Digital presentasjon av kartlegging	23
3.3 Rekonstruksjon av paleo-likevektslinjer	23
3.3.1 Forhåndstall mellom akkumulasjonsområdet areal og breens totale areal (AAR) ..	24
3.3.2 Forholdstall mellom høyeste og laveste punkt (THAR)	25
3.4 Paleo-breprofiler	28
3.5 Instrumentelle feltmålinger.....	28
3.5.1 Planimeter	28
3.5.2 Schmidthammer	28

3.6 Eksponeringsdatering ved bruk av kosmogene nuklider	32
4 Resultater.....	35
4.1 Kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging	35
4.1.1. Lateralmorene ved Møllsætrane.....	36
4.1.2 Terrasse og rygger ved Grandesætra.....	38
4.1.3 Nordlige del av Gråsteindalen.....	40
4.1.4 Randmorener rundt Møllsvatnet	42
4.1.5 Pronivale rygger.....	47
4.1.6 Randmorener nord og vest for Grandevatnet.....	51
4.1.7 Randmorener sørøst for Grandevatnet	55
4.1.8 Randmorener og avsetninger i botner	62
4.2 Resultat fra schmidthammer-målinger	73
4.3 Resultat av eksponeringsdatering	74
4.4 Rekonstruksjon av likevektslinjer	76
4.4.1 Korreksjon for landheving	76
4.4.2 Rekonstruksjon av paleo-likevektslinjer.....	76
4.4.3 Rekonstruksjon av paleo-breprofiler.....	81
5 Diskusjon.....	84
5.1 Rekonstruksjon av isavsmeltingsforløpet i Gråsteindal-området.....	84
5.1.1 Innlandsisens utbredelse i Geirangerfjorden.....	84
5.1.2 Yngre dryas	86
5.1.3 Erdalen-hendelsen.....	90
5.1.4 Den lille istid.....	93
5.1.5 Dagens situasjon	94
5.2 Beregning av likevektslinjer	98
5.2.1 Rekonstruerte likevektslinjer basert på randmorener.....	99
5.2.2 Sammenligning med andre studier.....	100
6 Konklusjon	101
Forslag til videre arbeid.....	102
Referanseliste	103

Vedlegg 109

1 INTRODUKSJON

1.1 Målsetning

Nordvestlandet ble tidlig isfri under siste istid (Mangerud et al. 1979) og det er gjort flere studier om istidshistorie på Sunnmøre, hvor Reite (1963) var blant de som argumenterte for at store deler av Sunnmøre ikke var dekket av innlandsis i yngre dryas-stadialen, men var heller preget av lokalglasiasjoner i høgfjellene. Studieområdet omfatter Gråsteindalen, Møllsætrane, Grandehaugen, Mellomhaugen, Hesjedalshaugen, og en hengende sidedal i øst med fire tilgrensende botner (Trollkupa, Litlekupa, Namnlauskupa og Trygghola). Litlekupa og Namnlauskupa har botnbreer i dag. Det er gjort flere studier av isavsmeltingsforløpet på de kystnære områdene på Sunnmøre og tidfesting av isfrie perioder ved hjelp av ^{14}C -dateringer (Mangerud et al. 1981; Landvik & Hamborg 1987). Det er derimot få studier som omhandler indre Sunnmøre, og da spesielt fjellområdene rundt Geiranger. Målsetningen for masteroppgaven er å rekonstruere isavsmeltingsforløpet etter siste istid, samt å tidfeste deglasiasjonen ved hjelp av ^{10}Be -eksponeringsdatering av bergartsflater, der resultatet håper å gi et godt innblikk i hvordan studieområdet har blitt formet av lokale glasiasjoner. Metoden som oppgaven baserer seg på er kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging hvor landformene og løsmassene i studieområdet skal kartlegges og undersøkes, og resultere i et kvartærgeologisk kart.

Informasjon om lokalglasiasjoner i dalområder på indre Sunnmøre er av stor interesse for å få innsikt og bedre forståelse av landskapsutviklingen. Denne masteroppgaven vil bidra til kunnskapsformidling av landskapsdannelse for Stiftinga Geirangerfjorden Verdsarv på Norsk Fjordsenter som formidlingssenter for Vestnorsk Fjordlandskap i Geiranger.

1.2 Problemstillinger

Hovedproblemstilling:

Rekonstruksjon av isavsmeltingsforløpet i Gråsteindal-området ved bruk av kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging.

Underproblemstillinger:

Når ble lokalbreene i Gråsteindalen separert fra innlandsisen?

Hvordan var isutbredelsen til lokalbreene i yngre dryas?

Hvor mange brefremrykk kan man finne spor av etter botnbreer?

Når ble lokalbreene separate botnbreer?

Hvordan kan dagens situasjon sees i sammenheng med botnutviklingen gjennom kvartær?

2 BAKGRUNN

I dette kapittelet vil det bli gitt en geografisk, klimatisk og regional geologisk beskrivelse av studieområdet. I tillegg vil det bli kort gjort rede for den lokale glasiasjonshistorien og tidligere arbeid.

2.1 Områdebeskrivelse

2.1.1 Geografi

Gråsteindalen ligger i Stranda kommune på Sunnmøre i Møre og Romsdal (figur 2.1). Studieområdets totale størrelse ligger på omtrent 16,2 km². Dalen ligger innenfor Geiranger-Herdalen landskapsvernområde (498 km², opprettet 2004) og er karakterisert som en hengende sidedal til Geirangerfjorden (Betten & Hovde 2003). Utløpet til dalen er flere hundre meter over hoveddalføret, Geirangerfjorden, som er en del av Vestnorsk Fjordlandskap og er på UNESCO sin verdensarvliste (Betten & Hovde 2003). Dalen strekker seg fra sørvest på ca. 650 m o.h. ved Grandesætra og Møllsætrane, og svinger nordover mellom Hesjedalshaugen (1012 m o.h.), Mellomhaugen (875 m o.h.) og Grandehaugen (877 m o.h.) i vest og Tverrfjellet (1534 m o.h.) i øst. Møllsvatnet (858 m o.h.) ligger øst for dalens midtpunkt og får tilførsel av kaldt smeltevann fra Trollkupevatnet i botnen Trollkupa (1068 m o.h.) i sørøst (figur 2.2).

Tilgrensende i øst ligger en hengende sidedal omringet av fire botner (figur 2.2 og 2.3). Grandevatnet ligger sentralt i sidedalen med Trygghola (1254 m o.h.) i nordøst, Namnlauskupa i sørøst og Litlekupa og Trollkupa i sør (figur 2.2). På grunn av manglende navn til botnen liggende øst for Litlekupa, er det i denne oppgaven valgt å kalle botnen Namnlauskupa og den tilhørende botnbreen Namnlausbreen.

Fjellområdene på Sunnmøre karakteriseres av et alpint landskap med skarpe tinder, egger og botner som har blitt dannet av lokale breer. Det alpine landskapet på indre Sunnmøre skiller seg ut fra lavlandet på ytre Sunnmøre. Studieområdet omringes av flere ruvende fjelltopper, hvor Sætertverrfjellet (1688 m o.h.) og Sandurfjellet (1680 m o.h.) i sør er de høyeste. De bratte fjellsidene og de store mengdene stein og blokker i Gråsteindalen og sidedalen vitner om mange skred og aktive skråningsprosesser. Store deler av studieområdet befinner seg over skoggrensen (ca. 830 m o.h.), i høyfjellet, og kan deles inn i en lavalpin, mellomalpin, og høyalpin sone.



Figur 2.1: Studieområdets beliggenhet er markert med rød pil på norgeskartet (oppe til venstre) og med en rød sirkel på oversiktskartet av Nordvestlandet. Kartet over viser detaljert oversikt over studieområdet. Norgeskart fra Geonorge (2016). Topografisk kart (oppe til høyre) fra Geonorge (2017). Topografisk kart fra NGU (2017a).

Området blir ansett å ha regional biologisk verdi på grunn av flere plantearter som er å finne der (Betten & Hovde 2003). En landbruksvei starter ved Korsmyra og går helt til Gråsteinmyrane. På Korsmyra er det en parkeringsplass som bidrar til lett tilgang til studieområdet (figur 2.3).



Figur 2.2: Over: Oversikt over deler av studieområdet, sett mot øst-sørøst i sidedalen mot Grandevatnet. Deler av Gråsteindalen i forgrunnen. Foto: Rønneberg og Loftesnes (2009).

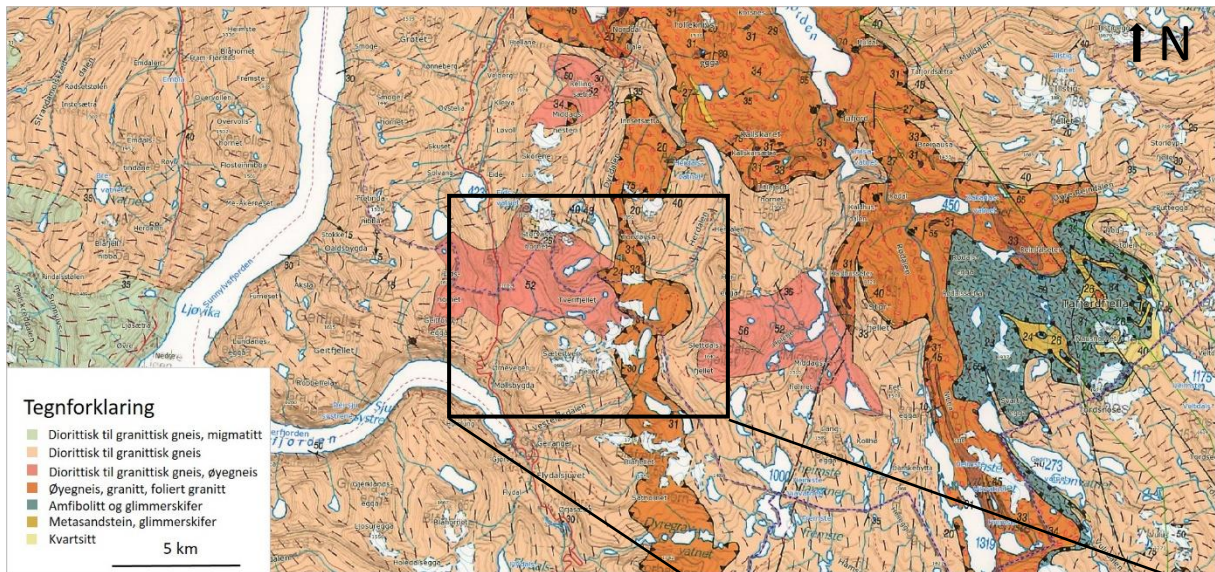


Figur 2.3: Til venstre: Oversikt over studieområdet sett mot nordøst. Gråsteindalen svinger til venstre på bildet, og den hengende sidedalen med Grandevatnet oppe i høyre hjørne. Korsmyra og starten på Ørnevegen kan sees nede i venstre hjørne. Foto: Rønneberg og Loftesnes (2009).

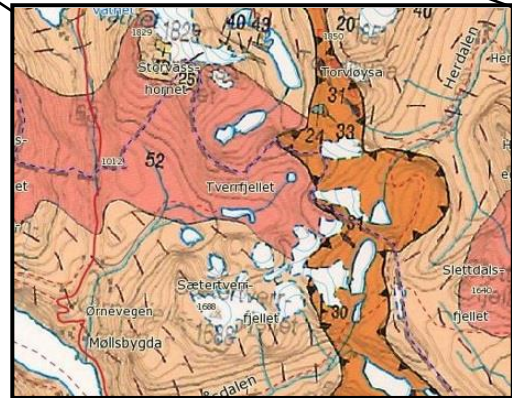
2.1.2 BERGGRUNNSGEOLOGI

Møre og Romsdal består av prekambriske bergarter som utgjør det som kalles den vestre gneisregionen, og er sammensatt av dyp- og overflatebergarter av proterozoisk alder (1700-900 Ma) (Sollid & Nordgulen 2013). Den vestre gneisregionen strekker seg fra Sogn i sør til Nord-Trøndelag i nord (Nordgulen & Andresen 2013). Størstedelen av berggrunnen i gneisregionen består av ulike typer gneiser, granittiske gneiser og migmatitter som gjennomgikk kraftig omdanning da Laurentia og Baltika kolliderte. Trolig har hele gneisregionen blitt skjøvet i forhold til det fennoskandiske skjoldet øst for den kaledonske fjellkjeden (Nordgulen & Andresen 2013).

Eklogitter og kvartsitter ble omdannet til båndede gneiser under den påfølgende hevingen etter den kaledonske fjellkjedefoldingen. Eklogitter og gabbroer kan også forekomme i den vestre gneisregionen, hvorav den sistnevnte har blitt kartlagt flere steder på ytre Sunnmøre. Grunnfjellet ble omdannet til ulike typer gneiser og migmatitter. Flere metamorfe bergarter, som gneis og amfibolitt, kan observeres i studieområdet og rundt, i likhet med gneis med granittisk til granodiorittisk sammensetning, med et høyt innhold av kvarts, mikroklin, plagioklas, biotitt og hornblende (Brueckner 1977; Brueckner 1979). Gråsteindalen og sidedalen består av diorittisk til granittisk gneis, migmatitt og øyegneis. En bergartsgrense krysser midt gjennom Gråsteindalen og gjennom Litlekupa. Trygghola og Namnlauskupa består hovedsakelig av øyegneis, og skiller seg ut fra Trollkupa og deler av Litlekupa som består av diorittisk til granittisk gneis. observeres gneiser med en stripet eller båndet struktur av lyse og mørke lag. I tillegg er det en høy forekomst av granittisk og diorittisk gneis, og stedvis øyegneis.



Figur 2.4: Berggrunnskart over Stranda kommune og Norddal kommune. Nærbilde av studieområdet er innrammet til høyre. En bergatsgrense deler studieområdet i to. Berggrunnen i Gråsteindalen og sidedalen består av diorittisk til granittisk gneis, migmatitt og øyegneis. Den svarte linjen med trekkanter mellom bergartene representerer skyveggen. Modifisert fra NGU (2017b).



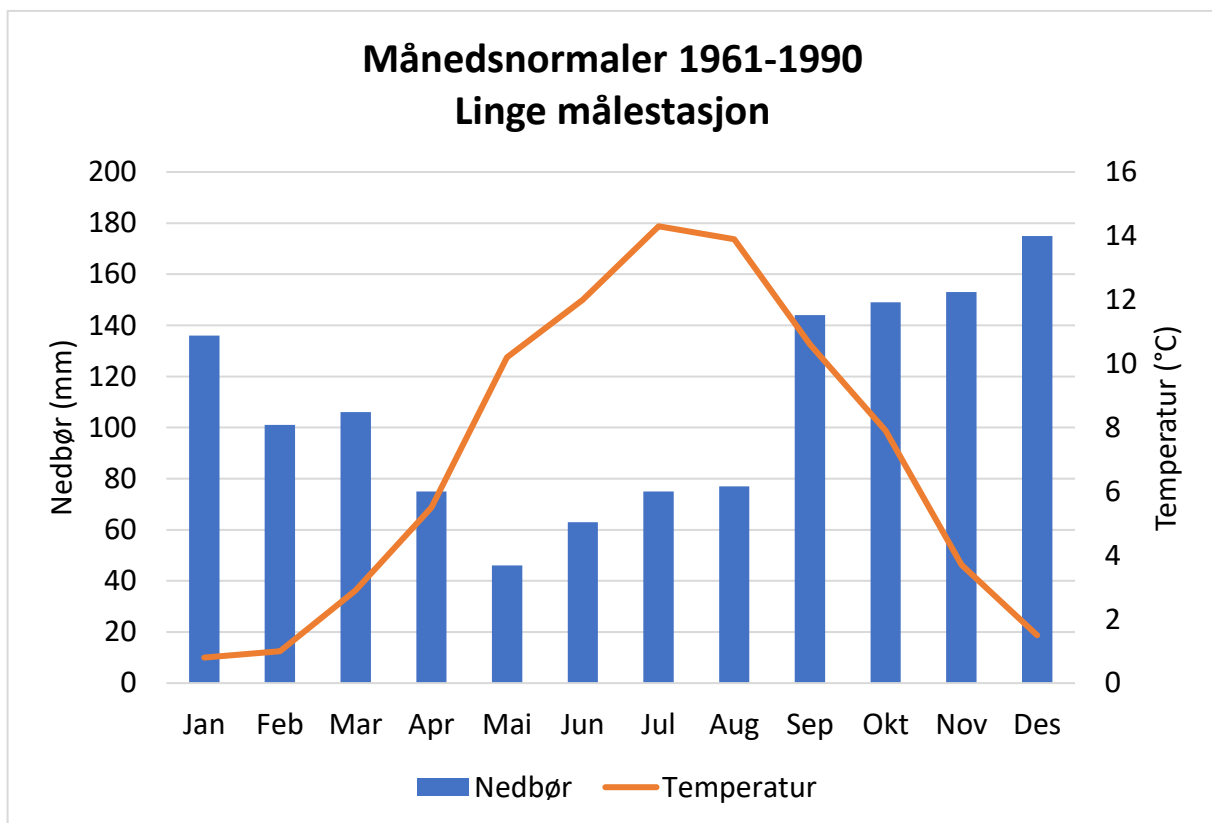
2.1.3 KLIMA

Høye fjell og smale fjorder på indre Sunnmøre påvirker klimaet i stor grad og medfører lokale variasjoner i både nedbør, temperatur og vindretning. Studieområdet har et klima som er en kombinasjon av et fuktig kystklima og et tørt innlandsklima (Bele & Norderhaug 2008). Nærmeste målestasjoner i drift er på Linge (stasjonsnr. 60650) og i Tafjord (stasjonsnr. 60500) i Norddal kommune nord for studieområdet (tabell 2.1). eKlima har tilgjengelig nedbørsstatistikk fra Geiranger målestasjon i perioden 1961-1990, men har ikke tilstrekkelig med målinger for gjennomsnittstemperatur (eKlima.no 2017b).

Tabell 2.1: Målestasjoner i nærheten av studieområdet (eKlima.no 2017a).

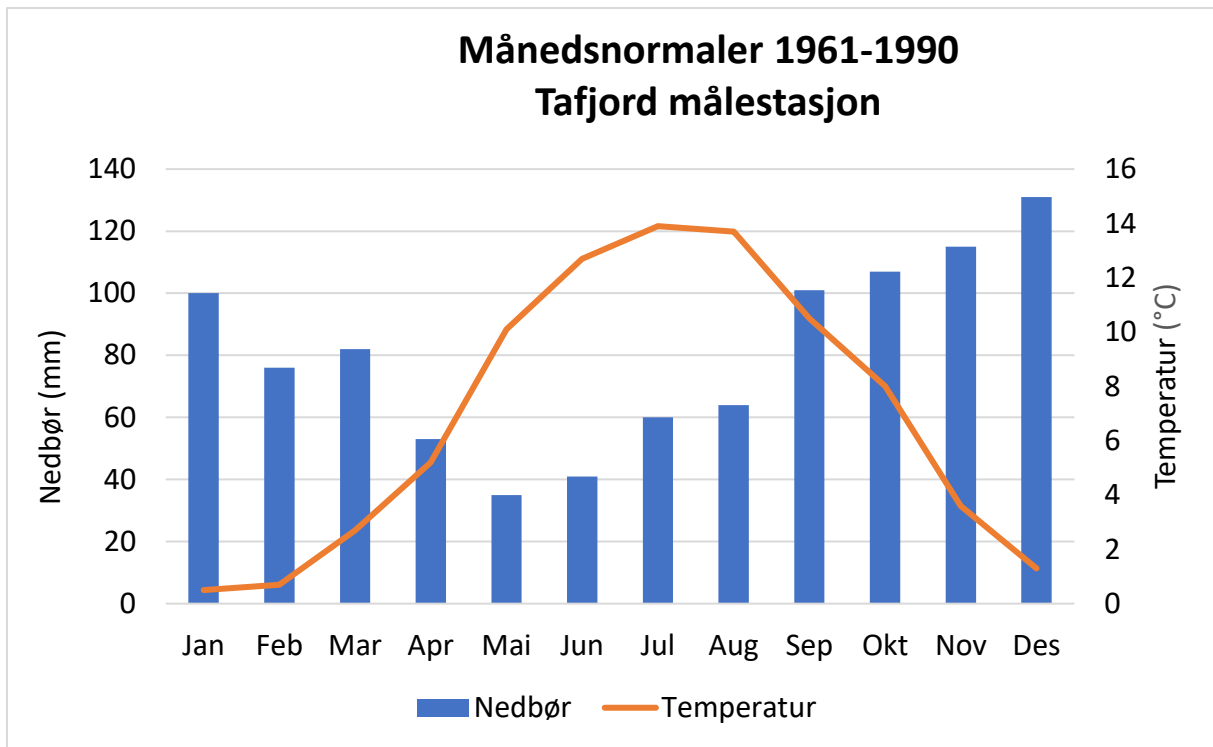
Stasjonsnr.	Stasjon	I drift fra	I drift til	m o.h.	Kommune
60650	Linge	1961	34	-	Norddal
60500	Tafjord	1925	11	-	Norddal
60400	Norddal	1895	28	-	Norddal
60300	Geiranger	1903	419	2005	Stranda

Temperaturmålinger registrert på målestasjonene på Linge og i Tafjord viser at gjennomsnittstemperaturen var henholdsvis 7,1 °C og 6,9 °C i tidsperioden 1961-1990 (figur 2.5 og 2.6) (eKlima.no 2017b). Gjennomsnittstemperaturen i 2015 og 2016 ved Linge målestasjon ble estimert til å være 4,2 °C og 4,0 °C (yr.no 2017a), og ligger på samme nivå ved Tafjord målestasjon (yr.no 2017b). Lokale variasjoner i nedbør og temperatur skyldes høydeforskjeller og skiftende topografi og vil dermed gi ulike målinger over korte avstander. Fjordene på indre Sunnmøre er relativt varme og temperaturen minker sakte med høyde over havet. Om vinteren kan temperaturen på Sunnmøre øke betydelig på grunn av fønvind, og spesielt Tafjord på indre Sunnmøre har rekord med høyeste maksimumstemperatur i vintermånedene.



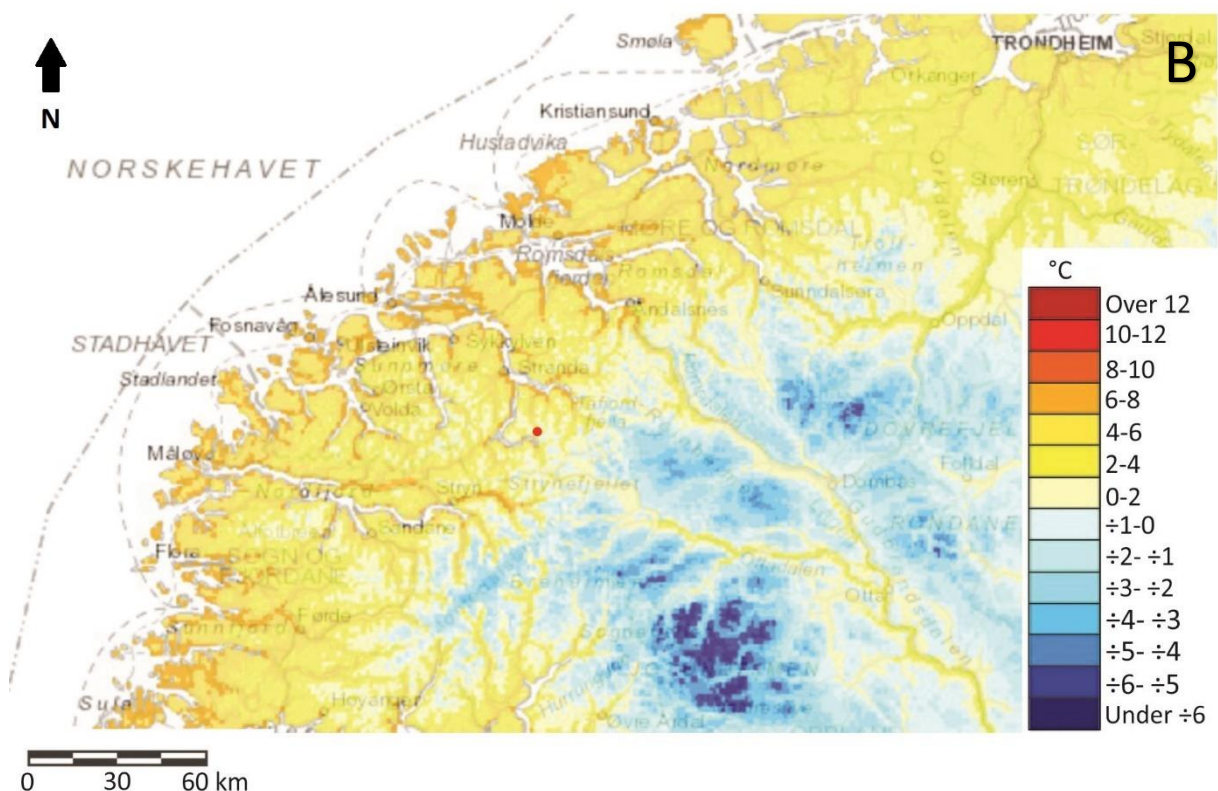
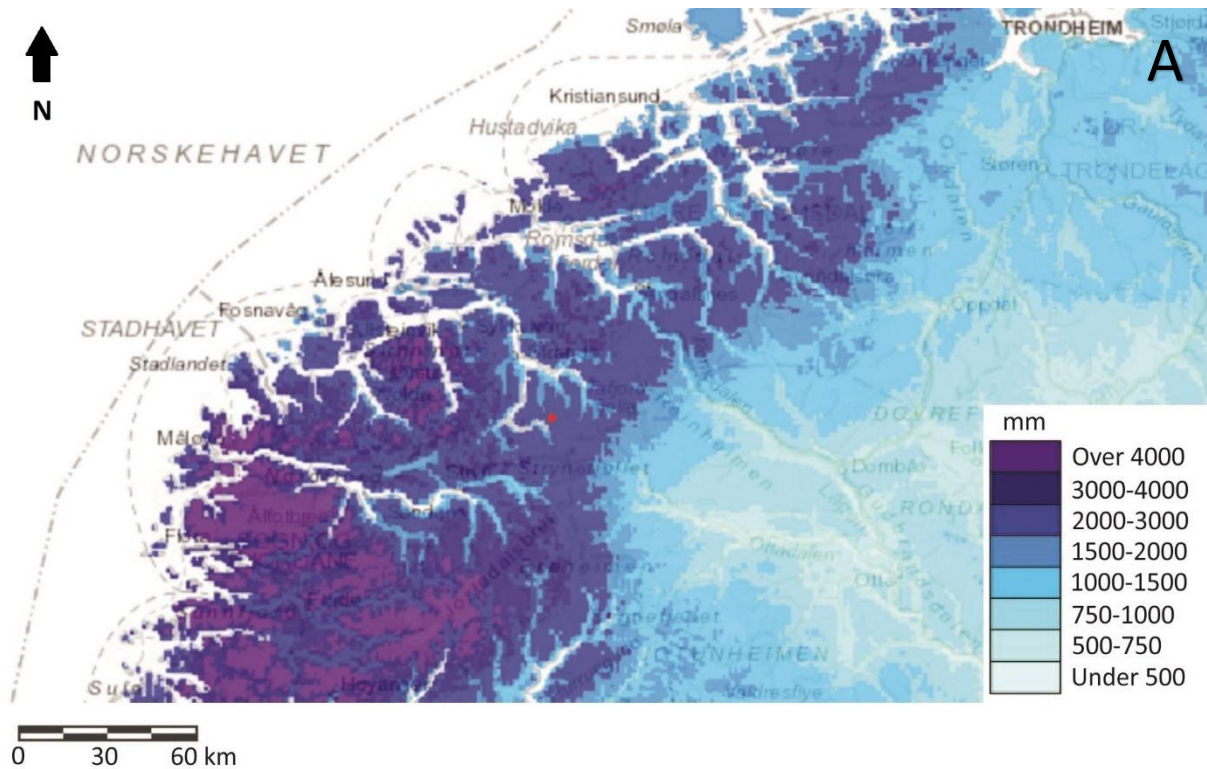
Figur 2.5: Månedsnormaler 1961-1990 for nedbørsmengde og gjennomsnittstemperatur for Tafjord målestasjon (11 m o.h.).

Nedbørsmengden vil minke og nedbørsfordelingen vil variere desto lenger inn i landet man beveger seg. Figur 2.7 viser normal årstemperatur og årsnedbør for Møre og Romsdal i perioden 1961-1990.



Figur 2.6: Månedsnormaler 1961-1990 for nedbørsmengde og gjennomsnittstemperatur for Linge målestasjon (34 m o.h.)

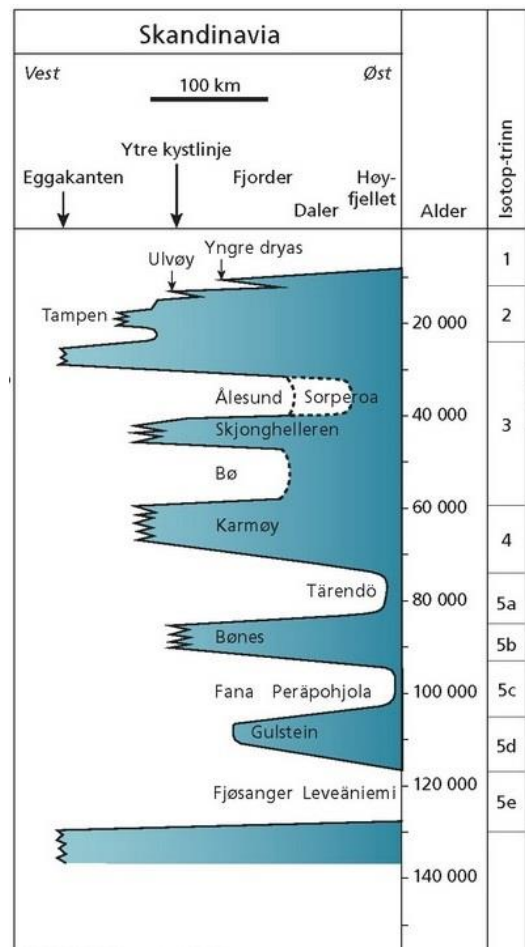
Botnene i Gråsteindalen og sidedalen har ulike orienteringer, noe som vil gi ulike værpåvirkninger. Trygghola er den eneste botnen som er sørvest-vendt og er mer utsatt for vær og vind, siden åpningen til Gråsteindalen er mot Geirangerfjorden i sørvest. I tillegg bidrar varm luft fra Geirangerfjorden til at de nærmeste fjellområdene er varmere enn høgfjellsområdene lenger inn i landet. Trygghola ligger åpent til og får høyere innstråling av sollys og indirekte ved utstråling av varme fra fjell og skyer enn de tre andre botnene (Nesje 2012). Trollkupa, Littlekupa og Namnlauskupa er nord- og nordvest-vendte og ligger i le for de nedbørsførende vestlige vindene. Det vil føre til stor snøakkumulasjon og mindre ablasjon. Vindtransport av snø fra omkringliggende dalsider og breer bidrar til tilførsel av snø på botnbreene.



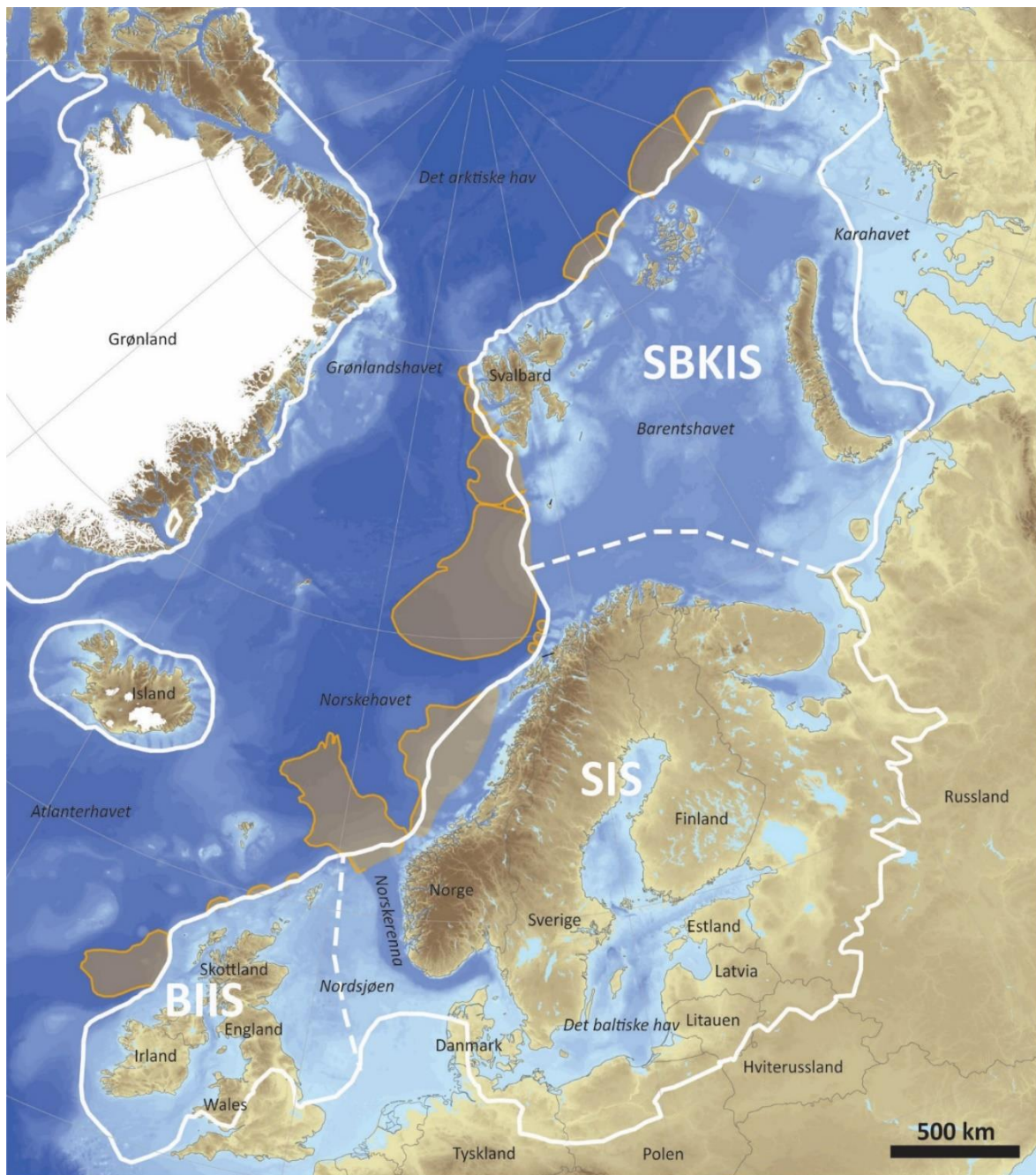
Figur 2.7: A: Normal årsnedbør (mm) for normalperioden 1961-1990. Rød prikk på begge kartene markerer studieområdets beliggenhet. Kart hentet og modifisert fra SeNorge (2017a). B: Normal årstemperatur (°C) for normalperioden 1961-1990. Kart hentet og modifisert fra SeNorge (2017b).

2.2 Glasiasjonshistorie

Kvartær omfatter de siste 2,6 Ma og karakteriseres av sykliske svingninger i klimaet, havnivåendringer og flere nedisninger. Lange kalde perioder, istider (glasialer), ble avløst av kortere mellomistider (interglasialer). Perioden kvartær deles inn i to epoker, pleistocen (2,6 Ma-11,7 ka) og holocen (11,7 ka-nåtid). Istider og mellomistider er delt inn i marine isotoptrinn (eng.: *MIS – marine isotope stages*). Isotoptrinnene går mer enn 5 Ma tilbake i tid. I kvartær skiller man mellom kalde og varme perioder ved å studere oksygenisotoper i dyphavssedimenter og dermed kunne inndele i isotoptrinn. Weichsel (MIS 2, MIS 3, MIS 5a-d) er navnet på den siste istiden (117-11,7 ka, figur 2.8) hvor innlandsisen dekt hele Skandinavia (Mangerud et al. 2011). Innlandsisen var på sitt tykkeste nær Sveriges østkyst hvor den var nesten 3000 m (Bargel et al. 2007). I en periode utgjorde det skandinaviske isdekket, sammen med isdekket over de britiske øyer og isdekket over Svalbard, Karahavet og Barentshavet, ett stort isdekke kalt det eurasiske isdekket (Hughes et al. 2016). Hughes et al. (2016) har utarbeidet en serie med kart som illustrerer isutbredelsen til siste istid, basert på dateringer fra flere publiserte studier (figur 2.9). Det er blitt utført flere arbeider med fokus på isavsmeltingshistorien på Mørkysten, Romsdal, Strynefjellet, og i områdene mellom Nordfjord og Geiranger. De tidligste kvartærgeologiske kartleggingene av Sunnmøre begynte så tidlig som i 1870-1880-årene (Gjelsvik 1951).



Figur 2.8: Glasiasjonskurve for det skandinaviske isdekket under siste istid. Navnene i kurven til venstre representerer stadialer og interstadialer på Vestlandet hvor det er gjort funn av lignende sedimenter. I tillegg står marine isotoptrinn oppgitt i kolonnen til høyre. Ålesund og Skjonghelleren er markert i kurven. Modifisert fra Vorren og Mangerud (2013).



Figur 2.9: Utbredelsen til det eurasiske isdekket under siste glasiiale maksimum (eng.: LGM - last glacial maximum) for ca. 20 ka. Det skandinaviske isdekket (SIS), isdekket over de britiske øyer og Irland (BIIS), og isdekket over Svalbard, Barentshavet og Karahavet utgjorde det store isdekket. Modifisert fra Hughes et al. (2016).

2.2.1 TIDLIG OG MIDT-WEICHSEL

I tidlig weichsel (marine isotoptrinn 5a-d) var utbredelsen til isdekket begrenset og var betydelig mindre enn isdekket over Karahavet i nord. Etter funn av marine skjell i områdene i og rundt Ålesund, konkluderte Mangerud et al. (1979) og Mangerud et al. (1981) med at store deler av kyststrøkene på Sunnmøre var isfrie i midt-weichsel, ca. 28-38 ^{14}C ka. Mangerud argumenterer videre at det har blitt gjort funn av minst to typer interstadiale sedimenter som

kan underbygge dette. Denne isfrie perioden har fått navnet ålesundinterstadialen og varte i 4000 år (Mangerud et al. 1979; Mangerud et al. 2003). I Ålesund og områdene langs kysten har deglasiasjonen trolig startet før 12 ka, basert på en C^{14} -datering fra samme område (Sollid & Sørbel 1979; Mangerud et al. 1981).

2.2.2 SEN-WEICHSEL

Under siste glasiiale maksimum i weichsel (LGM, ca. 20 ka) lå isfronten til det skandinaviske isdekket helt framme med eggakanten utenfor kysten av Møre og Romsdal, og strakte seg sørover til Nord-Tyskland og Polen (Mangerud et al. 2011). Det har blitt funnet spor etter to varme perioder, interstadialer, i sen-weichsel, bølling (15,7-14,3 ka) og allerød (14-12,8 ka). Radiokarbondateringer av skjell fra Aure i Sykkylven indikerer at kyststrøkene på Sunnmøre var isfrie i allerød interstadial (14-12,8 ka) (Reite 1967).

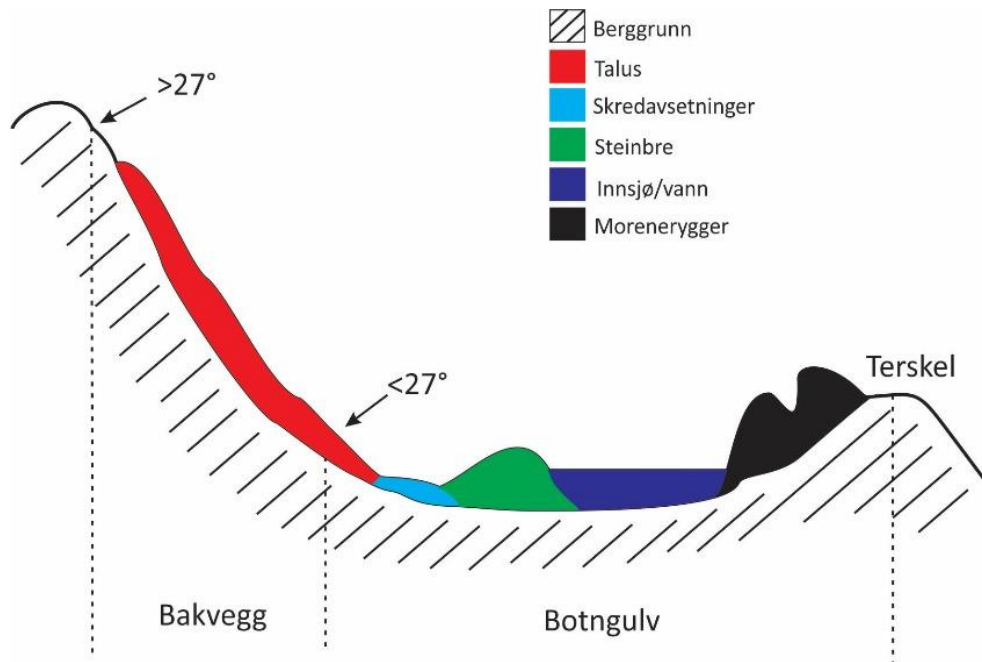
Yngre dryas (12,8-11,7 ka) er en stadial i sen-weichsel og markerer en periode med kaldt klima og ekspanderende innlandsis i Norge, med store fremrykk spesielt på Vestlandet. Lohne et al. (2007) mener isfremrykket i yngre dryas er eldre enn hva andre studier tilsier, og at det kan ha skjedd så tidlig som i allerød (14-12,8 ka). Under yngre dryas var store områder langs kysten isfrie, deriblant flere øyer på ytre Sunnmøre, og morener kan kartlegges nesten langs alle fjorddistriktene (Mangerud et al. 2016). Spesielt fra Nord-Trøndelag og nordover gjennom Nordland er ikke moreneryggene like markerte som på Vestlandet og i Troms og Finnmark (Andersen et al. 1995). Reite (1963) skrev om istidshistorie på Sunnmøre, og la vekt på at det var lokalglasiasjoner i høgfjellene og dannelse av randmorener fra botnbreer. Det ble argumentert for at store deler av Sunnmøre ikke var dekket av innlandsis i yngre dryas, men heller preget av lokalglasiasjon i høgfjellene. På Sunnmøre observerte Strøm (1956) og Andersen et al. (1995) fremtredende sidemorener i dalsidene ved Geirangerfjorden. Aarseth et al. (1997) skrev om randavsetninger fra yngre dryas som var observert i fjorder i Rogaland og nordover til Møre og Romsdal. Seismostratigrafien i morenerygger viser variasjoner i størrelse og interne strukturer, noe kan brukes til å avgjøre hvordan isdynamikken og sedimentasjonsprosesser foregikk i fjordene i yngre dryas (Aarseth et al. 1997). Seismiske profiler fra Geirangerfjorden avslører store mengder skredmateriale avsatt over morenemateriale fra da det en bre dekte Geirangerfjorden. Nær møtepunktet mellom Geirangerfjorden og Synnlyvsfjorden fant Aarseth et al. (1997) mer enn 80 m med glasimarine sedimenter avsatt på fjordbunnen.

De ytre delene av Møre og Romsdal ble trolig isfrie allerede før yngre dryas (Sollid & Sørbel 1979). Vie (2012) kartla Grødalen på Nordmøre for å rekonstruere isavsmeltingsforløpet i området. Studiet gav resultater som taler for at dalen var isfri tidlig i yngre dryas ettersom ^{14}C -datering av bunnsedimenter fra ei myr gav en alder på 12,5 ^{14}C ka. Østergaard (2013) har kartlagt hoveddalen Sunndalen, paralleldalen til Grødalen, og utarbeidet en isavsmeltingskronologi med en rekonstruksjon av isutbredelsen for fire trinn i dalføret. Radiokarbondateringene til Vie (2012) ble brukt til en indirekte datering av avsetningene som ble kartlagt av Østergaard (2013) i Sunndalen. Vikestrand (2016) kartla Vermedalen og Langfjelldalen i indre deler av Romsdal og Sunnmøre, og rekonstruerte deglasiasjonsforløpet til dalbreene som eksisterte i yngre dryas.

2.3 Utvikling av glasiale botner

2.3.1 DEFINISJON

Botner kan dannes på flere måter og er ikke nødvendigvis knyttet til glasiale prosesser, men kan være resultat av blant annet fjellskred. Botner dannet av glasial erosjon, derimot, er skålformede forsenkninger i fast fjell med bratte fjellsider rundt og er typiske for et alpint landskap. For at en botn skal kunne klassifiseres som en landform, ifølge Evans og Cox (1974), bør botngulvet ha en helning mindre enn 20° og bakveggen bør ha en helning på $31\text{--}36^\circ$. De klassiske botnene (figur 2.10) har en terskel av fast fjell ytterst og et lite vann, en botnsjø, liggende i den dype botnen (Trømborg 2006). Ved overfordypning av botner vil det typisk samle seg vann i botnbunnen. Endemorener kan ofte finnes ved terskelen ytterst i botnen.



Figur 2.10: Den klassiske botnen med overfordypning og terskel ved munningen. Modifisert fra Barr og Spagnolo (2015)

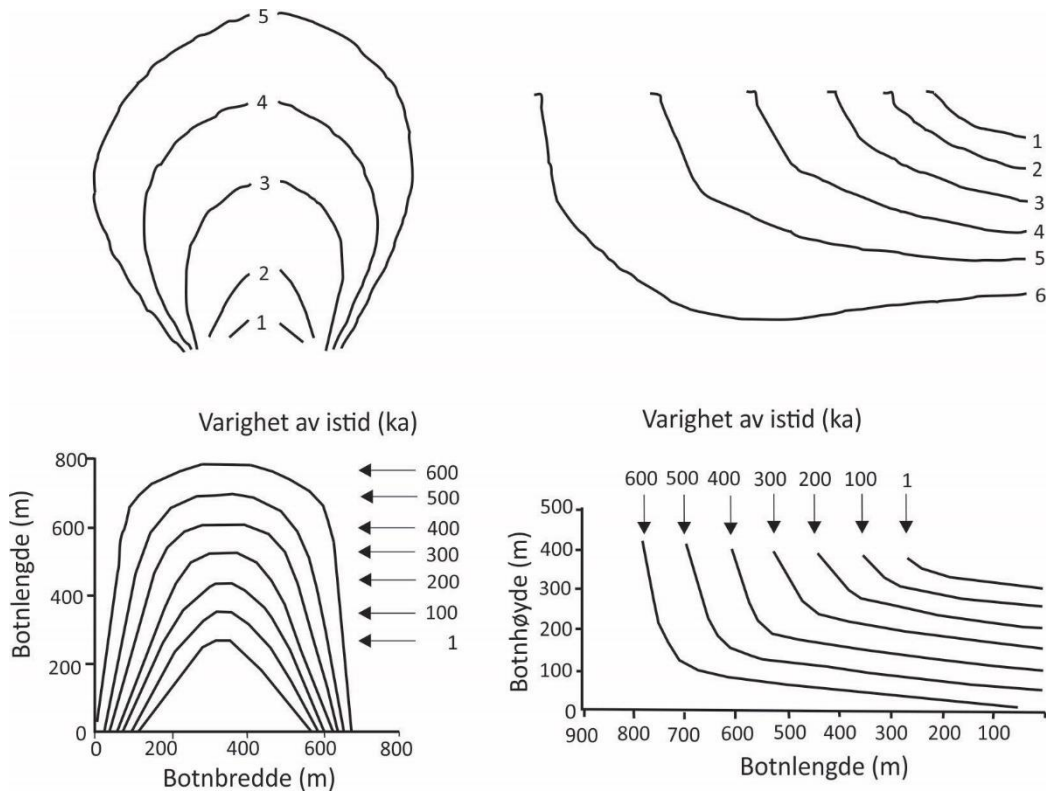
2.3.2 BETINGELSER OG PROSESSER VED BOTNDANNELSE

Dannelsen av botner kan ta titusener til hundretusener av år, basert på rekonstruksjoner av erosjonsrater til botnbreer (figur 2.11) (Larsen & Mangerud 1981), og er en sammensatt prosess (Evans 2006). Likevektslinjen (eng.: *ELA – equilibrium line altitude*) til en bre er en teoretisk linje som markerer grensen mellom ablasjons- og akkumulasjonsområdet når netto massebalanse er lik null. Det vil forklares mer om likevektslinjer i delkapittel 3.3. Betingelsene for botndannelse er mest optimale når den årlige snølinjen ligger i tilsvarende eller lavere høyde enn botnbunnen. Klimatiske forhold, som for eksempel sommertemperatur og vinternedbør, styrer høyden til likevektslinjen og avgjør om breer kan vokse og være i stand til å erodere i berggrunnen. Tre av botnene i studieområdet er nord- eller nordvest-vendte, mens den fjerde botnen er vendt mot sørvest. De nord- og nordvest-vendte botnene ligger lavere og har brattere bak- og sidevegger enn den grunnere sørvest-vendte botnen. Orienteringen til botnene har stor betydning for eventuelle botnbreers massebalanse og videre botnutvikling.

Temperaturregimet i bresålen er avgjørende for om breer vil kunne erodere på underlaget og være kapable til å forme og endre landskapet. Faktorer som styrer temperaturen i breer er: (1) energiutveksling mellom breoverflaten og atmosfæren, (2) geotermal varme ved bresålen, (3) friksjonsvarme dannet ved intern deformasjon, basal glidning, eller ved deformasjon av underliggende sedimenter (Benn & Evans 2010b). Tempererte breer, hvor isen i bresålen er på

trykksmeltepunktet, beveger seg på underlaget ved enten basal glidning eller indre bevegelse, eller ved en kombinasjon av de nevnte brebevegelsene (Nesje 2012). Et vannlag vil dannes ved bresålen på grunn av geotermal varme og friksjonsvarme. Dette vannlaget vil redusere friksjonen og øke brebevegelsen, og dermed øke breens erosive egenskaper. Abrasjon langs bresålen vil øke betydelig av subglasialt smeltevann i ablasjonssesongen, da dette vil gi økt glidning langs bresålen (Hooke 1991).

Dannelse av botner skjer i hovedsak på grunn av både breerosjon, trykkavlastning og ulike nivasjonsprosesser (Benn & Evans 2010b). Selve botndannelsen begynner som regel under snøfonner. Under snøfonner vil smeltevann infiltrere berggrunnen i sprekker og sprekkesystemer. Smeltevannet vil fryse og ekspandere med inntil 10 %, noe som resulterer i at bergartsfragmenter sprenges løs og transporteres vekk med smeltevannet fra snøfonna. Ved overgang til breis vil erosjonsraten øke og den vertikale og horisontale utvidelsen av botnen vil effektiviseres. En vertikal utgravning skjer ved abrasjon og plukking langs bresålen og en overfordypning på grunn av en rotasjonsbevegelse (Sulebak 2007). Tilbakeskridende erosjon skjer i hovedsak ved en kombinasjon av mekanisk forvitring og massebevegelse (Benn & Evans 2010a). Flere istider er svært gunstig for videre botnutvikling. Når botnbreene er små og sideveggene og bakveggen er eksponert, vil frostforvitring bidra til økt horisontal utvidelse av botnen. Forvittringsmaterialet vil samle seg der hvor botngulvet møter veggene. Botnbreer vil ikke være i stand til å transportere bort materiale før de har vokst seg større. Økningen i lengde, bredde og dybde varierer, men i all hovedsak er det botnlengden, og ikke botnbredden, som utvikles raskest (Benn & Evans 2010a).



Figur 2.11: Utviklingen av botner. Nummereringen representerer ulike faser i botnutviklingen, men kan ikke relateres direkte til Evans og Cox (1995) sin klassifisering av botner. Modifisert fra Barr og Spagnolo (2015).

Beliggenheten til botnbreen i forhold til solinnstråling og vindretning har en sentral rolle med tanke på issmeltingen. Botnbreer som ligger på lesiden av for både med hensyn til solinnstråling og fremherskende vindretning i akkumulasjonssesongen, vil ha bedre vilkår enn andre breer og dermed mer langvarig erosjon. Det er gjort flere forsøk på å kalkulere erosjonsraten for ulike bretyper i Norge. Ulike studier har ved hjelp av konsentrasjonen av sedimenter i smeltevann estimert erosjonsraten til botnbreer i Norge til å være rundt 0,2-0,6 mm/år (Benn & Evans 2010a).

2.3.3 MORFOLOGI

På grunn av store variasjoner i form og utviklingsgrad, er det utviklet en klassifisering (Evans & Cox 1995);

- Grad 1: Klassiske botner: «lærebokeksempel»
- Grad 2: Veldefinerte botner
- Grad 3: Entydige
- Grad 4: Dårlig utviklede botner
- Grad 5: Lite definert botn: bratt botnbunn, ingen tydelige vegger

I tillegg til grad av utvikling defineres botner vekt på morfologi (Benn & Evans 2010a):

- 1) Enkle botner – *markerte og separate skålformer*
- 2) Sammensatte botner – *den øvre delen består av to sammenvokste botner av noenlunde lik størrelse*
- 3) Botnkomplekser – *hvor de øvre delene av komplekset består av flere enn to sammenvokste sidevegger*
- 4) Trappebotner – *to eller flere botner ligger ovenfor hverandre*
- 5) Botntrau – *botnen markerer den øvre enden til et trau*

3 METODER

Dette kapittelet vil ta for seg metodene som ble brukt under studien for å samle inn data. Det er lagt stor vekt på kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging, samt eksponeringsdatering og rekonstruksjon av paleo-likevektslinjer. I tillegg fremstilles måleinstrumentene som ble brukt.

3.1 Kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging

3.1.1 KARTLEGGING AV LØSMASSER OG LANDFORMER

For å kunne identifisere løsmasser og landformer i studieområdet og utarbeide en deglasiasjonshistorie er det nødvendig å gjennomføre kvartærgeologisk kartlegging av området. Et kvartærgeologisk kart vil vise hvilke løsmasser og landformer man finner i studieområdet og dermed gi en god indikasjon på hvilke prosesser som har vært og er aktive i feltområdet og hvilke agenser som står bak dannelsen av disse.

Kartleggingsarbeidet ble gjennomført i tre omganger, i august (24.-29.) og september (12.-18.) i 2016 og 14.-16. august 2017. I tillegg ble 8. august sommeren 2016 brukt til observasjon i felt med veileder. Stratigrafien i området ble nærmere undersøkt ved å lage snitt i løsmasser. Utstyr som ble brukt under kartleggingen var schmidthammer, spade, meterstokk, kompass, GPS, flyfoto, og topografiske kart. Kartleggingen er gjort med vekt på NGUs standard for tegn- og fargekoder til kvartærgeologiske kart. Det kvartærgeologiske kartet som skal lages vil vise utbredelsen av ulike avsetninger ut fra deres dannelsesmåte, altså siste avsettende agens. I forkant av feltarbeidet ble flyfoto fra Norsk Luftfoto og Fjernmåling (NLF), utgitt av Fjellanger Widerøe AS i 1994, brukt for å få en oversikt over studieområdet før videre kartlegging i felt. Flyfoto nr. P25-P29 og Q26-Q29 (dekning 5240, svart/hvitt) med målestokk 1: 40 000 ble studert i et speilstereoskop for å studere landformer tredimensjonalt. I tillegg ble nyere flyfoto i 3D brukt (Geodata 2015). Dette forarbeidet var nyttig da det var områder i studieområdet som krevde nøyere kartlegging enn andre.

Gråsteindalen er en smal dal med bratte fjellsider, hvilket medfører at deler av området er skyggelagt på flyfotoer. Dette vanskeliggjorde forarbeidet, da det ikke var mulig å studere enkelte områder like nøyaktig som andre. Men på den andre siden var det mulig å studere landformene nøye, da størsteparten av studieområdet ligger over tregrensen. Undersøkte

landformer og løsmasser i felt ble beskrevet, tolket og fotografert. Viktige landformer og interessante funn ble markert som punkter eller linjer på et kart ved hjelp av en Garmin 60 CSX GPS med en nøyaktighet på ± 3 m. Bilder ble tatt med Microsoft Lumia 640 og iPhone 5S, i tillegg ble bilder mottatt fra veileder og feltassistenter.

GLASIALE LANDFORMER, LØSMASSER OG EROSJONSFORMER

Morene (glasigent materiale) er sedimenter som er transportert og avsatt direkte av en isbre. Sammensetning og rundingsgrad til morenemateriale kan variere og avhenger av kildemateriale, transportlengde og tilstedeværelse av vann (Nesje 2012). Morene består i hovedsak av blokker, steiner, grus, sand, silt og leire, og er typisk dårlig sortert eller usortert. Transporten av dette materialet kan foregå langs bresålen (subglasialt), inne i isen (englasialt) eller på isens overflate (supraglasialt). Moreneformer deles inn i flere undergrupper ut ifra hvor morenematerialet avsettes ved breer; bunnmorene, sidemorene, endemorene, midtmorene. Ablasjonsmorene er en type morenemateriale som består av løsmasser fra breers overflate eller såle. Ablasjonsmorene kan observeres som en hauget og rotete overflate og avsettes når breer blir dynamisk inaktive.

Randmorene er en landform og består av morenemateriale som avsettes ved brefronten, hvor sedimenttilførselen er størst, og ligger både parallelt med og på tvers av brebevegelsesretningen. Disse avsetningsformene kan dannes ved brefremrykk eller stagnasjon av brefronten over lengre tid. Ved langvarig stagnasjon av brefronten vil markerte randmorener dannes, og kan i beste tilfelle følges rundt store deler av breens ablasjonsområde (Sulebak 2007). Disse moreneformene kan være tydelige i terrenget eller opptre som usammenhengende/avkuttete rygger. Randmorene brukes som et samlebegrep på to ulike typer randmorene, endemorene og sidemorene. *Endemorene* dannes når isbreer rykker frem og skyver opp materiale i store, sammenhengende rygger ved brefronten. *Sidemorene* dannes langs bresiden og under likevektslinjen. Sidemorener kan ikke dannes over likevektslinjen til en bre, da strømningslinjene er rettet innover mot sentrum av isen (Sulebak 2007).

Isskuringsstriper er streker eller striper på berggrunnsflater og dannes som følge av abrasjon av underlaget, med tilstedeværelse av slipemateriale. Disse ablasjonsmerkene fungerer som en indikator på isbevegelsesretning, da skuringsstripene vil være parallelle med isstrømmen. Isskuringsstriper kan krysse hverandre og vil dermed indikere ulike isbevegelsesretninger.

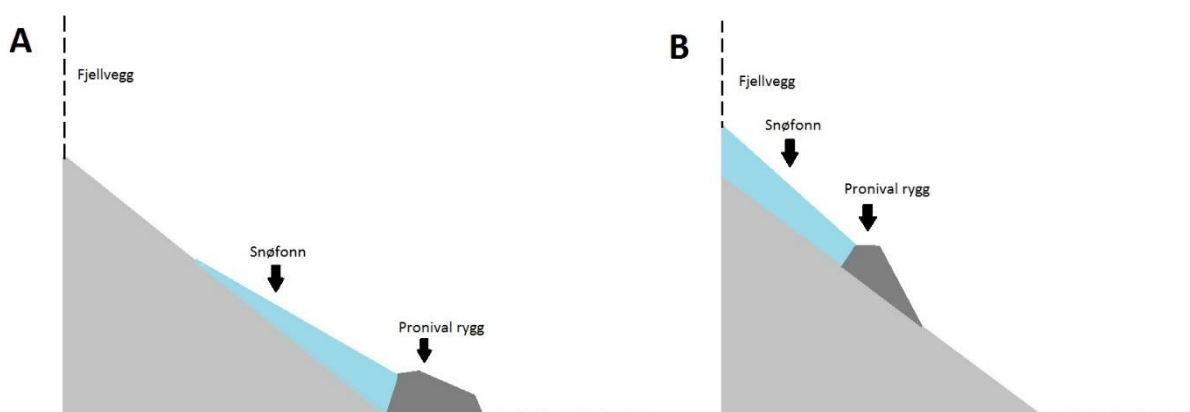
GLASIFLUVIALE LØSMASSER

Breelvmateriale er glasifluvialt materiale som er transportert og avsatt av isbreers smeltevann. Breelvsletter er avsetninger som dannes foran breer. En slik breelvslette kan bygges opp svært hurtig eller over lang tid foran breer hvor det er vekslende vannføring og tilgang på materiale med kornstørrelse stein, grus, sand, silt og leire. Vannføringen til breelvene varierer gjennom året og smeltevannselvene skifter ofte løp på breelvslettene.

Dødisgroper, også kalt grytehull, er sirkulære forsenkninger i terrenget, dannet etter at begravde isrester har smeltet. Dekket av løsmasser har forhindre at isen har kunnet smelte. Disse forsenkningene kan være noen få meter til flere titalls meter dype, og kan i noen tilfeller være vannfylte.

PERIGLASIALE PROSESSER OG LANDFORMER

Pronivale rygger (eng.: pronival ramparts) er periglasiale landformer som dannes nær eller i en talusskråning nedenfor ei snøfonn som har ligget stabilt over en lengre periode (Shakesby et al. 1995; Shakesby 1997; Matthews et al. 2011). Ryggene dannes når blokker og steiner fra steinsprang glir, ruller eller spretter nedover dalsider og over snøfonner, og samles på nedsiden av snøfonner (figur 3.1) (Shakesby et al. 1995). Materialet i pronivale rygger vil dermed kunne ha samme karakteristikk som skredmateriale. Over tid vil skredmaterialet danne en langsgående terrasse i dalsiden som kan bli flere meter høy og flere titalls meter lang.



Figur 3.1: Forenklet skisse av dannelsen av pronivale rygger. (A) pronival rygg ved foten av en talusskråning og (B) pronival rygg liggende høyere oppe i en fjellside. Modifisert fra Hedding (2016).

Solifluksjon, også kalt jordsig eller gelifluksjon (i områder med permafrost) skjer på grunn av perioder med frysing og tining av de øverste jordlagene (Sulebak 2007; NGI 2014). Dersom jorda er frossen vil det hindre smeltevannet om våren i å trenge dypere ned, og de øverste jordlagene bli dermed overmettet på vann og svært ustabil. Det overmettede laget kan begynne å sige i et hellende terreng og danne solifluksjonstunger (Jørgensen et al. 1997). Dersom det ligger blokker på dette ustabile jordlaget vil blokkenes vekt resultere i jordsig nedover det skrånende terrenget og dannelse av en solifluksjonstunge rundt blokkene. Disse blokkene kalles pløyeblokker og er vanlige å se i områder med morenejord og blokker.

LØSMASSER

Torv og myr. Torv er jord som inneholder mer enn 40 % organisk materiale i de øvre 30 cm i jordsmonnet (Sulebak 2007). Myr har dårlig drenering og kombinasjonen av høy vannstand og rester av nedbrutte av planterester resulterer i store mengder torv. Et stort areal øst for Hesjedalshaugen og på Gråsteinsmyrane er dekket av med myr.

Skredmateriale kan observeres flere steder i dalsidene i studieområdet og er et resultat av flere typer skred; steinskred, steinsprang, snøskred og løsmasseskred. Ved steinsprang løsner stein og blokk fra fjellsider som har en helning større enn 40-45° (Sulebak 2007). Materialet som raser nedover skråningen vil samle seg i en i en rasvifte ved foten av fjellsiden (NGI 2014). I de fleste tilfeller vil disse rasviftene ha en fallsortering av materialet som har rast ned, hvor kornstørrelsen vil øke nedover i rasvifta. Ofte vil talusvifter vokse seg store ved roten av et gjel.

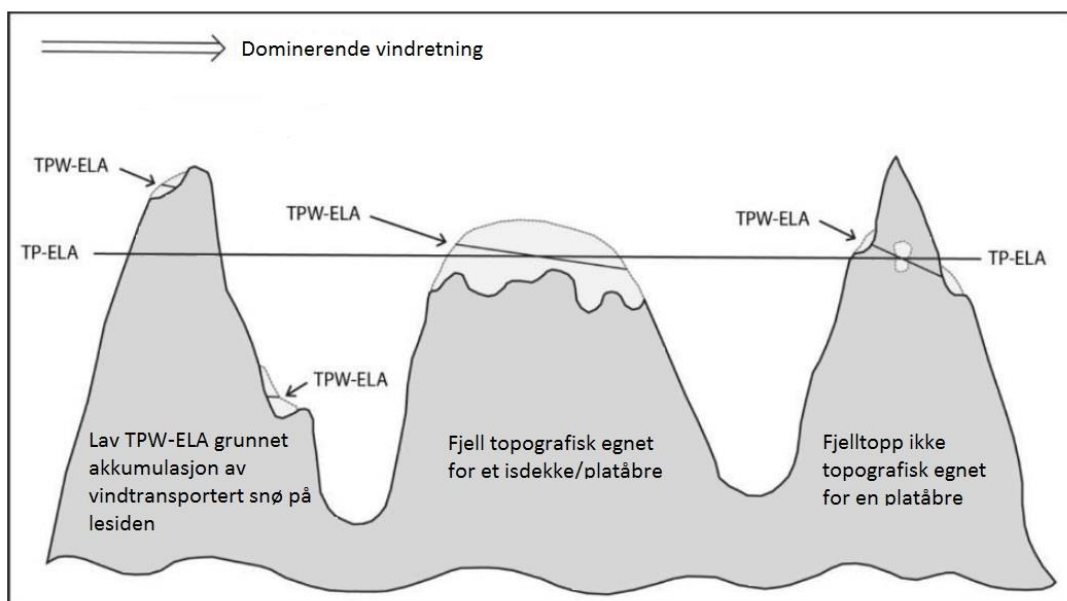
Forvittringsmateriale er løse bergartsfragmenter som er brutt løs fra fast fjell ved mekanisk forvitring og/eller kjemisk forvitring. Hvilken form forvittringsmaterialet får avgjøres av forløpet og varigheten av forvittringsprosessen (Sulebak 2007). I studieområdet er det relativt lite forvittringsmateriale, med unntak av på de høyeste toppene rundt, og materialet som er kartlagt er *in situ* og et sammenhengende dekke.

3.2 Digital presentasjon av kartlegging

ArcGIS (versjon 10.5) ble brukt for å utarbeide en digital presentasjon av resultatene fra kartleggingen. ArcGIS er et geografisk informasjonssystem (GIS) fra ESRI Software (Environmental Systems Research Institute), som benyttes til å bearbeide geografisk informasjon. ArcMap 10.5 ble brukt til å lage et kvartærgeologisk kart over studieområdet med tilhørende farge- og symbolbeskrivelser, i tillegg til å lage DEM-modeller, og modifisere kart og bilder. Data ble hentet fra Geonorge (2016) og NGU (2017a) og videre bearbeidet i ArcMap. GPS-data ble brukt under kartkonstruksjonen for å koordinatfeste punkter og linjer (f.eks. flyttblokker og morenerygger) som hadde blitt markert med GPS i felt.

3.3 Rekonstruksjon av paleo-likevektslinjer

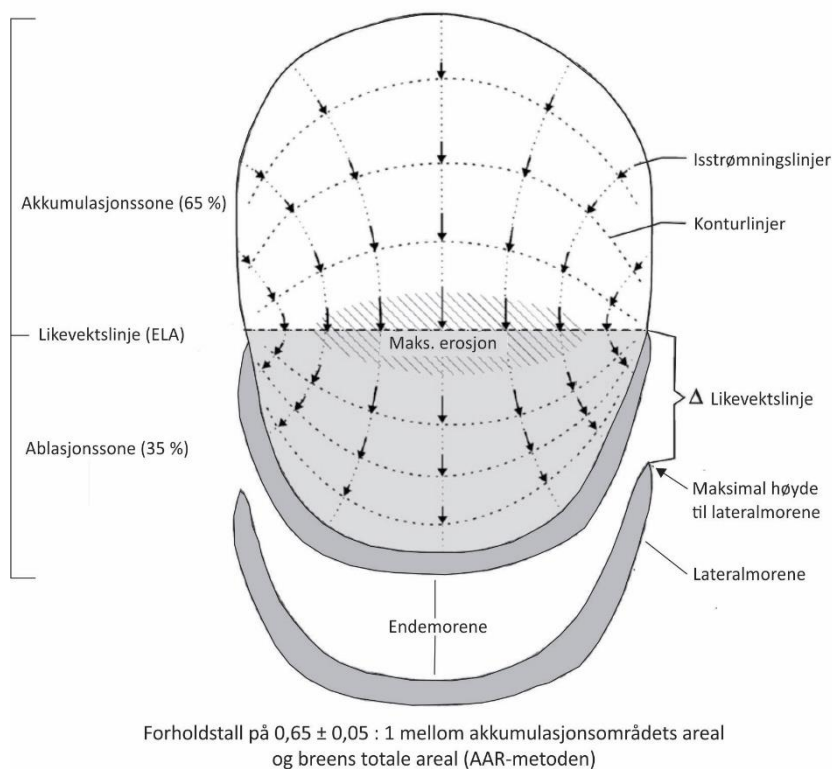
Paleo-likevektslinjer til breer kan rekonstrueres ved å se på flere faktorer. Man må kjenne til tidligere utbredelse av breer for å kunne beregne likevektslinjer, og randmorener gir en god indikasjon på dette. Side- og endemorener forteller ikke bare om isutbredelsen, men også om breens form og areal (figur 3.3). Rekonstruerte likevektslinjer kan brukes til å tolke paleoklimatiske forhold som dominerte tidligere og er en viktig proxy for klimaendringer (Benn & Lehmkuhl 2000). Likevektslinjer styres direkte av klimatiske faktorer som nedbør og temperatur. En lavereliggende likevektslinje vil representere et større akkumulasjonsområde. ELA styres av det lokale klimaet i form av sommertemperatur og vinternedbør, men også vindretning, aspekt og snøskred spiller en stor rolle (Nesje 2012). To begreper brukes for å skille mellom ELA som reflekterer vinternedbør og sommertemperaturer, TP-ELA (temperature-precipitation ELA) og TPW-ELA (temperature-precipitation-wind ELA) (figur 3.2) (Nesje & Dahl 1992). TPW-ELA gjelder spesifikt for botnbreer, da botnbreers massebalanse avhenger i stor grad av vindtransport av snø (Nesje 2012). Det er flere metoder som kan brukes for å estimere likevektslinjer, hvorav forholdet mellom akkumulasjonsområdets areal og breens totale areal (*AAR - accumulation area ratio*), og forholdstallet mellom høyeste og laveste punkt på breer (*THAR - toe-to-headwall-altitude ratio*) er hyppig brukte (Nesje & Dahl 1992; Pellitero et al. 2015).



Figur 3.2: Illustrasjon av beliggenheten til TP-ELA (temperatur/nedbør) og TPW-ELA (temperatur/nedbør/vind) på platåbreer og botnbreer. Modifisert fra Dahl og Nesje (1992).

3.3.1 FORHÅNDSTALL MELLOM AKKUMULASJONSOMRÅDET AREAL OG BREENS TOTALE AREAL (AAR)

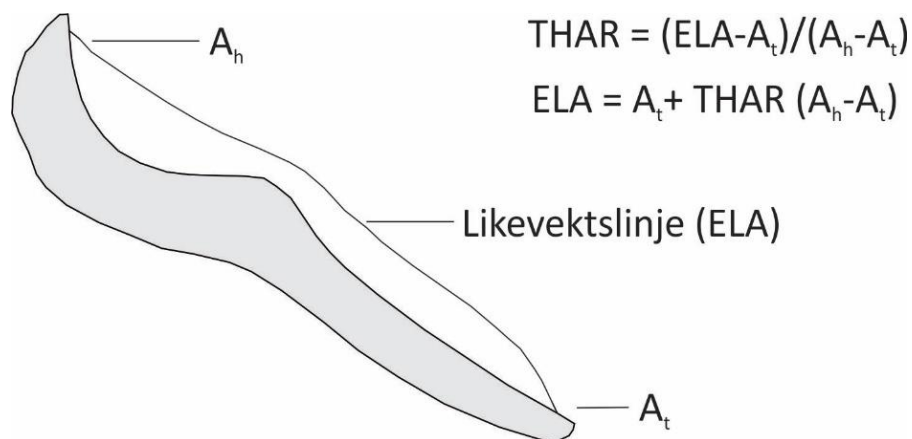
AAR-metoden (eng.: *accumulation-area ratio*) tar utgangspunkt i at akkumulasjonsområdet utgjør en spesifikk del av isbreers totale areal (Benn & Lehmkuhl 2000; Rea 2009; Benn & Evans 2010b). Breer som er i dynamisk og klimatisk likevekt vil inneha et omtrentlig fast forhold mellom akkumulasjonsområdets areal og breens totale areal. Verdier under 0,5 indikerer negativ massebalanse, verdier over 0,8 gir positiv massebalanse, og verdier mellom 0,5-0,8 tyder på et likevektsforhold (Hawkins 1985; Nesje & Dahl 1992). For dal- og botnbreer ligger AAR vanligvis på $0,65 \pm 0,05$, gitt at breene er i dynamisk og klimatisk likevekt (Nesje & Dahl 1992; Rea 2009). AAR-metoden tar derimot ikke hensyn til hypsometri, det vil si fordelingen av isdekkede områder med høyde. Grunnen til dette er at metoden baserer seg på en teoretisk bre som er i dynamisk likevekt. Likevel er dette en foretrukken metode for å estimere ELA (Osmaston 2005; Benn & Evans 2010b).



Figur 3.3: Botnbre sett ovenfra. Lateralmorener avsettes ikke høyere opp enn likevektslinjen (ELA) og kan benyttes til å rekonstruere paleo-likevektslinjer. Modifisert fra Dahl et al. (2003).

3.3.2 FORHOLDSTALL MELLOM HØYESTE OG LAVESTE PUNKT (THAR)

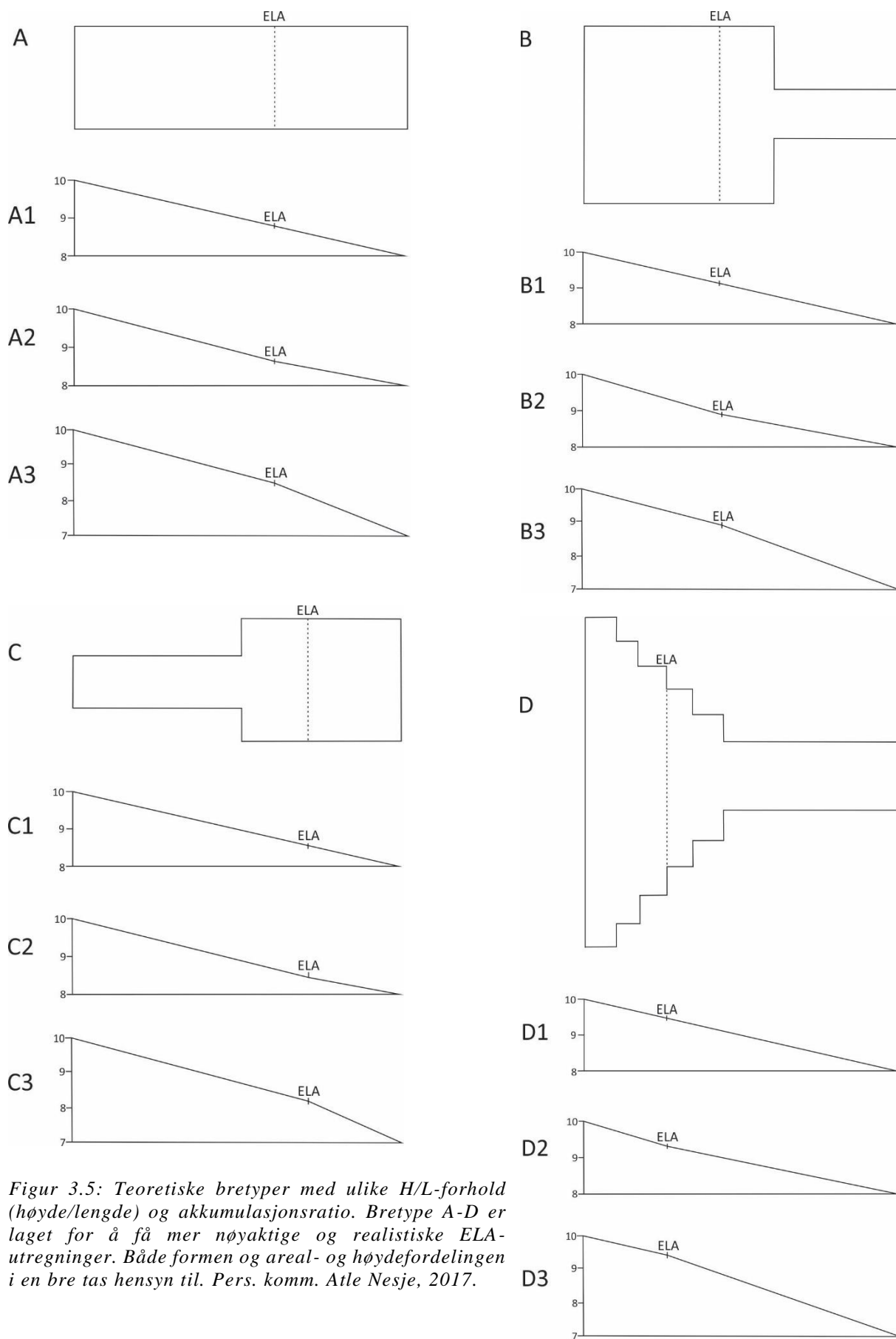
THAR-metoden tar utgangspunkt i at ELA ligger et sted mellom maksimumshøyde og minimumshøyde på en bre (figur 3.4) (Nesje 1992; Torsnes et al. 1993; Pellitero et al. 2015). Metoden tar derimot ikke hensyn til hypsometri eller massebalansen til breer, i tillegg til at det kan være vanskelig å estimere utbredelsen til tidligere breer (Benn & Lehmkuhl 2000). Det er derimot en rask metode å bruke for å estimere ELA. For breer med en noenlunde normal areal- og høydefordeling vil verdier mellom 0,35 og 0,4 gi det mest pålitelige resultatet (Nesje & Dahl 1992; Nesje 2012). Resultatet fra THAR-utregningene er presentert i kapittel 4.4.2. Ved utregning har det blitt brukt ulike forholdstall for akkumulasjonsområdet basert på areal- og høydefordelingen til de ulike rekonstruerte breene. Ved bruk av THAR-metoden vektlegges breens morfologi og areal- og høydefordelingen. Ved AAR-metoden blir ikke den faktiske formen til en bre tatt hensyn til, og av den grunn er det THAR-metoden som gir den korrekte ELA. Fire ulike bre typer er illustrert i figur 3.5 og forholdstallene til de ulike typene er ført inn i tabell 3.1.



Figur 3.4: Likevektslinjen skal ligge et sted mellom høyeste (A_h) og laveste (A_t) punkt på en bre. Modifisert fra Porter (2001).

Tabell 3.1: Ulike bretyper og tilhørende forholdstall mellom akkumulasjon og ablasjon ($THAR_{acc}$). Se figur 3.5 for kumulativ areal- og høydefordelingskurve til de ulike bretypene.

TEORETISKE EKSEMPLER	
BRE	$THAR_{acc}$ (ratio)
A1	0,6
A2	0,8
A3	0,48
B1	0,4
B2	0,53333333
B3	0,32
C1	0,45
C2	0,6
C3	0,36
D1	0,3
D2	0,4
D3	0,24



Figur 3.5: Teoretiske bretyper med ulike H/L-forhold (høyde/lengde) og akkumulasjonsratio. Bretype A-D er laget for å få mer nøyaktige og realistiske ELA-utregninger. Både formen og areal- og høydefordelingen i en bre tas hensyn til. Pers. komm. Atle Nesje, 2017.

3.4 Paleo-breprofiler

Ved rekonstruksjon av paleo-breprofiler benytter man en eller flere randmorener i et område hvor det har vært eller er en bre. Ved hjelp av ett eller flere sett med randmorener kan man rekonstruere breene i de fire botnene som har eksistert i studieområdet, og estimere omtrentlig areal på disse breene. Ved å bruke de ferdige breprofilene er det mulig å beregne arealfordelingen (%) fordelt på høyden (høydekotene) og estimere kumulativt areal (%).

3.5 Instrumentelle feltmålinger

3.5.1 PLANIMETER

Et planimeter er et instrument som benyttes til å måle arealet til planære figurer eller områder med en regulært eller irregulært omriss (figur 3.6) (Mařik 2015). Instrumentet er vanlig å bruke til arealberegning på kart med en kjent målestokk. I denne oppgaven er et planimeter av typen Sokkia Planix 7 Digital Planimeter benyttet. Armen med forstørrelsesglass skal



Figur 3.6: Planimeter fra SOKKIA (Mařik 2015)

brukes til å måle arealet til en figur med en nøyaktighet bedre enn 0,2 % (SOKKIA 2017). Støttehjulene gjør det enkelt å føre målehuset rundt omrisset av figurer. Målingene kan startes og stoppes ved å bruke tastene og arealet til figuren kan etter oppmålingen leses av på skjermen. Planimeteret ble brukt til å finne ut arealfordeling mellom høydekotter på rekonstruerte breer.

3.5.2 SCHMIDTHAMMER

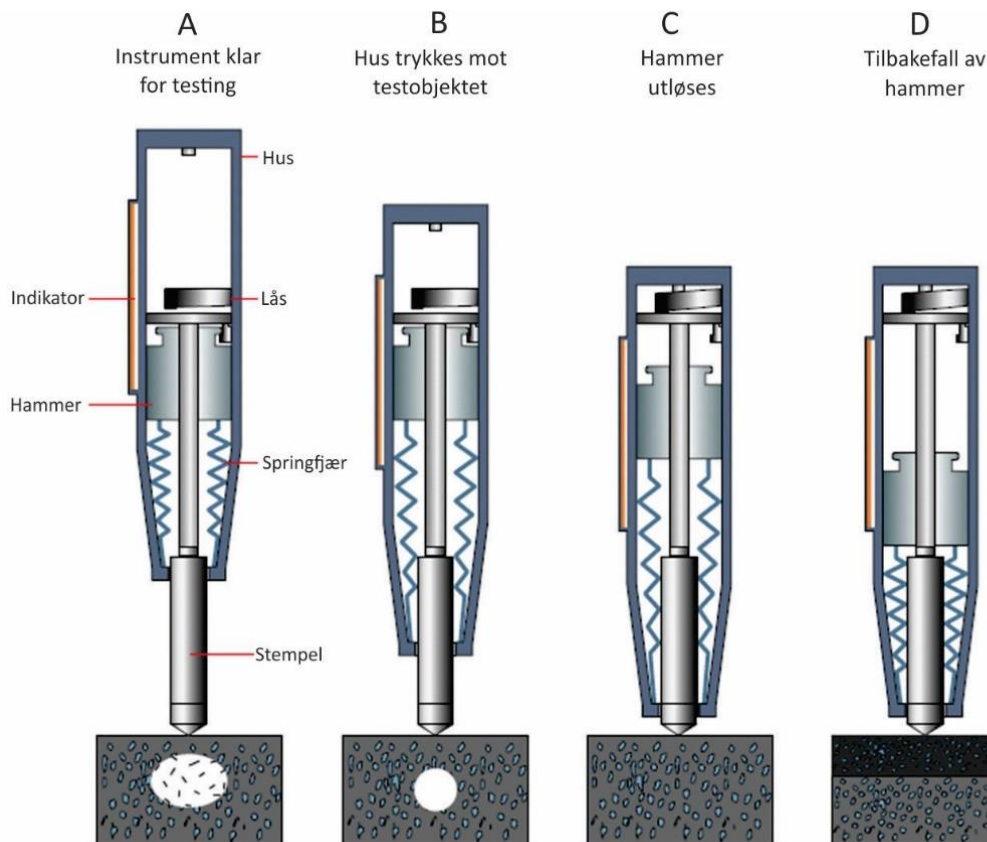
Schmidthammeren er et verktøy som ble konstruert av sveitseren Ernst Schmidt på slutten av 1940-tallet (Williams & Robinson 1983). Verktøyet var opprinnelig ment til å estimere hardheten på betong, men ble en hyppig brukt metode til bergartsflater også (Matthews & Shakesby 1984; Sumner & Nel 2002; Goudie 2006; Shakesby et al. 2006). Schmidthammeren har blitt brukt til relativ datering av ulike landformer og avsetninger, i tillegg til å kunne gi estimeringer av den kompressive styrken og forvitningsgraden til bergarter (Goudie 2006; Karaman & Kesimal 2015). Instrumentet har blant annet blitt forsøkt brukt av geografer og geologer til relativ datering av glasielle landformer, pronivale rygger (Matthews et al. 2011), fluviale terrasser, skredavsetninger og alluviale vifter (White et al. 1998).

Instrumentet

Det er tre typer schmidthammere som produseres; N-type, L-type og P-type (Goudie 2006). N-typen er den mest brukte schmidthammeren innen geomorfologi, og er satt sammen av ulike komponenter, som vist i figur 3.7. Instrumentet har en nedslagsstyrke på ca. 20-250 Mpa (=megapascal, 1 Mpa = 1 000 000 Pa), og kan brukes til å registrere målinger på både svake og sterke bergarter (Goudie 2006). For måling av trykk brukes pascal (Pa) og tilsvarer N/mm².

Avlesning

Ved bruk av schmidthammeren plasseres instrumentet mot en bergartsflate og et springfjærladd stempel vil utløses og treffe flaten (figur 3.7). Deler av energien som oppstår når stempelet treffer bergartsflaten blir omdannet til varme og lyd som frigjøres (Goudie 2006). Den gjenværende energien etter sammenstøtet vil føre til at stempelet slås tilbake og denne energien representerer hardheten til bergarten (Aydin & Basu 2005; Goudie 2006; Aydin 2009). Det er avstanden på dette tilbakeslaget som kalles R-verdi, og denne indikerer hardheten til den målte bergartsflaten.



Figur 3.7: Hovedkomponentene i en schmidthammer og utførelse av målinger på en flate. Modifisert fra Castaneda (2017).

Bergartsoverflater som utsettes for forvitring vil få en svekket hardhet. Hardheten til en bergart avhenger av mineralinnholdet. Harde mineraler (eks.: kvarts) vil ikke forvitre like lett som myke mineraler (eks.: talk og kalsitt). En schmidthammer kan av den grunn gi et mål på forvittringsgraden på bergarter. På en skala på siden av instrumentet, med R-verdier fra 10 til 100, vil man kunne lese av målingene etter hvert slag og dermed estimere hardheten. Målinger på sterkt forvitrede bergarter vil resultere i lave R-verdier (<40), mens målinger på lite forvitrede bergarter vil gi høye R-verdier (> 40).

Statistikk

Ulike statistiske variabler er beskrevet nedenfor for å kunne få en forståelse for statistikken som er brukt i alderskalibrering ved bruk av instrumentet.

Minimum og maksimum – minimum er den laveste målte R-verdi for et datasett, og maksimum er den høyeste målte verdi. Disse verdiene viser hvor stort spenn det er i målingene.

Gjennomsnitt – summen av alle målingene i et datasett dividert på antall målinger. Gjennomsnittet av målingene tatt på de forskjellige blokkene ble brukt i en likning for å aldersbestemme eksponering av blokkene.

Standardavvik – defineres som målet på spredningen i et datasett ut ifra gjennomsnittet (Hertzog 2015). For et tilfeldig datasett vil ca. 68 % av målingene havne innenfor ett standardavvik ($\pm 1 \sigma$) fra gjennomsnittet, og 95 % av målingene innenfor to standardavvik ($\pm 2 \sigma$).

Standardfeil (error) – mål på presisjonen, nøyaktigheten, på estimatet av gjennomsnittet (Hertzog 2015). Standardfeilen kan brukes i formelen for alderskalibrering.

Prosedyrer ved alderskalibrering

For å kunne aldersbestemme eksponering av blokkene på moreneryggene er det utarbeidet en formel (figur 3.8);

$$y = a + bx$$

hvor

y = overflatealder (i år)

a = krysningsalder

b = helning på kalibreringskurven

x = gjennomsnittlig R-verdi

og b kan regnes ut ved formelen

$$b = \frac{(y_1 - y_2)}{(x_1 - x_2)}$$

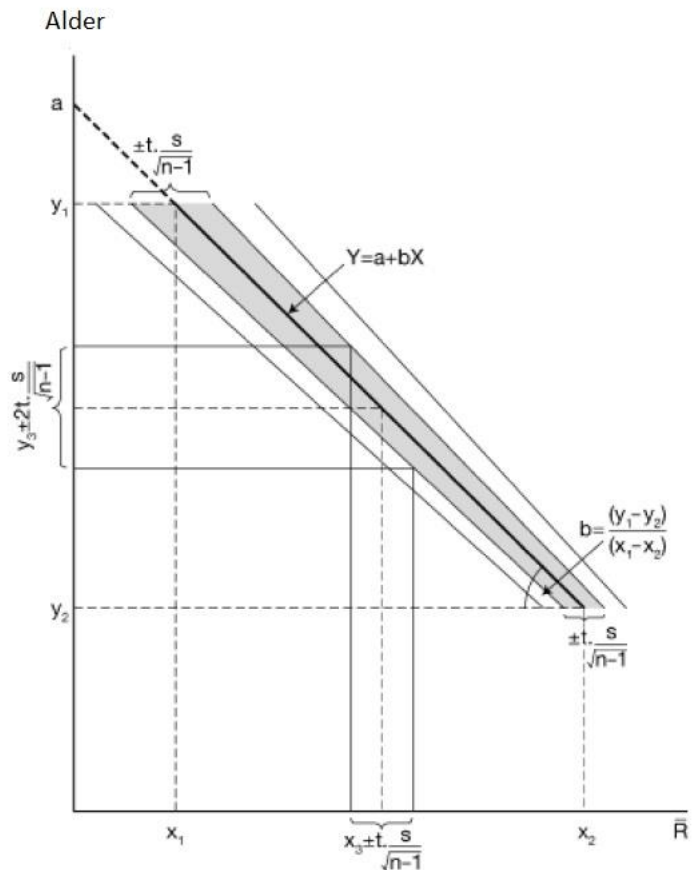
Utregningene kan utføres i et regneark og man trenger informasjon om gjennomsnittlig R-verdi og standardfeil for å kunne regne ut relativ alder. Shakesby et al. (2006) utarbeidet en likning for kalibreringskurven for Jostedalsbreen, Sunnmøre, Sognefjellet og Jotunheimen, og har verdier for a og b ;

$$y = 31065 - 513,59x$$

Denne ligningen ble brukt i utregningen av relativ alder på bergartsblokkene i studieområdet.

Fordeler og begrensninger

Schmidthammeren er et lett (1,7-2,3 kg) og anvendelig instrument som er enkel å ta med seg i felt. Man kan gjennomføre flere *in situ*-målinger om gangen, noe som gjøre dette til en svært effektiv og tidbesparende metode (Goudie 2006). Schmidthammeren koster ikke mye og er en



Figur 3.8: Skjematisk diagram som viser grensen for error (feil) ved alderskalibrering. x-aksen er gjennomsnittlig R-verdier og y-aksen er alder. Det grå området markerer yttergrensene for standardfeil ($\pm 2\sigma$), og måles fra venstre ytterkant til høyre ytterkant til det grå feltet langs x-aksen. Modifisert fra Matthews og Owen (2009).

lite destruktiv metode sammenlignet med andre metoder. Det er flere faktorer som har en negativ innvirkning på målingene som registreres med schmidthammeren. Dersom man bruker en gammel eller mye brukt schmidthammer kan det skje at springfjæren svekkes og alle målingene som foretas blir ukorrekte. Da spiller det ingen rolle om alle forhold ligger til rette for avlesninger. Bergartsflatene som man skal foreta målinger på bør være tilnærmet horisontale, da forvittringsgraden varierer på hellende overflater (Aydin & Basu 2005). Vegetasjon i form av lav og mose kan resultere i for lave R-verdier, ettersom energien i nedslaget vil dempes på grunn av vegetasjonen. Vann i sprekker kan også medføre unøyaktige målinger, samt ujevnheter, sprekker og hulrom. Slike feilkilder kan bidra til for lave R-verdier og ukorrekte målinger (Aydin & Basu 2005).

3.6 Eksponeringsdatering ved bruk av kosmogene nuklider

Bergartsprøver fra flere lokaliteter ble samlet inn av veileder Henriette Linge i 2015 til eksponeringsdatering. Fire prøver fra studieområdet har blitt valgt ut og preparert. Én prøve (GRÅ 1506) ble samlet inn fra en blokk på Hesjedalshaugen, 1000 m o.h., og en annen (GRÅ 1504) fra en blokk på Grandehaugen i sør, 869 m o.h. Ytterligere to prøver (GRÅ 1502 og GRÅ 1503) ble samlet inn fra moreneryggen i fjellsiden ved Møllsætrane, 722 og 707 m o.h. Bergartsprøvene ble preparert på laboratorie på fakultetet og videresendt til Århus for videre analyser. Eksponeringsdateringen ble gjennomført på fakultetet. Resultatene fra eksponeringsdateringene vil gjøre det mulig å estimere når studieområdet ble isfritt etter siste istids maksimum (LGM), og tidfeste lokalglasiasjon under yngre dryas. Prinsippet bak eksponeringsdatering og bruksområder er beskrevet under.

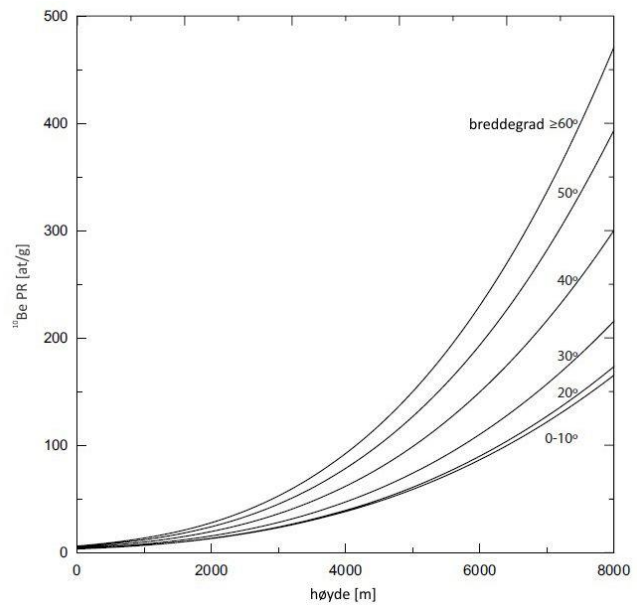
Når kosmisk stråling kolliderer med atomer i atmosfæren, dannes sekundære partikler gjennom en prosess som kalles spallasjon (Gosse & Phillips 2001; Balco et al. 2008; Ivy-Ochs & Kober 2008; Heyman et al. 2011). De sekundære partiklene (nøytroner) sendes med høy energi mot jordens overflate. Når de sekundære partiklene kolliderer med jordens overflate produseres ^{10}Be gjennom nye spallasjoner av oksygen og silisium i kvarts (Gosse & Phillips 2001; Balco et al. 2008). Det er vanlig å måle konsentrasjonen av ^{10}Be i kvarts, da det er et vanlig mineral som motstår kjemisk forvitring. Produksjonsraten for ^{10}Be øker med høyde over havet og med

breddegrad (figur 3.9). Primær kosmisk stråling avbøyes i større grad av magnetfeltet ved ekvator enn ved polene (Bierman 1994; Ivy-Ochs & Kober 2008). ^{10}Be er en radioaktiv nuklide med en halveringstid på 1,38 Ma år.

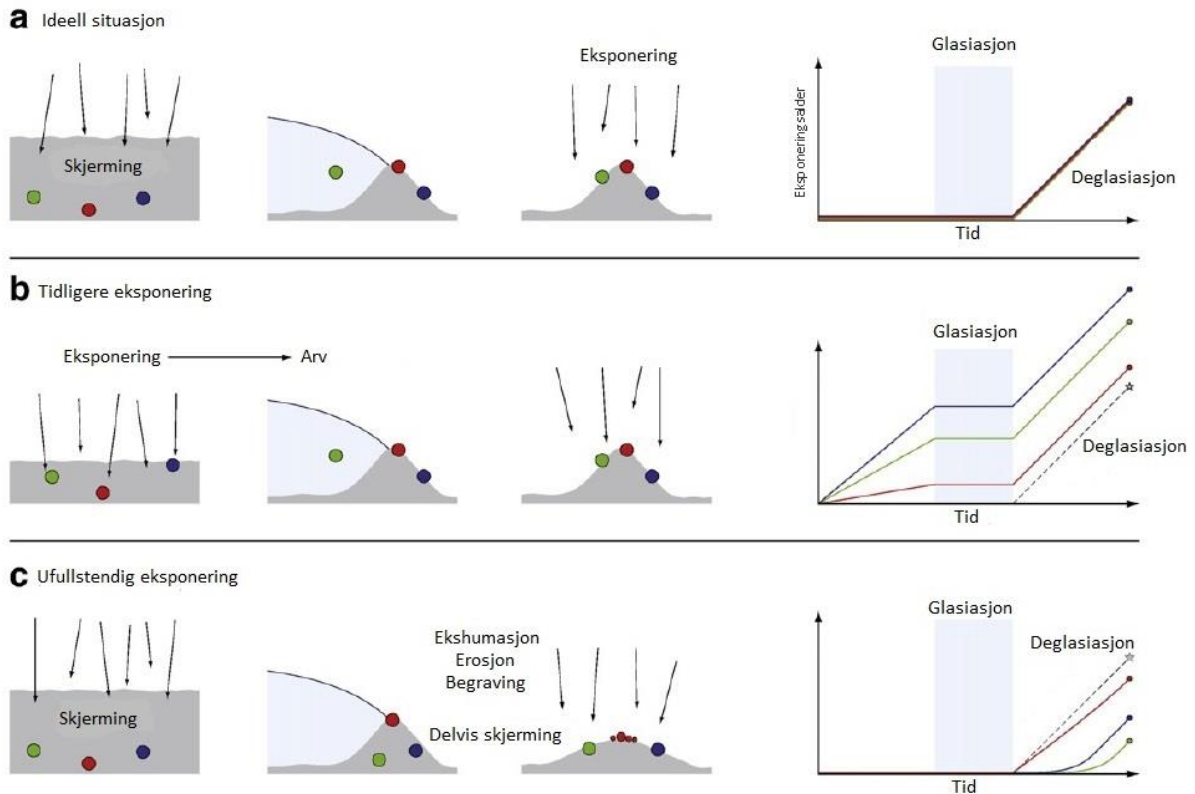
Bruksområder

Eksponeeringsdatering med *in situ* kosmogene nuklider er en metode som brukes til å estimere tiden på hvor lenge noe har vært eksponert, da konsentrasjonen av ^{10}Be direkte reflekterer dette (Walker 2005; Ivy-Ochs & Kober

2008). Dermed kan man ved å måle konsentrasjonen av ^{10}Be i en bergartsflate blant annet aldersbestemme deglasiasjoner i områder og finne ut når innlandsiser og isbreer trakk seg tilbake og overflater ble eksponert (figur 3.10). Fluviale terrasser, alluviale vifter, skredavsetninger og morenerygger kan også aldersbestemmes ved eksponeeringsdatering (Walker 2005; Balco et al. 2008). I tillegg kan metoden brukes på glasialt polerte landformer for å estimere når de ble isfrie. Rekkevidden til metoden strekker seg fra noen få hundre år til flere titalls millioner år, men dette avhenger av bergartsforvitring, skjerming og degraderingsrater på landformer (Ivy-Ochs & Kober 2008)



Figur 3.9: Produksjonsraten av ^{10}Be i kvarts som en funksjon av breddegrad og høyde over havet. Modifisert fra Ivy-Ochs og Kober (2008).



Figur 3.10: Prinsippet bak eksponeringsdatering med ^{10}Be for tidfesting av deglasiasjoner. A. Ideell situasjon hvor prøven er blitt fullstendig skjermet for kosmisk stråling under en glasiasjon og har gjennomgått kontinuerlig eksponering. B: Prøven har blitt eksponert for kosmisk stråling før den ble dekt av is under en glasiasjon. Dette vil medføre at eksponeringsalderen blir høyere enn for deglasiasjonen. C: Hvis en prøve er fullstendig skjermet før en glasiasjon og delvis skjermet under en deglasiasjon vil dette resultere i en lavere alder enn alderen på deglasiasjonen. Modifisert fra Heyman et al. (2011).

Forutsetninger

For å kunne bruke denne dateringsmetoden er det noen forutsetninger (Ivy-Ochs & Kober 2008);

- Halveringstiden til den kosmogene nukliden må være kjent
- Mineralet i bergarten (eks.: kvarts) bør ha fungert som et lukket system
- Konsentrasjonen av ^{10}Be er null ved $t=0$, eller kan beregnes
- Produksjonsraten og produksjonsmåten til ^{10}Be er kjent

Begrensninger

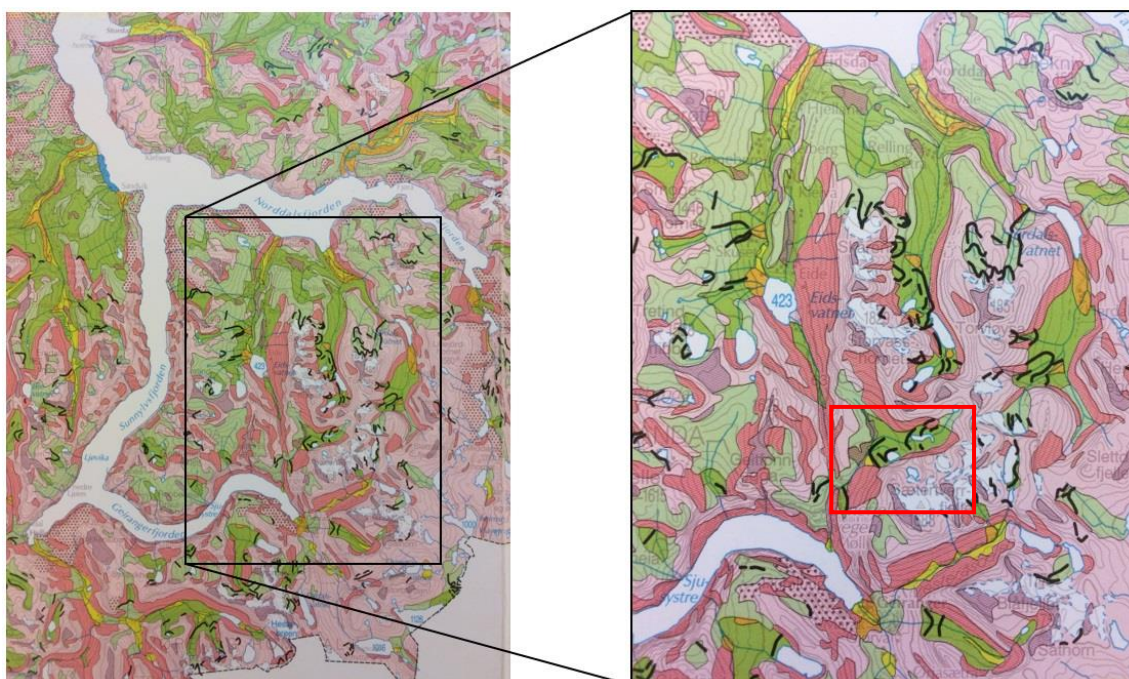
Det er noen begrensninger knyttet til eksponeringsdatering av overflater. Dersom prøvelokalitetene har vært dekt av snø, vegetasjon eller sedimenter vil dette gi redusert kosmisk stråling og føre til feilaktige aldre (Balco et al. 2008). Bergarter med høy forvittringsrate eller resedimentasjon vil gi ukorrekte aldersresultater.

4 RESULTATER

I dette kapittelet vil resultatene fra datainnsamlingen presenteres. Den første delen inneholder resultatene av den geomorfologiske og kvartærgeologiske kartleggingen, og etterfølges av resultatene fra schmidthammer-datering og ^{10}Be -eksponeringsdatering, og rekonstruksjoner av likevektslinjer.

4.1 Kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging

Resultatet fra geomorfologisk og kvartærgeologisk kartlegging i Gråsteindal-området er presentert i et kvartærgeologisk kart (vedlegg 1). Kartleggingen av studieområdet ble gjennomført ved fra en kombinasjon av feltarbeid, studier av kart og flyfoto, og 3D-modeller. De høyereliggende områdene, deriblant Litlekupa og den høyereliggende botnen øst for Namnlauskupa, er blitt tolket ut ifra flyfoto. Det kartlagte området dekker et areal på ca. 16,2 km². Studieområdet er inndelt i soner som vil presenteres for seg. Hoveddalen, Gråsteindalen presenteres først, fra områdene i starten av dalen i sørvest til den nordlige delen. Deretter presenteres sidedalen hvor det tas for seg landformene og avsetningene som observeres der. Til slutt presenteres fire botner som er vendt mot sidedalen.



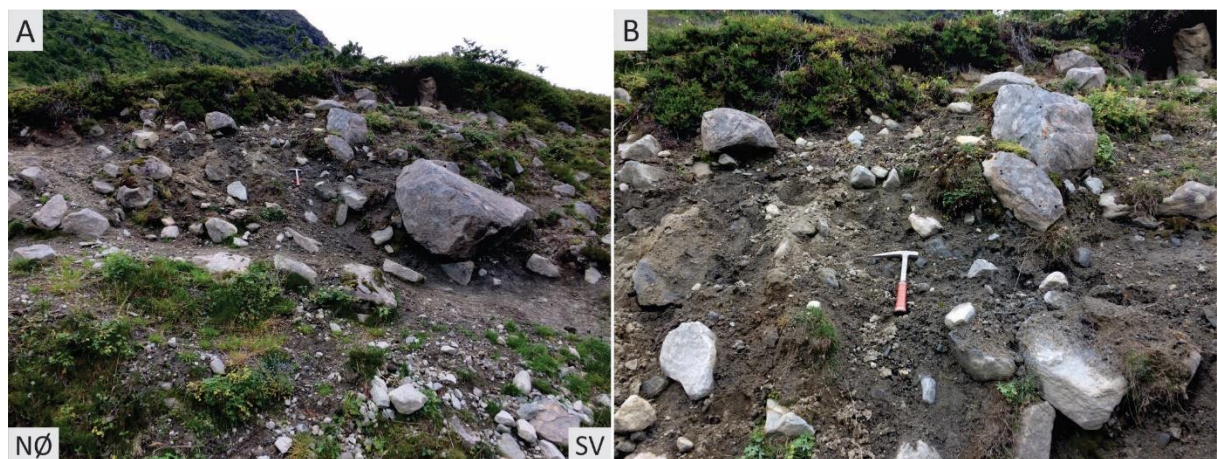
Figur 4.1: Kvartærgeologisk kart over Møre og Romsdal, målestokk 1: 250 000. Til venstre: oversikt over Synnølvfjorden med brearmene Nordalsfjorden og Tafjorden i nord og Geirangerfjorden i sør. Til høyre: utsnitt som viser deler av Norddal kommune og Stranda kommune. Store arealer på kartet er markert som morenemateriale (grønn) og skredmateriale (mørk rosa). Randmorener er markert med svarte linjer. Kartutsnitt fotografert fra Follestad (1995).

4.1.1. LATERALMORENE VED MØLLSÆTRANE

I kort avstand fra Korsmyra og sørvest i studieområdet blir man møtt av en iøynefallende landform. På en hylle nordvest for Laushornet (1502 m o.h.) ved Møllsætrane ligger en tydelig, spiss og mektig rygg 640-700 m o.h. (figur 4.2). Ryggen ligger orientert nord-sør og strekker seg omtrent 785-790 m på tvers av fjellsiden, med en bredde som varierer mellom 60 og 80 m. Nær enden av ryggen i nord går det en traktorvei diagonalt gjennom ryggen, og et punkt i sør har en bekk kuttet gjennom den ellers så rette og sammenhengende moreneryggen. Fra punktet nord for hvor elva har kuttet gjennom ryggen, skråer ryggen nedover fra sør mot nord. Hele ryggen er dekket av vegetasjon og har få blokker langs toppen av ryggen, de største med en lengde på opptil 3 m. Der hvor traktorveien krysser ryggen i nord er det blotninger som viser dårlig sortert materiale. Blotningene består av sand, grus, stein og blokk (figur 4.3). Vest for lateralmorenen er det spor etter en mindre sidemorene (figur 4.2B). Den ligger omtrent 250 m o.h. og er i underkant av 30-35 m bred. Det er ingen synlige spor etter en fortsettelse av ryggen nord for Møllsvasselva. Grunnen til dette kan være at den delen av ryggen er blitt erodert. På motsatt side av Møllsdalen, som skiller Møllsætrane i øst fra Hausetsætrane og Ørnevegen i vest, er det også en lateralmorene som trolig ble dannet av samme brearm fra innlandsisen (markert i figur 4.1) (Bele & Norderhaug 2008). Denne er ikke nærmere undersøkt og er vanskelig å se på flyfoto, men antas å være dannet av samme brearmen. På bakgrunn av beliggenheten til ryggen og formen tolkes denne landformen til å være en lateralmorene. Størrelsen på ryggen tyder på at breen som dannet den må ha vært av betydelig størrelse.



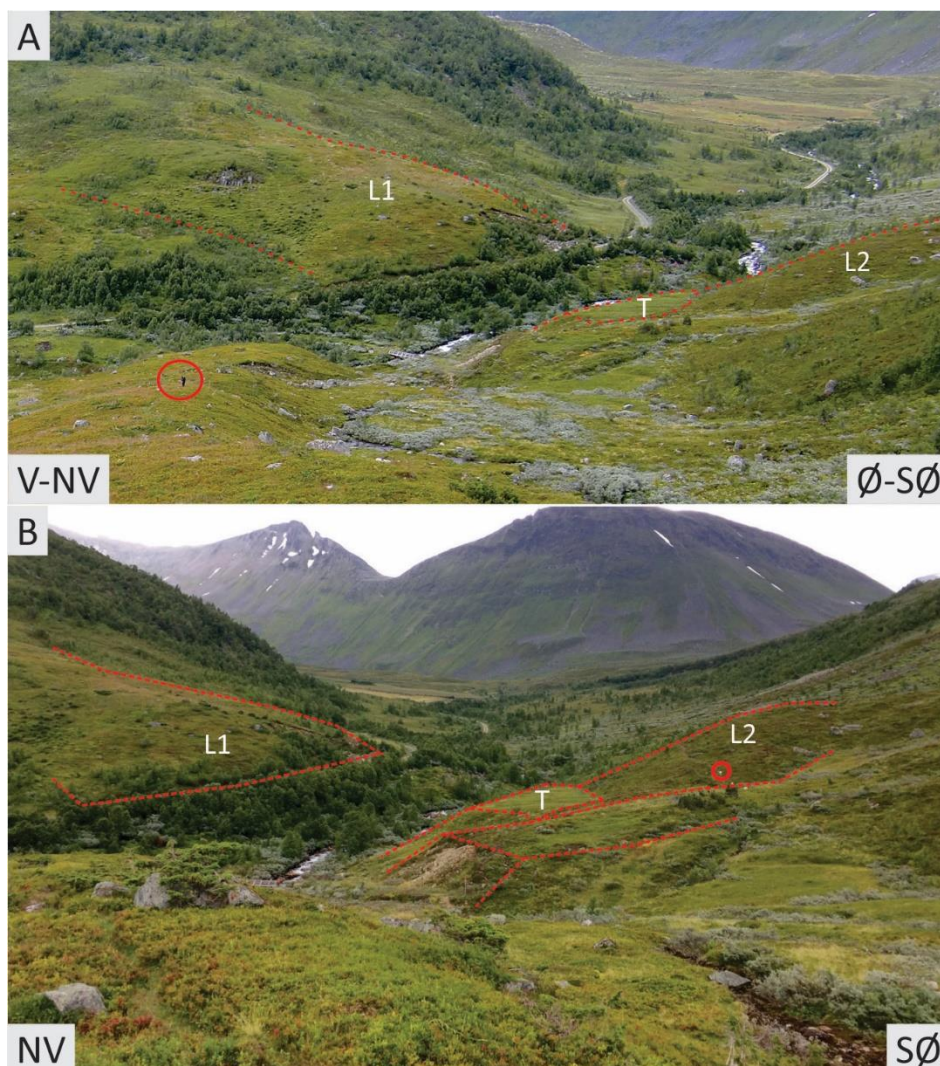
Figur 4.2: Lateralmorenen ved Møllsætrane sett fra ulike vinkler. A: Den spisse formen er svært tydelig og skiller seg ut fra omgivelsene. Foto: Henriette Linge. B: Geirangerfjorden kan sees i nedre høyre hjørne. Foto: Henriette Linge. C: Omtrent midt på bildet er det mulig å se den mindre og ytterste moreneryggen, på nedsiden av den spisse lateralmorenen. Foto: Henriette Linge. D: Person i rød sirkel som målestokk. Foto: Line Nygård.



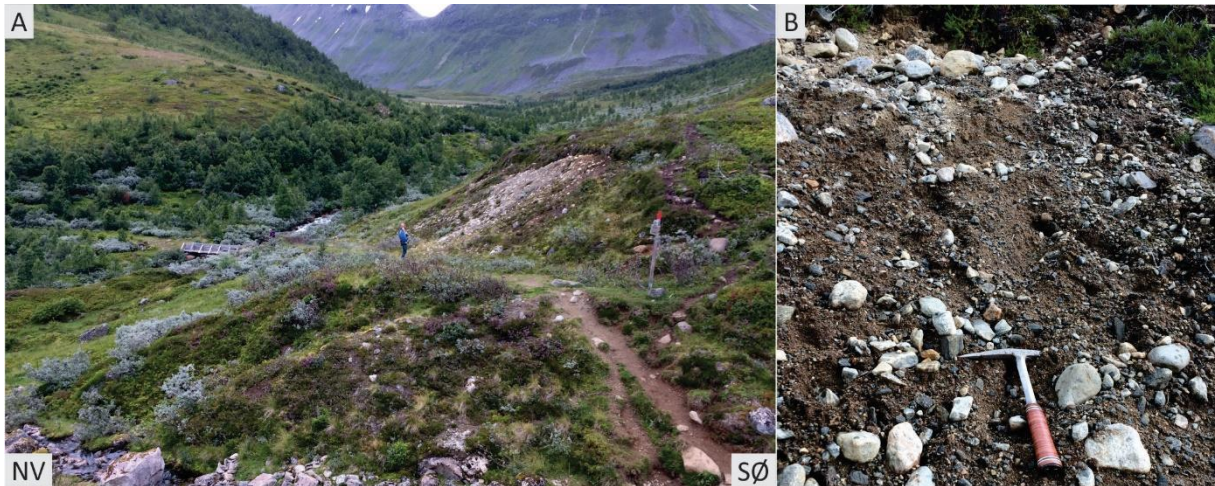
Figur 4.3: A-B: Der hvor traktorveien krysser diagonalt gjennom ryggen kan man observere usortert morenemateriale. Geologhammer som målestokk. Foto: Line Nygård.

4.1.2 TERRASSE OG RYGGER VED GRANDESÆTRA

Både nord og sør for Møllsvasselve ved Grandesætra er det noen markerte ryggformer og en terrasseform (figur 4.4). Ryggene har ikke den karakteristiske smale formen som andre morenerygger i dalen, men er mer avrundet. Det er vanskelig å anslå bredden til ryggene, men de kan være omtrent 150 m. På enden til ryggen nord (L1) for elva er materialet den består av blottet etter at det har foregått masseuttak. Snitt i ryggen viser usortert materiale (figur 4.4). Ryggen som ligger sør (L2) for elva ligger i en slik avstand fra fjellsiden at den kan ikke være dannet av skredmateriale. På toppen av ryggen er blokkene kantrundet, mens blokkene i skråningen ned mot elva er mer kantrundet. Høyden på kanten til ryggen nord for Møllsvasselve ligger omtrent 645 m o.h., og ligger i samme høyde som den avkuttede ryggen sør for elva.



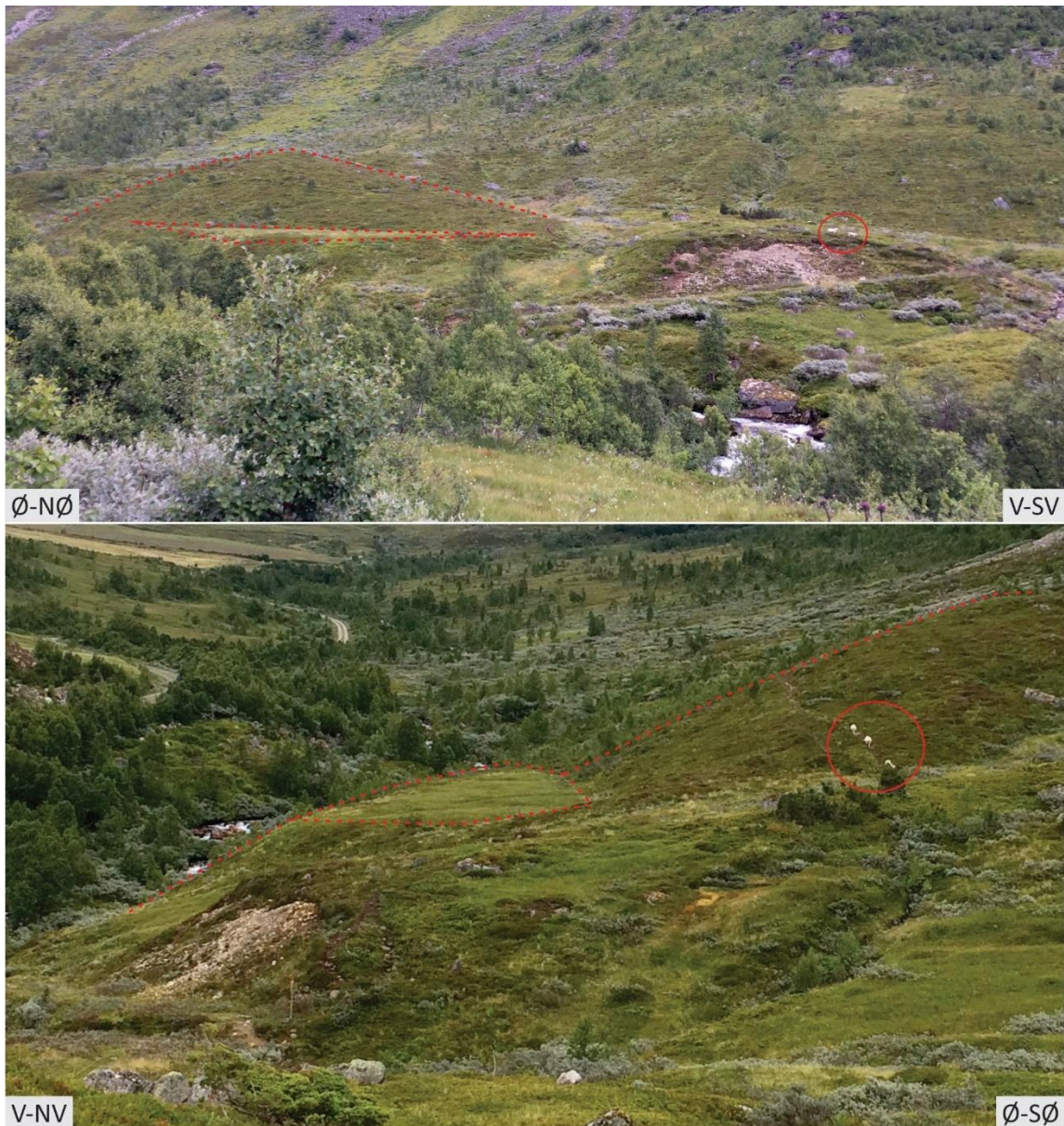
Figur 4.4: A: Ryggene ved Grandesætra (L1 og L2) er markert med røde stiplede linjer. Terrassen (T) ligger nærmest elva i sør. Person i rød sirkel som målestokk. B: Sau i rød sirkel som målestokk. Foto: Line Nygård.



Figur 4.5: A: Den ene delen av lateralmorenen (L1) kan sees i bakgrunnen. Til høyre på bildet kan man se deler av en erodert morenerygg. B: Et nærbilde av morenemateriale i den eroderte ryggen ved broen over Møllsvasselva. Foto: Line Nygård.

En terrasseform ligger inntil ryggen sør for Møllsvasselva (figur 4.6). Terrassen skiller seg ut fra ryggformene rundt ved at den har en nærmest horisontal overflate og har ingen synlige blokker på flaten. Terrasseflaten ligger 645 m o.h. og skråningen i nordvest mot elva er bratt og kan være i underkant av 10 m lang. Flaten er ca. 22 m lang og i underkant av 17 m bred fra bakveggen og til terrassekanten. Det er en høydeforskjell på omtrent 25 m fra terrassen og til toppen av ryggen i sør. Vegetasjonen på terrassen er også av en annen type enn på ryggene rundt. Høyden til terrassen korresponderer med høyden til kantene til lateralmorenene ved Møllsætrane. Kantene til lateralmorenen ved Møllsvasselva ligger ca 640-645 m o.h. Terrassen ligger også i samme høyde som den eroderte ryggen i figur 4.5A og 4.6.

Ryggene og terrassen nord og sør for Møllsvasselva ved Grandesætra er tolket til å være en del av en tidligere lateralmorene. På bakgrunn av plasseringen og orienteringen er ryggen trolig en eldre lateralmorene enn de to i dalsiden ved Møllsætrane. Terrassen antas å være en erosjonsform som er dannet etter omfattende erosjon av lateralmorenen (L1 og L2). Den antas å ha vært en lateralmorene antakelig fra samme brearm som lateralmorenene ved Møllsætrane og Hausetsætrane, og kan være avsatt før ryggene ved Møllsætrane.

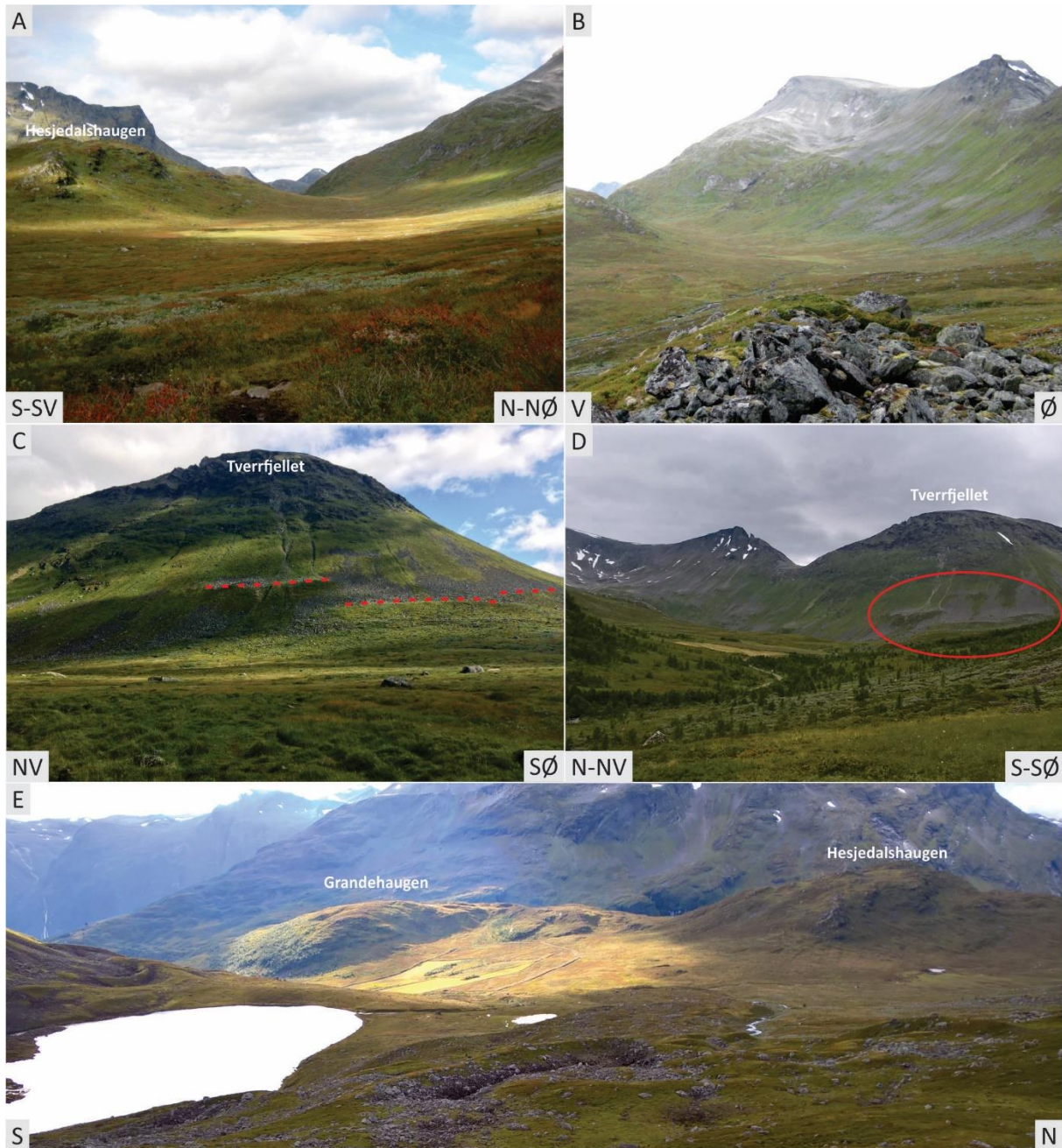


Figur 4.6: A: Sidemorene L2 sett fra nordsiden av elva. Terrassen, som består av morenemateriale og er en erosjonsform, ligger i samme høyde som den delvis eksponerte moreneryggen til høyre på bildet. B: En vegetasjonsendring på den horisontale flaten gjør terrassen lett å få øye på. Lateralmorenen er svært bred og har på den sørlige siden av elva blitt modifisert av skred. Sauer i røde sirkler som målestokk. Foto: Line Nygård.

4.1.3 NORDLIGE DEL AV GRÅSTEINDALEN

Vest for Hesjedalshaugen og nord i Gråsteindalen er landskapet i stor kontrast fra resten av studieområdet ved at det ikke er umiddelbare spennende områder (figur 4.7). Gråsteindalen møter Hesjedalen i nord hvor det er et vannskille på ca. 877 m o.h. Hesjeelva drenerer fra et lite vann i nord og sørover til den møter på Møllsvasselva. Fjellsidene til Tverrfjellet øst for dalen er bratte og viser spor etter flere steinsprang. I fjellsiden, som ligger nordvest-sørøst, er det noen terrasseformer som ligger mellom 942 og 988 m o.h. (figur 4.7C-D). De har store mengder

blokker på skråningen og har en buet form. Ryggene tolkes til å være pronivale rygger, dannet ved oppsamling av stein og blokk på nedsiden av snøfonner.



Figur 4.7: A-B: Nordlige del av Gråsteindalen med Hesjedalshaugen til venstre på bildet. Bratte fjellsider i øst og en flat dalbunn i den nordlige delen av dalen. Foto: Henriette Linge. C: De røde stiplede linjene markerer pronivale rygger i fjellsiden. Foto: Line Nygård. D: De pronivale ryggene som vist i C er innrammet i rød sirkel. Foto: Øystein Nygård. E: De tre haugene som avgrensar Gråsteindalen i vest, fra venstre, Grandehaugen, Mellomhaugen og Hesjedalshaugen. Møllsvatnet sees i forgrunnen. Foto: Line Nygård.

På Hesjedalshaugen, Mellomhaugen og Grandehaugen i vestkanten av Gråsteindalen kan flere blokker observeres, flere liggende på blottede bergflater (figur 4.8). De fleste blokker med diameter på 1-3 m. Flere av blokkene ligger på blottede bergoverflater. Både blottede

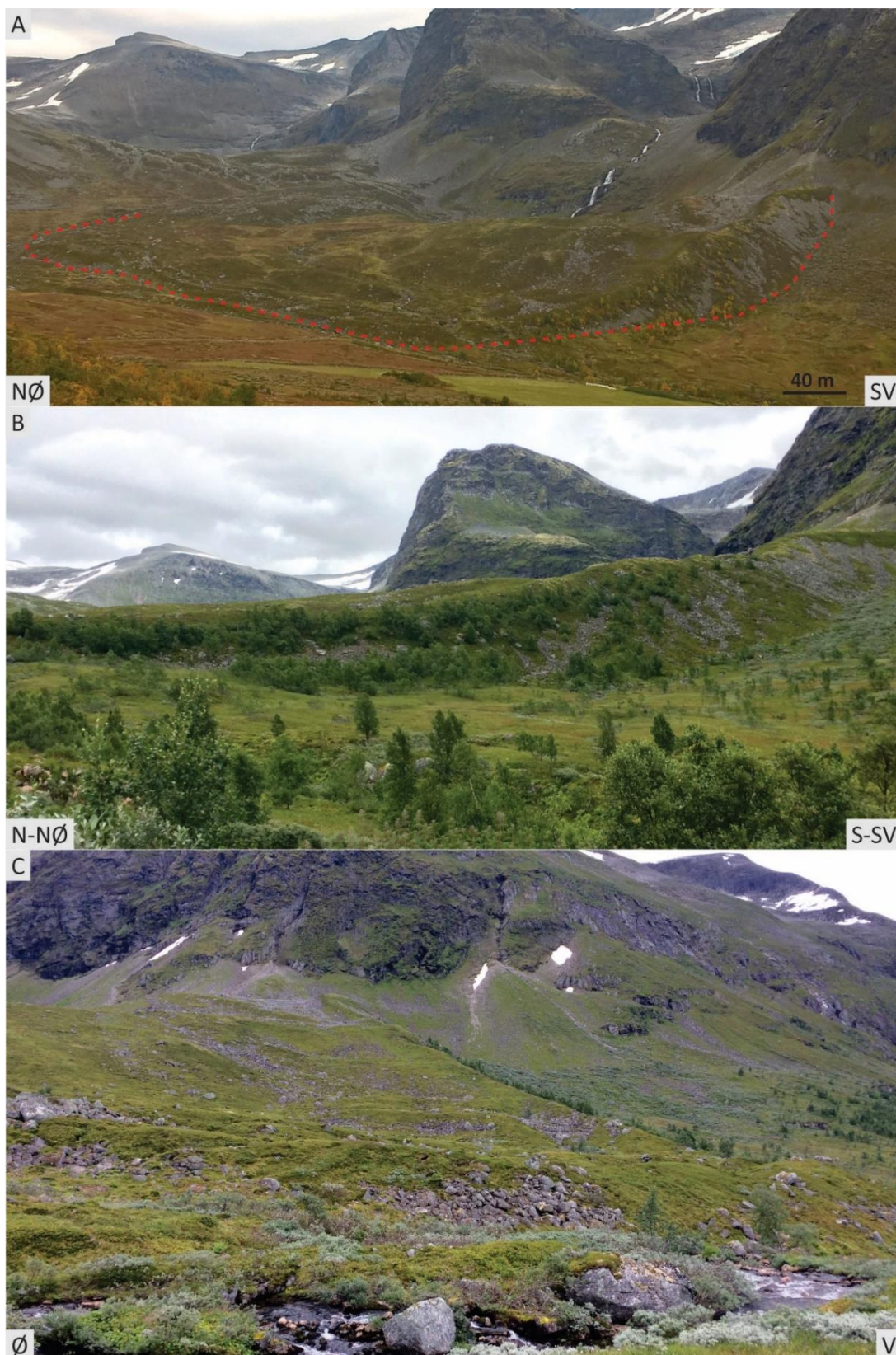
bergoverflater og flyttblokker er sterkt forvitret og viser ingen spor etter glacial erosjon. Blokkene er hovedsakelig gneis, men øyegneis og granittisk gneis er mye observert med et høyt innhold av feltspat. Ellers er de tre haugene preget av mye torv og myr og blottede berggrunn (figur 4.7E).



Figur 4.8: A-D: Flyttblokker observert på Hesjedalshaugen (1012 m o.h.) og Mellomhaugen (875 m o.h.). Flere titalls flyttblokker ble observert på de tre haugene som skiller Gråsteindalen og Indreeidsdalen. Prøver fra to flyttblokker ble samlet inn til eksponeringsdatering (ikke avbildet). Foto: Line Nygård.

4.1.4 RANDMORENER RUNDT MØLLSVATNET

Rundt Møllsvatnet er overflaten blokkrik og er preget av flere hauger og rygger med en orientering som tyder på at de er rester av en tidligere sammenhengende landform. På flyfoto ser ryggene ut som tunger som brer seg utover i nord-nordvestlig retning (figur 4.9A). Vest for Møllsvatnet ligger den største ryggen i studieområdet, med en lengde i underkant av 700 m (figur 4.9B). Ryggen har en bratt distalside og toppen ligger 60-70 m høyere enn terrenget i vest (figur 4.10). Langsmed distalsiden er det en rekke trær og busker, i tillegg til områder med blokker, og skiller seg ut fra den slakere, vegetasjonskledde proksimalsiden. Ryggen er dekket av skredmateriale nærmest fjellsiden, hvor to tydelige gjel ender opp i store talusvifter (figur 4.9C).



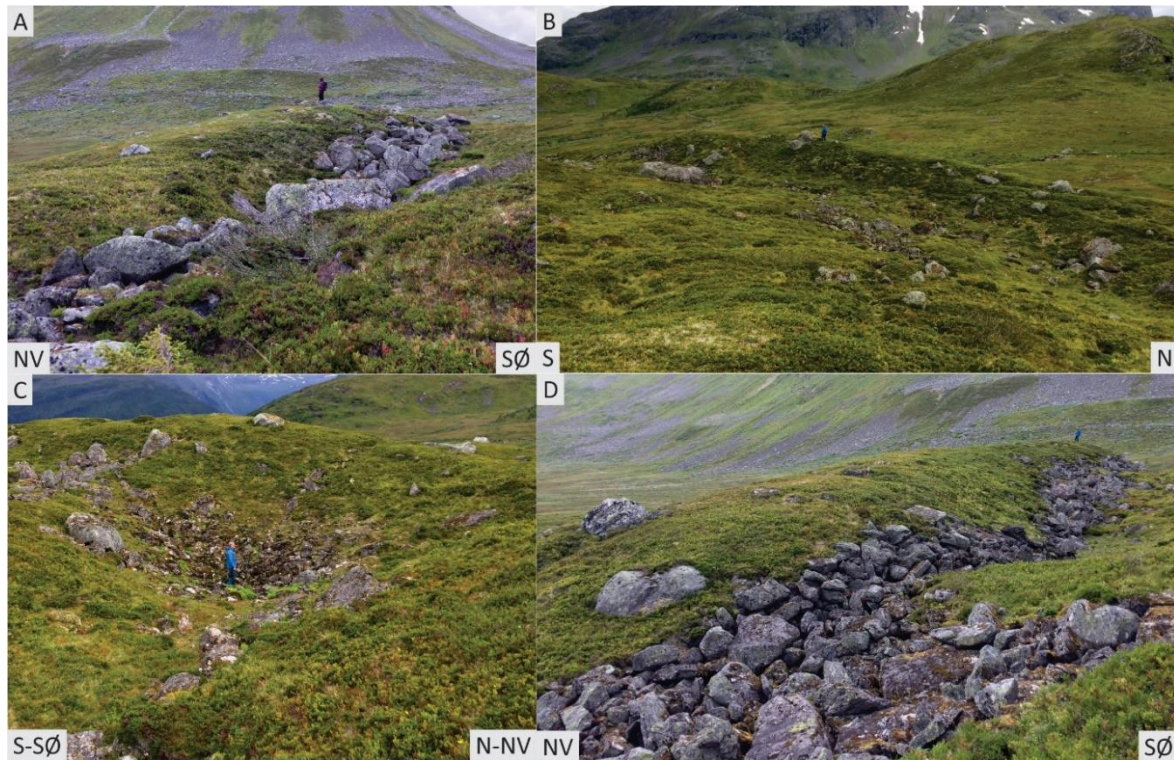
Figur 4.9: A: I en stor omkrets rundt Møllsvatnet kan flere randmorener observeres. Den ytterste randmorener er markert med rød stippet linje. B: Den ytterste randmorenen er mektig og har en distalside som er opptil 70 m på det høyeste. Tregrensen går helt opp til ryggen ca. 830 m o.h. C: Et tydelig gjel ved roten av randmorenen tilfører skredmateriale til den øvre delen av ryggen. Foto: Line Nygård.



Figur 4.10: A: Distalsiden til den ytterste randmorenen er bratt og dekket av busker og trær. Sauer i rød sirkel som målestokk. Traktorveien sees i øvre del av bildet. B: Den øvre delen av proksimalsiden er dekket av skredblokker. Ryggen strekker seg nesten 700 m før den ender ved Møllsvasselva. Ryggsekk i rød sirkel som målestokk. Foto: Line Nygård.

I figur 4.11 er den ytterste randmorenen avbildet fra flere vinkler. Distalsiden til disse ryggene er ikke like bratt og lang som den i figur 4.10, men er mellom 5 og 10 m høy. Områdene proksimalt for randmorenene er blokkrike og er dekket av morenemateriale. Flere av moreneblokkene har diameter på over 3 m, hvorav noen få ble målt til 6 m, og er kantet til kantrundet. Flere av blokkene langs toppen av ryggene er delvis eller helt dekket av vegetasjon. Mellom ryggene er det oppsamlet mange steiner og blokker hvor det ser ut som om det har rent vann (figur 4.11A og D). Flere av disse løpene kan observeres mellom ryggene. Morenedekket og randmorenene ligger som en bred og tykk tunge over landskapet i dalen, og ligger som et rundt 10 m høyere nivå i terrenget. Området distalt for randmorenene skifter karakter og består for det meste av lyng, gress og myr.

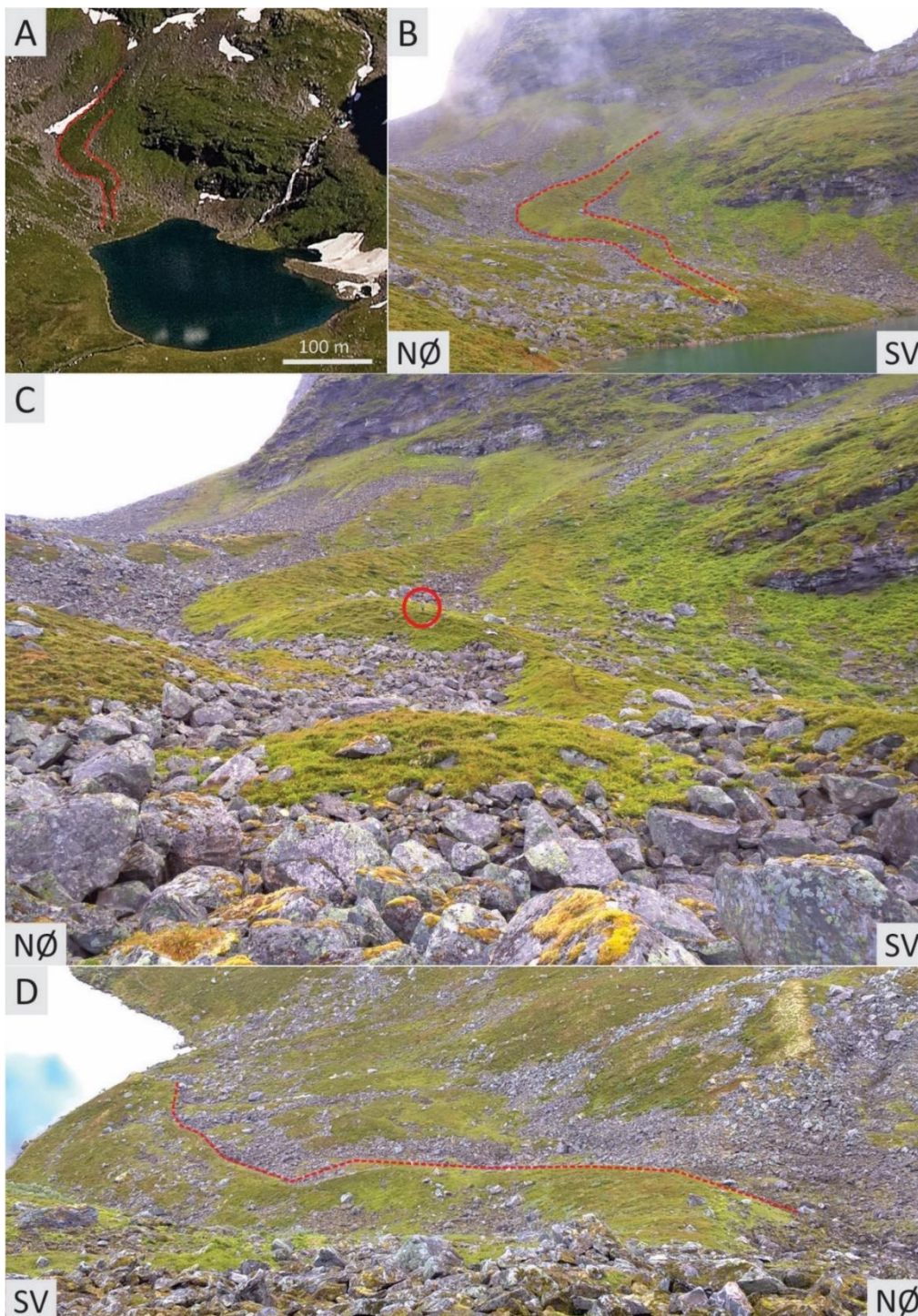
På nordsiden av Gradevasselva, nær fjellsiden til Tverrfjellet, observeres en enslig rygg. Den er vanskelig å legge merke til på flyfoto, men har en tydelig ryggform når observert i felt. Den er ikke avbildet, men er markert i det kvartærgeologiske kartet. Plasseringen av ryggen gjør det ytterligere vanskelig å forestille seg om den er avsatt av samme bre som randmorenen rundt Møllsvatnet, eller om den har en annen dannelseshistorie.



Figur 4.11: A: Mellom ryggene er det mange steiner og blokker som kan være spor etter smeltevannsdrenering. B: En del av den ytterste randmorenen. C: En forsenkning på innsiden av en morenerygg tyder på at snø og vann blir liggende over tid. D: Store mengder blokk ligger på sidene av flere morenerygger. Foto: Line Nygård.

Ned fjellsiden fra Trollkupa ligger det en morenerygg som i en buet form strekker seg nesten helt bort til Møllsvatnet (858 m o.h.) (figur 4.12). Den vegetasjonskledde ryggen skiller seg ut fra den ellers blokkrike fjellsiden. Bredden til moreneryggen ser ut til å avta fra den buede delen og ned mot Møllsvatnet og ligger som en tynn hale i terrenget. Lengden til moreneryggen ligger på mellom 350 og 390 m. Størrelsen på moreneryggen tilsier at den må ha blitt avsatt under en større kuldeperiode, da formen, beliggenheten og størrelsen på ryggen ikke kan forklares som årsmorene eller pushmorene. Den ligger i underkant av 800 m fra den ytterste yngre dryas-randmorenen. I fjellsiden og rundt moreneryggen er det mye skredmateriale i form av kantete steiner og blokker, hvor noen ferske blokker indikerer nyere steinsprang. Delene av ryggene som ligger nærmest fjellsiden er blitt dekket av skredmateriale og det er dermed vanskelig å sette en klar grense på hvor moreneryggen slutter og hvor skredmaterialet starter. Den strekker

seg i fjellsiden fra et høydesprang på ca. 862 m o.h. til ca. 990 m o.h. og plasseringen indikerer at den ble avsatt av den voksende botnbreen i Trollkupa. ble avsatt av botnbreen som lå i Trollkupa, her kalt Møllsvatnbreen, under et brefremstøt.

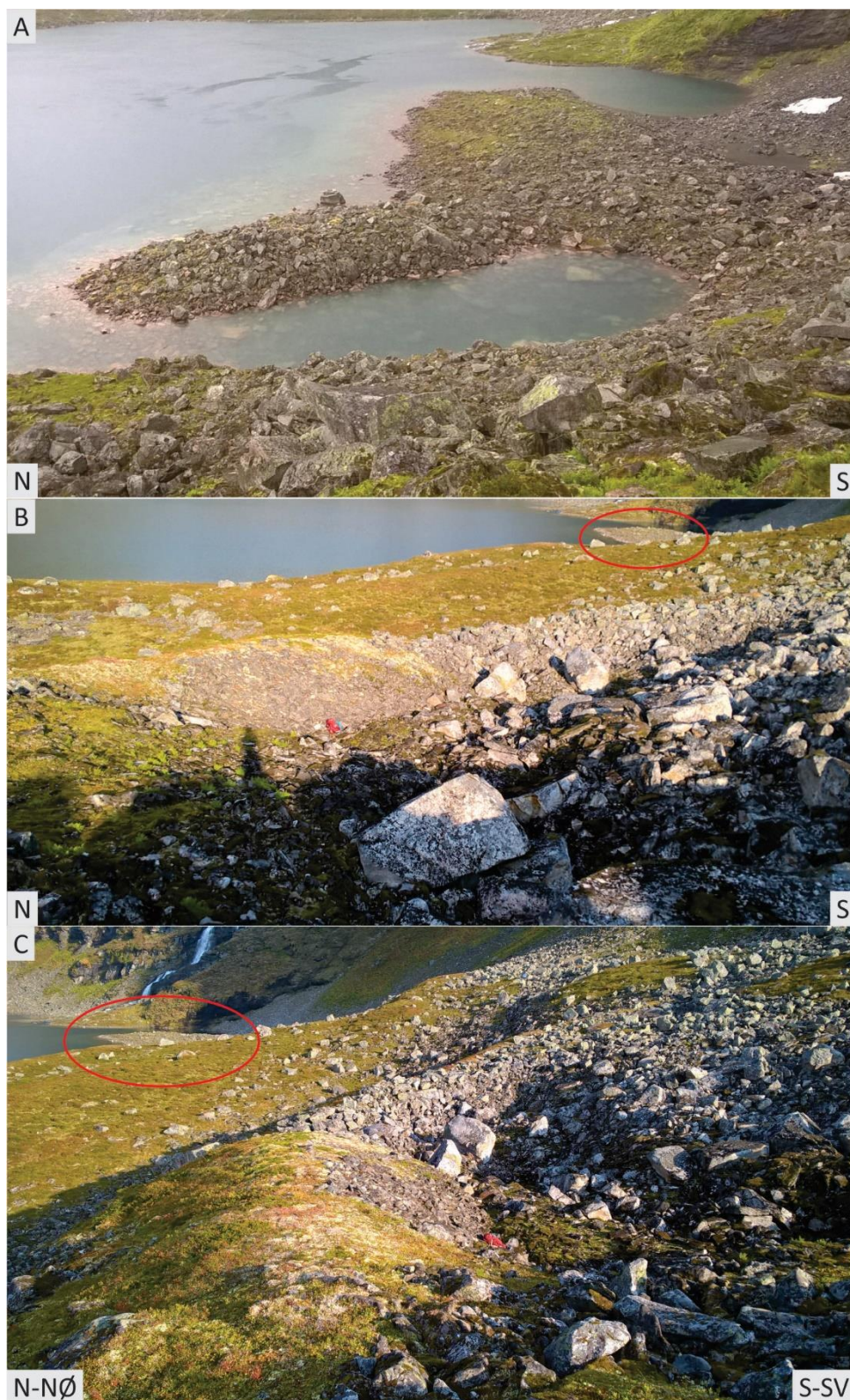


Figur 4.12: Sidemorenen sett fra flere vinkler. A: Oversikt over Møllsvatnet hvor sidemorenen markert med røde stiplede linjer. Foto: Rønneberg og Loftesnes (2009). B: Den vegetasjonsdekte ryggen skiller seg tydelig ut blant skredmateriale. C: Person i rød sirkel som målestokk. D: Ryggen ligger i en bratt fjellside. Foto B-D: Line Nygård.

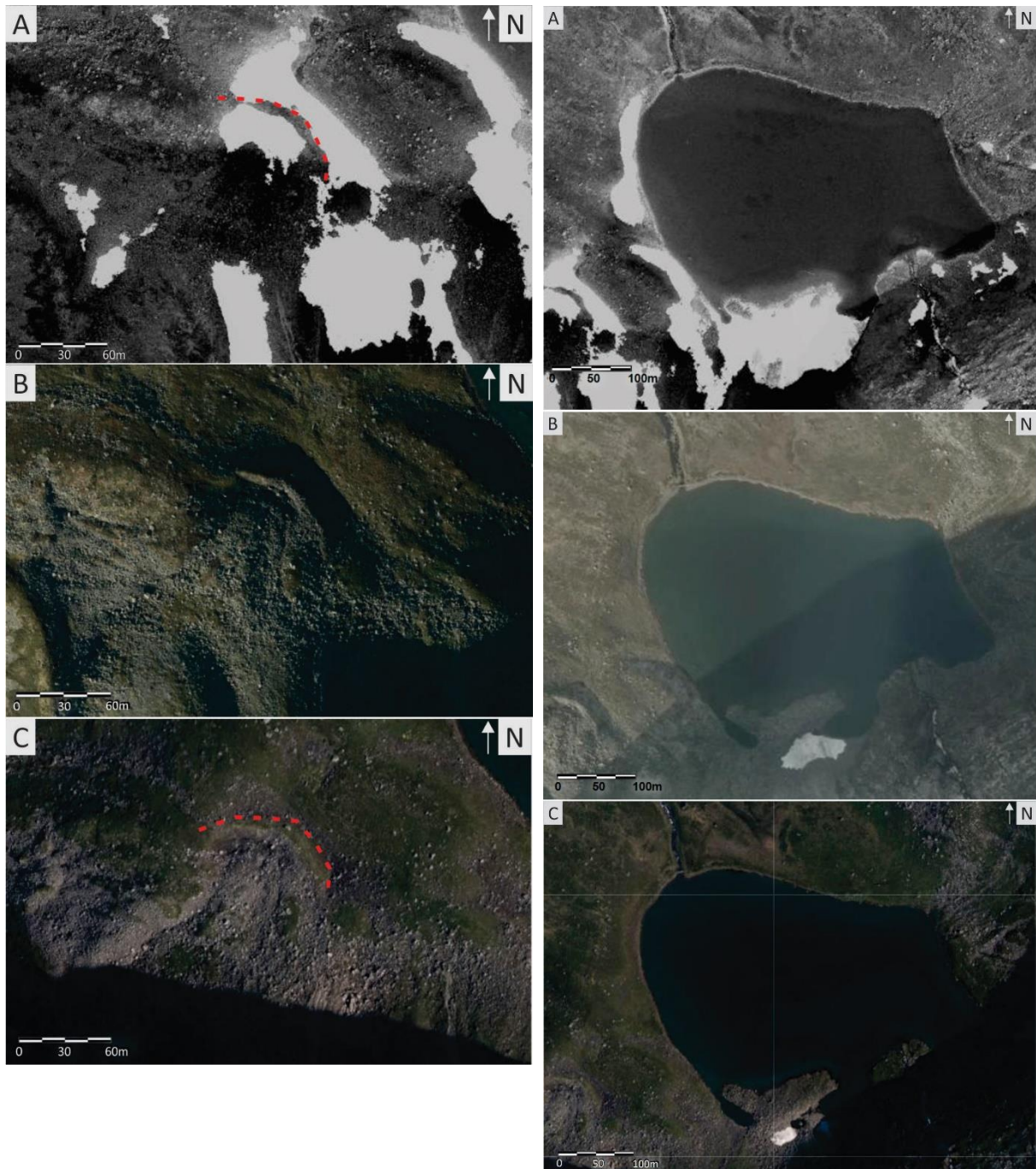
4.1.5 PRONIVALE RYGGER

På sørsiden av Møllsvatnet ved fjellsiden og ca. 865 m o.h. er det en ryggformet oppsamling av stein og blokker (figur 4.13A). Ryggformen er ikke stort høyere enn 3 m og ligger i en i underkant av 160 m lang bue i vannet. På det bredeste er ryggformen nesten 50 m og er nesten helt omkranset av vann. Deler av ryggformen er dekket av vegetasjon i form av mose. På bakgrunn av flyfoto fra 1976 (figur 4.15), formen på ryggen, tolkes denne ryggformen til å være en pronival rygg. Denne ryggen har blitt dannet over tid ved at skredblokker har rast nedover fjellsiden og lagt seg på denne pronivale ryggen på grunn av snødekker i bakkant av ryggen (figur 4.15A-B). Den pronivale ryggen skiller seg fra de i fjellsiden nord for Grandevatnet ved at den ligger på en lavere høyde (ca. 855 m o.h.) og at den ligger nærmest horisontalt i vannet. Fjellsiden bak Møllsvatnet er derimot svært bratt og mye skredmateriale samler seg ved vannkanten eller i vannet. På flyfotoene kan man se snø som ikke har smeltet raskt bort og som fungerer som en rampe for skredblokkene. Snøskred kan føre til at snø blir liggende på denne siden av vannet. Denne delen av Møllsvatnet ligger store deler av dagen i skyggen, noe som vil bidra til saktere snøsmelting. Siden ryggen ikke er rett i formen tyder dette på flere tilførselsområder. I og med at ryggformen har vokst seg så stor, så må dette ha skjedd over lang tid.

Knappe 140 m vest for de pronivale ryggene i Møllsvatnet og omtrent 880 m o.h. observeres en buet rygg som strekker seg ca. 85 m i skråningen. Bredden på ryggen er ca. 15 m og toppen av ryggen er dekket av vegetasjon (figur 4.13B-C). Nærmest skråningen er det mye skredmateriale og tre tydelige skredløp kan sees på flyfoto. To gjel i fjellsiden til Vardhornet ender i en talusskråning. Skredmateriale fra samme gjel har bredt seg ut over det tykke morenedekket. Ryggens plassering i forhold til fjellsiden og gjelene tilsier at dette kan være en pronival rygg dannet av skredmateriale. På flyfoto fra 1976 (figur 4.14A) kan man se at det er snø på over- og nedsiden av ryggen, og dette kan tillate skredblokker å legge seg i en bue.



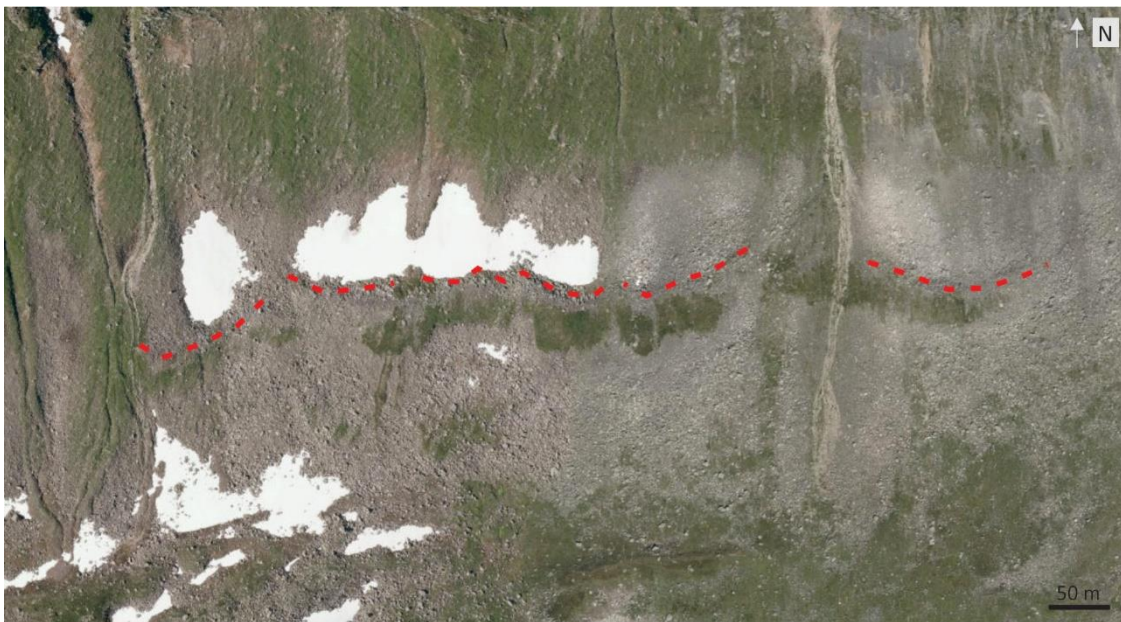
Figur 4.13: A: Den pronivale ryggen i Møllsvatnet består av skredmateriale og ligger i en bue i vannet. B: Den pronivale ryggen har også den karakteristiske buede formen, men er høyere og ligger i en skråning. Rød ryggsekk som målestokk. Rød sirkel markerer den pronivale ryggen i Møllsvatnet. C: Mot skråningen er det noen få ferske skredblokker, mens selve ryggen og nedsiden av ryggen er dekket av vegetasjon eller lav. Foto: Line Nygård.



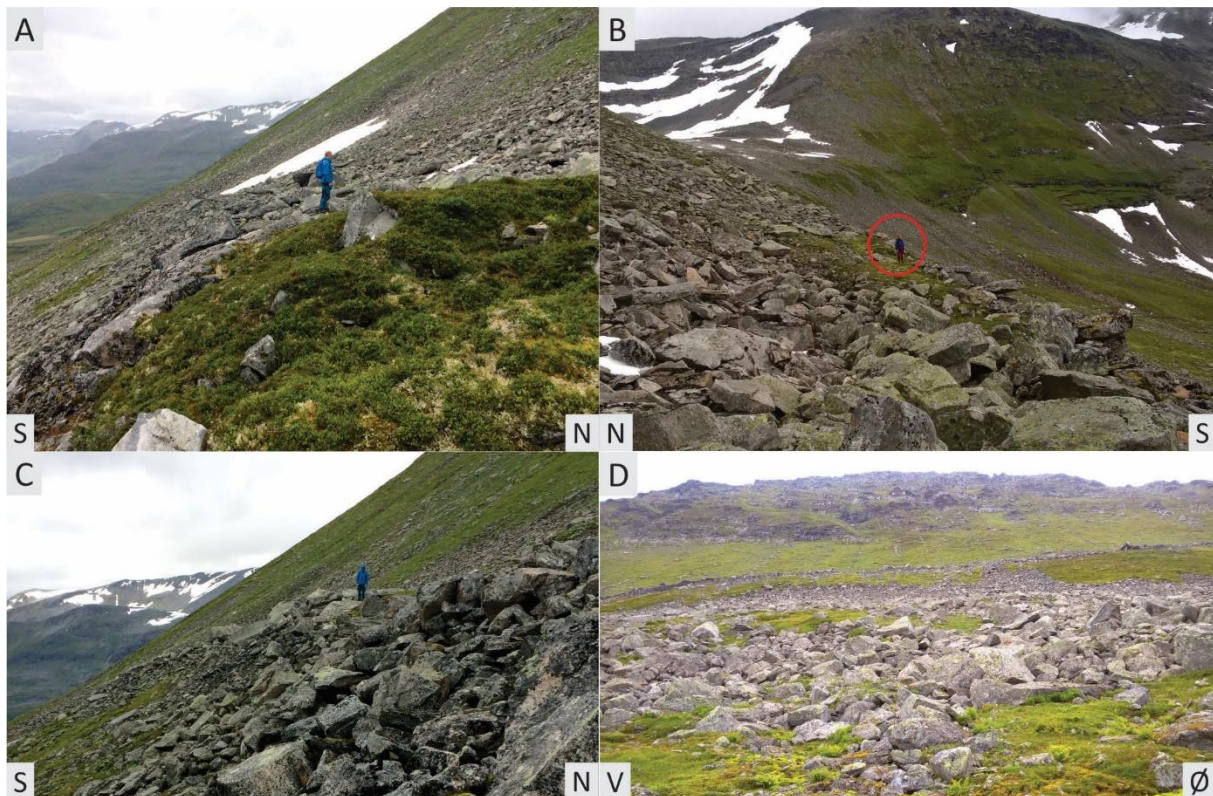
Figur 4.14: Til venstre: En tydelig buet pronival rygg ligger vest for Møllsvatnet. A: Flyfoto fra 1976 viser snø på over- og nedsiden av ryggen og viser hvordan skredblokker kan danne en rygg. B: På flyfoto fra 2011 kommer ryggen godt frem i det lave sollyset. C: Den røde stiplede linjen markerer den tydelige bueformen. I skyggen nede på bildet skuler deg seg to gjel som tilfører skredmateriale. Flyfoto fra Norgebilder (2017).

Figur 4.15: Til høyre: Pronivale rygger sør i Møllsvatnet. Flyfotoene tatt på forskjellige tidspunkt viser hvordan snøhauger bidrar til at skredmateriale legger seg i ryggformer i vannet. Siden denne delen av vannet ligger i skyggesiden store deler av dagen, blir snøhauger værende lenge. A: Flyfoto fra 1976. B: Flyfoto fra 2007. C: I 2013 kan man se at det vokser vegetasjon på den østlige delen av ryggen. Dette tyder på mindre tilførsel av skredmateriale enn på den vestlige delen. Flyfoto fra Norgebilder (2017).

I sørskråningen mot Tverrfjellet (1534 m o.h.) og mellom 1139 m o.h. og 1173 m o.h. ligger det en ca. 550 m lang rygg. Ryggen har en slak innside og en bratt ytterside ($>30^\circ$) og består hovedsakelig av kantete steiner og blokker av gneis. Denne landformen har ikke den karakteristiske ryggformen som morenerygger kan ha, men minner derimot mer om en terrasse av blokker i fjellsiden (figur 4.17). Ryggen er ikke rettlinjet, men består av flere bueformer (figur 4.16). Under siste del av feltarbeidet i august 2017 lå det hauger med snø i disse bueformene i fjellsiden. Flere av blokkene som ligger øverst på plataet er dekket av mye lav og mose, noe som indikerer at de har ligget der over lang tid. Enkelte steder så steinene og blokkene ferske ut og viser at skråningsprosessene i fjellsiden er aktive. Lengden på steinene og blokkene varierer fra 5-10 cm til opptil 150 cm. På distalsiden av ryggen er skråningen stedvis dekket av vegetasjon. Med bakgrunn i ryggens beliggenhet i fjellsiden, mengde skredmateriale og mangel på finmateriale, og utformingen av ryggen, tolkes disse ujevne ryggene til å være pronivale rygger.



Figur 4.16: Flyfoto av de pronivale ryggene i fjellsiden mot Tverrfjellet. De røde stiplede linjene viser bueformen på ryggene. Legg merke til snøen som bidrar til blokkoppsamling på ryggene. Modifisert fra Geodata (2017).



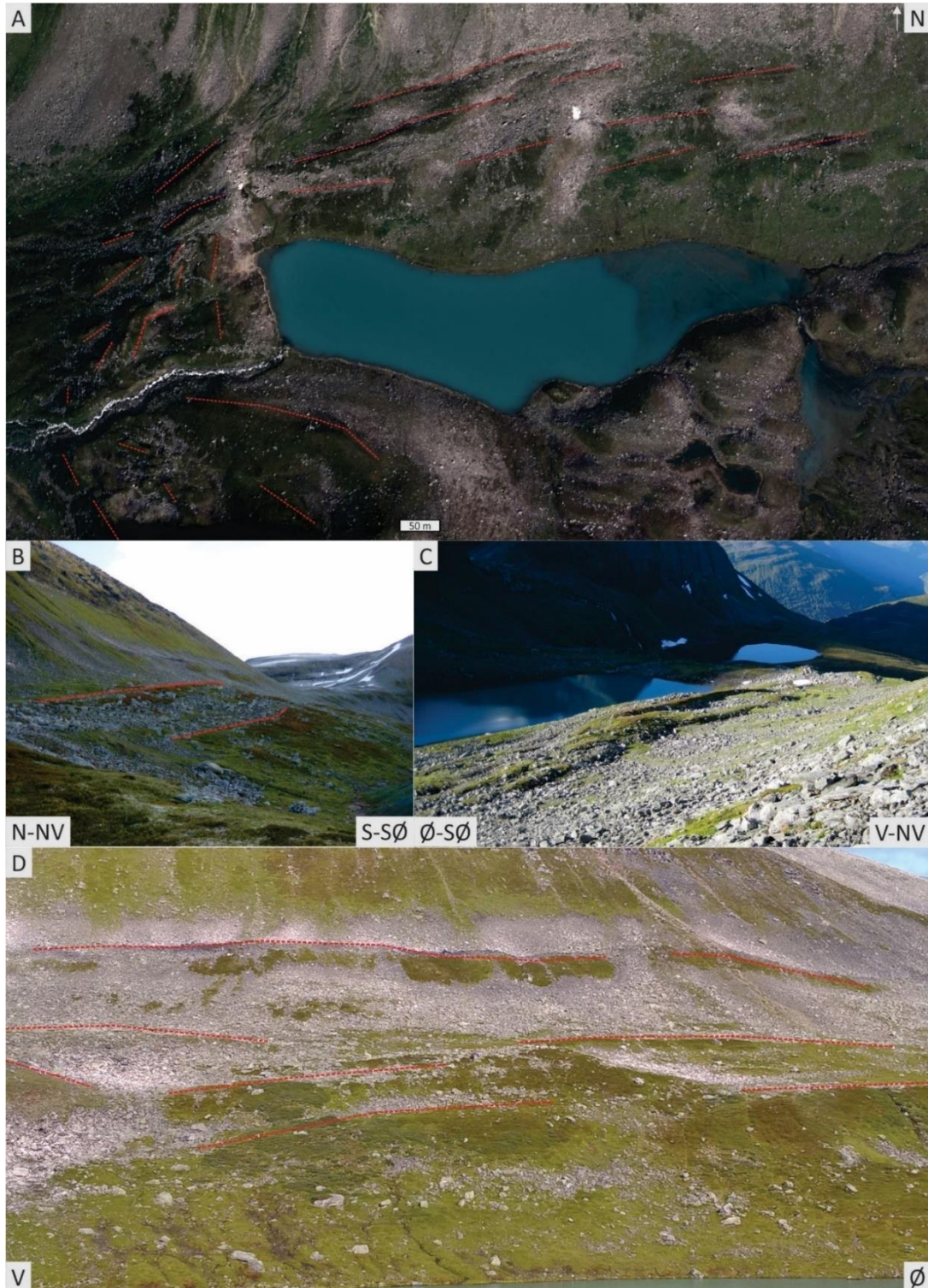
Figur 4.17: Pronivale rygger i V-Ø-retning i fjellsiden til Tverrfjellet. A: Noen steder er det vegetasjonsdekke på eller nedenfor ryggene. B: Enkelte flekker med vegetasjon skiller seg ut fra den blokkdominerte terrassen. C: Platået kommer tydelig frem der hvor personen på bildet står. D: De pronivale ryggene sett nedenfra og opp. De pronivale ryggene sees som en mørk stripe i fjellsiden sett fra et lavere ståsted. Foto: Line Nygård.

På grunn av den bratte helningen til fjellsiden er det spor etter flere ras og steinsprang, og store mengder skredmateriale ligger på proksimalsiden av ryggene og har bidratt til å lage en slakere helning enn på distalsiden. De observerte bueformene skyldes både at skredmaterialet legger seg på sidene av snøhauger som ligger proksimalt for den pronivale ryggen, og at skredblokker følger tidligere skredløp. Mot øst i dalsiden kutter et større skredløp av ryggene. Disse skredløpene kan være dannet av løsmasseskred eller snøskred. På flyfoto (figur 4.16) ser det ut som om det er flere forsenkninger på proksimalsiden av den pronivale ryggen som tyder på at det ofte ligger oppsamlinger av snø i fjellsiden.

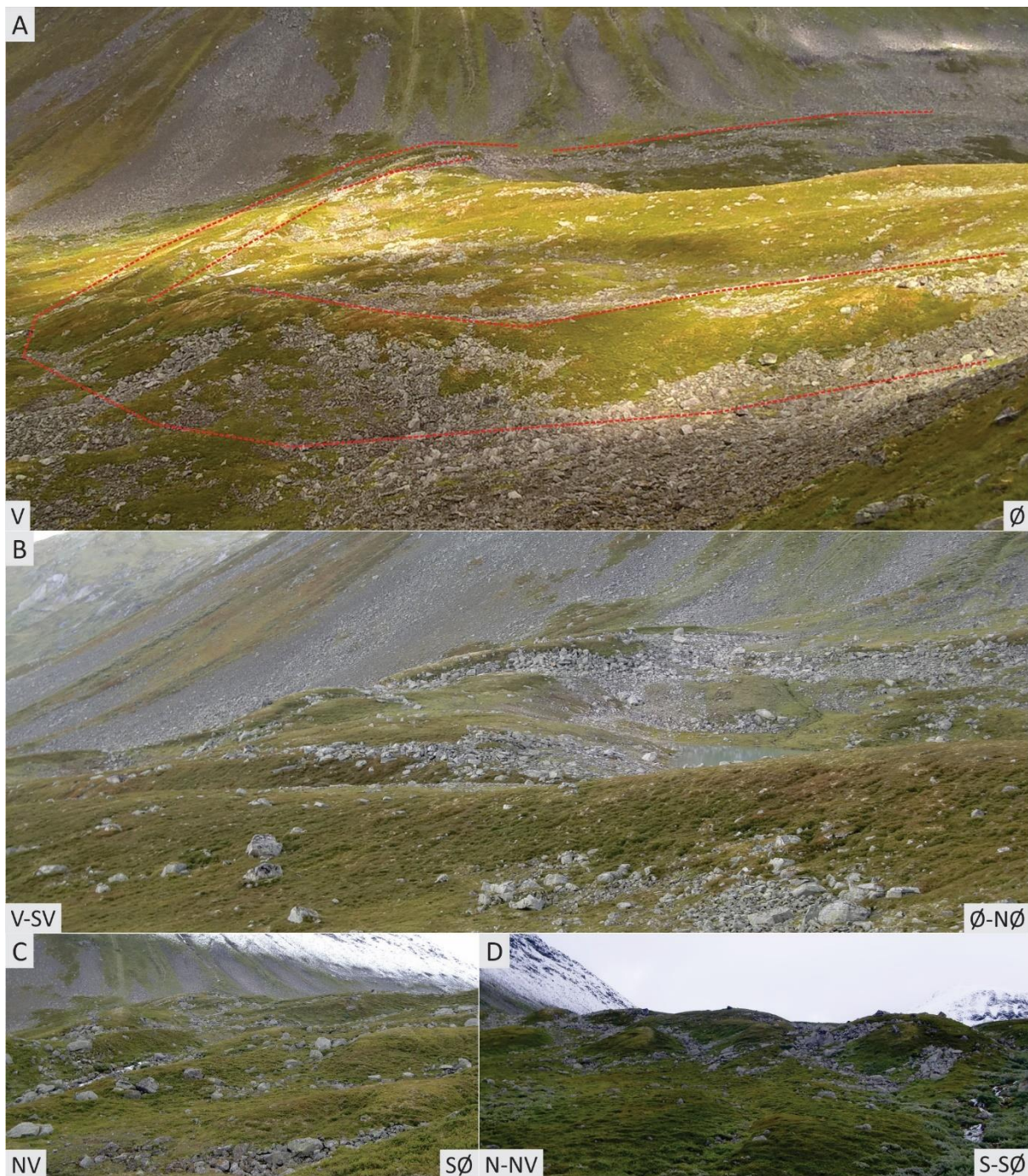
4.1.6 RANDMORENER NORD OG VEST FOR GRANDEVATNET

På nord- og vestsiden av Grandevatnet kan man observere et markert morenesystem. Mellom omtrent 1035 m o.h. og 1093 m o.h., på samme siden av Grandevatnet som de pronivale ryggene, ligger flere rygger parallelt med dalsiden, flankert av store mengder blokker og stein (figur 4.18). Disse usammenhengende ryggene ligger parallelt med de høyereliggende pronivale ryggene, og kan følges langs nordsiden av Grandevatnet. Lengdene på ryggene

varierer mellom 150 m og 370 m. Noen av ryggene ser ut til å ha hengt sammen tidligere, men har blitt kuttet gjennom av skred og stedvis dekt av mye skredmateriale. Vegetasjon på toppene av ryggene gjør at de skiller seg tydelig ut i terrenget og kan sees på flyfoto. Det er ut til at det



Figur 4.18: Randmorener på nord- og vestsiden av Grandevatnet. Røde stiplede linjer markerer morenerygger A: Flere randmorener er markert. Ryggene vest for vannet er delvis avbøyd grunnet smeltevannsdrenering. Flyfoto fra Kartverket (2017). B-C: De vegetasjonsdekte lateralmorenene nord for Grandevatnet synes godt blant alle skredblokkene. Foto Henriette Linge. D: Øverst i fjellsiden ligger de pronivale ryggene. Flere laterale morener ligger nedenfor. Foto: Line Nygård.



Figur 4.19: De gjennomkuttete randmorenenene vest for Grandvatnet. A: Flere sett med randmorener kan skilles ut blant de avkuttete ryggene. De røde stiplede linjene markerer den ytterste randmorenen. B: Grandvatnet er demt opp av moreneryggene. Vannstanden kan ha stått høyere slik at smeltvannselver kunne drenere flere steder over moreneryggene. C: Breelver har kuttet gjennom randmorenenene og avbøyd ryggene. D: Steiner og blokker ligger igjen etter smeltvannsdreneringen fra dalbreen som lå der. Foto Henriette Linge.

er minst fire parallelle laterale morenerygger som ligger på denne siden av Grandvatnet (figur 4.19). Moreneryggene er markert RA1-RA4, hvorav RA1 tolkes til å være den eldste og RA4 den yngste (figur 4.20). Alle moreneryggene er dekket av vegetasjon og blokker. Mange steiner og blokker ligger både proksimalt og distalt for ryggene. Noen av blokkene har diameter på

over 2 m. De høyereliggende ryggene, RA1 og RA2 er omringet av mest blokker, siden disse ligger høyere og nærmere den rasutsatte dalsiden. Disse laterale moreneryggene ble dannet da botnbreene i sidedalen ekspanderte og vokste sammen til en dalbre, her kalt Grandevatnbreen, som dekte hele den østlige delen av dalen. Hver av ryggene representerer ulike brefremstøt og vitner om flere glasiale fremstøt.

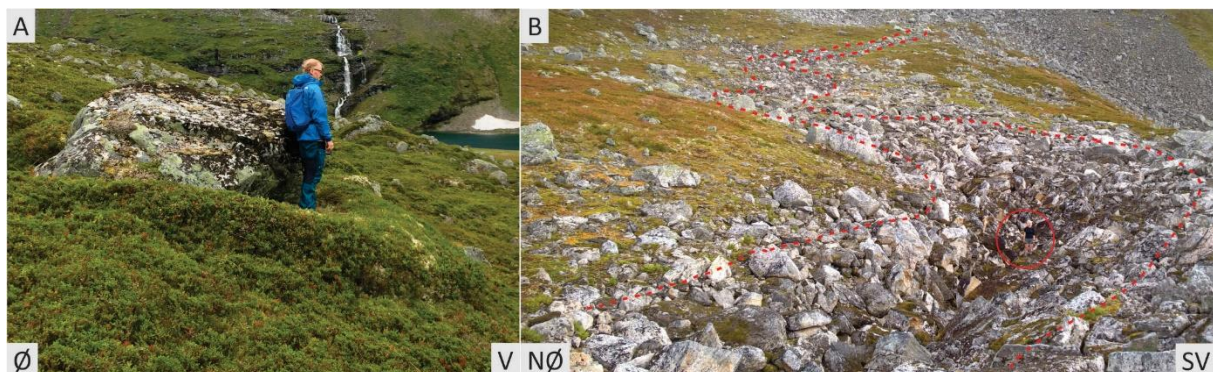


Figur 4.20: Morenerygger nord og vest for Grandevatnet er markert med stoplete linjer. Ryggene som antas å ha hørt til samme randmorene er markert i samme farge. RA1 er eldst, RA4 yngst. Flyfoto hentet og modifisert fra Kartverket (2017).

Vest for Grandevatnet er det flere rygg- og haugformer observert i skråningen ned mot Møllsvatnet. Lengden på ryggene varierer fra 15 m til over 300 m. På flyfoto kan man se at flere av disse ryggformene har hengt sammen, men har blitt kuttet av smeltevann fra Grandevatnbreen (figur 4.20C-D). Dette sees tydelig ved at steiner og blokker ligger mellom rygg- og haugformene (figur 4.19C-D), og de finere kornstørrelsene er fraværende. Det ser ut til at flere av ryggene har blitt avbøyd i vestlig og østlig retning. Denne avbøyningen skyldes også smeltevannsdrenering. Disse ryggformene tolkes til å være en del av samme randmorener som ryggene nord for Grandevatnet. Det ble lest av R-verdier med schmidthammer på blokker på RA1 og RA2 nordvest for Grandevatnet, samt på blokker på den vestre enden av RA3.

Grandevatnet har utløpt i vest og elva Grandevasselva har kuttet gjennom alle de tidligere sammenhengende randmorenene og dannet et dypt, v-formet elveløp. Sør for Grandevasselva og proksimalt for RA1 er det en forsenkning i terrenget. Denne forsenkningen i terrenget, som

kan minne om en v-formet struktur, har blitt tolket til å være en erosjonsform dannet av breelver (figur 4.21B). Denne erosjonsformen svinger seg i terrenget fra den store skredviften ved foten av Trollkuphornet og nedover skråningen hvor den ender opp 400-450 m lenger nede på den proksimale siden av en nord-sør-orientert rygg. Rennet, bestående av lavdekte blokker, skiller seg ut fra det ellers vegetasjonsdekte området. Finmaterialet er vasket bort i rennen og kun kantete og kantrundete steiner og blokker ligger igjen. Den v-formede strukturen ender i en nesten sirkulær fordypning på proksimalsiden av en rygg. Flere lignende forsenkninger kan observeres noen steder mellom Grandevatnet og Møllsvatnet, slik som den i figur 4.11C.

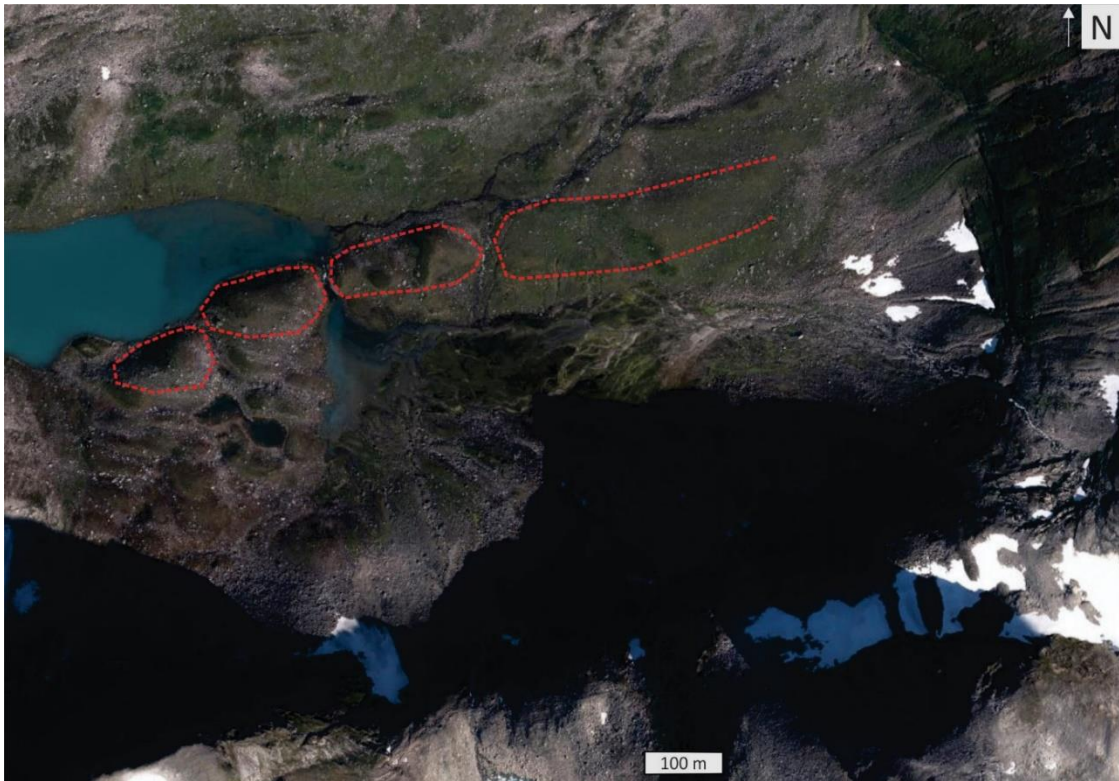


Figur 4.21: A: En av flere solifluksjonstunger observert mellom Grandevatnet og Møllsvatnet. Siden det ligger snø størsteparten av året i studieområdet foregår trolig disse prosessene fortsatt. B: Smeltevannskanal vest for Grandevatnet. Spor etter smeltevannsdrenering i mindre skala kan observeres flere steder rundt Grandevatnet og Møllsvatnet, deriblant i figur 4.19C-D. Foto: Line Nygård.

I skråningen ned fra Grandevatnet kan flere blokker på små «vegetasjonsplataer» observeres på distalsiden av moreneryggene. Rundt flere av blokkene av betydelig størrelse kan man se en solifluksjonstunge (figur 4.21A). Dette er en type utglidningsform som dannes når overflatejorda blir oppbløtt når snø smelter. Overflatejorda blir vannmettet og kan begynne å sige i skrånende terreng. Høyden og bredden på disse solifluksjonstungene vil variere. Siden snøen blir liggende lenge i de høyereliggende områdene i dalen utover sommeren, kan jorda bli mettet etter hvert som snøen smelter, og begynne å sige.

4.1.7 RANDMORENER SØRØST FOR GRANDEVATNET

På den sørlige siden av Grandevatnet ligger et komplekst landskap med flere rygger og hauger. Rygg- og haugformer som omringes av forsenkninger med store mengder stein og blokker (figur 4.22). Enkelte av disse ryggene skiller seg ut fra ryggene nord for vannet ved at de er mer kuppelformet og symmetriske. Nærmest Grandevatnet ligger noen rygger med en plassering som tyder på at de kan være rester av en tidligere sammenhengende landform (figur 4.22). Den er rundt 60 m på det smaleste og opptil 130 m på det bredeste, og strekker se i underkant av

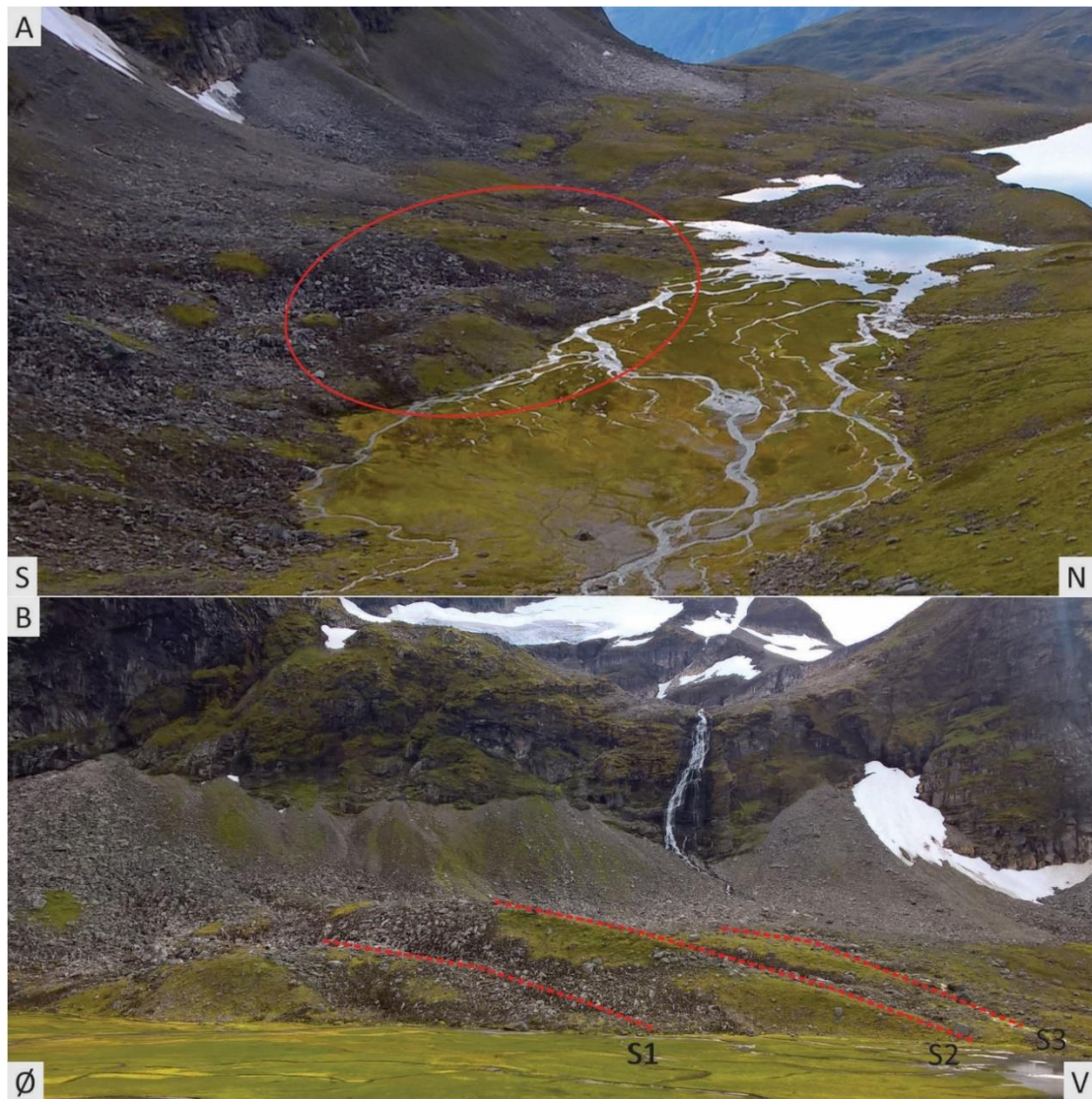


Figur 4.22: Ryggene som antas å være dannet av de sammenvokste botnbreene fra Litlekupa og Namnlauskupa, er markert med røde stiplede linjer. Ryggen er kuttet av flere steder på grunn av breelver. Flyfoto hentet og modifisert fra Kartverket (2017).

900 m på langs av sidedalen. På toppen av ryggene er det mange blokker, enkelte med diameter over 3 m. På flyfoto og fra observasjoner i felt kan haugenes form og orientering indikere at de er rester etter en endemorene. Denne moreneryggen markerer brefremstøtet til da botnbreene i Namnlauskupa og botnbreen i Litlekupa. Endemorenen er kuttet av flere steder og finmaterialet i forsenkningene mellom ryggene er vasket bort og de resterende kornstørrelsene er i hovedsak stein og blokk.

I fjellsiden nedenfor Litlekupa ligger det tre NV-SØ-orienterte rygger parallelt i forhold til hverandre. Disse har blitt kalt S1, S2 og S3 (figur 4.23) og ligger innenfor en avstand på ca. 140 m. Ryggene er vegetasjonsdekte på toppene og er delvis eller helt dekket av blokker på sidene. S2 er den største av ryggene. Snitt i to av ryggene (S1 og S2) viser at ryggene består av usortert materiale. Fjellene sør for Grandevatnet er bratte og oppsprukne og det er talusskråninger langs hele sørlige fjellside fra Namnlauskupa og bort til Trollkuphornet. Noen steder er det begynt å vokse vegetasjon på skredviftene. I noen av viftene er flere skredblokker lysere i fargen og stammer fra yngre skred. Ryggene nærmest fjellsiden tolkes til å være morenerygger, da beliggenheten i forhold til Litlekupa, sammensetningen av materiale og

ryggformen tyder på dette (figur 4.24). En alternativ tolkning kan være at ryggene er sidemorener dannet da Namnlausbreen og Litlekubreen vokste sammen nede i dalen.



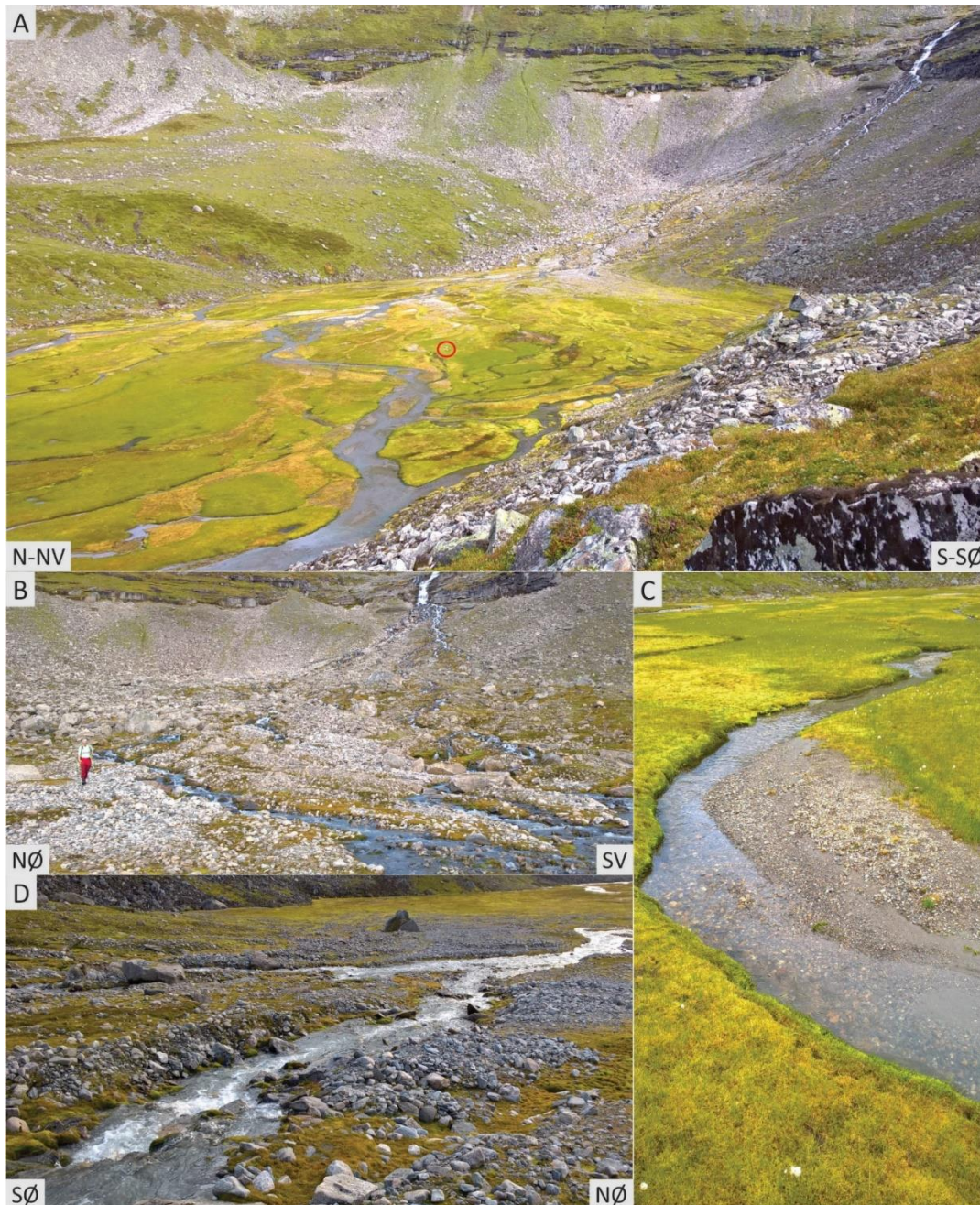
Figur 4.23: A: Tre NV-SØ-orienterte morenerygger skiller seg ut sør for breelvsletten. Nærmest fjellsiden er ryggene dekt av store mengder skredmateriale. B: Moreneryggene er markert med røde stiplede linjer. Foto: Line Nygård.



Figur 4.24: A: Morenerygg S1 B: Snitt i rygg S1 viser morenemateriale. C: Morenerygg S2 er de største av ryggene. Person i rød sirkel som målestokk. D: Snitt i rygg S2 viser morenemateriale. Foto: Line Nygård.

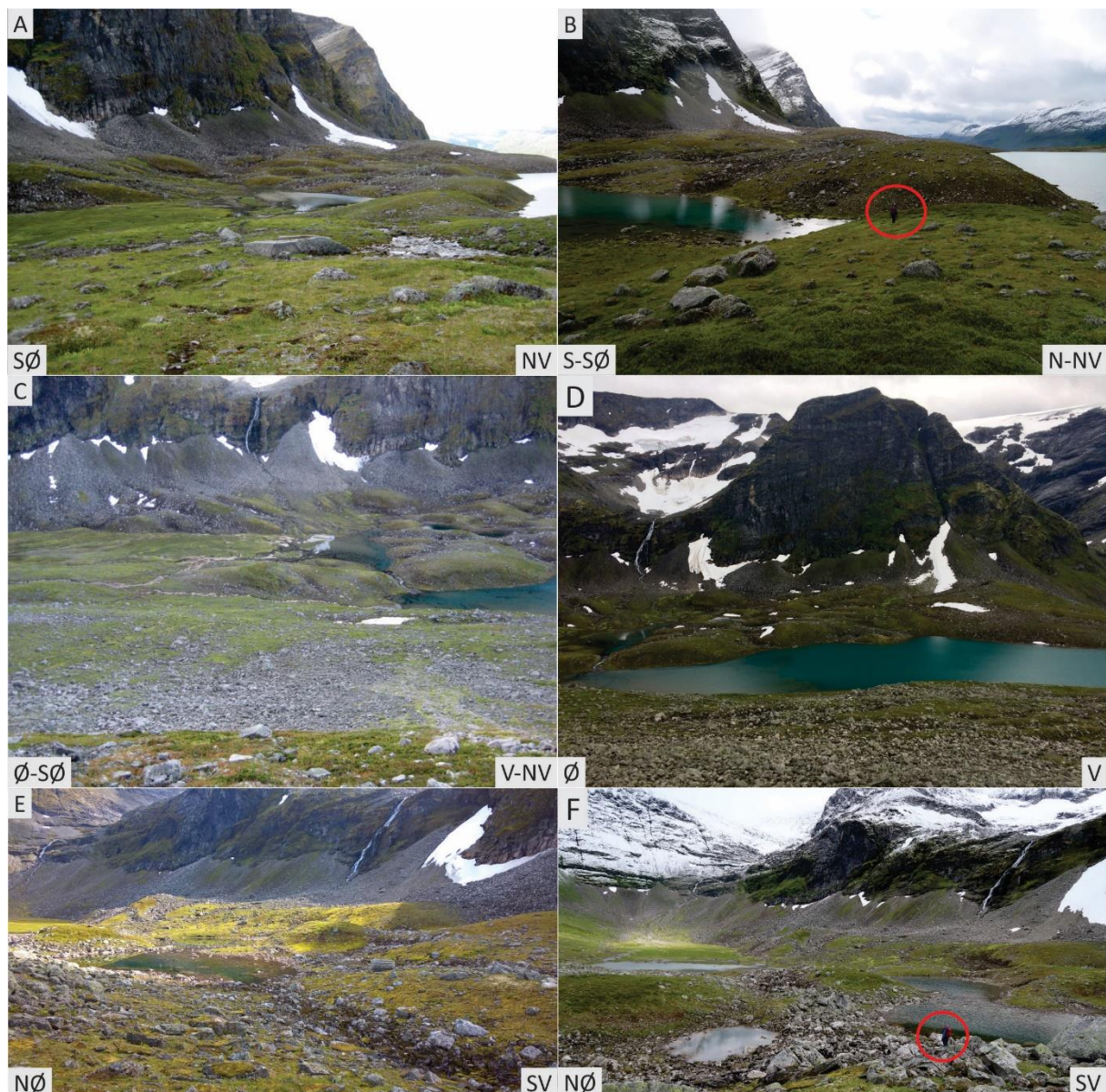
Nedenfor Namnlauskupa og moreneryggene skifter landskapet brått karakter. En svakt skrånende gresskledd breelvslette med en meandrerende løpsform skiller seg ut fra det ellers komplekse landskapet (figur 4.25). Smeltevannet fra botnbreen i Namnlauskupa har ført med seg finkornede sedimenter, som sand, silt og leire, ned dalsiden og avsatt det på breelvsletten. Det mest finkornede materialet (silt og leire) fører smeltevannet med seg videre til det ender i Grandevatnet. En tydelig kornsortering observeres langs hele sletten, med grovkornede sedimenter nærmest dalsiden til Namnlauskupa, og finere sedimenter videre nedstrøms i retning Grandevatnet. Denne breelvsletten står i sterk kontrast til rygg- og haugformene rundt. Store mengder finmateriale som silt og leire gir breelvene den grå fargen og gjør at Grandevatnet, i likhet med Møllsvatnet, får en grønnblå farge. De meandrerende elvene fra elvesletten i øst ender opp i et lite vann. Elven med utløp til Grandevatnet har erodert gjennom endemorenen til

Namnlausbreen og Litlekubreen. Siden endemorenen er usammenhengende og består i dag av flere rygger, er det tidligere breelver som har erodert gjennom ryggen. Dette støttes av fraværet av finmateriale i forsenkningene mellom ryggene.

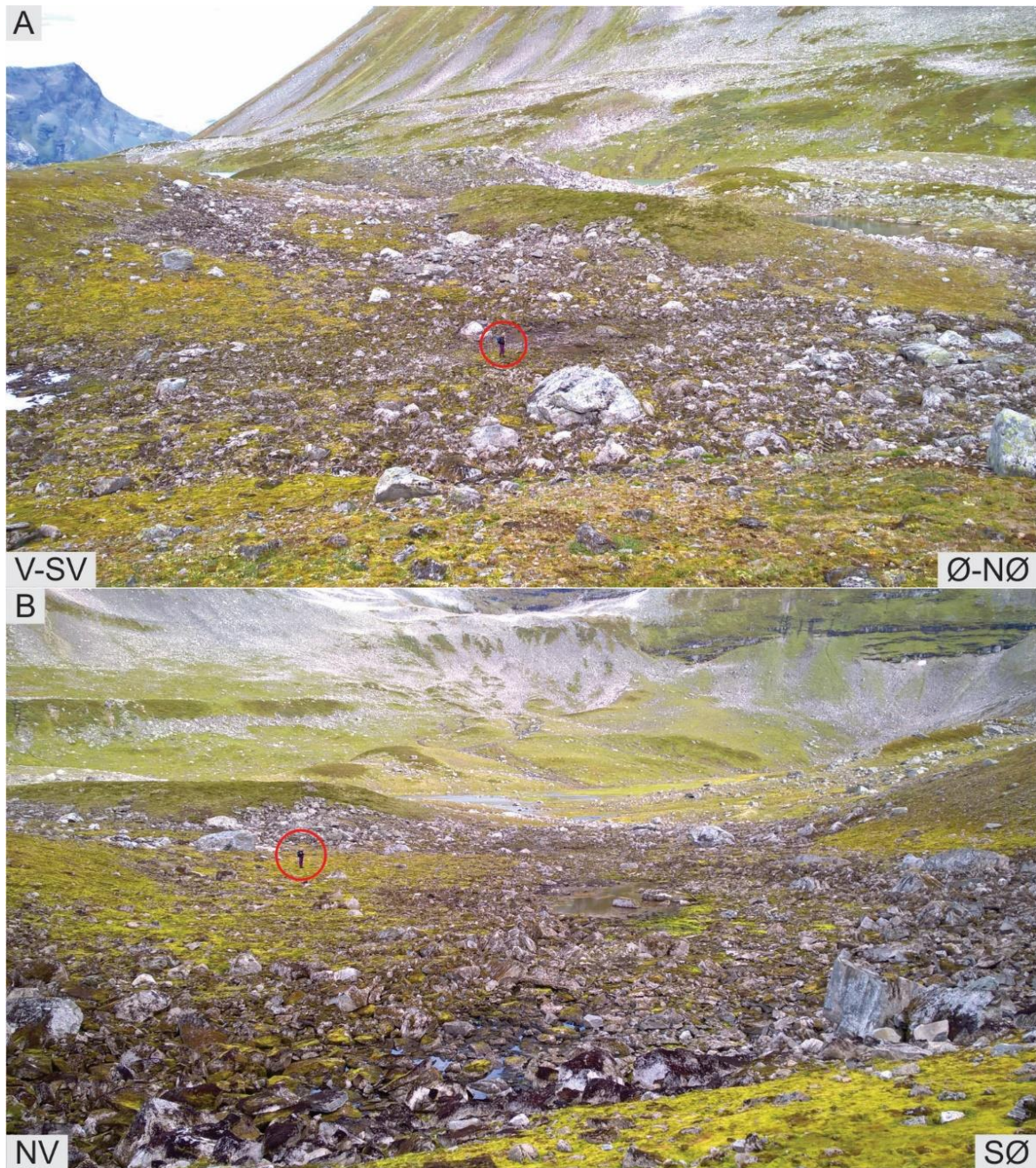


Figur 4.25: A: Breelvslette nedenfor Namnlauskupa får tilførsel av glasifluviale sedimenter av breelvene. Sauer i rød sirkel som målestokk. B: En tydelig gradering kan observeres, med steiner og blokker nærmest botnåpningen, til (C) grus og sand på sletten. Foto: Line Nygård.

Flere hauger og forsenkninger ligger vest for ryggene S1-S3 (figur 4.26). Haugene er dekket av vegetasjon og blokker på toppene. Noen av forsenkningene har stillestående vann. Toppene av rygg- og haugformene er dekket av vegetasjon og forsenkningene av kornstørrelser som stein og blokk. De finkornede sedimentene er vasket ut og steiner og blokker dekket av svart lav ligger igjen. Dette avgrensede område med hauger og forsenkninger tolkes til å være dannet av en stagnerende bre og er et resultat av dødis (figur 4.27). En bre i bevegelse kan ikke ha dannet både forsenkningene og haugene på samme tid. Forsenkningenes dybde og haugenes høyde tilsier at det kan ha ligget dødis i området.



Figur 4.26: Kaotisk område sør for Grandvatnet sett fra flere vinkler. Flere forsenkninger fylt med vann og området har høyt blokkinnhold. Området står i sterk kontrast til breelvsletten som ligger like ved. Personer i røde sirkler som målestokk. A, C-E: Foto: Line Nygård. B og F: Foto: Henriette Linde.



Figur 4.27: Område hvor det antagelig har ligget dødis. På det kvartærgeologiske kartet er dette området markert med ablasjonsmorene. A: Områdene med lavdekte blokker har flere forsenkninger med vann. Person i rød sirkel som målestokk. B: Blokkdominerte overflater med lite vegetasjon tyder på at snø og vann ligger lenge. Foto: Line Nygård.

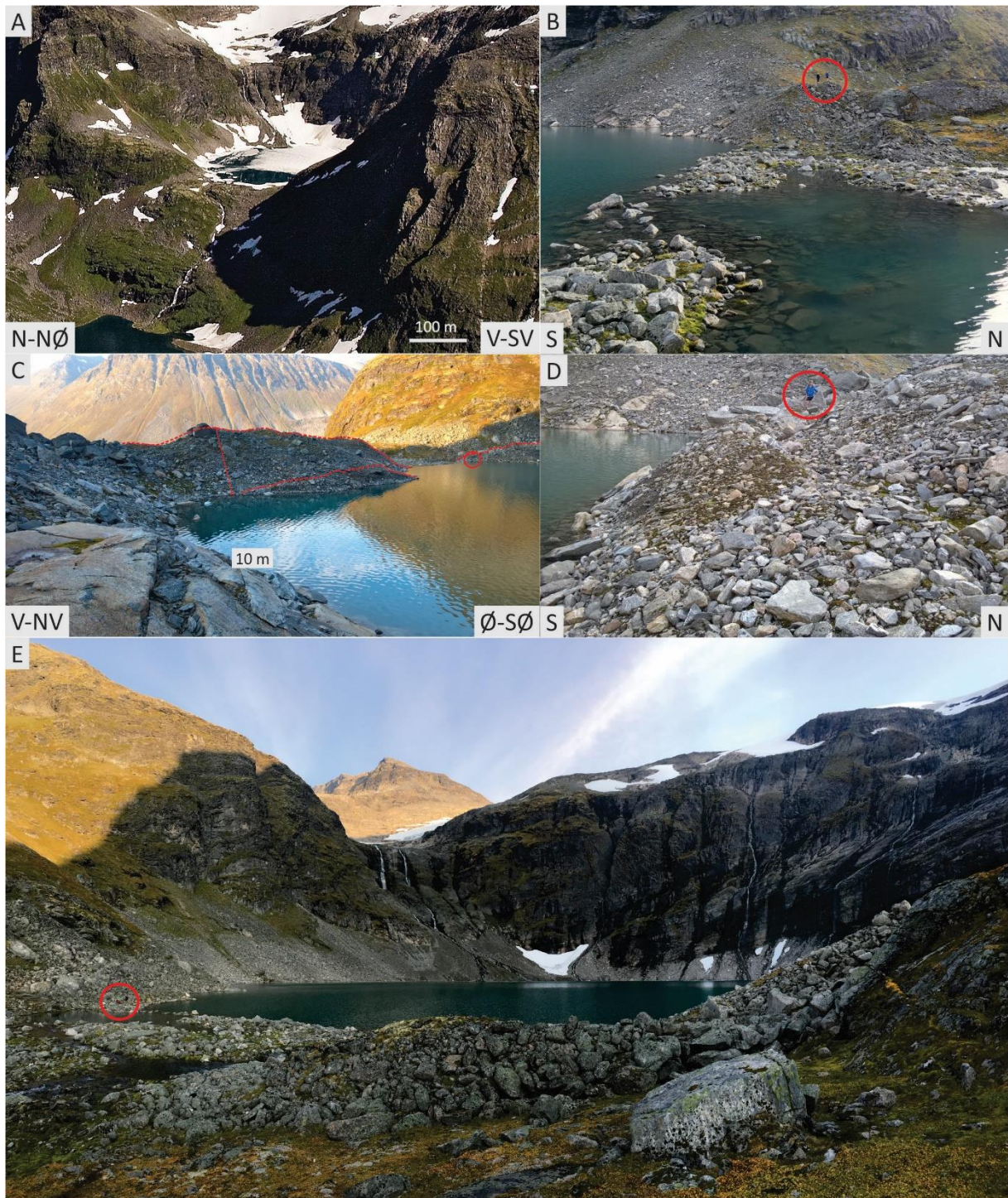
4.1.8 RANDMORENER OG AVSETNINGER I BOTNER

En av de karakteristiske landformene i Gråsteindalen og sidedalen er de fire botnene, som ut ifra morfologiske elementer, klassifiseres som enkle botner (Benn & Evans 2010a). Trollkupa er vendt mot N-NV (327 °) i Gråsteindalen, mens Litlekupa vender mot nord (349°) i sidedalen. Orienteringen til Grandevasskupa har endret seg fra N-NØ (18°) og rotert til NV (318°), mens Trygghola er vendt mot SV (142°) i sidedalen. I dag er det kun to av botnene, Litlekupa og Namnlauskupa, som fortsatt har botnbreer. Trygghola er den av botnene som er mest utsatt for solinnstråling og vind da den er sørvest-vendt. Dette kan være grunnen til at botnbreen har smeltet bort før de tre andre breene. Det er store ulikheter mellom de fire botnene, men alle botnene kan, ifølge Evans og Cox (1974), klassifiseres som klassiske botner. De har alle utviklet tydelig bak- og sidevegger. Det som imidlertid skiller de fra hverandre er helningen på botnbunnen, L/B-forholdet (lengde/bredde), og tilstedeværelsen av en botnsjø/vann i botnen.

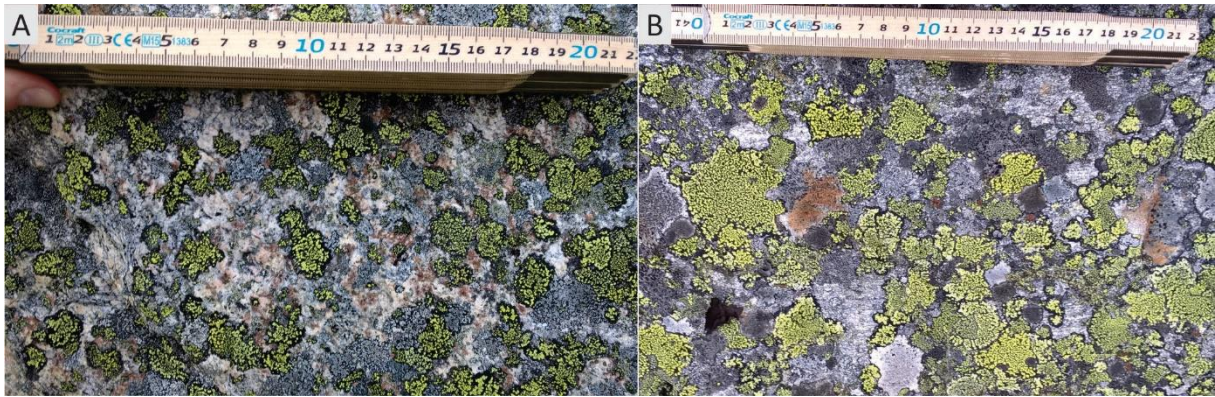
TROLLKUPA

Trollkupa (1086 m o.h.) er en dyp og smal botn som ligger nordvendt i sidedalen til Gråsteindalen, avgrenset av Vardhornet i vest (figur 4.28A). I luftlinje strekker botnen seg omtrent 530 m fra botnterskel til bakveggen, mens bredden er i underkant av 660 m. Det er et stort vann i botnen, Trollkupevatnet, som får tilførsel av smeltevann fra breer som ligger nær toppen til Sætertverrfjellet. Disse karakteristikkene er typiske trekk for glasiale botner og gjør Trollkupa til et lærebok-eksempel på en glasial botn. Fra Trollkupevatnet og ned fjellsiden renner det en elv til Møllsvatnet. Elven har erodert ned i fjellsiden og dannet et lite gjel. Sideveggene og bakveggen er svært bratte og de skurte flatene viser omfattende glasial erosjon. Berggrunnen består av lagdelt diorittisk og granittisk gneis som heller 22° mot øst-sørøst.

Rundt hele vannet ligger det store mengder skredmateriale som har rast ned de bratte fjellsidene. Ved botnterskelen observeres undulerende rygger (figur 4.28B-E), kuttet gjennom av elven som går ned til Møllsvatnet. Den innerste ryggen er betydelig mindre enn den andre, og er rundt 2 m høy og omtrent 4 m bred. Den største ryggen er i underkant av 10 m høy og måles til å være omtrent 80 m lang. Begge ryggene består hovedsakelig av sand, grus, steiner og blokker og har relativt bratte sider og en smal, spiss rygg. Det er ingen vegetasjon på ryggene bortsett fra ulike lavarter. Kartlav (*Rhizocarpon geographicum*) observeres på de fleste blokkene hvor diametrene på lavflekkene varierer mellom få mm til 5-6 cm (figur 4.29). Nærmere undersøkelser av kartlav for å estimere omtrentlig tilbakesmelting av botnbreen ble ikke gjennomført.

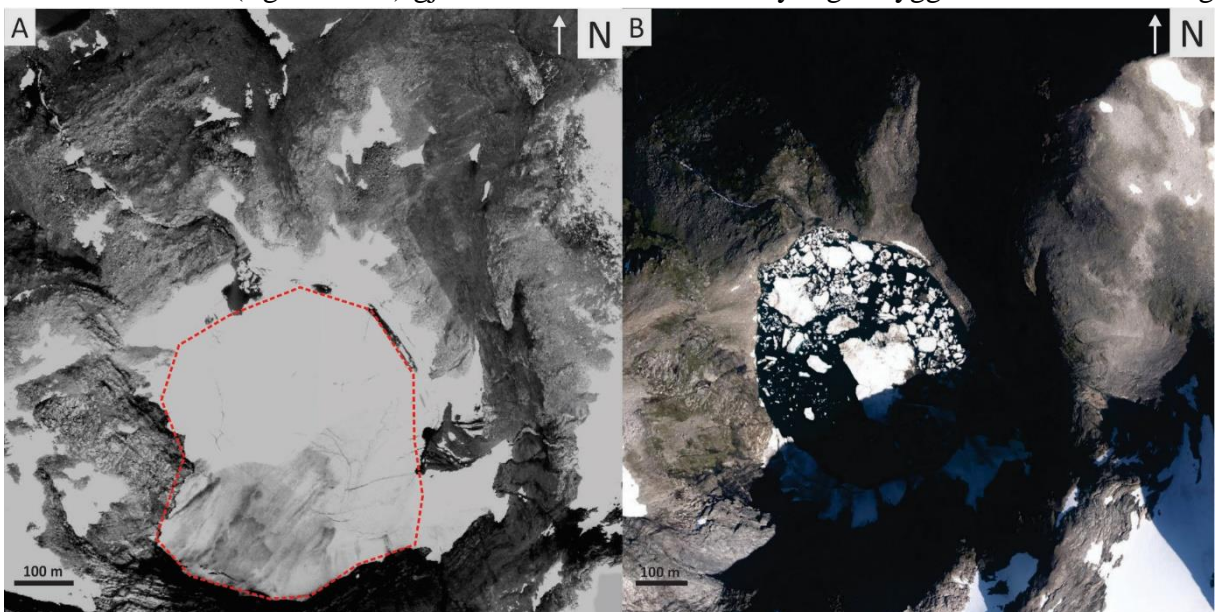


Figur 4.28: A: Oversiktsbilde over Trollkupa. Nederst på bildet kan man se deler av Møllsvatnet. Foto: Rønneberg og Loftesnes (2009). B: Nærmest sideveggene er moreneryggene best bevarte og ligger i bakkant for terskelen. Foto: Karoline Næsse. C: Personer i rød sirkel som målestokk. Elven som renner ned til Møllsvatnet har fjernet og transportert vekk deler av moreneryggene. Foto: Line Nygård. D: Materialsammensetningen til ryggene. Foto: Karoline Næsse. E: Personer i rød sirkel som målestokk. I forkant av vannet kan man tydelig se lille istids morenerygg. E: I forgrunnen og til høyre på bildet kan man se hvordan største moreneryggen ligger inntil terskelen av fast fjell. Personer i rød sirkel som målestokk. Til høyre på bildet ser man hvordan berggrunnen heller ned mot øst-sørøst. Foto Karoline Næsse.



Figur 4.29: Små flekker med kartlav ble observert på alle blokkene på moreneryggene, og størrelsen tilsier at det ikke er lenge siden isen smeltet vekk. Størrelsen på lavflekkene i Trollkupa skilte seg ut fra de større lavflekkene nede i dalen. Foto: Line Nygård.

En fortsettelse av ryggene kan observeres på den østlige siden av elven hvor de er mindre i størrelsen på grunn av modifisering ved fluvial erosjon. Laven er betydelig mindre enn de som kan observeres på blokker nede i dalen og tilsier at det er kortere tid siden dette området var isdekket. Basert på målinger av diameteren til kartlav på blokker på ryggene (figur 4.29), tilsier dette at ryggene ble avsatt da botnbreen hadde et fremrykk under den lille istid (eng.: *LIA* – *little ice age*). På bakgrunn av beliggenheten, formen, og sammensetningen av materialet i ryggene tolkes ryggene til å være endemorener. På flyfoto fra 1976 (figur 4.30A) kan man se at lå det en botnbre helt bak i Trollkupa og øker dermed sannsynligheten for at Trollkupbreen hadde et fremrykk under den lille istid og avsatte moreneryggene ved terskelen. Størrelsen på botnbreen i 1976 (figur 4.30A) gjør det dermed svært sannsynlig at ryggen mellom vannet og

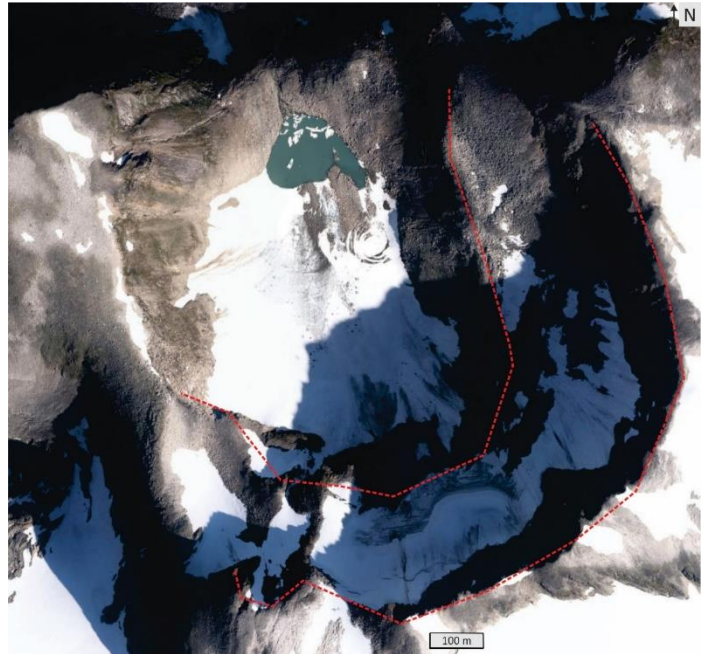


Figur 4.30: A: Trollkupbreen i 1976. Røde, stiplede linjer markerer den omtrentlige isutbredelsen til Trollkupbreen. B: Flyfoto av Trollkupa i 2013. I dag er det ingen bre i botnen. Flyfoto hentet fra Norgebilder (2017).

botnterskelen ble avsatt under den kalde perioden som varte fra 1300 til 1850-tallet, den lille istid. I dag er det kun et vann i botnen og den tidligere botnbreen har dermed smeltet helt bort på litt over 40 år (figur 4.30B).

LITLÉKUPA

Det var ikke mulig å gjøre nærmere kartlegging av Litlekupa, da denne botnen er utilgjengelig til fots. Alle observasjoner og tolkninger av Litlekupa er gjort på bakgrunn av flyfoto og 3D-bilder. En liten isbre ligger ved bakveggen i botnen bak et lite vann, her kalt Litlekupbreen. Helningen på botnbreen ble målt til å være på 24° i 2006 (Andreassen et al. 2012). Sideveggene er bratte og botnen måler 730 m fra botnterskelen og til bakveggen, mens bredden er i underkant av 630 m. Bredden er målt i det lavereliggende nivået i botnen. Etter



Figur 4.31: Flyfoto av Litlekupa. En liten botnbre eksisterer i dag. Røde stiplede linjer markerer kantene mellom to ulike trinn i botnen. Flyfoto hentet fra Kartverket (2017).

nærmere studier av flyfoto og fotografi kan man tolke det slik at det er to botngenerasjoner i Litlekupa (figur 4.31). Det er to ulike nivåer, eller trinn, i botnen som tyder på endret breerosjon. Det er i underkant av 210 m fra botnbunnen og til kanten til det øvre trinnet, målt ut fra topografisk kart og flyfoto. Erosjonen må ha vært mer sentrert da det laveste trinnet i botnen ble dannet. Det øvre trinnet er mest utviklet i sør og i øst med bratt sidevegg og bakvegg. Vest i botnen er sideveggen til den eldste botngenerasjonen fraværende, da denne siden av fjellet er topografisk lavere enn resten av fjellmassene. Grensen mellom Trollkupa og Litlekupa er på høyde med det øverste punktet på den vestlige sideveggen i Litlekupa. Det nedre trinnet har sidevegger dekket av mye skredmateriale. Mellom vannet i botnen og botnterskelen ligger det materiale som trolig stammer fra skredhendelser. En mulig årsak til dannelsen av ulike trinn i botnen kan være at Litlekupa ligger på en bergartsgrense.

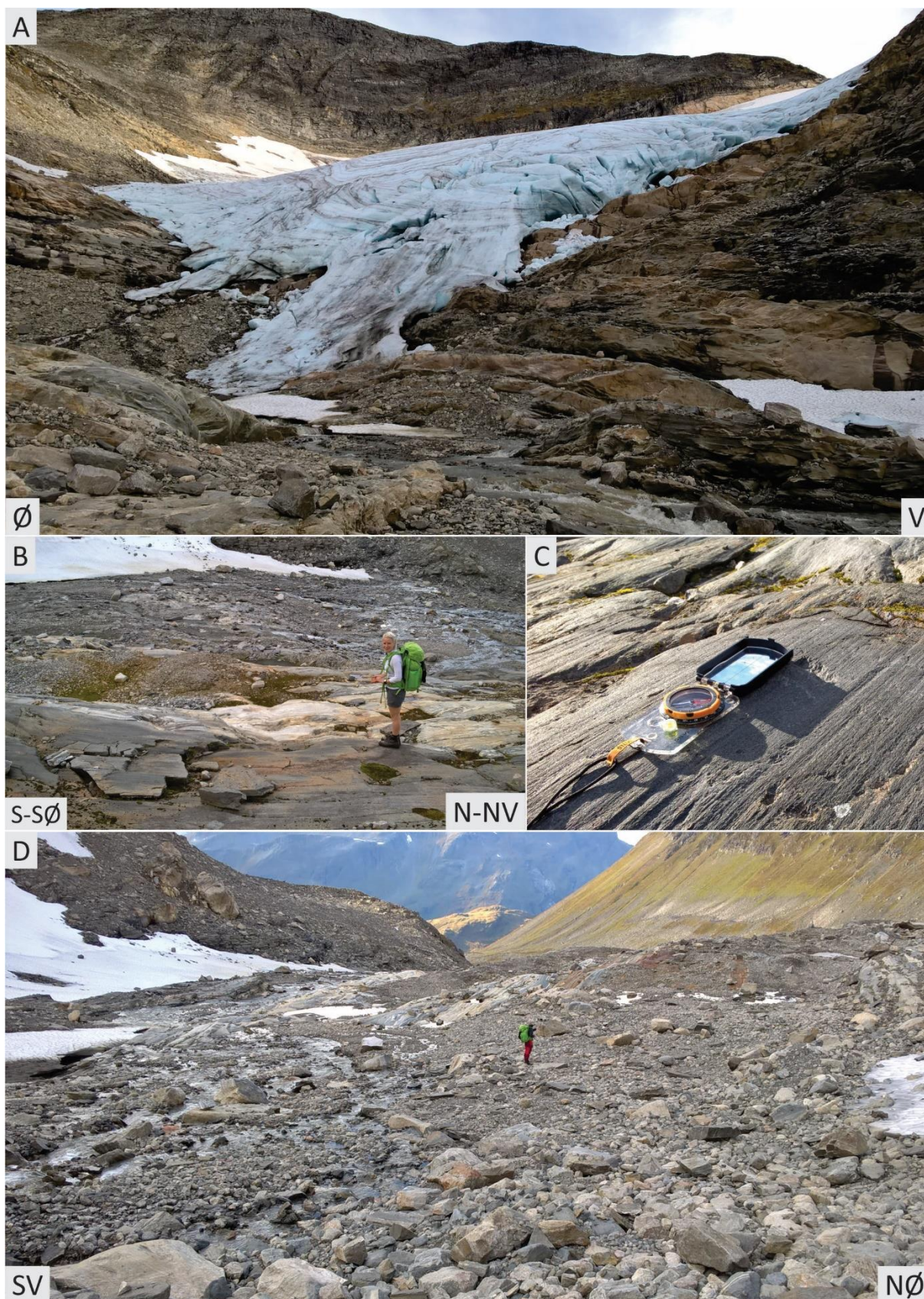
NAMNLAUSKUPA

Namnlauskupa skiller seg ut fra de andre botnene ved at det er fortsatt er en aktiv botnbre her (figur 4.32A). I tillegg er botnmorfologien og utviklingsgraden av en annen karakter enn Litlekupa og Trollkupa, til tross for at disse tre botnene har nesten samme orientering. Breens overflatehelning ligger på ca. 21° og vitner om en langt ifra flat botnbunn (Andreassen et al. 2012). Namnlauskupa er den eneste av de fire botnene i studieområdet som endrer orientering fra bakvegg og til botnåpning. Som nevnt i kapittel 2.1.2 om berggrunnsgeologi, består også berggrunnen i Namnlauskupa av en annen type bergart enn den i Trollkupa og Litlekupa. Berggrunnen i forkant av breen er skurt og avslører utallige isskuringsstriper med orientering mellom 309-320° (figur 4.32C). Isskuringsstripene ble observert på bergoverflater på mellom 1255 og 1330 m høyde. Vannet i breelvene fra Namnlausbreen er grumsete og transporterer med seg finkornede sedimenter videre ned i dalen (figur 4.32B-D).

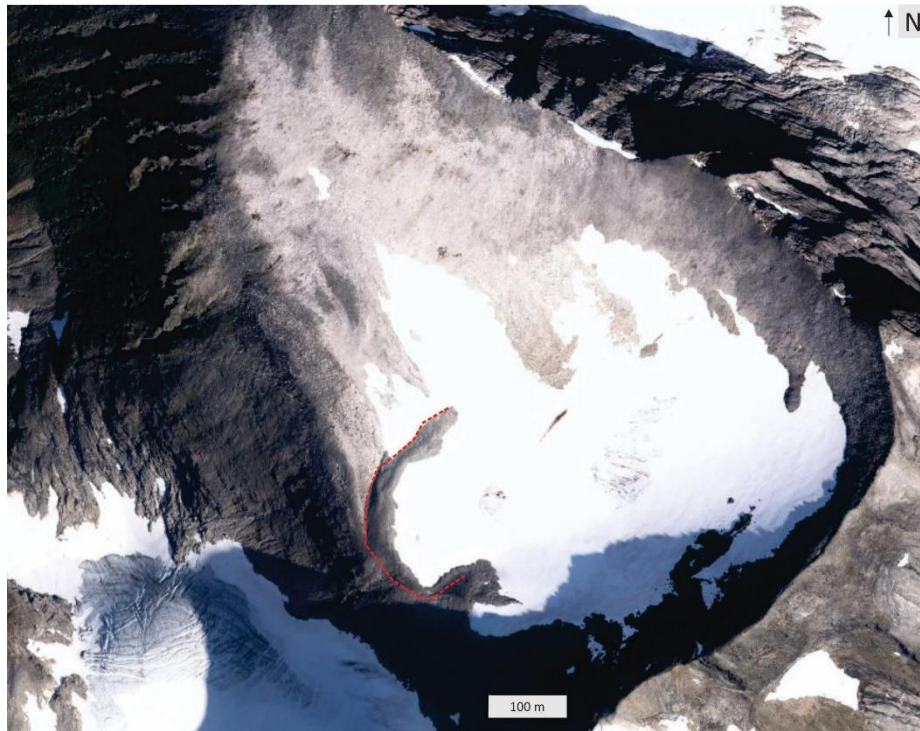
Fjellsidene rundt er bratte og oppsprukkede og flere steiner og blokker har rast ned, både på breen og berggrunnen, og ligger spredt rundt enten enkeltvis eller i hauger.

I fjellsiden nordøst for botnbreen er det fire små parallelle rygger som tolkes, under tvil, til å være morenerygger. Den ytterste av moreneryggene er større, både i lengden og bredden, enn de tre resterende ryggene. Lengden på ryggene varierer fra 24-120 m, med bredder mellom 3 og 5 m. Disse ryggene er små i størrelsen sammenlignet med randmorener funnet utenfor de andre botnene. Årsaker til dette kan være utrasing av materiale grunnet det bratte terrenget, eller en kombinasjon av bratt terreng og påvirkning av skred og snøras. Disse ryggene er vanskelige å få øye på både på avstand og på flyfoto, og ble først lagt merke til ved nærmere observasjoner i felt.

Mellom Grandevassegga og Namnlauskupa er det enda en botnbre (figur 4.33). Denne ligger i en grunnere botn enn de fire andre i studieområdet og er en åpen botn vendt mot vest. Botnen er mindre utviklet enn det Trygghola er og har ikke fått dannet tydelige sidevegger og bakvegg. På flyfoto kan man observere en tydelig randmorene ved brefronten. Den er sammenhengende og ligger ved åpningen ned mot breen i Namnlauskupa. I motsetning til Namnlauskupa er det store mengder skred- og forvitningsmateriale i den grunne botnen. Botnen er medregnet i det kvartærgeologiske kartet, men ytterligere undersøkelser er ikke gjennomført.



Figur 4.32: A: Botnbreen i Namnlauskupa. B: Breelver transporterer de fineste sedimentene ned i dalen. C: Flere blottede bergflater hadde tydelige isskuringsstriper. D: Glasifluvialt materiale og skredblokker ligger i forkant av botnbreen og dekker delvis den skurte berggrunnen. Foto: Line Nygård.

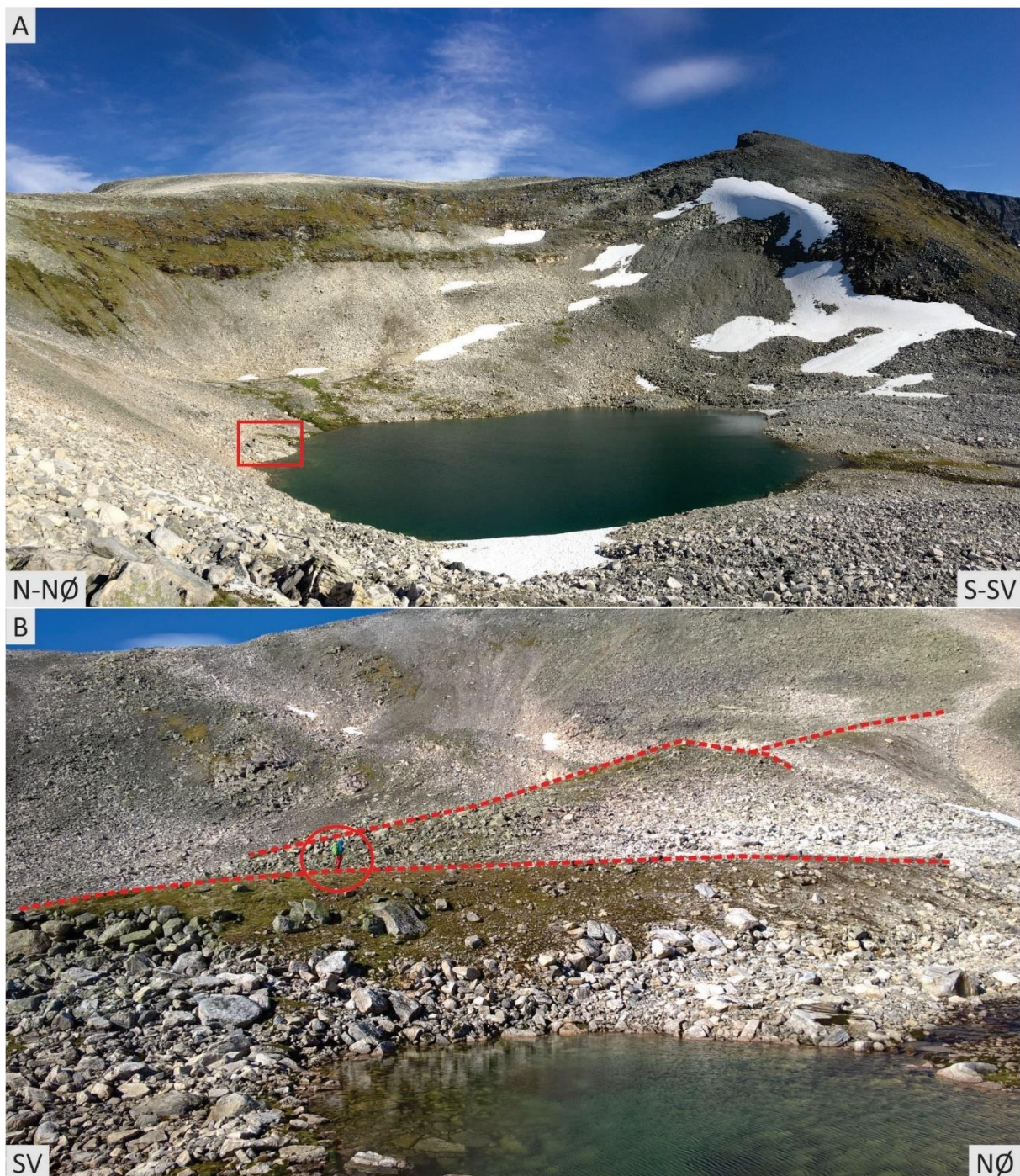


Figur 4.33: En åpen, grunn og vest-vendt botn grenser til Namnlauskupa. Randmorener er markert med rød, stiplet linje. Randmorenen tolkes til å være dannet under den lille istid. Namnlausbreen kan sees nede i venstre hjørne. Flyfoto fra Kartverket (2017).

TRYGGHOLA

Trygghola ligger sørvest-vendt (142°) i sidedalen og er stor og åpen botn som domineres av løsmasser med vekt på kornstørrelse stein og blokk (figur 4.34A). Botnbunnen heller svakt fra ca. 1270 m fra bakveggen i nordøst til 1225 m ved botnåpningen i sørvest. I luftlinje er Trygghola ca. 760 m lang fra botnåpningen og til bakveggen, mens bredden er i underkant av 1100 m. I tillegg til å være vendt i en annen retning, skiller botnen seg ut fra de andre ved at den er grunnere og er bredere enn den er lang. Vannet i bunnen av botnen har utløp til Grandevatnet i sørvest. I fjellsiden mot nordvest ligger to markerte morenerygger nær det lille vannet (figur 4.34B). Den største ryggen er i underkant av 200 m lang og skrår nedover langs fjellsiden og har noe vegetasjon langs ryggens høydedrag. Toppene av ryggen er dekket av vegetasjon, mens sidene er dekket av steiner og blokker. Den horisontale ryggen er omtrent 120 m lang og har få blokker på toppen. Ryggene domineres av kantrundede steiner og blokker på sidene av ryggene, og er delvis dekket av vegetasjon på toppene.

Ryggene tolkes til å være randmorener dannet av en tidligere botnbre i Trygghola, her kalt Tryggholbreen. Det som er av blottet fjell i botnen ser oppsprukket ut og skiller seg ut fra den lagdelte og skurte granittiske gneisen i Trollkupa. I tillegg er det vegetasjon på enkelte

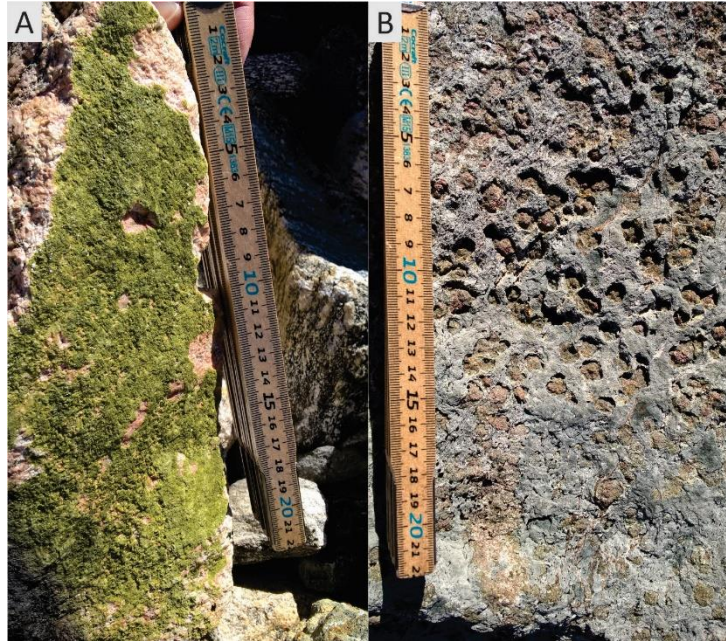


Figur 4.34: A: Sørvest-vendte Trygghola domineres av store mengder løsmasser og er en grunnere og mer åpen botn. Berg med observerte isskuringsstriper er innrammet i rødt. Foto: Karoline Nässe. B: Tydelige rygger med vegetasjon på toppene nord i botnen. Person i rød sirkel som målestokk. Foto: Line Nygård.

fjellhyller og skråninger. Berggrunnen i Trygghola består for det meste av granittisk øyegneis. Selv om berggrunnen i Trygghola også er en type gneis, kan det likevel være forskjeller som medfører ulike erosjonsrater. Berggrunnen i Trygghola består for det meste av granittisk øyegneis. Tryggholbreen har derimot erodert en liten forsenkning i den bakre delen av botnen hvor vannet ligger i dag. Overfordypningen i botnen er ikke i like stor grad som i for eksempel

Trollkupa, og det kan tenkes at det er flere faktorer som har spilt inn. Levetiden til Tryggholbreen har hatt mye å si for utviklingen av botnen. I tillegg har berggrunnen en sentral rolle for botnutviklingen.

I det laveste punktet i botnen (1254 m o.h.) er vannet omringet av både hauger og rygger med kantrundede steiner og blokker. På bunnen i den sørøstlige delen av vannet er det finkornede sedimenter.



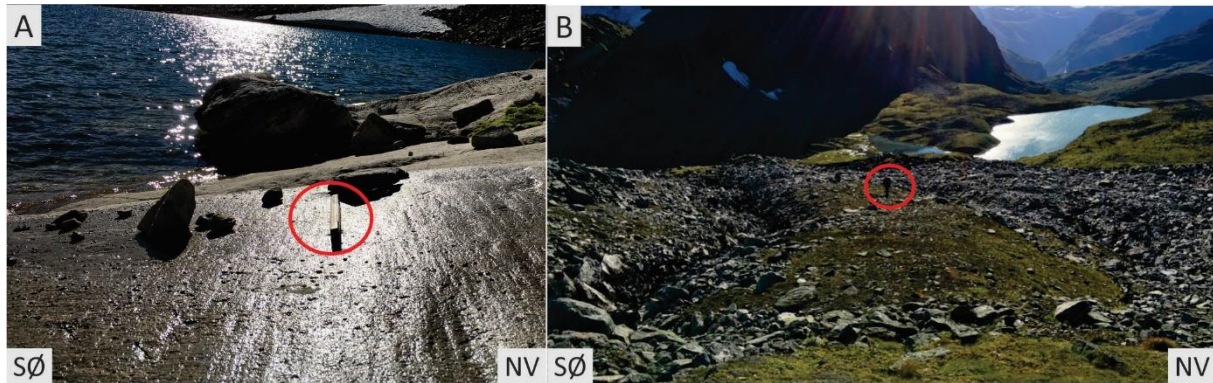
Figur 4.35: A: Mange bergartsflater var dekket av epidot. B: Store granatkrystaller i eklogitter var å se på flere steder i botnen. Foto: Line Nygård.

Kornstørrelsen til materialet i

botnbunnen varierer i stor grad fra sand, grus og steiner bak i botnen, til blokker ved munningen. Løsmassene i botnen består hovedsakelig av stedege bergarter, men flere blokker av andre bergartstyper kan observeres (figur 4.35). Blokkflater dekket av epidot observeres flere steder, samt kantrundede blokker av eklogitt (figur 4.35B). Grensen mellom skredmateriale og morenemateriale er uklar. Spesielt mange blokker med store krystaller av granat og epidot ble observert ved den lavereliggende moreneryggen i nordvest i botnen. Sammen med Grandevasskupa i sørøst, består Trygghola, og Namnlauskupa, av en annen type gneisbergart enn resten av studieområdet. Nordøst for vannet i Trygghola er det isskuringsstriper på en hellende blottet bergflate ned mot vannet (figur 4.36A). Skuringsstripene har orientering 230° og går fra NØ-SV, og er de eneste skuringsstripene som er å finne i botnen.

Stedvis i botnen ligger det oppsamlinger med stein og blokker, hvorav det i nærheten av disse haugene er flere små forsenkninger hvor blokkene og steinene er delvis dekket av svartberglav (*Melanelia hepaticum*) og andre lavararter. I nærheten av botnåpningen er det noen hauger og usammenhengende rygger med litt vegetasjon på toppen. Disse ryggene nær botnåpningen ligger i sørvest-nordøst-retning og tolkes som sidemorener. Formen og beliggenheten til ryggene tilsier at de ikke kan stamme fra skredhendelser og må være av glasialt opphav. På det kvartærgeologiske kartet er Trygghola markert med et tynt morenedekke. Det er vanskelig å

anslå hvor tykt dette morenedekket er, men siden noe av berggrunnen vises nord for vannet er morenedekket trolig tynnere enn 2 m.

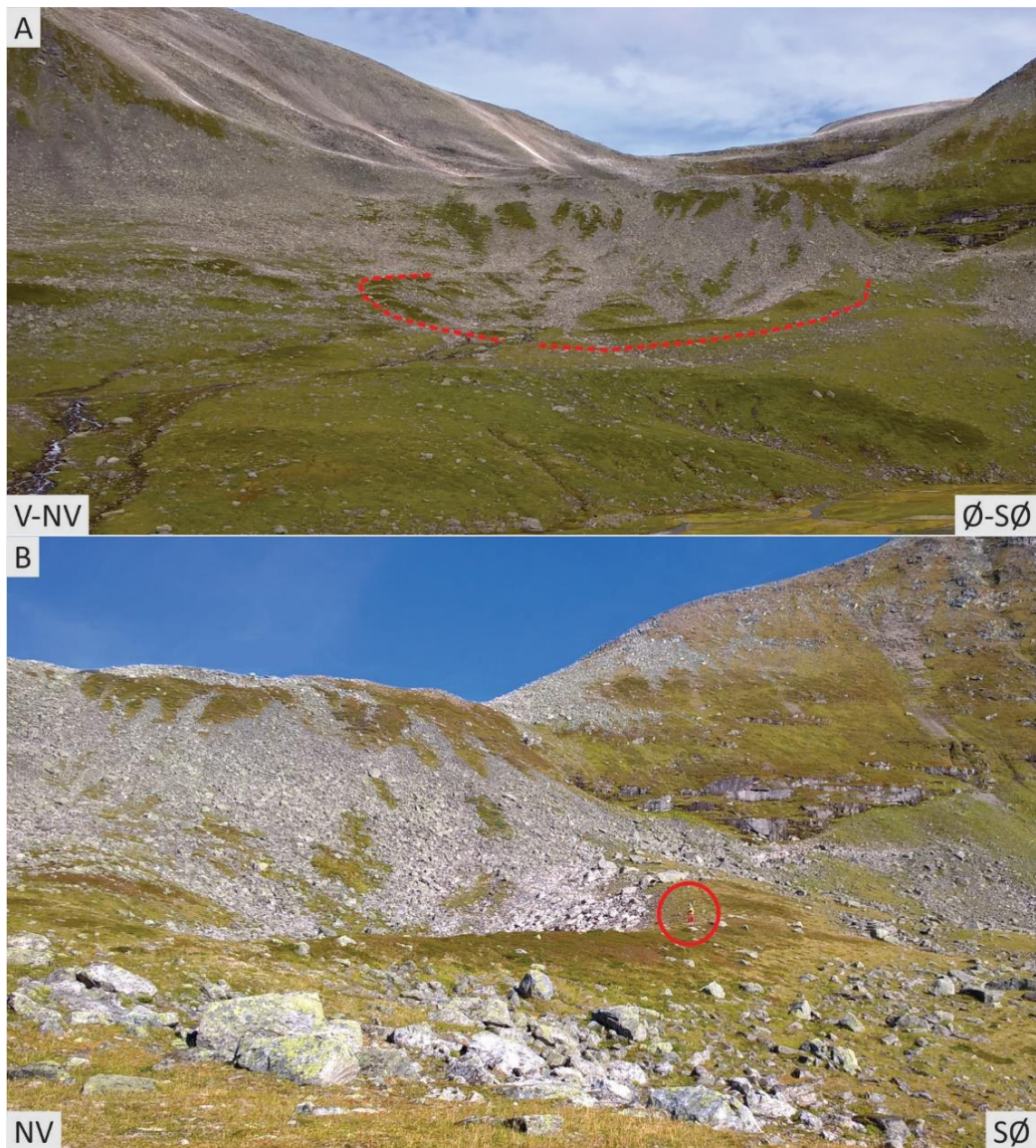


Figur 4.36: A: Svakt synlige isskuringsstriper med orientering 230° ble observert på en blottet bergflate nord for vannet. Stokk med lengde 22 cm i rød sirkel som målestokk. B: Ved botnåpningen ble det observert en lateralmorene som kan korreleres med morenerygger som går ut av botnen og ned i dalen. Person i rød sirkel som målestokk. Foto: Karoline Næsse.

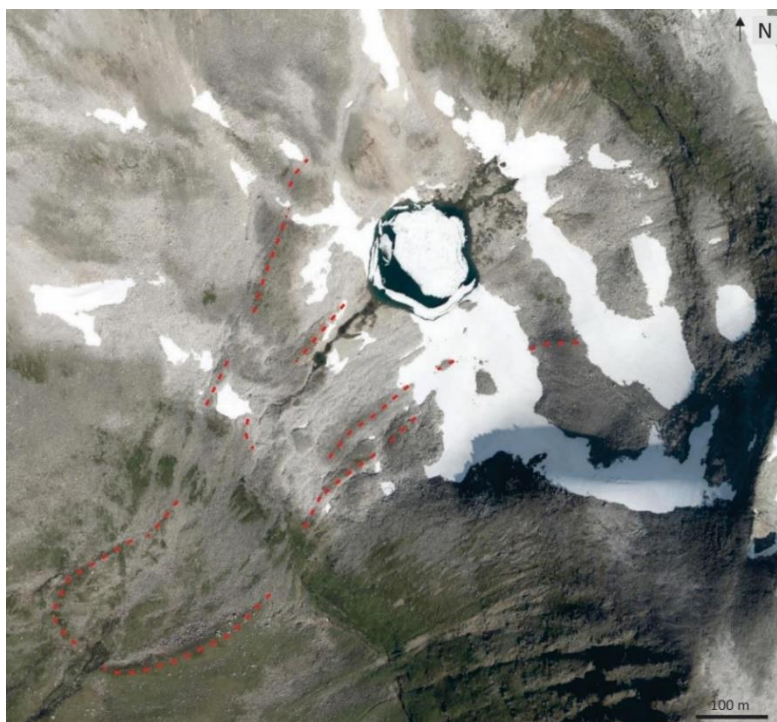
Ved munningen av botnen ligger det noen rygger parallelt med botnveggene (figur 4.36B). Ut ifra feltobservasjonene er det to sett med morenerygger som er å finne i Trygghola. På flyfoto er det mulig å korrelere disse moreneryggene med hverandre, da disse ser ut til å ligge i samme høyde. På tvers av munningen til Trygghola ligger det noen ryggformer. Den største av disse er i underkant av 40-50 m lang og svinger svakt mot nordøst. Ved munningen av botnen er det store mengder med stein og blokker, noe som gjør det vanskelig å peke ut ryggformene på flyfoto.

Ut av botnen og nedover skråningen mot Grandevatnet ligger det to rygger som svinger inn mot hverandre, avkuttet av elva som renner fra vannet i Trygghola og til Grandevatnet (figur 4.37). På bakgrunn av formen på disse ryggene og korrelasjonen med moreneryggene i botnen, tolkes disse til å være randmorener. Den sørøstlige delen av randmorenen er omtrent 280 m lang, vegetasjonskledd og har relativt få blokker på langs toppen av ryggen. Langs den proksimale siden av moreneryggen er det smal korridor med steiner og blokker. Denne delen av randmorenen er ikke dekket av like mange blokker som resterende delen av randmorenen i nordvest. Her er randmorenen er i underkant av 270 m lang. Randmorenen er avsatt av Tryggholbreen som har gått ut av botnen og ned dalsiden mot Grandevatnet. Randmorenen kan følges oppover mot botnen hvor den er blitt ødelagt av mengder med blokker som har rast nedover dalsiden. Denne ytterste randmorenen har en tydelig tungeform på flyfoto (figur 4.38) og er karakteristisk for Bretunger som ligger i dalsider. Antall markerte morenerygger i botnen indikerer at det har vært to brefremrykk eller stillstand av brefront i botnen før breen smeltet

helt vekk. Ett fremrykk da Bretunga gikk ut av botnen og ned dalsiden, og ett fremrykk da brefronten lå ved munningen av botnen.



Figur 4.37: A: En tydelig randmorene ligger nedenfor Trygghola, gjennomkuttet av en elv på midten. B: Den sørlige delen av randmorenen er lett å skille ut blant alle blokkene som ligger rundt. Person i rød sirkel som målestokk. Foto: Line Nygård.



Figur 4.38: Morenerygger er markert med røde stiplede linjer. En tydelig randmorene kan observeres etter en bretunge som gikk ut av Trygghola og ned dalsiden. Modifisert fra Geodata (2017).

4.2 Resultat fra schmidthammer-målinger

Avlesning av R-verdier med schmidthammer ble foretatt på blokker på moreneryggene nord og nordvest for Grandevatnet. Dette ble gjort for å tidfeste eksponeringsvarighet til blokkene. Det ble tatt målinger på blokker på morenerygg RA1 og RA2, med opptil 60 slag på hver blokk. Rygg RA1 og RA2 ligger nærmest fjellsiden nord for Grandevatnet og er også dekket av skredblokker. Ulike statistiske variabler som minimums- og maksimumsverdi, gjennomsnittsverdi og standardfeil (SE) ble regnet ut for blokkene (tabell 4.1 og 4.2).

Tabell 4.1: Statistiske variabler for alle målingene på morenerygg RA1 og RA2 ved Grandevatnet.

	RA1	RA2
Variabler		
<i>Minimum</i>	21,5	19,3
<i>Maksimum</i>	25,7	50,6
<i>Gjennomsnitt</i>	36,6	34,8
<i>Standardfeil ($\pm 2 SE$)</i>	1,0	0,9

De ulike statistiske variablene ble brukt videre i en ligning for å regne ut eksponeringsvarighet (Shakesby et al. 2006);

$$y = 31065 - 513,59x$$

hvor de gjennomsnittlige R-verdiene (x) ble satt inn for hver av blokkene. De utregnede overflatealdrene er ført opp i tabell 4.2.

Tabell 4.2: Relative aldre til morenerygg RA1 og RA2 ved Grandevatnet.

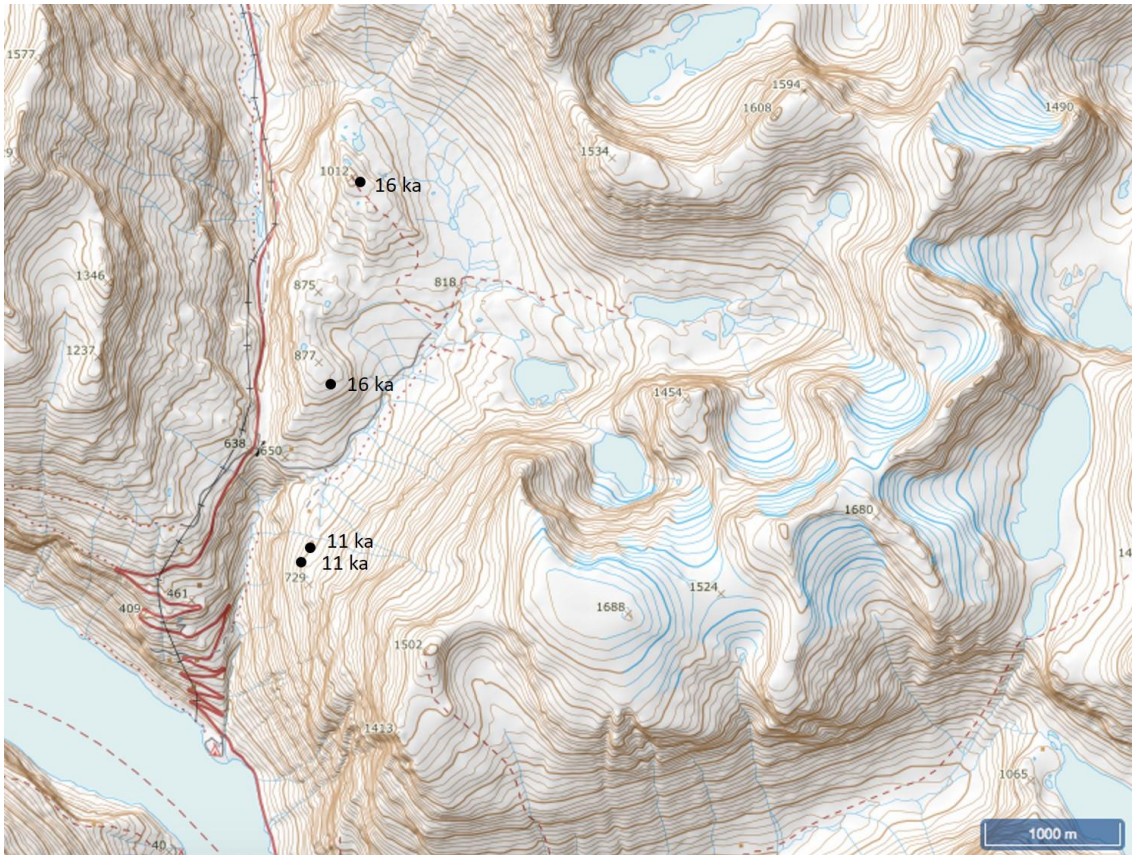
Morenerygg	Høydeintervall (m o.h.)	Alder (ka)	To standardavvik (95 %)
RA1	1042-1053	12,3	± 1,03
RA2	1041-1050	13,2	± 0,92

4.3 Resultat av eksponeringsdatering

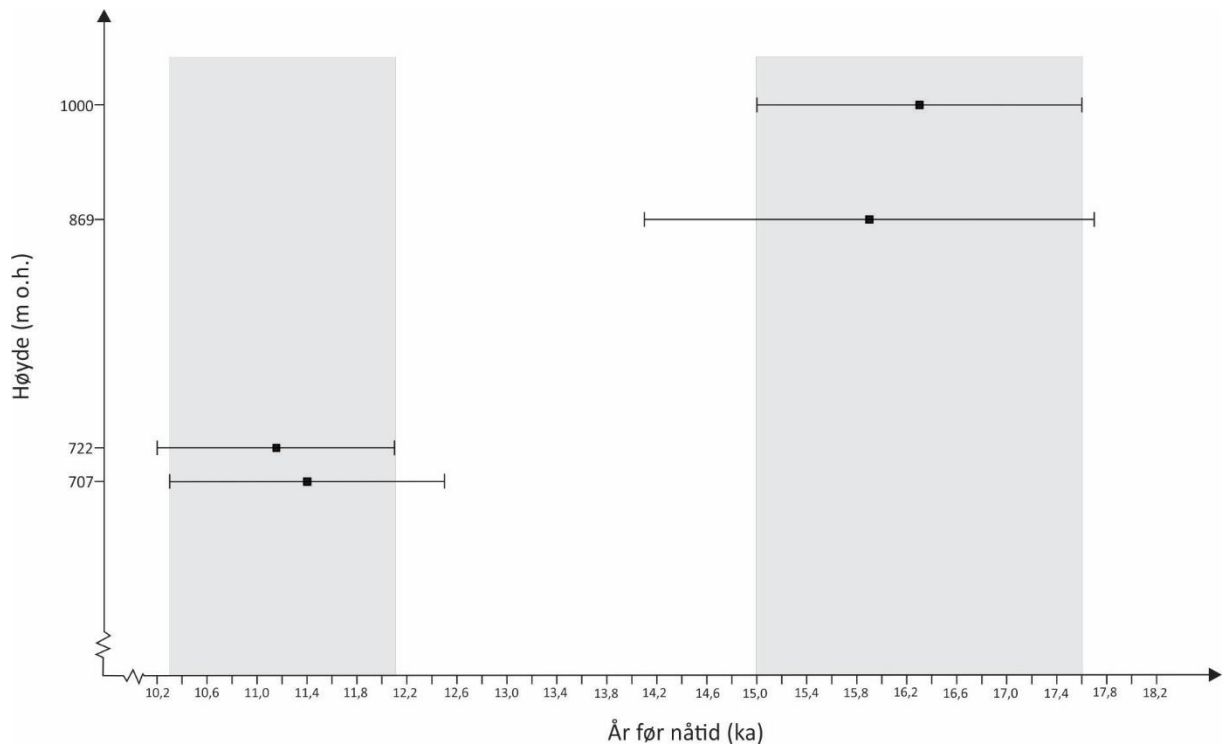
Det ble samlet inn flere bergartsprøver til eksponeringsdatering ved bruk av ^{10}Be , hvor det ble mottatt fire eksponeringsdateringer ved bruk av ^{10}Be (tabell 4.3, figur 4.39). Resultatet fra eksponeringsdatering av blokkflater på moreneryggen ved Møllsætrane viser aldre på $11,2 \pm 0,97$ ka og $11,4 \pm 1,11$ ka (figur 4.40). Datering av bergartsflater tatt fra henholdsvis Grandehaugen og Hesjedalshaugen (GRÅ 1504, GRÅ 1506) viser ^{10}Be -aldre på $15,9 \pm 1,8$ ka og $16,3 \pm 1,3$ ka (figur 4.40).

Tabell 4.3: Eksponeringsaldre fra studieområdet med ekstern usikkerhet.

PRØVE-ID	PRØVER	m o.h.	ALDER (ka) ± 1σ
GRÅ 1502	Blokk på morenerygg ved Møllsætrane	722	11,175 ± 0,97
GRÅ 1503	Blokk på morenerygg ved Møllsætrane	707	11,417 ± 1,11
GRÅ 1504	Blokk på berggrunnsflate på Grandehaugen	869	15,877 ± 1,795
GRÅ 1506	Blokk på berggrunnsflate på Hesjedalshaugen	1000	16,297 ± 1,32



Figur 4.39: Resultatet av eksponeringsdatering og geografisk beliggenhet til prøvelokalitetene. Aldrene er avrundet til nærmeste hele tall. Kart hentet fra NGU (2017a).



Figur 4.40: Eksponeringsaldre med ekstern usikkerhet. De to nederste aldrene representerer prøvene fra den største lateralmorenen ved Møllsætrane og Langerobben. Aldrene sammenfaller i tidsrommet 10,3 ka og 12,1 ka (grått felt). De to øverste aldrene er for prøvene fra Hesjedalshaugen og Grandesætra. Aldrene sammenfaller i tidsrommet 15,0 ka og 17,6 ka (grått felt).

4.4 Rekonstruksjon av likevektslinjer

I dette delkapittelet er det foretatt en rekonstruksjon av paleo-likevektslinjer og paleo-breprofiler til de fire botnbreene i studieområdet, samt dalbreene som eksisterte under yngre dryas. Breprofiler av de rekonstruerte breene er presentert i delkapittel 4.4.3

4.4.1 KORREKSJON FOR LANDHEVING

Da innlandsisen smeltet tilbake mot slutten av siste istid, foregikk det en landheving i Skandinavia. De rekonstruerte likevektslinjene er estimert ut ifra dagens topografi og det er derfor nødvendig å korrigere for landhevingen etter at randmorenene, som danne grunnlag for beregning av likevektslinjesenkningen i yngre dryas i forhold til i dag, ble avsatt. Svendsen og Mangerud (1987) laget et strandlinjediagram som viser endringen i strandlinjegradiensen for de siste 12,8 ¹⁴C ka BP for områdene fra Sunnmøre og nordover til Sør-Trøndelag. Ved å bruke strandlinjediagrammet til Svendsen og Mangerud (1987), er det mulig å regne ut korreksjonen. Ifølge Møller og Holmeslet (2002) ligger Geiranger omtrent på isobase 24 og rekonstruksjonen av likevektslinjene for breene i studieområdet korrigeres for landheving på ca. 115 m fra yngre dryas (12,8-11,7 ka BP) og ca. 60 m for Erdalen-hendelsen (10,1-9,7 ka BP) (pers. komm. Atle Nesje, 2017).

4.4.2 REKONSTRUKSJON AV PALEO-LIKEVEKTSLINJER

Den gjennomsnittlige klimatiske likevektslinjen på Sunnmøre ligger i dag på rundt 1500 m (Nesje 2012). Likevektslinjen er en tentativ ELA. Det er rekonstruert paleo-likevektslinjer for ulike brefaser i studieområdet. Paleo-likevektslinjer er rekonstruert for åtte brefaser, samt dagens ELA til to botnbreer. THAR- og AAR-metodene er brukt for å rekonstruere likevektslinjene. I denne oppgaven er det TPW-ELA (temperatur-nedbør-vind-ELA) for botnbreer som brukes (Nesje & Dahl 1992). De ulike breutbredelsene er visualisert i ArcMap ved å lage dem ved hjelp av morenerygger, flyfoto og topografiske kart. Utrekningene gjort ved AAR-metoden og THAR-metoden ble gjennomført i to ulike Microsoft Excel regneark som var laget for å beregne paleo-likevektslinjer (pers. komm. Atle Nesje, 2017). I regnearkene var det utfylte felt med formler og man kunne føre inn høyde og forholdstall. Basert på høydemålinger i Litlekupa og Namnlauskupa i studiene av Østrem et al. (1988) og Andreassen et al. (2012), er det mulig å rekonstruere omtrentlige likevektslinjer for de nevnte botnbreene for årene 1988 og 2006.

AAR-METODEN

Utrekningen av likevektslinjene for botnbreene er gjort med utgangspunkt i randmorener i og fremfor botnene. Forholdstallet mellom akkumulasjonsområdets areal og breens totale areal som ble brukt i utregningene er 0,6, 0,65 og 0,7. AAR-ELA for de rekonstruerte breene ble regnet ut i et Excel regneark (pers. komm. Atle Nesje, 2017) og resultatene er oppført i tabell 4.4. Ved bruk av AAR-metoden må man ta hensyn til at rekonstruksjonene tar utgangspunkt i botnbreer og dalbreer som antas å være i klimatisk likevekt.

Tabell 4.4: Utregnede likevektslinjer (ELA) for ulike breer fra yngre dryas og til år 2013.

Breer (tidspunkt)	Areal (km²)	AAR (0,6), m o.h.	AAR (0,65), m o.h.	AAR (0,7), m o.h.	Senkning i forhold til dagens ELA	ELA etter korreksjon for landheving
Møllsvatnbreen (yngre dryas)	1,48	990 ± 30	960 ± 30	935 ± 30	510 ± 30	875 ± 30
Grandevatnbreen (yngre dryas)	2,8	1240 ± 35	1205 ± 35	1170 ± 35	260 ± 35	1125 ± 35
Tryggholbreen (sen yngre dryas)	0,36	1210 ± 20	1190 ± 20	1170 ± 20	290 ± 20	1200 ± 30
Møllsvatnbreen (Erdalen-hendelsen)	0,59	990 ± 20	970 ± 20	955 ± 20	510 ± 20	930 ± 20
Grandevatnbreen (Erdalen-hendelsen)	1,6	1260 ± 30	1230 ± 30	1200 ± 30	240 ± 30	1200 ± 30
Trollkupbreen (den lille istid)	0,23	1200 ± 5	1195 ± 5	1190 ± 5	300 ± 5	-
Litlekupbreen (den lille istid)	0,69	1310 ± 20	1290 ± 20	1280 ± 20	10 ± 20	-
Namnlausbreen (den lille istid)	0,42	1330 ± 25	1310 ± 25	1280 ± 25	80 ± 25	-
Trollkupbreen (1988)	0,1	1100 ± 5	1100 ± 5	1090 ± 5	400 ± 5	-
Litlekupbreen (1988)	0,26	1280 ± 10	1270 ± 10	1260 ± 10	40 ± 10	-
Namnlausbreen (1988)	0,39	1400 ± 20	1390 ± 20	1370 ± 20	10 ± 20	-
Litlekupbreen (2006)	0,05	1290 ± 10	1280 ± 10	1270 ± 10	30 ± 10	-
Namnlausbreen (2006)	0,29	1450 ± 20	1430 ± 20	1410 ± 20	+ 40 ± 20	-
Litlekupbreen (2013)	0,16	1320 ± 10	1310 ± 10	1300 ± 10	-	-
Namnlausbreen (2013)	0,27	1410 ± 20	1390 ± 20	1380 ± 20	-	-

THAR-METODEN

Utrekningen av likevektslinjene til de rekonstruerte breene i studieområdet ble også gjennomført ved bruk av THAR-metoden (forklart i delkapittel 3.3.2). Et Excel regneark med formler ble brukt til utregningene (pers. komm. Atle Nesje, 2017), samt utvelgelse av ulike bre typer med bestemte forholdstall mellom akkumulasjon og ablasjon (se delkapittel 3.3.2, figur 3.5). I tillegg ble ELA estimert ved bruk av kumulative areal- og høydefordelingskurver (tabell 4.6). De kumulative areal- og høydefordelingskurvene er presentert i vedlegg 2. Ved å lage kumulative areal- og høydefordelingskurver får man de mest korrekte ELA-verdiene, da denne metoden tar hensyn til nettopp areal- og høydefordelingen og formen til en bre. De rekonstruerte paleo-likevektslinjene ved THAR-metoden er presentert i tabell 4.5 og 4.6.

Tabell 4.5: Utreknede ELA ved bruk av THAR-metoden i Excel regneark.

Breer (tidspunkt)	Areal (km²)	THAR accratio	ELA, m o.h.	ELA etter korreksjon for landheving
Møllsvatnbreen (yngre dryas)	1,48	C2	990 ± 50	875 ± 50
Grandevatnbreen (yngre dryas)	2,8	A2	1240 ± 60	1125 ± 60
Møllsvatnbreen (Erdalen-hendelsen)	0,59	B3	1120 ± 55	1060 ± 55
Tryggholbreen (sen yngre dryas)	0,36	B1	1280 ± 65	1165 ± 65
Grandevatnbreen (Erdalen-hendelsen)	1,6	A1	1280 ± 65	1220 ± 65
Trollkupbreen (den lille istid)	0,23	A1	1140 ± 60	-
Litlekupbreen (den lille istid)	0,69	D2	1420 ± 70	-
Namnlausbreen (den lille istid)	0,42	D3	1500 ± 75	-
Trollkupbreen (1988)	0,1	A3	1110 ± 55	-
Litlekupbreen (1988)	0,26	A3	1300 ± 65	-
Namnlausbreen (1988)	0,39	B3	1500 ± 75	-
Litlekupbreen (2006)	0,05	A3	1300 ± 65	-
Namnlausbreen (2006)	0,29	B3	1540 ± 75	-
Litlekupa (2013)	0,16	A3	1290 ± 65	-
Namnlausbreen (2013)	0,27	B3	1500 ± 75	-

ELA OG AREAL- OG HØYDEFORDELINGSKURVER

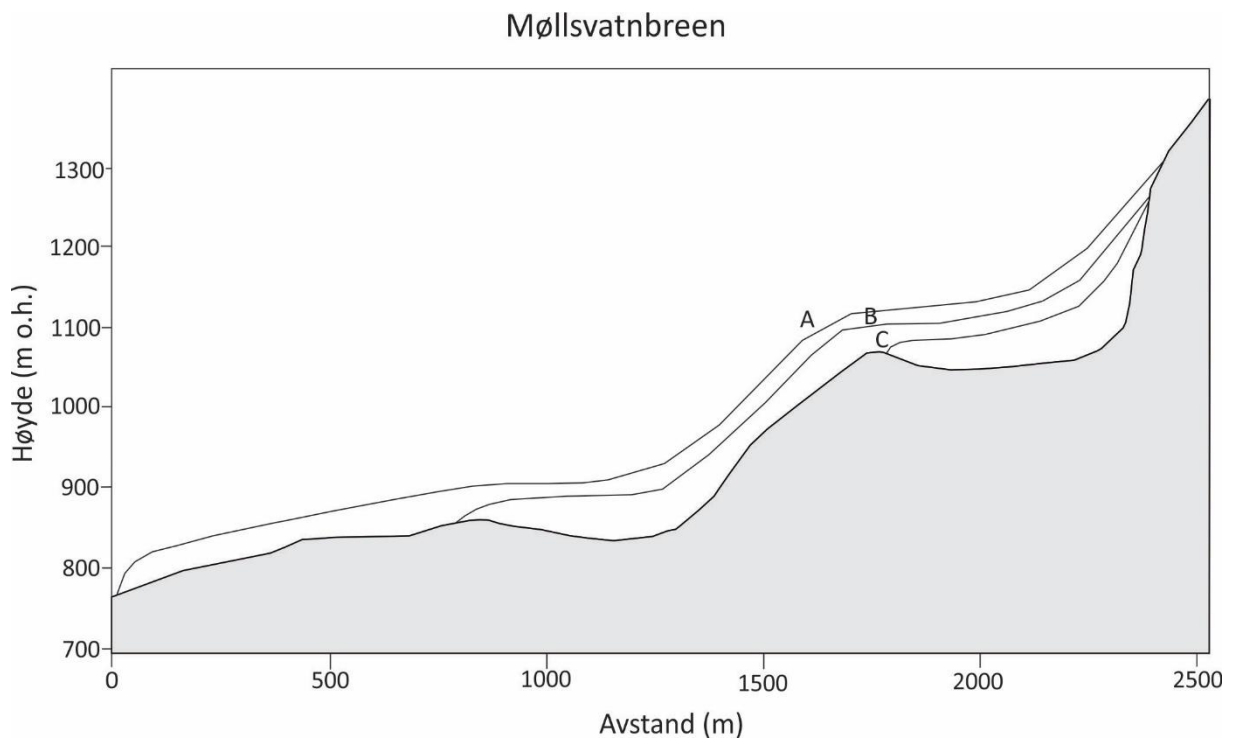
Areal- og høydefordelingkurver ble laget for de rekonstruerte breene (vedlegg 2). Ut fra kurvene er det mulig å lese av THAR-ELA for paleobreene ved å bruke forholdstallet 0,4 (tabell 4.6). Det er ikke laget kurver for botnbreene i årene 1988 og 2006 på grunn av for dårlig oppløsning på de topografiske kartene, og breomrissene var i for liten skala til å kunne bli målt.

Tabell 4.6: Utregnede ELA-verdier ved avlesning fra de kumulative areal- og høydefordelingskurvene som ble konstruert.

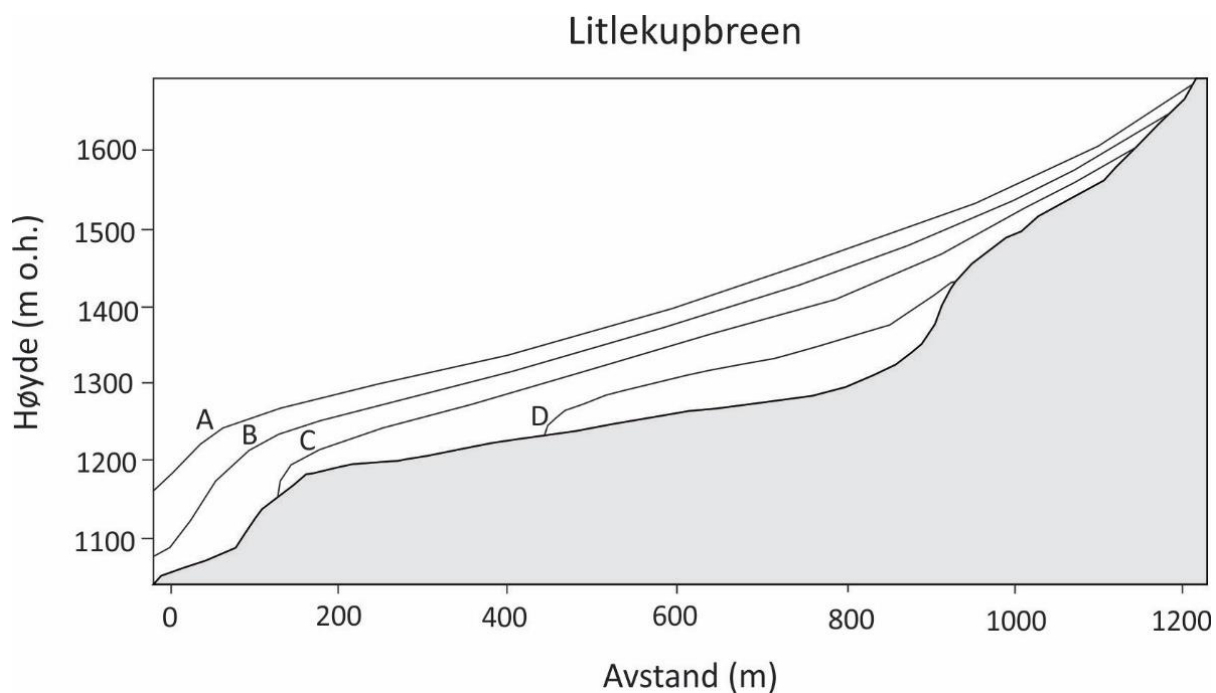
Botnbreer	ELA, m o.h.	Senkning i forhold til dagens ELA	ELA etter korrigering for landheving
Møllsvatnbreen (yndre dryas)	935 ± 30	565 ± 30	820 ± 30
Grandevatnbreen (yngre dryas)	1185 ± 40	315 ± 40	1070 ± 40
Tryggholbreen (sen yngre dryas)	1280 ± 45	220 ± 45	1165 ± 45
Møllsvatnbreen (Erdalen-hendelsen)	1060 ± 35	440 ± 35	1000 ± 35
Grandevatnbreen (Erdalen-hendelsen)	1290 ± 45	210 ± 45	1230 ± 45
Trollkupbreen (den lille istid)	1105 ± 40	395 ± 40	-
Litlekupbreen (den lille istid)	1380 ± 45	+ 85 ± 45	-
Namnslausbreen (den lille istid)	1405 ± 45	55 ± 45	-
Litlekupbreen (nåtid)	1295 ± 45	-	-
Namnslausbreen (nåtid)	1460 ± 50	-	-

4.4.3 REKONSTRUKSJON AV PALEO-BREPROFILER

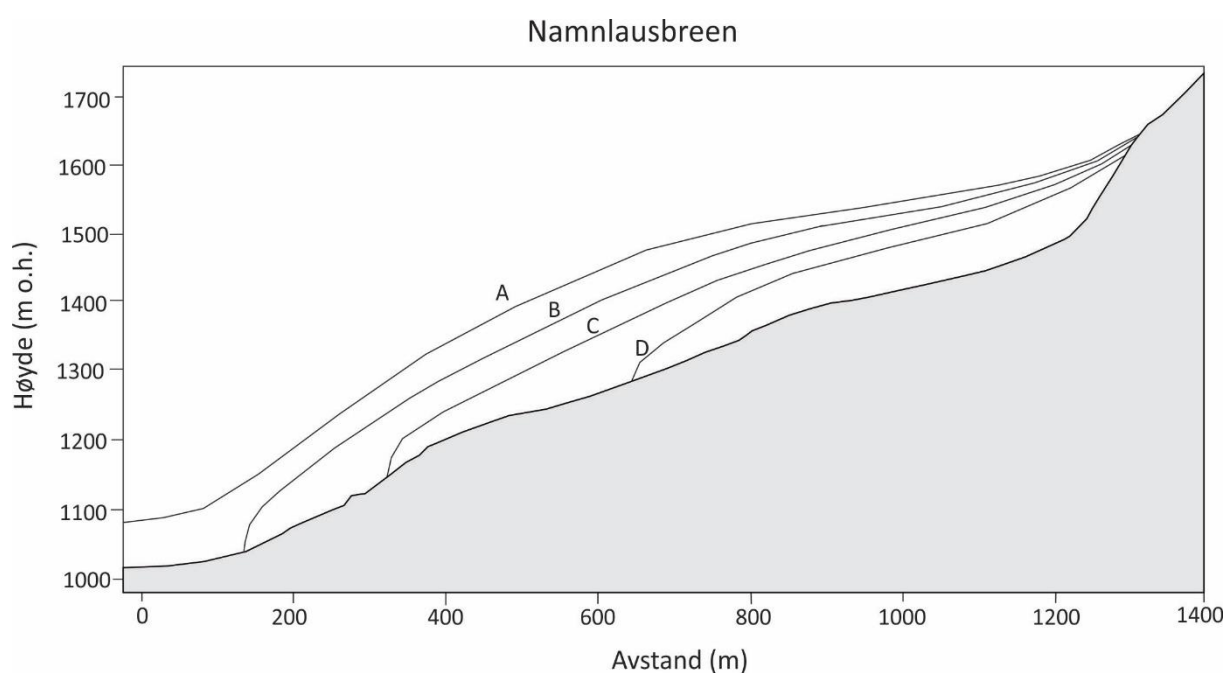
Det er laget fire breprofiler til de rekonstruerte breene i studieområdet. Breenes areal ble estimert og kumulative kurver som viser areal- og høydefordelingen ble laget. Det er tatt utgangspunkt i botnprofilene og dermed er det ikke laget profil av Grandevatnbreen siden den lå nede i dalen. Det er laget separate breprofiler til Litlekubreen, Namnlausbreen og Tryggholbreen, selv om de var sammenvokst til en dalbre i yngre dryas. Dette er for å vise tilbakesmeltingen til breene i selve botnene. De rekonstruerte breene i hvert profil er navn gitt A-D; A – yngre dryas. B – erdalen-hendelsen. C – lille istid. D – dagens breer.



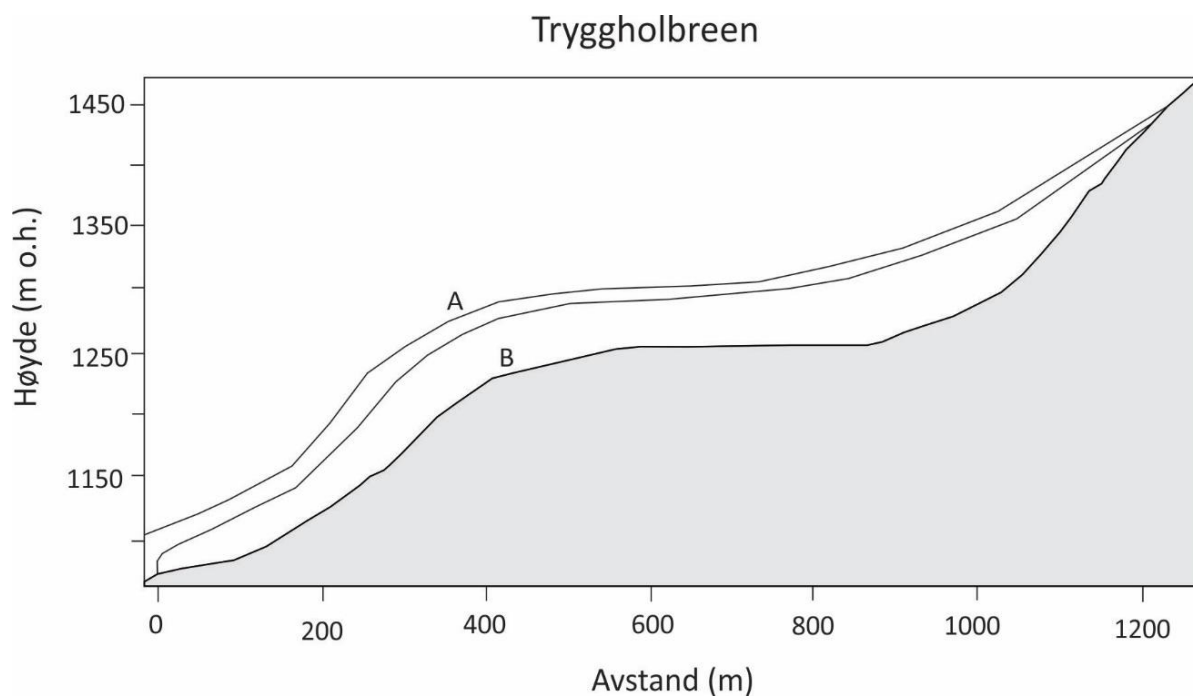
Figur 4.40: Breprofil for Møllsvatnbreen i yngre dryas (A), erdalen-hendelsen (B), og den lille istid (C). Fra B til C gikk Møllsvatnbreen fra å være en dalbre til å bli en isolert botnbre, her kalt Trollkubreen. I dag er breen smeltet bort.



Figur 4.41: Profil av Litlekupa og rekonstruerte breer. Det antas at breer har eksistert i alle fire hendelsene. Profil A og B fortsetter nede i dalen og representerer Grandevatnbreen i yngre dryas og under erdalen-hendelsen.



Figur 4.42: Namnlauskupa med breprofiler fra alle fire hendelsene. Profilet for yngre dryas (A) viser en fortsettelse nede i dalen, da Namnlausbreen antas å ha vært sammenvokst med Grandevatnbreen. Under erdalen-hendelsen (B) var Namnlausbreen sammenvokst med Litlekupbreen.



Figur 4.43: I sørvest-vendte Trygghola tolkes både profil A og B til å representere yngre dryas, selv om de er markert ulikt. Profil A viser en forlengelse videre ned i dalen, hvor den antas å ha hengt sammen med Grandevatnbreen. Profil B viser hvordan Tryggholbreen som en isolert botnbre kan ha sett ut i sen yngre dryas.

5 DISKUSJON

I dette kapittelet vil resultatene fra kapittel 4 settes i sammenheng for å belyse hvordan isavsmeltingsforløpet foregikk og besvare hoved- og underproblemstillingene som ble presentert i introduksjonen: *Rekonstruksjon av isavsmeltingsforløpet i Gråsteindal-området ved bruk av kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging. Når ble lokalbreene i Gråsteindal-området separert fra innlandsisen? Hvordan var isutbredelsen til lokalbreene i yngre dryas? Hvor mange brefremrykk kan man finne spor av etter botnbreer? Når ble lokalbreene separate botnbreer? Hvordan kan dagens situasjon sees i sammenheng med botnutviklingen gjennom kvartær?* I tillegg vil diskusjonen visualiseres gjennom flere rekonstruksjoner av isutbredelsen til breene i ulike tidsrom.

5.1 Rekonstruksjon av isavsmeltingsforløpet i Gråsteindal-området

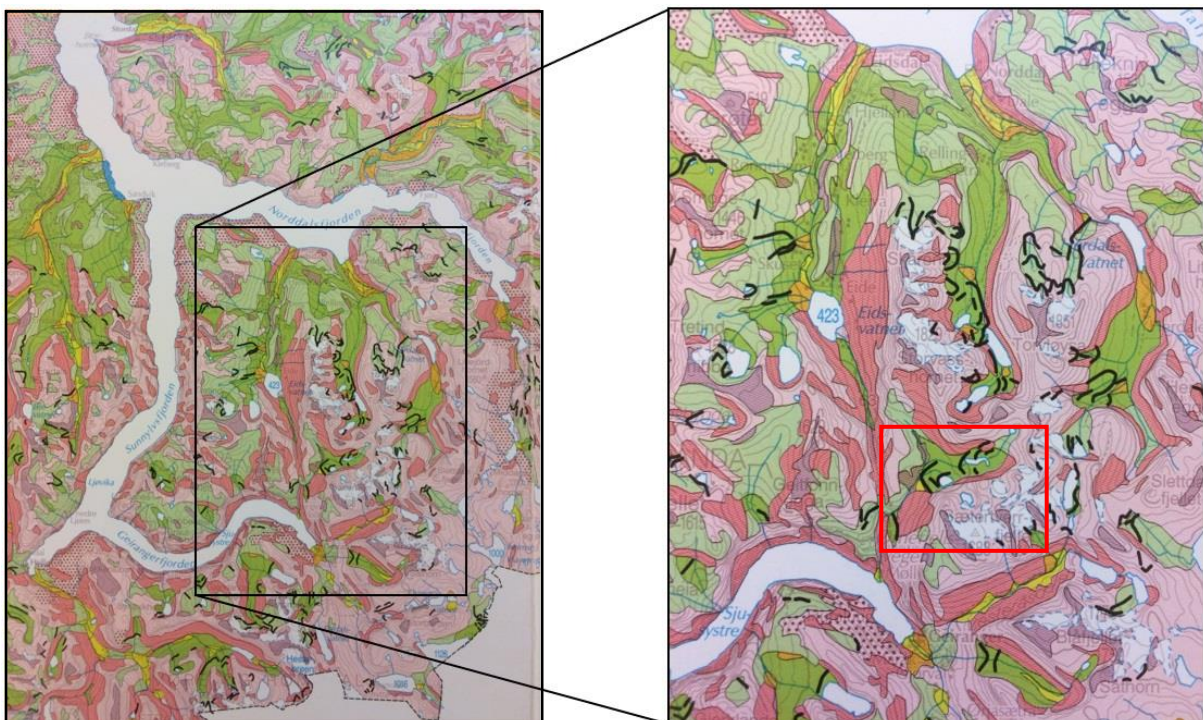
Etter siste istids maksimum (LGM) smeltet innlandsisen tilbake og kystområdene ble isfrie. Basert på andre studier fra Sunnmøre (Strøm 1956; Reite 1963; Reite 1967; Sollid & Sørbel 1979; Mangerud et al. 1981; Landvik & Hamborg 1987) var både kystområdene på ytre Sunnmøre og høgfjellsområdene på indre Sunnmøre isfrie i yngre dryas. Et betydelig morenesystem i Gråsteindal-området tyder på at det har vært flere episoder med brefremrykk eller stillstand av brefronter.

5.1.1 INNLANDSISENS UTBREDELSE I GEIRANGERFJORDEN

GRANDESÆTRA OG MØLLSÆTRANE

I yngre dryas lå en brearm i Geirangerfjorden og på fjordbunnen ligger en endemorene fra denne hendelsen (Sollid & Sørbel 1979; Giskeødegaard 1983; Aarseth et al. 1997). I studien av Aarseth et al. (1997) ble det fremstilt seismiske profiler av Geirangerfjorden hvor denne endemorenen kom tydelig frem. Både Strøm (1956), Giskeødegaard (1983) og Rye et al. (1997) argumenterer for at lateralmorener i dalsiden til Geirangerfjorden trolig stammer fra yngre dryas. Argumentet til Rye et al. (1997) baseres på funnet av endemorenen i Geirangerfjorden og korrelerer lateralmorenene til samme innlandsis. Lateralmorenen som ligger på mellom 645 og 720 m o.h. ved Sætrerobben og Møllsætrane i studieområdet tidfestes ved ¹⁰Be-eksponeringsdatering. Rundt 10-20 m vest for den spisse og markerte lateralmorenen er det spor

etter en parallell, men betydelig mindre lateralmorene omtrentlig 640-645 m o.h. Denne ryggen tolkes til å representere et brefremrykk eller stillstand av isfronten av yngre alder enn den største lateralmorenen, da den minste lateralmorenen ligger slik til at den må ha blitt dannet av en tilbaketrekkende brearm som lå i Geirangerfjorden. Blokker på den største lateralmorenen dateres til å ha en minimumsalder på $11,3 \pm 1,48$ ka. Lateralmorenen er en av flere rygger i dalsiden til Geirangerfjorden som har blitt kartlagt og tolket som yngre dryas-sidemorener (Eikenæs 1991). På et kvartærgeologisk kart over Møre og Romsdal av Follestad (1995) er lateralmorener markert i dalsiden til Geirangerfjorden, og lateralmorener skal også ligge ved Hausetsætra på motsatt side av Møllsdalen (figur 6.1).



Figur 6.1: Kvartærgeologisk kart over Møre og Romsdal, målestokk 1: 250 000. Studieområdet er innrammet i rødt. De svarte strekene markerer observerte randmorener. Merk at flere lateralmorener er markert i dalsidene til Geirangerfjorden. I tillegg er flere randmorener markert i Gråsteindalen og sidedalen i øst. Kartutsnitt fotografert fra Follestad (1995).

Dersom den innlandsisen i yngre dryas lå helt inntil Korsmyra i nord og Grandesætra i øst må smeltevannsdreneringen funnet en annen utvei. Siden Korsmyra (638 m o.h.) er passpunktet mellom Indreeidsdalen (paralleldalen til Gråsteindalen) og Geiranger er det grunn til å tro at smeltevannsdreneringen ville gått i den retningen. Samtidig er det mulig at smeltevann ha blitt samlet opp ved ismarginen ved Grandesætra mellom lateralmorenen og ryggformene ved Grandesætra. En alternativ tolkning er at terrassen som ligger inntil den sørlige delen av endemorenen kan være en erosjonsform dannet av smeltevann. Siden terrassen ligger i omtrentlig samme høyde (ca. 645 m o.h.) som nordenden til den største lateralmorenen ved

Møllsætrane, kan dette indikere at landformene ble erodert samtidig og er erosjonsformer dannet av smeltevann. Tilførsel av smeltevann fra lokalbreene kan ha ført til økt erosjon av lateralmorenen ved Grandesætra og av lateralmorenen ved Sætrerobben og Møllsætrane. Elveerosjon har ført til modifisering av lateralmorenene og resultert i erosjonsformer som en terrasse og tydelige erosjonskanter ved nordenden til lateralmorenen. Nord i Gråsteindalen er det et passpunkt på ca. 878 m o.h. hvor hoveddalen møter Hesjedalen og det kan tenkes at smeltevannsdreneringen har vært sentrert i denne delen av dalen en tidligere periode i løpet av isavsmeltingen. Passpunktet ble trolig inaktivt da isoverflaten ble senket og smeltevannsdreneringen fant lavereliggende ruter.

Eksponeringsaldre fra Hesjedalshaugen (1000 m o.h.) og Grandehaugen (869 m o.h.) indikerer en minimumsalder på en deglasiasjon av haugene i tidsrommet 17,7-14,1 ka. Eksponeringsaldrene indikerer dermed at deglasiasjonen av Gråsteindalen *kan* ha begynt i bølling (15,7-14,3 ka), eldste dryas (>15,7) eller tidligere. Den avkuttete sidemorenen observert ved Grandesætra *kan* tidfestes til yngre dryas, og kan representere en eldre lateralmorene avsatt av en brearm til innlandsisen. Dermed kan lateralmorenene sørvest i studieområdet være tre lateralmorener avsatt av innlandsisen i yngre dryas.

Det er laget en rekonstruksjon av breene og det er i hovedsak fire store hendelser, her kalt faser, det er tatt utgangspunkt i. Brerekonstruksjoner ble laget for *fase 1 - yngre dryas* (12,8-11,7 ka), *fase 2 - erdalen-hendelsen* (10,1-10,05 ka), *fase 3 - den lille istid* (ca. 1300-1920) og *fase 4 – dagens situasjon*. Fase 1 og 2 regnes som dalbrefaser og fase 3 og 4 er regnet som botnbrefaser. Det må tas i betraktning at ismarginen til de rekonstruerte breene er vanskelig å bestemme på grunn av få eller ingen spor som kan tilsi hvordan isutbredelsen var. Rekonstruksjonen av isutbredelsen til breene ved ulike tidsaspekt er presentert i de påfølgende delkapitlene.

5.1.2 YNGRE DRYAS

Studien til Reite (1967) argumenterer for at de høyeste fjellområdene på Sunnmøre var dekket av flere botnbreer, og tilsier at glasiasjonsgrensen var senket nok til at lokalglasiasjoner kunne finne sted. Reite (1967) argumenterer videre for at glasiasjonsgrensen lå opptil 500-600 m lavere under yngre dryas enn i dag. Etter kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging av studieområdet ble flere randmorener beskrevet og tolket til å være dannet i yngre dryas. De mektige moreneavsetningene i Gråsteindalen og sidedalen vitner om omfattende

lokalglasiasjon. Noen av de mest definerte randmorenene er markert på det kvartærgeologiske kartet til Follestad (1995) og er vist i figur 6.1. Randmorenene i dalen er tolket til å representere to separate dalbreer som eksisterte under *fase 1 – dalbrefasen* (figur 6.4). En dalbre lå der hvor Møllsvatnet er i dag og den andre i sidedalen hvor Grandevatnet ligger. Grensen mellom disse to yngre dryas-dalbreene er litt uklar og vanskelig å sette. Det *kan* hende at dalbreene på et tidspunkt hang sammen, men på grunn av nyere fremrykk er det lite eller ingen spor etter det. Basert på kartleggingen ser det ut til at det var isfrie områder mellom ismarginen til innlandsisen i Geirangerfjorden og dalbreene i Gråsteindalen og sidedalen.

GRANDEVATNBREEN

Botnbreene i Litlekupa, Namnlauskupa og Trygghola vokste sammen i yngre dryas og dannet en dalbre, da blant annet randmorener rundt Grandevatnet indikerer stor isutbredelse. Flere sett med randmorener vest og nord for Grandevatnet knyttes til denne kuldeperioden og tyder på hyppige brefluktasjoner. Siden Trygghola er en sørvest-vendt botn må det tas i betraktning at Tryggholbreen sannsynligvis var av en helt annen karakter enn breene i de to nord- og nordvest-vendte botnene i yngre dryas. Dette støttes av sidemorener i dalsiden nedenfor botnåpningen som reflekterer hvor smal botnbreen var da den lå nede i dalen. Det er spor etter to lateralmorener nedenfor Trygghola, hvorav den ytterste er tolket til å tilhøre maksimumsutbredelsen til Grandevatnbreen i yngre dryas. Den yngre og innerste randmorenen har en tydelig tungeform og er av en annen karakter enn randmorenene tilhørende Grandevatnbreen. Det er vanskelig å tidfeste randmorenen, men en alternativ tolkning kan være at denne innerste randmorenen også stammer fra yngre dryas, men er fra en senere periode. En senere utvikling i fase 1 (figur 6.2) kan vise en dalbre med en breoverflate som minker fra sør til nord på grunn av den tilbakesmeltende Tryggholbreen.

Spesielt vest og nord for Grandevatnet kan morfologisk godt definerte morenerygger observeres. Blokker på morenerygger tilhørende de to ytterste randmorenene, RA1 og RA2 (presentert i delkapittel 4.1.6), er forsøkt daterte ved bruk av schmidthammer. Relative aldre på rygg RA1 og RA2 er på henholdsvis $12,3 \pm 1,03$ og $13,2 \pm 0,92$ ka. Mer datamateriale eller bruk av et annet dateringsverktøy kan gi en mer presis tidfesting av dalbreens maksimumsutbredelse.

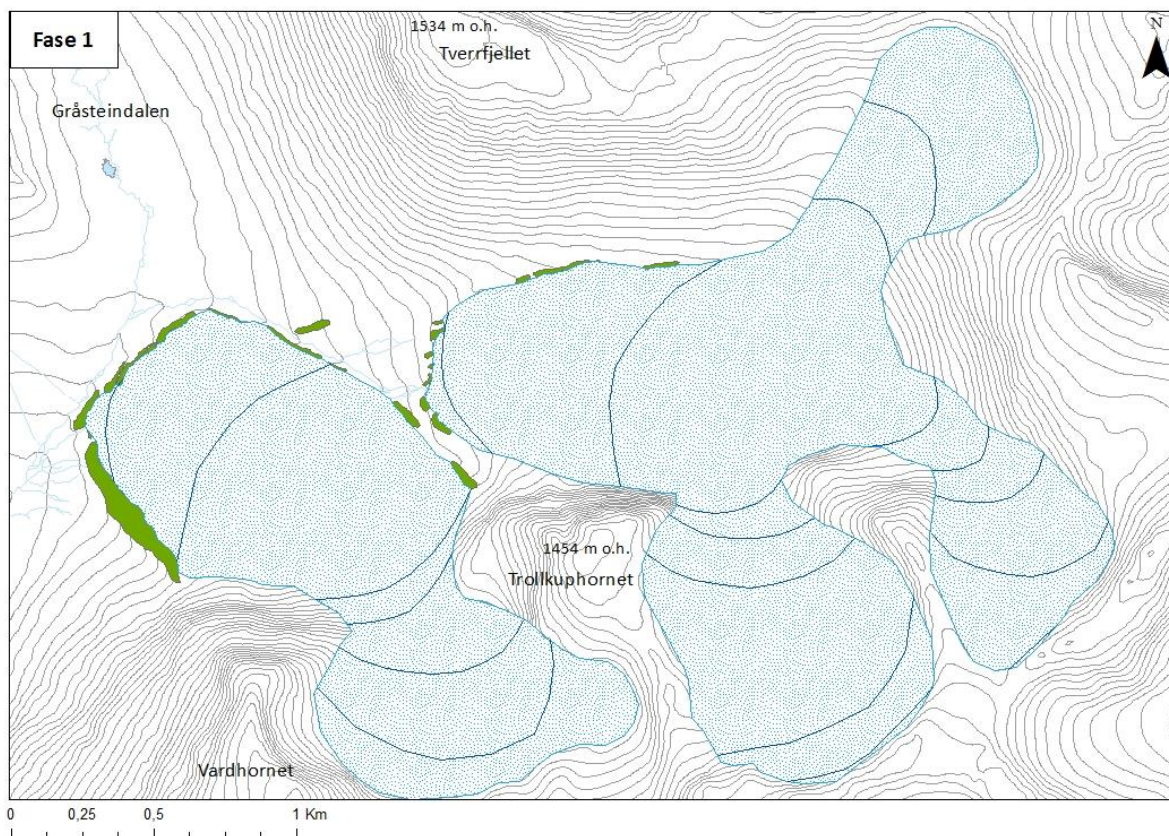
Ut ifra den kvartærgeologiske og geomorfologiske kartleggingen tyder de observerte landformene på at Grandevatnbreen trakk seg tilbake trinnvis etter maksimumsutbredelsen i yngre dryas. Randmorener fra tre-fire hendelser kan skilles fra hverandre og den korte avstanden mellom dem indikerer hyppige brefremstøt eller stillstand av brefronten. Ingen av randmorenene er sammenhengende i dag og det er spor som viser at smeltevann har drenert og kuttet gjennom randmorenene. Mellom ryggene ligger stein og blokk igjen og fraværet til de fine kornstørrelsene indikerer derfor smeltevannsdrenering. Etter hvert som brefronten gikk tilbake har trolig flere dreneringsruter blitt tørrlagte da passpunktet (ca. 1015 m o.h.) vest for Grandevatnet ble inaktivt grunnet tilbakesmeltende bre og påfølgende lavere vannstand. Den nærmeste randmorenen i vest som demmer opp vannet kan markere det siste brefremstøtet før en betydelig tilbakesmelting i preboreal (11,7-10,2 ka). Smeltevann fra den minkende dalbreen har trolig blitt demmet opp mellom brefronten og den innerste randmorenen og dannet en bresjø. Da den innerste randmorenen vest for Grandevatnet ble avsatt har smeltevannsdreneringen trolig blitt sentrert til én kanal. I dag renner Grandevasselva gjennom et gjel fra Grandevatnet. Siden det ser ut til at tidligere smeltevann ikke har erodert dypt ned i den innerste randmorenen.

MØLLSVATNBREEN

Rundt Møllsvatnet ligger flere sett med usammenhengende rygger som representerer brefremrykk eller stillstand av brefronten til Møllsvatnbreen som lå her. Møllsvatnbreen antas å kun bestå av den voksende botnbreen i Trollkupa. Ut fra de mange randmorenene som er observert i Gråsteindalen og sidedalen, tyder dette på at Møllsvatnbreen også trakk seg trinnvis tilbake. Uten å fremlegge konkrete bevis for dette virker det logisk at randmorenene rundt Møllsvatnet også knyttes til lokalglasiasjon i yngre dryas på lik linje som randmorenene vest for Grandevatnet. Og siden det er dokumentert funn av flere randmorener som stammer fra både lokalglasiasjon og fra innlandsisen her til lands virker det ikke helt uforståelig dersom flere av randmorenene er av yngre dryas alder (Sollid & Sørbel 1979; Larsen et al. 1984; Nesje & Dahl 1992). I noen høyereliggende områder på Vestlandet er det funnet randmorener fra lokalbreer som ligger høyere enn randmorener avsatt av innlandsisen i yngre dryas (Reite 1967; Nesje & Dahl 1992). I Oslo-området og i Nord-Norge kan to eller flere rygger av yngre dryas-alder skilles ut og indikerer flere brefremstøt i løpet av samme stadial (Andersen et al. 1995; Vorren & Mangerud 2013). Etter at dalbreen hadde sin maksimumsutbredelse i yngre dryas, er det observert rygger etter ytterligere tre randmorener som kan være fra samme stadial. Den innerste

og den ytterste randmorenen ligger på det meste i en avstand på ca. 150 m fra hverandre. Vest for Møllsvatnet ligger den mest distinkte delen av den ytterste randmorenen. Som nevnt i resultatkapittelet er denne delen av randmorenen bratt, og med en distalside på opptil 70 m synes ryggen særdeles godt på flyfoto (delkapittel 4.1.5, figur 4.10). Randmorenene har bredt seg utover dalen som en stor tunge og indikerer et tykt morenedekke, da distalsidene mot nordvest, nord, og nordøst er 5-6 m på det tynneste og opptil 70 m på det tykkeste (vest for Møllsvatnet). Flere rader med randmorener tyder på mer enn ett brefremrykk eller stillstand av brefront. Maksimumsposisjonen til brefronten i yngre dryas er rekonstruert i figur 6.2. Breelver fra Møllsvatnbreen må ha drenert i sørvestlig retning og hatt en dreneringsrute mot dalåpningen ved Grandesætra.

Flere sett med randmorener kan støtte teorien om at Møllsvatnbreen og Grandevatnbreen var separate dalbreer i yngre dryas (figur 6.2). Likevel er det vanskelig å sette en klar grense for brefrontenes posisjon, da noen morenerygger er vanskelig å skille fra hverandre og tidligere smeltevannselver kan ha modifisert ryggene. Noe som gjør diskusjonen om to separate dalbreer i yngre dryas og deres posisjon ytterligere komplisert er en rygg nord for Grandevasselva og vest for den ytterste randmorenen rundt Grandevatnet (figur 6.2). En alternativ tolkning er at den isolerte moreneryggen nord for elva er spor etter et tidligere brefremrykk eller stillstand i brefronten da det lå en dalbre i sidedalen som gikk ut i Gråsteindalen. Tilhørende randmorener kan være ødelagt nettopp på grunn av yngre dryas-fremrykkene. Ryggens plassering muliggjør en teori om at dalbreene faktisk *har* vært sammenvokste og dannet en felles brefront mot Gråsteindalen. Hvis dette er tilfellet er det vanskelig å avgjøre om det skjedde også fant sted i yngre dryas eller om det er fra en annen stadial, som for eksempel eldre dryas (14,3-14 ka).



Figur 6.2: Tentativ rekonstruksjon av isutbredelsen under yngre dryas. Fase 1 representerer dalbrefasen - breframrykket til Møllsvatnbreen og Grandevatnbreen i yngre dryas. I tillegg finnes det spor etter tre fremrykk/stagnasjoner i samme stadial, men disse er ikke rekonstruert. I fase 1 avsettes store randmorener og smeltevannet dreneres både lateralt mellom fjellsidene og breene og gjennom moreneryggene. Hvis Møllsvatnbrens front lå i underkant av 775 m o.h., mens Grandevatnbrens front lå rundt 960 m o.h.

5.1.3 ERDALEN-HENDELSSEN

MØLLSVATNBREEN

Ned fjellsiden fra Trollkupa og ned til Møllsvatnet er det en sidemorene med en størrelse som tyder på at den må ha vært dannet av et større brefremrykk eller stillstand etter yngre dryas. I tidlig holocen, mot slutten av preboreal, skjedde det en klimaforverring som resulterte i en regenerering av breer og man antar at breene i botnene i sidedalen gjorde det samme. Et av disse brefremrykkene antas å ha skjedd under erdalen-hendelsen – fase 2, og flere brefremrykk på Vestlandet kan knyttes til denne klimaforverringen (Nesje 1984; Nesje & Dahl 1991; Dahl & Nesje 1992). Under erdalen-hendelsen skjedde det en nydanning av botnbreer og markerte randmorener ble avsatt. I Fosdalen i indre Nordfjord er det randmorener etter denne hendelsen som ligger nedenfor en nord-vendt botn. Nesje et al. (1991) og Dahl et al. (2002) argumenterte for at det var to brefremrykk under erdalen-hendelsen, den første 10,1-10,05 ka og den andre

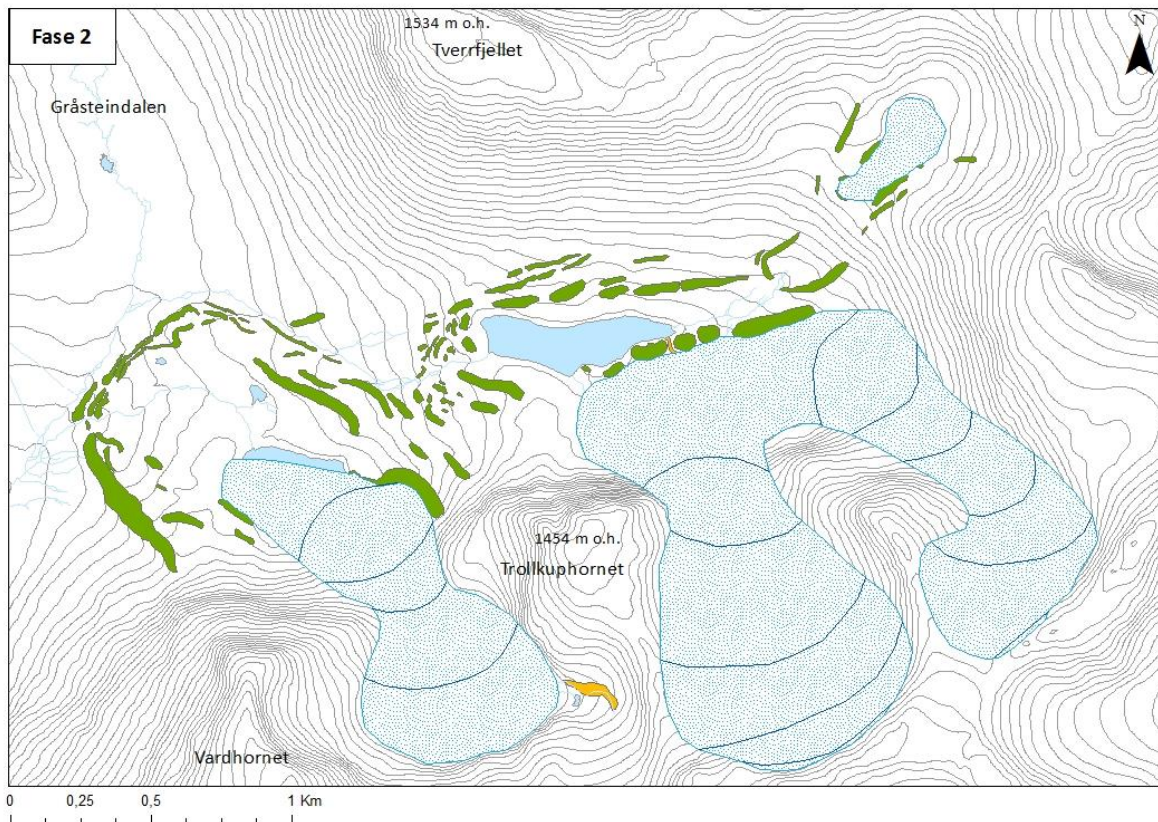
rundt 9,7 ka, basert på stratigrafiske undersøkelser ved Nigardsbreen. Dahl et al. (2002) skrev om brefremstøt som skjedde i holocen, med vekt på erdalen-hendelsen, og skrev at det er spor etter denne klimaforverringen også på Sunnmøre. I lakustrine sedimenter er det funnet siltig gytje med minimumsalder og maksimumsalder på 10,9-10,215 ka og 10,285-9,895 ka, som knytter en lokal botnbre på Sunnmøre til erdalen-hendelsen (Nesje 2002). Sidemorenen ned fjellsiden fra Trollkupa *kan* kobles til erdalen-hendelsen, da det må ha vært et større brefremrykk for at en sidemorene av den størrelsen skulle blitt dannet, og dette må ha skjedd i tidsrommet etter yngre dryas. Uten å fremlegge dateringer som kan tidfeste dannelsen av denne sidemorenen, kan man ikke med sikkerhet hevde at den er fra erdalen-hendelsen. *Men* det er likevel rimelig å tro at det kan være spor etter denne klimaforverringen, siden det ikke er de største avstandene mellom Nordfjord og Geiranger-områdene og klimaet kunne vært av samme karakter. I figur 6.3 er rekonstruksjonen av Møllsvatnbreen under hendelsen gjort på bakgrunn av sidemorenen i øst og en sidemorene i vest. Sidemorenen i vest er ikke like definert som den østlige, men den kan sees likevel i sammenheng med erdalen-breen.

GRANDEVATNBREEN

Den avkuttete randmorenen som strekker seg langs vannkanten sør før Grandevatnet og østover mot fjellsiden tenkes å være avsatt da Grandevatnbreen smeltet tilbake og kun breene fra Litlekupa og Namnlauskupa hang sammen i dalen. I denne tidsperioden er det trolig at Tryggholbreen smeltet betydelig tilbake og isolerte seg fra Grandevatnbreen. Tryggholbreen kan ha ligget som en isolert botnbree under erdalen-hendelsen. Randmorenen er nokså bred og markert og må være dannet under en kuldeperiode som skjedde etter yngre dryas. Av samme årsak som sidemorenen nedenfor Trollkupa, skal man ikke se bort ifra at randmorenen sør for Grandevatnet også kan korreleres til erdalen-hendelsen. En stillstand av brefronten eller et fremrykk under erdalen-hendelsen kan ha ført til dannelsen av den brede og markerte endemorenen. Ryggen er kuttet gjennom flere steder på grunn av breelver fra både Litlekupa og Namnlauskupa. En rekonstruksjon av isutbredelsen under erdalen-hendelsen kan tyde på at brefronten til den minkende dalbreen lå omtrent midt i dalen, med en bresjø demmet opp på distalsiden av endemorenen. Noe som gjør diskusjonen litt komplisert er tre SØ-NV-orienterte parallelle morenerygger inntil fjellveggen nedenfor Litlekupa. De ligger i en slik posisjon som tyder på at de *kan* være sidemorener, men det er vanskelig å si noe om hvilken bre som har avsatt de og når de ble avsatt. En alternativ tolkning er at disse ryggene er dannet som følge av stagnasjon av Grandevatnbreen under erdalen-hendelsen. Det må da bety at en liten åpning inntil fjellveggen var isfri. En annen mulig tolkning er at sidemorenene S1-S3 kan være dannet

av flere brefremstøt eller stillstand av brefrontene *etter* at Grandevatnbreen separerte seg og ble til to enkeltbreer, Litlekubreen og Namnlausbreen.

Etter erdalen-hendelsen angivelig skal ha funnet sted i studieområdet, smeltet breene tilbake. Litlekupa har et vertikalt fall ved botnåpningen som vil resultere i at en tilbaketrekkende bre vil deles fra isen i botnen og bli liggende igjen nede i sidedalen som dødis. På det kvartærgeologiske kartet er dette området ført opp som ablasjonsmorene. Den adskilte delen av breen kan ha ligget som en dødis sør for Grandevatnet og etterlatt området haugete og med flere forsenkninger. Men nøyaktig når denne tilbakesmeltingen av Grandevatnbreen fant sted er vanskelig å si.



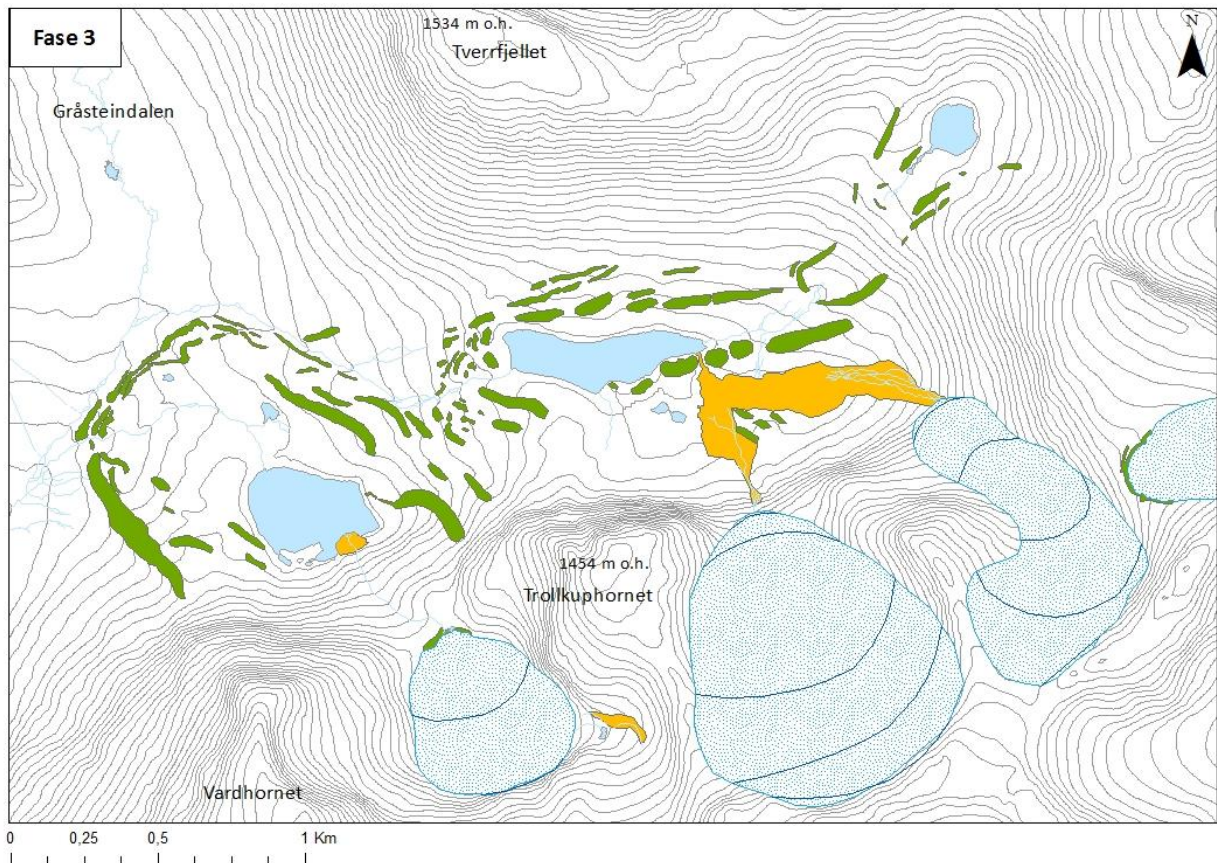
Figur 6.3: Tentativ rekonstruksjon av isutbredelsen under erdalen-hendelsen (10,1-10,05 ka). Fase 2 representerer brefremrykk eller stillstand av brefronten under erdalen-hendelsen. Møllsvatnbreen lå med brefronten i underkant av 1100 m fra den ytterste randmorenen fra yngre dryas. Smeltevann ved brefronten kan ha dannet en liten bresjø. Grandevatnbreen består nå kun av botnbreene fra Litlekupa og Namnlauskupa. Tryggholbreen antas å ha gått kraftig tilbake og vært en isolert botnbre som har respondert raskt på endringer i klimaet i overgangen fra yngre dryas og til holocen da den er sørvestvendt.

5.1.4 DEN LILLE ISTID

LILLE ISTIDS MORENER

På proksimalsiden til terskelen i Trollkupa er det to rygger som ut ifra plasseringen og størrelsen på kartlav på blokkene, tolkes til å være lille istids morenerygger, og er karakterisert som *fase 3*. Størrelsen på kartlav på steiner og blokker varierer mellom 0,5 og 6 cm diameter. I dag er det kun i Trollkupa det er mulig å finne morenerygger. Den lille istid var en kuldeperiode som varte fra ca. 1350-1920, karakterisert av raske brefluktuasjoner i hele landet (Grove 1988). Nesje et al. (2008) argumenterer for at lille istids maksimum hos de fleste norske breene fant sted på midten av 1800-tallet. En alternativ tolkning av endemorenen i Trollkupa kan være at de er såkalte 1930-morener dannet på slutten av den lille istid. Brefremrykk ved Bondhusbreen og Buarbreen, begge brearmer til Folgefonna, rundt 1930-årene dannet markerte morenerygger som ligger innenfor endemorener fra 1890-årene (Grove 1988; Nesje & Moe 2015; Nesje & Riis-Simonsen 2015). På flyfoto fra 1976 var brefronten til Trollupbreen kun noen titalls meter fra terskelen, og det *kan* være en mulighet for at endemorenen er dannet av brefremrykk til samme tid som ryggene ved Bondhusbreen og Buarbreen. I tillegg skal Briksdalsbreen, en brearm til Jostedalsbreen, angivelig hatt et brefremrykk i perioden 1922-1930 (Imhof et al. 2011). Det må understrekes at Bondhusbreen, Buarbreen og Briksdalsbreen er brearmer til platåbreer, og dermed har en annen isdynamikk enn isolerte botnbreer, men det er likevel ikke usannsynlig at Trollkupbreen *kan* ha hatt et brefremrykk i samme periode. Maksimumsutbredelsen til breene under den lille istid varierer over hele landet, og dette kan skyldes regionale forskjeller i breers reaksjonstid og lokalt klima.

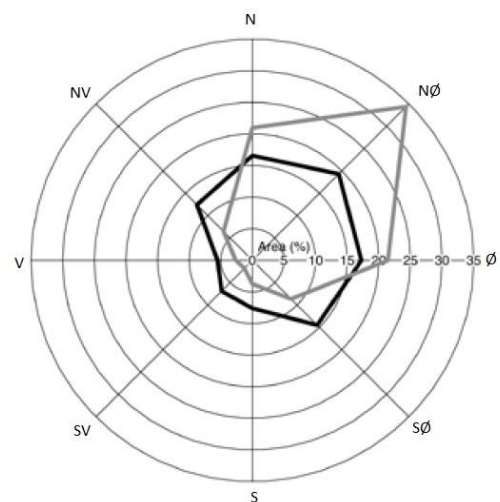
Årsaker til manglende morenerygger i Litlekupa og Namnlauskupa kan være skredprosesser og nyere fremrykk som har ødelagt ryggene. Brefronten til Litlekupbreen og Namnlausbreen under den lille istid kan ha ligget i en slik posisjon at det ikke var mulig å få avsatt definerte morenerygger. Litlekupa har det høyeste fallet fra botnen og ned til dalen og en brefront liggende ytterst på kanten er ikke gunstig for dannelsen av endemorener. Dersom man legger vekt på geometrien til Namnlausbreen under lille istid (figur 6.4) er det høyst sannsynlig at moreneryggerene, dersom de ble dannet, er ødelagte og modifiserte av skråningsprosesser. Fire relativt korte rygger ble observert i fjellsiden ved åpningen til Namnlauskupa. Om disse er fra den lille istid er usikkert, da det rett og slett kan være resultat av skråningsprosesser og ikke breaktivitet. I den høyereliggende og mer åpne botnen øst for Namnlauskupa og vest for Grandevassegga, er det noen rygger som *kan* være lille istids morenerygger. Foruten dette er det ikke



Figur 6.4: Tentativ rekonstruksjon for botnbreene under den lille istid. Breene er isolerte botnbreer, men det er kun funnet endemorene i Trollkupa. Små rygger er observert i fjellsiden foran Namnlauskupa, men på grunn av aktive skråningsprosesser tolkes ikke ryggene med sikkerhet lille istids morener.

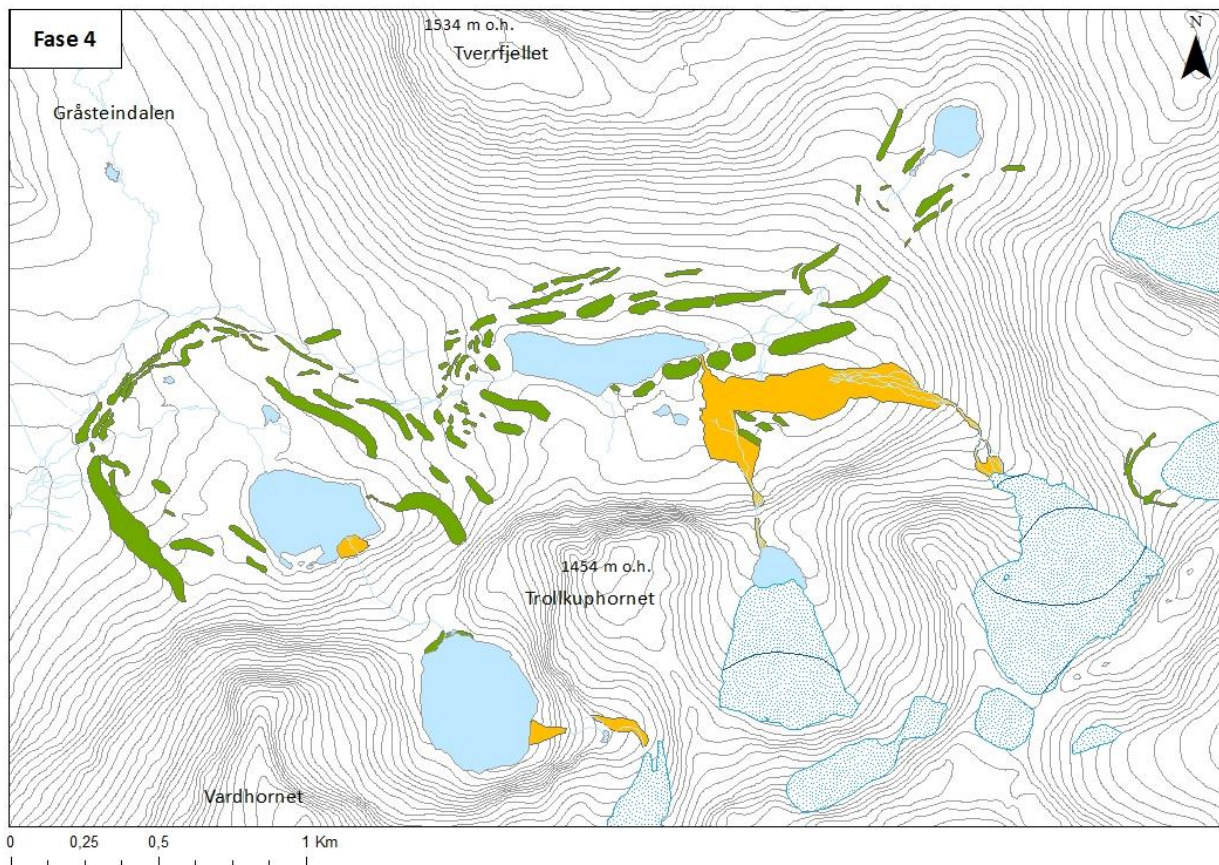
5.1.5 DAGENS SITUASJON

Det er kun i Litlekupa og Namnlauskupa det eksisterer botnbreer i dag, i fase 4 - botnbrefasen. Trollkupbreen antas å ha smeltet helt bort i løpet av tidsrommet 1988-2006, basert på flyfoto fra 1976 (Norgebilder 2017) og breoversikt i studien av Østrem et al. (1988). Orienteringen til botnene har en sentral rolle i botnbreenes utbredelse i studieområdet i dag. En oversikt over orienteringen til 2534 breer er fremstilt i figur 6.5 av Andreassen et al. (2012), hvor det kommer tydelig frem at flesteparten av botnene er vendt mot nord-nordøst eller øst.



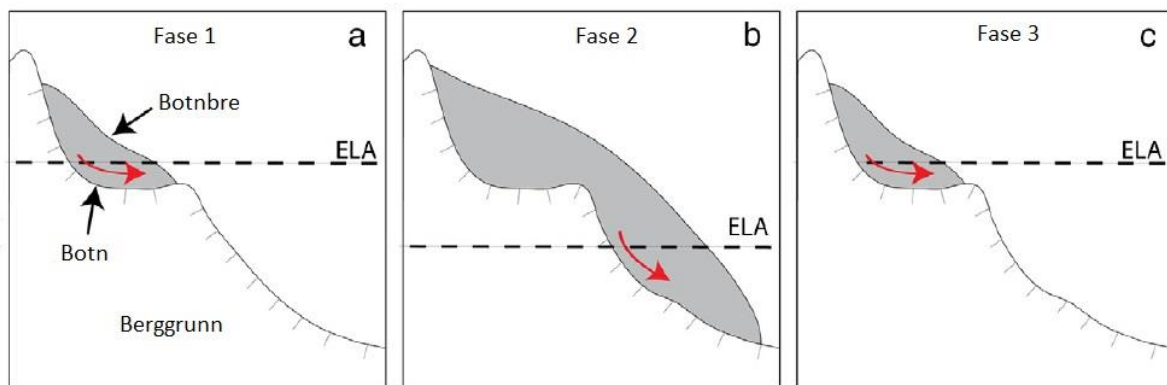
Figur 6.5: Illustrasjon som viser orienteringen til 2534 breer i Norge. Grå linje er breer med areal $< 1 \text{ km}^2$, og svart linje er breer $> 1 \text{ km}^2$. 55 % av breene med areal $> 1 \text{ km}^2$ er orientert mot N, NØ og Ø, mens 21 % av breer med areal $< 1 \text{ km}^2$ er orientert mot S, SV og V. Modifisert fra Andreassen et al. (2012).

Utviklingen av botnene i løpet av kvartærtiden har i stor grad hatt betydning for isutbredelsen til botnbreer i dag. For å kunne diskutere hvorfor kun to av botnene har breer i dag og to har ikke, må utviklingen botnene sees på i et kvartærgeologisk perspektiv. Noe av det første man legger merke til er orienteringen til og formen på botnene. Botnene har ulike L/B-forhold (lengde/høyde-forhold) som gjenspeiler hvordan botnutviklingen har foregått: Trollkupa 0,9; Litlekupa 1,2; Namnlauskupa 1,3; Trygghola 0,6. L/B-forholdet viser at Litlekupa og Namnlauskupa, som er nord- eller nordvest-vendt er lengre enn de er brede. Trollkupa og Trygghola er bredere enn de er lange og har et annet L/B-forhold enn de andre botnene. Ifølge Barr og Spagnolo (2015) vil botner som har en lengde som overgår bredden, følge en allometrisk utvikling. Motsatt vil botner, som Trollkupa og Trygghola, følge en isometrisk utvikling som gir en bredde som overgår lengden.



Figur 6.6: Rekonstruksjonsmodell av botnbreene i dag. Kun Litlekupa og Namnlauskupa har botnbreer. Rekonstruksjonen er gjort basert på flyfoto fra 2013 og eventuelle endringer kan ha forekommet. På flyfoto fra 1976 og i studien av Østrem et al. (1988) er det dokumentert at det lå en botnbre i Trollkupa. Det betyr at breen i Trollkupa har smeltet helt bort på litt under 20 år.

Botners utforming reflekterer varigheten, intensiteten og opphavet av glasial erosjon som har foregått. Det er tre antagelser som, ifølge Barr og Spagnolo (2015), avgjør om botner vil følge en allometrisk eller isometrisk utvikling: (i) en bre som går ut av en botn vil få redusert rotasjonsbevegelse, som igjen vil føre til at lengden utvikles raskere enn bredden og høyden, (ii) isolerte botnbreer vil følge en isometrisk utvikling hvor bredden utvikles i større grad enn lengden, (iii) domineres botnutviklingen av periglasial forvitring (i en isfri botn) vil bredden utvikles raskere enn lengden og fordypingen (høyden). Med vekt på antagelsene til Barr og Spagnolo (2015) er det grunn til å tro at Tryggholbreen har i større grad vært en isolert botnbre enn de andre tre botnbreene. Trollkupbreen, Litlekupbreen og Namnlausbreen har eksistert som dalbreer, noe som L/B-forholdet antyder. I tillegg ligger de nord- og nordvest-vendte botnene mer gunstig til med tanke på de klimatiske forholdene, noe som har ført til dannelsen av dalbreer. Ifølge Evans (1977) er det en tendens at glasiøle botner er vendt i en nordlig eller en nordøstlig retning på den nordlige halvkule, som illustrert i figur 6.5. På grunn av klimatiske faktorer som blant annet vind, solinnstråling og indirekte solinnstråling (fra fjell og skyer), er ikke dagens klimatiske setting ideell for breer i sørvest-vendte botner. Men forholdene har vært av en helt annen grad for at Trygghola har kunnet bli dannet, og Barr og Spagnolo (2015) og Evans (1977) mener redusert solinnstråling og overskyet vær i ablasjonssesongene kan ha favorisert dannelsen av botner i sør- og sørvest-vendte fjellsider. Breene i sør- og sørvest-vendte fjellsider må ha vært spesielt erosive og ført en rotasjonsbevegelse over et lengre tidsrom for å kunne utvikle en veldefinert og klassisk botn.



Figur 6.7: Illustrasjon av tre faser av glasiøsjon i høgfjellene og forholdet til erosjon i botner. (a) Fase 1: En isometrisk utvikling hvor botnbreer eroderer med rotasjonsbevegelser. (b) Fase 2: Brefremrykk fører til at botnbreer vokser ut av botnene og begynner å erodere i de lavereliggende områdene. Erosjonen i botnen blir redusert og fører til en allometrisk utvikling av botnen. (c) Fase 3: Tilbakesmelting fører til en isolert botnbre. Størsteparten av den glasiøle erosjonen (rød pil) foregår i samme høyde som ELA. Modifisert fra Barr og Spagnolo (2013).

Siden utviklingen av botner kan foregå gjennom flere istider og mellomistider, er det vanskelig å estimere tidsaspektet for dannelsen av botnene i studieområdet. Larsen og Mangerud (1981) beregnet erosjonsraten for en botn ved Kråkenes på Vågsøy vest i Sogn og Fjordane hvor det lå en botnbre i yngre dryas. Ved å datere organisk materiale i sedimentkjerner som inneholdt laminerte glasilakustrine sedimenter, ble det estimert en erosjonsperiode på 700 år i yngre dryas. Erosjonsraten ble estimert til å være 0,5-0,6 mm/år, og tidsintervallet for botndannelsen settes dermed til 83-125 ka, som *kan* være en indikasjon på tidsaspektet for botndannelsen i Gråsteindalens sidedal. Berggrunnen på Kråkenes består også av gneis, og man *kan* anslå at lignende erosjonsrater kan samsvare med de i botnene i sidedalen til Gråsteindalen. Egne beregninger vil imidlertid gi en mer presis indikasjon på tidsaspektet, men er ikke gjennomført i denne oppgaven. Hvis et lignende tidsaspekt er ideelt for botnene i sidedalen til Gråsteindalen, er ikke nødvendigvis botnene dannet til samme tid, men mulig i et overlappende tidsrom (Evans 1977). I tillegg kan det være avvik i erosjonsratene for de nord-nordvest-ventede botnene og Trygghola. De klimatiske forholdene har variert gjennom kvartær og det kan være at forholdene ikke var like gunstige for botnutvikling i Trygghola som i de tre andre. Morfologien til Trygghola tyder på at klimaet ikke var gunstig nok til at Trygghola kunne føre en allometrisk utvikling som de tre andre botnene. Den allometriske utviklingen til Trollkupa, Litlekupa og Namnlauskupa indikerer at botnbreene ekspanderte og gikk ned i Gråsteindalen og sidedalen. Barr og Spagnolo (2013) foreslår at botner som bærer preg av isometrisk utvikling kan i noen tilfeller indikere botnbreer som sjeldent gikk ut av botnene.

Det er grunn til å tro at Tryggholbreen *kan* ha smeltet bort kanskje så tidlig som begynnelsen av holocen, da randmorener nedenfor Trygghola kan indikere en tilbaketrekkende bre samtidig som Grandevatnbreen eksisterte i yngre dryas. I figur 6.2 er Tryggholbreen sammenvokst med Grandevatnbreen i yngre dryas, og man kan anta at Tryggholbreen trakk seg tilbake i samme stadial og ble en isolert botnbre.

Trollkupbreen ble sist dokumentert i studien av Østrem et al. (1988) og siden er det ikke gjort noen registreringer før flyfoto fra 2006 viste en isfri Trollkupa. Ifølge Andreassen et al. (1998) var vinteren 1995-1996 spesielt nedbørsfattig og flere steder på Vestlandet falt det minimalt med nedbør i januar og februar i 1996. Ved å studere en bre av noenlunde samme type og med en plassering som ikke er helt ulik Trollkupbreen, er det *kanskje* mulig å estimere i hvilket tidsrom Trollkupbreen smeltet bort. Siden det er svært få eller ingen registrerte målinger av botnbreer verken i Møre og Romsdal eller Sogn og Fjordane, er Trollkupbreen utvikling og

isutbredelse etter 1988 forsøkt sett i sammenheng med Ålfotbreen og Briksdalsbreen i sør. Det kan se ut til at det i tidsrommet 1995-2000 var flere breer som varierte mellom å så vidt ha positiv massebalanse eller negativ massebalanse (Andreassen et al. 2000). Målinger på Briksdalsbreen, en nord-nordvest-vendt brearm til Jostedalbreen, tyder på at årene 1995-2000 var preget av lite positiv massebalanse og en tilbaketrekking på 30 m av brefronten i løpet av 1999-2000 (Andreassen et al. 2000). Basert på frontmålinger fra flere dal- og platåbreer i Sogn og Fjordane er det grunn til å tro at tidsrommet 1995-2000 var kritisk også for massebalansen til Trollkupbreen. Både Ålfotbreen og Briksdalsbreen minket i løpet av disse årene, hvor Ålfotbreen hadde et markert underskuddsår i 1996 (Andreassen et al. 2012). Med tanke på at disse dal- og platåbreene er betydelig mye større enn botnbreene i studieområdet, er det rimelig å tro at Trollkupbreen fikk hard medfart og smeltet bort i løpet av dette tidsrommet.

For å oppsummere er det flere faktorer som har påvirket utviklingen til botnene i studieområdet. Orienteringen til botnene i dag har stor betydning for om det kan eksistere en botnbre der i dag. I Trygghola er ikke forholdene spesielt optimale for bredannelse i dag, og har sannsynligvis ikke vært det siden starten på holocen. Ut ifra rekonstruksjonene i figur 6.2 og 6.3 fremstilles det som at Tryggholbreen går fra å være en dalbre i yngre dryas til å være en isolert botnbre under erdalen-hendelsen. Utformingen til botnen tyder på at Tryggholbreen ble tidlig en isolert botnbre med minimal eller ingen erosive egenskaper. Randmorenene som er markert i figur 6.5 gir en god indikasjon på isutbredelsen til Tryggholbreen sammenlignet med Grandevatnbreen (bestående av Litlekupbreen og Namnlausbreen). Trollkupbreen antas å ha smeltet bort i tidsrommet 1995-2000.

5.2 Beregning av likevektslinjer

En rekonstruksjon av likevektslinjer ble gjennomført ved bruk av AAR-metoden og THAR-metoden. Ifølge Nesje (2012), modifisert etter Østrem et al. (1988) og Liestøl (1989) skal dagens likevektslinje ligge på ca. 1500 m o.h. i Geiranger-området. Etter at dalbreene i Gråsteindalen og sidedalen trakk seg tilbake og ble isolerte botnbreer, har likevektslinjene endret seg. TPW-ELA reflekterer hvordan akkumulasjonsforholdene er i botner og er avhengig av de lokale topografiske forholdene (Lie et al. 2003).

5.2.1 REKONSTRUERTE LIKEVEKTSLINJER BASERT PÅ RANDMORENER

YNGRE DRYAS

I yngre dryas var isutbredelsen til dalbreene i Gråsteindalen og sidedalen betydelig stor. Gjennom rekonstruksjon av ELA ble THAR-ELA til Møllsvatnbreen bestemt til å være 935 ± 30 m og Grandevatnbreen til 1185 ± 40 m. Etter korreksjon for landheving (~ 115 m) gir dette ELA på henholdsvis 820 ± 30 m og 1070 ± 40 m, som er en senkning i ELA på 565 ± 30 m og 315 ± 40 m i forhold til dagens ELA.

Møllsvatnbreen har en korrigert THAR-ELA på 820 ± 30 m o.h. og AAR-ELA ($0,6 \pm 0,05$) på 875 ± 30 m o.h. Dette gir en senkning i ELA på 680 ± 30 m og 625 ± 30 m i forhold til dagens ELA. Grandevatnbreen har en korrigert ELA på 1070 ± 40 (AAR) og 1125 ± 60 (THAR). Det må tas hensyn til at det *kan* være noen feilberegninger tilknyttet THAR-ELA til Grandevatnbreen, da denne dalbreen er sammensatt av tre botnbreer. Den tilhørende kumulative areal- og høydefordelingskurven som er presentert i vedlegg 2 er laget på bakgrunn av utregninger gjort separat for Trygghola, Namnlauskupa og Litlekupa, samt den delen av breen som lå nede i sidedalen. Ved å legge sammen utregningene for de ulike breene, kan dette medføre unøyaktigheter i resultatet. Dersom det var tilfelle at Tryggholbreen var en isolert botnbre i løpet av yngre dryas, er korrigert ELA regnet ut til å være 1165 ± 45 (AAR) og 1165 ± 65 (THAR).

ERDALEN-HENDELSSEN

THAR-ELA til Møllsvatnbreen og Grandevatnbreen ble estimert til å være 1060 ± 35 m o.h. og 1290 ± 45 m o.h. Etter korreksjon for landheving (~ 60 m) gir dette ELA på 1000 ± 35 m o.h. og 1230 ± 45 m o.h. Dette gir en senkning i ELA på 500 ± 35 m og 270 ± 45 m for dalbreene sammenlignet med dagens ELA.

DEN LILLE ISTID

Under den lille istid ble THAR-ELA for botnbreene i Trollkupa, Litlekupa og Namnlauskupa regnet ut til å være 1105 ± 40 m o.h., 1380 ± 45 m o.h., og 1405 ± 45 m o.h. Dette gir en senkning på henholdsvis 395 ± 40 m og 55 ± 45 m for Trollkupbreen og Namnlausbreen sammenlignet med dagens ELA, og en økning i ELA på 85 ± 45 m for Litlekupbreen. Årsaken til en ELA-økning på Litlekupbreen kan være kraftig fremvekst under den lille istid og bre som ligger lavere i botnen i dag.

5.2.2 SAMMENLIGNING MED ANDRE STUDIER

Ved å sammenligne utregnede ELA i Gråsteindalen og sidedalen med andre studier, kan man undersøke om det er noen likheter med breer i nærheten. I Larsen et al. (1984) er det for øvrig påpekt at Møre-Nordfjord-området har laveste ELA for botnbreer i yngre dryas. Eikeland (1991) estimerte en lokal ELA for yngre dras på ca. 520 m o.h. for en nordøst-vendt botnbre som angivelig skal ha ligget ved Folkestadvatnet i Volda.

I de kystnære områdene ved Ålfotbreen i Sogn og Fjordane ble en senkning i forhold til dagens ELA estimert av Larsen et al. (1984) til å være 500-600 m. Sønstegaard et al. (1999) rekonstruerte ELA for Ålfotbreen i Sogn og Fjordane og regnet ut en senkning i ELA på 580 m i forhold til dagens ELA. Larsen et al. (1984) beregnet ELA i yngre dryas for botnbreer ved Stadt og Vågsøy til å være 180 m o.h., som gav en senkning i ELA på rundt 700 m i forhold til dagens ELA. Senkingen av ELA i Gråsteindalen og sidedalen er dermed større enn den som er estimert for botnbreen i Fosdalen, som var 500 ± 35 m o.h. og 270 ± 45 m o.h. For en rekonstruert botnbre i yngre dryas i Fosdalen i indre Nordfjord fant Nesje og Dahl (1992) en senkning i ELA på 425 ± 10 og 365 ± 80 m, som ikke er så langt unna senkningen i ELA på dalbreene i studieområdet i yngre dryas på 565 ± 30 m og 315 ± 40 m i forhold til dagens ELA. Dahl og Nesje (1992) estimerte en senkning av ELA ved Storeloga i indre Nordfjord under erdalen-hendelsen på 457 ± 21 m o.h. (TP-ELA) og 122 ± 25 m o.h. (TPW-ELA). Tilsvarende ELA-senkning under den lille istid ble estimert til å være 405 ± 27 m (TP-ELA) og 70 ± 31 m (TPW-ELA). I studieområdet er ELA-senkningen for den lille istid for Trollkubreen (395 ± 40 m) svært lik TP-ELA for Storeloga i Nordfjord.

Liestøl (1967) estimerte en forskjell i ablasjon og akkumulasjon for botnbreer og dalbreer i Jotunheimen som tilsvarte en opptil 50 m høyere ELA for sør-vendte botner enn for nord-vendte. Dette kan også være tilfelle med botnene i studieområdet, da både utviklingsgraden og orienteringen til Trygghola vitner om at botnbreen ikke hadde like lang levetid som de øvrige botnene. ELA-rekonstruksjonene viser spredning i resultatene og viser at ELA varierer i stor grad etter hvor i landet de er lokalisert, hvilke klimatiske forhold som dominerer, og hvilke typer breer det er snakk om.

6 KONKLUSJON

- Prøver fra bergartsflater fra Grandehaugen (869 m o.h.) og Hesjedalshaugen (1000 m o.h.) gir eksponeringsaldre som sammenfaller i tidsrommet 17,5 og 15,0 ka som impliserer at deglasiasjonen av Gråsteindalen og den hengende sidedalen startet *før* 17,5 ka og etter LGM (~20 ka).
- Prøver fra bergartsflater fra en lateralmorene ved Møllsætrane i utkanten av Gråsteindalen i sørvest gir eksponeringsaldre som sammenfaller i tidsrommet 12,1-10,3 ka, som gjør at man *kan* knytte dannelsen av ryggen til yngre dryas, til da en brearm til innlandsisen lå i Geirangerfjorden. Dette indikerer at Gråsteindalen og sidedalen ikke var dekket av innlandsisen i yngre dryas.
- Flere randmorener i studieområdet tyder på at det var en omfattende lokalglasiasjon i både Gråsteindalen og sidedalen i øst med flere brefremrykk eller stillstand i brefronten. Det konkluderes med at det eksisterte to dalbreer i yngre dryas, Møllsvatnbreen med utbredelse mot Gråsteindalen og Grandevatnbreen med utbredelse i sidedalen. De eldste og ytterste randmorenene observert i studieområdet knyttes til maksimumsutbredelsen i yngre dryas og impliserer at det var et isfritt område mellom innlandsisens brearm i Geirangerfjorden og lokalbreene i studieområdet.
- Markerte morenerygger proksimalt for yngre dryas-morener ved Møllsvatnet og Grandevatnet er tolket til å være randmorener dannet under erdalen-hendelsen. Dalbreene eksisterte dermed fortsatt under denne klimaforverringen, hvor Tryggholbreen antas å ha vært en isolert botnbre i samme periode.
- Morenerygger ved terskelen i Trollkupa antas å være fra den lille istid og sammen med Litlekupbreen og Namnlausbreen var de isolerte botnbreer. En gang i løpet av tidsrommet fra erdalen-hendelsen og til den lille istid smeltet Tryggholbreen bort.
- L/B-forholdene til botnene indikerer ulike dannelseshistorier. Utformingen av de nord- og nordvest-vendte botnene tyder på at dalbreer har dominert utviklingen. Tryggholas utvikling har vært dominert av en isolert botnbre som tilsier at de klimatiske forholdene tidligere ikke har vært optimale for at Tryggholbreen kunne være en dalbre like lenge som de andre breene.
- Rekonstruksjon av likevektslinjer kan tyde på ELA-senkninger i studieområdet som er tilsvarende like for områder i nærheten.

FORSLAG TIL VIDERE ARBEID

- En nærmere tidfesting av den eldste lateralmorenen ved Grandesætra sørvest i studieområdet kan bli gjort ved eksponeringsdatering. For å utelukke skredblokker på lateralmorenen er det nødvendig å ta målinger ved bruk av schmidthammer. Dette vil gjøre det lettere for å finne moreneblokker til eksponeringsdatering ved ^{10}Be .
- Eksponeringsdateringer fra randmorenene rundt Møllsvatnet og Grandevatnet, i tillegg til randmorenene utenfor Trygghola, kan gi en mer presis tidfesting av isavsmeltingsforløpet i studieområdet. Dersom ytterligere prøver til eksponeringsdatering ble samlet inn vil det i tillegg kan det oppklare noen usikkerheter rundt sidemorenene S1-S3 inntil fjellsiden sør for Grandevatnet.
- Kjerneprøvetaking i Grandevatnet med tilhørende datering kan gi informasjon om sedimentasjonsrate i den østlige sidedalen, samt gi indikasjoner på klimavariasjoner og brefremrykk i sidedalen. I kombinasjon med en kjerneprøve fra myren nord i Gråsteindalen kan dette gi mer informasjon om tidligere klima i høgfjellene i Geirangerområdet.
- Ved å bruke lichenometri på endemorenene i Trollkupa kan man gi en mer presis tidfesting. Det kan gi svar på om moreneryggene eventuelt er avsatt rundt 1750, 1890 eller 1930.

REFERANSELISTE

- Aarseth, I., Austbo, P. K. & Risnes, H. (1997). Seismic stratigraphy of Younger Dryas ice-marginal deposits in western Norwegian fjords. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77: 65-85.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergström, B. (1995). Younger-Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International*, 28: 147-169.
- Andreassen, L. M., Elvehøy, H., Haakenden, N., Kjøllmoen, B., Knudsen, N. T., Kohler, J. & Sorteberg, H. K. (1998). Glasiologiske undersøkelser i Norge 1996 og 1997. I: Kjøllmoen, B. (red.). Oslo: Norges geologiske undersøkelse. 144 s.
- Andreassen, L. M., Elvehøy, H., Gudevang, E., Jackson, M. & Kjøllmoen, B. (2000). Geological investigations in Norway in 2000. I: Kjøllmoen, B. (red.). Oslo: Norges geologiske undersøkelse. 133 s.
- Andreassen, L. M., Winswold, S. H., Paul, F. & Hausberg, J. E. (2012). *Inventory of Norwegian Glaciers*. Oslo: Norwegian Water Resources and Energy Directorate. 242 s.
- Aydin, A. & Basu, A. (2005). The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 81: 1-14.
- Aydin, A. (2009). ISRM Suggested method for determination of the Schmidt hammer rebound hardness: Revised version. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46: 627-634.
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A. & Dunai, T. J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from Be-10 and Al-26 measurements. *Quaternary Geochronology*, 3: 174-195.
- Bargel, T. H., Lagerbäck, R. & Nenonen, K. (2007). Beskrivelse til kvartærgeologiske kart over Midt-Norden. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 137 s.
- Barr, I. D. & Spagnolo, M. (2013). Palaeoglacial and palaeoclimatic conditions in the NW Pacific, as revealed by a morphometric analysis of cirques upon the Kamchatka Peninsula. *Geomorphology*, 192: 15-29.
- Barr, I. D. & Spagnolo, M. (2015). Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. *Earth-Science Reviews*, 151: 48-78.
- Bele, B. & Norderhaug, A. (2008). Skjøtselsplan for Møllstunet og omkringliggende områder, Geiranger, Stranda kommune. *Bioforsk*. 39 s.
- Benn, D. I. & Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65-66: 15-29.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (2010a). Cirques. I: Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (red.) *Glaciers and glaciation*, s. 311-314. New York.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (2010b). *Glaciers & Glaciation*. 2 utg. New York: Routledge. 816 s.
- Betten, O. & Hovde, A. (2003). Framlegg til Geiranger-Herdalen landskapsvernområde. Verneplan og konsekvensutgreiing - Høyingsutkast. *Fylkesmannen i Møre og Romsdal*. Molde. 99 s.
- Bierman, P. R. (1994). Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. *Journal of Geophysical Research*, 99: 13885-13896.
- Brueckner, H. K. (1977). A structural, stratigraphic and petrologic study of anorthosites, eclogites and ultramafic rocks and their country rocks, Tafjord area, western South Norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 332: 54.

- Brueckner, H. K. (1979). Precambrian ages from the Geiranger-Tafjord-Grotli area of the Basal Gneiss Region, west Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 59: 141-153.
- Castaneda, A. (2017). Atmospheric corrosion of steel - reinforced concrete in Coastal City located. I: Robinson, S. (red.) *Reinforced Concrete: Design, Performance and Applications*, s. 109-156. New York: Nova Science Publishers.
- 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. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 94: 87-97.
- Dahl, S. O., Nesje, A., Lie, O., Fjordheim, K. & Matthews, J. A. (2002). Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalsbreen, western Norway. *The Holocene*, 12: 17-25.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, O. & 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.
- Eikeland, R. (1991). *Yngre dryas - Preboreal lokalglasiasjon og stratigrafi på Sunnmøre og i Nordfjord*. Hovedoppgave i geologi. Bergen: Universitetet i Bergen, upublisert.
- Eikenæs, O. (1991). *Kvartærgeologiske undersøkingar på Strynefjellet og i tilgrensande område på Sunnmøre*. Hovedoppgave i geologi: Universitetet i Bergen, upublisert.
- eKlima.no. (2017a). *Målestasjoner i drift*: Meteorologisk institutt. Tilgjengelig fra: http://sharki.oslo.dnmi.no/pls/portal/BATCH_ORDER.PORTLET_UTIL.Download_BLOB?p_BatchId=887330&p_IntervalId=1711578.
- eKlima.no. (2017b). *Månedsnormaler*: Meteorologisk institutt. Tilgjengelig fra: http://sharki.oslo.dnmi.no/pls/portal/BATCH_ORDER.PORTLET_UTIL.Download_BLOB?p_BatchId=887332&p_IntervalId=1711581.
- Evans, I. S. & Cox, N. J. (1974). Geomorphometry and the Operational Definition of Cirques. *Area (IBG, London)*, 6: 150-153.
- Evans, I. S. (1977). World-Wide Variations in the Direction and Concentration of Cirque and Glacier Aspects. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 59: 151-175.
- Evans, I. S. & Cox, N. J. (1995). The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F.*, 39: 175-202.
- Evans, I. S. (2006). Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology*, 80: 245-266.
- Follestad, B. A. (1995). *Møre og Romsdal Fylke-Kvartærgeologisk kart Norges geologiske undersøkelse*.
- Geodata. (2015). *3D Bakgrunnskart*. ESRI (red.). Norge i 3D. Oslo: Kartverket.
- Geodata. (2017). *Kart med satellitt og flybilder*: ESRI. Tilgjengelig fra: https://geodataonline.maps.arcgis.com/apps/Embed/index.html?webmap=8dd671dfd12f460c83069868f5a13ff9&extent=10.9532,59.9265,11.0982,59.9765&zoom=true&scale=false&disable_scroll=false&theme=light.
- Geonorge. (2016). *Kartdata: norgesrelieff, illustrasjonskart*: Kartverket. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/kartverket/norgesrelieff-illustrasjonskart/0a850dd9-3c45-4cde-b3c5-b61d6157871d>.
- Geonorge. (2017). *Kartdata: N50 raster*: Kartverket. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/kartverket/n50-raster/1a7d4919-fc5d-4278-9ae9-45ee23f26808>.
- Giskeødegard, O. (1983). *Akustiske undersøkelser av sedimentene i noen fjorder på Vestlandet: Sunndalsfjorden-Romsdalsfjorden-Indre Storffjorden-Nordfjorden*. Hovedoppgave i geologi. Bergen: Universitetet i Bergen, upublisert.

- Gjelsvik, T. (1951). Oversikt over bergartene i Sunnmøre og tilgrensende deler av Nordfjord. *Norges geologiske undersøkelse*, 179: 3-45.
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1475-1560.
- Goudie, A. S. (2006). The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 30: 703-718.
- Grove, J. M. (1988). *The Little Ice Age*. London/New York: Methuen.
- Hawkins, F. F. (1985). Equilibrium-line altitudes and paleoenvironment in the Merchants Bay area, Baffin Island, N.W.T., Canada. *Journal of Glaciology*, 31: 205-213.
- Hedding, D. W. (2016). Pronival ramparts: origin and development of terminology. *Erdkunde*, 70: 141-151.
- Hertzog, L. (2015). *Standard deviation vs Standard error*. datascienceplus.com. Tilgjengelig fra: <https://datascienceplus.com/standard-deviation-vs-standard-error/>.
- Heyman, J., Stroeven, A. P., Harbor, J. M. & Caffee, M. W. (2011). Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 302: 71-80.
- Hooke, R. L. (1991). Positive feedbacks associated with erosion of glacial cirques and overdeepenings. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1104-1108.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, O. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45: 1-45.
- Imhof, P., Nesje, A. & Nussbaumer, S. U. (2011). Climate and glacier fluctuations at Jostedalbreen and Folgefonna, southwestern Norway and in the western Alps from the 'Little Ice Age' until the present: The influence of the North Atlantic Oscillation. *The Holocene*, 22: 235-247.
- Ivy-Ochs, S. & Kober, F. (2008). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Quaternary Science Journal*, 59: 179-209.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Haldorsen, S. (1997). *Kvartærgeologi*. 2 utg. Bergen: Landbruksforlaget. 248 s.
- Karaman, K. & Kesimal, A. (2015). A comparative study of Schmidt hammer test methods for estimating the uniaxial compressive strength of rocks. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 74: 507-520.
- Kartverket. (2017). *Norgeskart.no*. Tilgjengelig fra: <http://www.norgeskart.no>.
- Landvik, J. Y. & Hamborg, M. (1987). Weichselian glacial episodes in outer Sunnmøre, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67: 107-123.
- Larsen, E. & Mangerud, J. (1981). Erosion rate of a Younger Dryas glacier at Kråkenes, western Norway. *Annals of Glaciology*, 2: 153-158.
- Larsen, E., Eide, F., Longva, O. & Mangerud, J. (1984). Allerød-Younger Dryas Climatic Interferences from Cirque Glaciers and Vegetational Development in the Nordfjord Area, Western Norway. *Arctic and Alpine Research*, 16: 137-160.
- Lie, O., Dahl, S. O. & Nesje, A. (2003). Theoretical equilibrium-line altitudes and glacier buildup sensitivity in southern Norway based on meteorological data in a geographical information system. *The Holocene*, 13: 373-380.
- Liestøl, O. (1967). *Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway*, b. 141. Oslo: Norsk Polarinstitut. 66 s.
- Liestøl, O. (1989). Kompendium i glasiologi. *Meddelelser frå Geografisk institutt*. Oslo: Universitetet i Oslo.
- Lohne, O. S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2007). Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26: 2128-2151.

- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. & Sønstegaard, E. (1979). Glacial history of Western Norway 15,000-10,000 BP. *Boreas*, 8: 179-187.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E., Longva, O., Miller, G. H., Sejrup, H. P. & Sønstegaard, E. (1981). A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway - The Ålesund Interstadial. *Boreas*, 10: 447-462.
- Mangerud, J., Løvlie, R., Gulliksen, S., Hufthammer, A. K., Larsen, E. & Valen, V. (2003). Paleomagnetic correlations between Scandinavian Ice-Sheet fluctuations and Greenland Dansgaard-Oeschger events, 45,000-25,000 yr B.P. *Quaternary Research*, 59: 213-222.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, O. & Svendsen, J. I. (2011). Glacial History of Norway. I: Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Hughes, P. D. (red.) *Developments in Quaternary Science*, b. 15 *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: A Closer Look*, s. 279-298. Amsterdam: Elsevier Science B.V.
- Mangerud, J., Aarseth, I., Hughes, A. L. C., Lohne, O. S., Skår, K., Sønstegaard, E. & Svendsen, J. I. (2016). A major re-growth of the Scandinavian Ice Sheet in western Norway during Allerød-Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 132: 175-205.
- Mařík, R. (2015). *Planimteres from the point of view of a mathematician*. Tsjeckia. Tilgjengelig fra: <http://user.mendelu.cz/marik/mechmat/planimeters/> (lest 2 juni).
- Matthews, J. A. & Shakesby, R. A. (1984). The status of the Little Ice-Age in southern-Norway: relative-age dating of Neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry. *Boreas*, 13: 333-346.
- Matthews, J. A. & Owen, G. (2009). Schmidt hammer exposure-age dating: developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen-Jostedalsbreen regions of southern Norway. *Boreas*, 39: 105-115.
- Matthews, J. A., Shakesby, R. A., Owen, G. & Vater, A. E. (2011). Pronival rampart formation in relation to snow-avalanche activity and Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD): Three case studies from southern Norway. *Geomorphology*, 130: 280-288.
- Møller, J. & Holmeslet, B. H. (2002). *Havets historie i Fennoskandia og NV Russland*: Universitetet i Tromsø. Tilgjengelig fra: <http://geo.phys.uit.no/sealev/>.
- Nesje, A. (1984). *Kvartærgeologiske undersøkelser i Erdalen, Stryn, Sogn og Fjordane*. Hovedoppgave i geologi: Universitetet i Bergen, upublisert.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. (1991). Holocene Glacier Variations of Blåisen, Hardangerjøkulen, Central Southern Norway. *Quaternary Research*, 35: 25-40.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R. (1991). Holocene glacial and climate history of the Jostedalsbreen region, western Norway - evidence from lake-sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10: 87-114.
- Nesje, A. (1992). Topographical Effects on the Equilibrium-Line Altitude on Glaciers. *GeoJournal*, 27: 383-391.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. (1992). Equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene glaciers in Fosdalen, inner Nordfjord, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72: 209-216.
- Nesje, A. (2002). Late Glacial and Holocene Glacier Fluctuations and Climatic Variations. I: Wefer, G., Berger, W. H., Behre, E. K. & Jansen, E. (red.) *Climate Development and History of the North Atlantic Realm*, s. 235-239. Berlin og Heidelberg: Springer.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, O. & Matthews, J. A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60: 10-27.
- Nesje, A. (2012). *Brelære: Bre, landskap, klimaendringer og datering*. 2. utg. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nesje, A. & Moe, B. (2015). *Buardalen*. Bergen: Grind. Tilgjengelig fra: <http://grind.no/hardanger/odda/buardalen>.

- Nesje, A. & Riis-Simonsen, J. (2015). *Bondhusdalen*. Bergen: Grind. Tilgjengelig fra: <http://grind.no/sunnhordland/kvinnherad/bondhusdalen> (lest 26. juni 2015).
- NGI. (2014). *Skred - Skredfare og sikringstiltak*. Oslo: Universitetsforlaget.
- NGU. (2017a). *Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase: Norges geologiske undersøkelse*. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/.
- NGU. (2017b). *Nasjonal berggrunnsdatabase: Berggrunn N250 raster: Norges geologiske undersøkelse*. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>.
- Nordgulen, Ø. & Andresen, A. (2013). De eldste bergartene dannes - Jordas urtid; 4600-850 Ma. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til - Norges geologi*, s. 62-118. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Norgebilder. (2017). Kartverket. Tilgjengelig fra: www.norgebilder.no.
- Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138-139: 22-31.
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S. & Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82: 55-62.
- Porter, S. C. (2001). Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1067-1091.
- Rea, B. R. (2009). Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 28: 237-248.
- Reite, A. (1963). *Kvartærgeologiske og geomorfologiske undersøkelser i noen kyst- og fjordstrøk på Sunnmøre*. Hovedoppgave i geologi: Universitetet i Bergen, upublisert.
- Reite, A. (1967). Lokalglasiasjon på Sunnmøre. *Norges geologiske undersøkelse*, 247.
- Rye, N., Nesje, A., Lien, R., Blikra, L. H., Eikenæs, O., Hole, P. A. & Torsnes, I. (1997). Glacial geology and deglaciation chronology of the area between inner Nordfjord and Jostedalbreen-Strynefjellet, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77: 51-63.
- Rønneberg, M. L. & Loftesnes, F. (2009). *Opptur Geirangerfjorden - 93 fotturar kring tre verdsarvfjoridar*. Nøre og Romsdal: Selja Forlag.
- SeNorge. (2017a). *Nedbør: Normalen 1961-1990: Kartverket*. Tilgjengelig fra: <http://www.senorge.no/?p=klima>.
- SeNorge. (2017b). *Temperatur: Normalen 1961-1990: Kartverket*. Tilgjengelig fra: <http://www.senorge.no/?p=klima>.
- Shakesby, R. A., Matthews, J. A. & McCarroll, D. (1995). Pronival ("Protalus") Ramparts in the Romsdalsalpane, Southern Norway: Forms, Terms, Subnival Processes, and Alternative Mechanisms of Formation. *Arctic and Alpine Research*, 27: 271-282.
- Shakesby, R. A. (1997). Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. *Progress in Physical Geography*, 21: 394-418.
- Shakesby, R. A., Matthews, J. A. & Owen, G. (2006). The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, 25: 2846-2867.
- SOKKIA. (2017). *Planix 6 & 7*. Kansas: SOKKIA.
- Sollid, A. & Nordgulen, Ø. (2013). *Berggrunnskart over Norge og kaledonidene i Sverige og Finland: Norges geologiske undersøkelse*.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. (1979). Deglaciation of western Central Norway. *Boreas*, 8: 233-239.
- Strøm, K. (1956). The Disappearance of the Last Ice Sheet from Central Norway. *Journal of Glaciology*, 2: 747-755.
- Sulebak, J. R. (2007). *Landformer og prosesser: En innføring i naturgeografiske tema*. 1 utg. Bergen: Fagbokforlaget. 391 s.

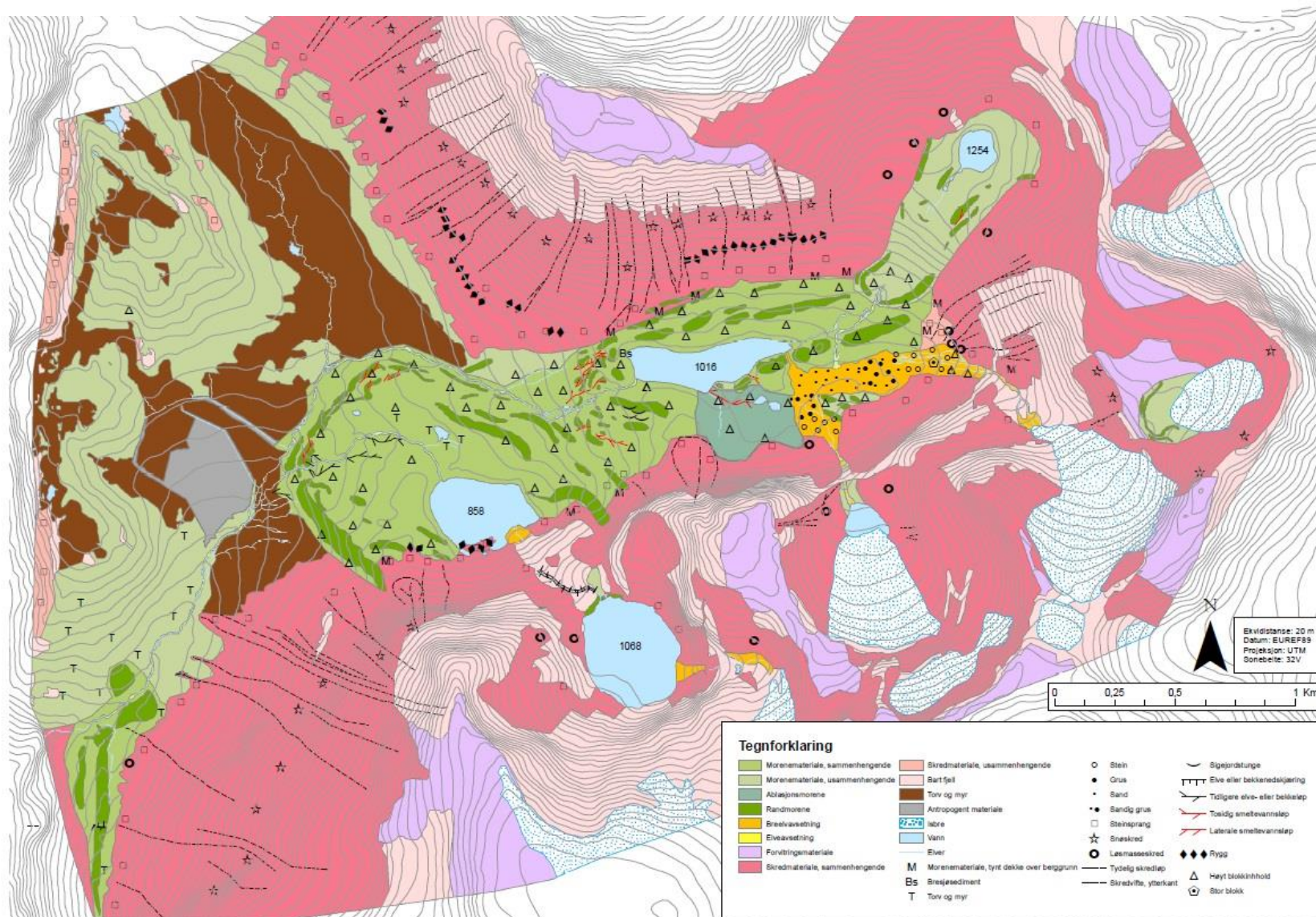
- Sumner, P. & Nel, W. (2002). The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: Tests on rock samples from Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 1137-1142.
- Svendsen, J. I. & Mangerud, J. (1987). Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 2: 113-132.
- Sønstegeard, E., Aa, A. R. & Klakegg, O. (1999). Younger Dryas glaciation in the Ålfoten area, western Norway; evidence from lake sediments and marginal moraines. *Norsk geologisk tidsskrift*, 79: 33-45.
- Torsnes, I., Rye, N. & Nesje, A. (1993). Modern and Little Ice-Age Equilibrium-Line Altitudes on Outlet Valley Glaciers from Jostedalbreen, Western Norway - An Evaluation of Different Approaches to their Calculation. *Arctic and Alpine Research*, 25: 106-116.
- Trømborg, D. (2006). *Geologi og landformer i Norge*. 1 utg. Oslo: Landbruksforlaget.
- Vie, E. (2012). *Kvartærgeologisk kartlegging og rekonstruksjon av isavsmeltinga i Grødalen, Sunndalsfjella*. Masteroppgave i geologi: Universitetet i Bergen.
- Vikestrand, E. S. (2016). *Rekonstruksjon av deglasiasjonshistorien i Vermedalen og Langfjelldalen, indre Møre og Romsdal*. Masteroppgave i naturgeografi: Universitetet i Bergen.
- Vorren, T. O. & Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går - Pleistocen: 2,6 Ma til 11 700 år. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til - Norges geologi*, s. 495-506. Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Walker, M. (2005). Cosmogenic Nuclide Dating. I: Sons, J. W. (red.) *Quaternary Dating Method*, s. 77-80. West Sussex.
- White, K., Bryant, R. & Drake, N. (1998). Techniques for measuring rock weathering: Application to a dated fan segment sequence in southern Tunisia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 1031-1043.
- Williams, R. B. G. & Robinson, D. A. (1983). The effect of surface texture on the determination of the surface hardness of rock using the schmidt hammer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8: 289-292.
- yr.no. (2017a). *Linge målestasjon, Norddal*: Meteorologisk institutt, NRK. Tilgjengelig fra: https://www.yr.no/sted/Norge/M%C3%B8re_og_Romsdal/Norrdal/Linge_m%C3%A5lestasjon/klima.html.
- yr.no. (2017b). *Tafjord målestasjon*: Meteorologisk institutt, NRK. Tilgjengelig fra: https://www.yr.no/sted/Norge/M%C3%B8re_og_Romsdal/Norrdal/Tafjord_m%C3%A5lestasjon/klima.html.
- Østergaard, C. D. (2013). *Kvartærgeologisk kartegging og isavsmeltingshistorie i Sunndalen, Møre og Romsdal*. Masteroppgave i geologi: Universitetet i Bergen.
- Østrem, G., Selvig, K. & Tandberg, K. (1988). Atlas over breer i Sør-Norge. *Meddelelse 61 fra Hydrologisk avdeling*. Oslo: Norges vassdrags- og energiverk. 248 s.

VEDLEGG

VEDLEGG A: Kvartærgeologisk kart

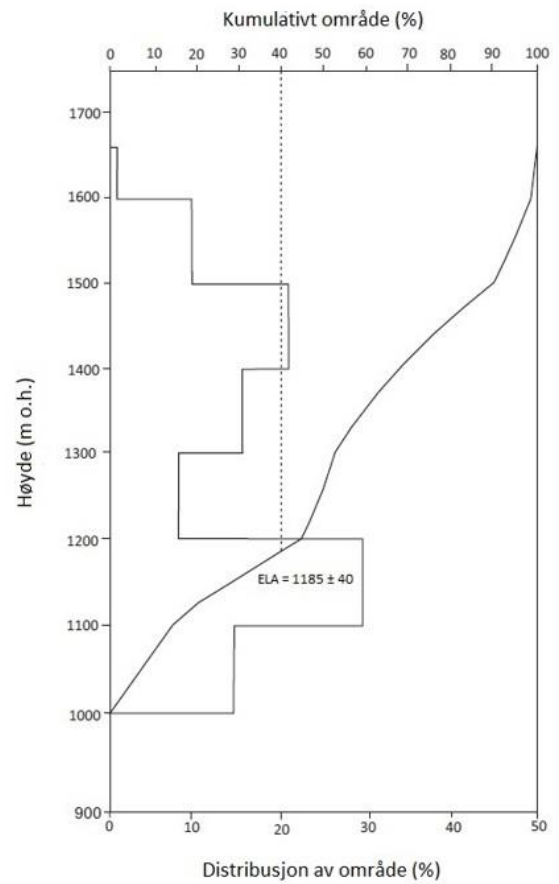
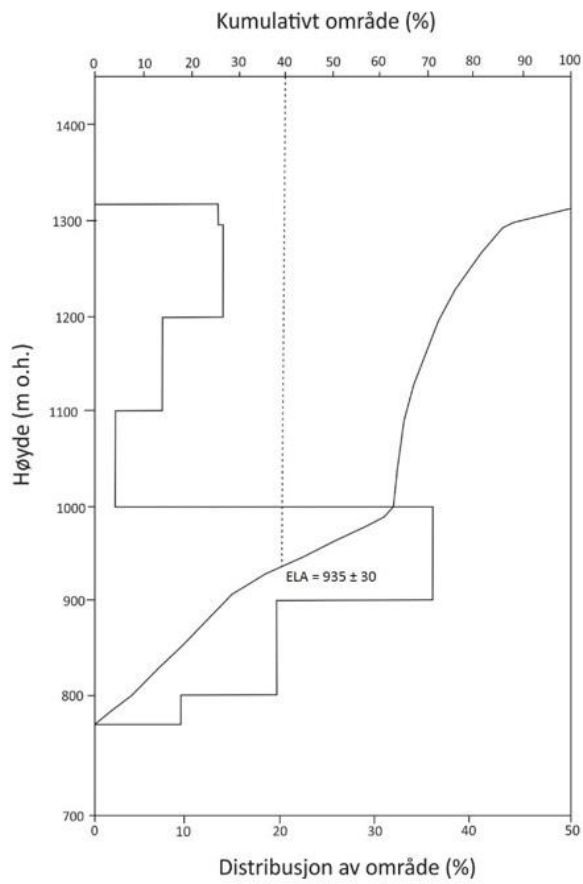
VEDLEGG B: Kumulative areal- og høydefordelingskurver

VEDLEGG A: Kwartærgeologisk kart

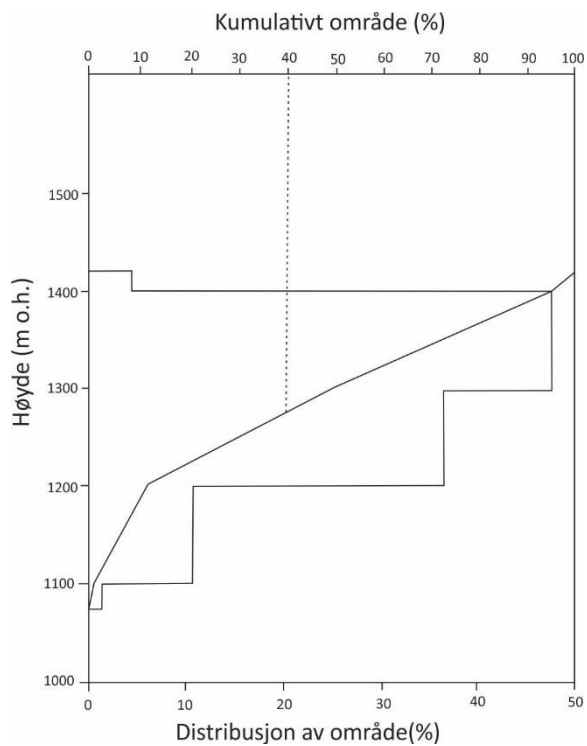


VEDLEGG B: Kumulative areal- og høydefordelingskurver

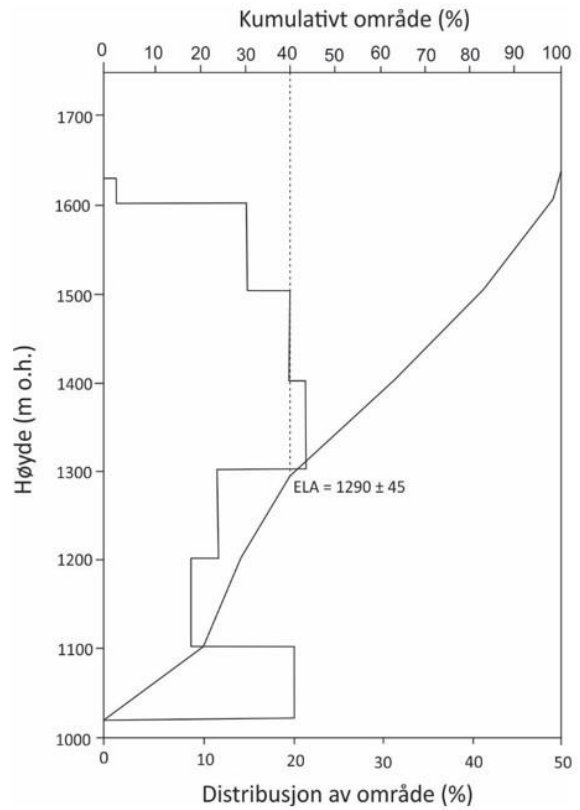
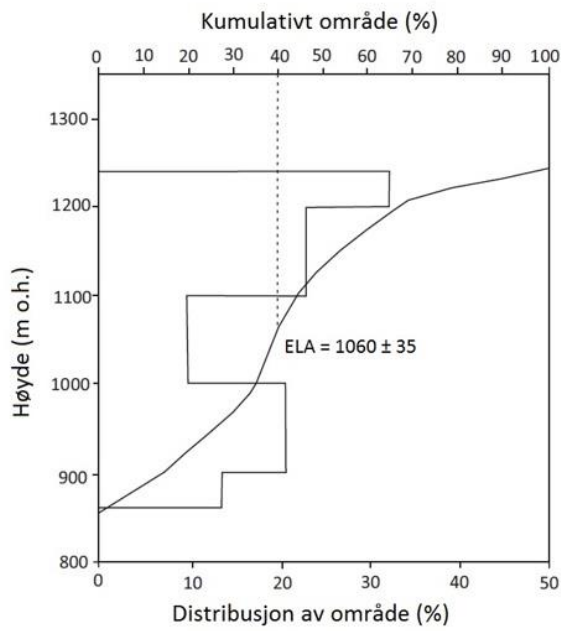
Møllsvatnbreen (venstre) og Grandevatnbreen (høyre) – yngre dryas (12,8-11,7 ka)



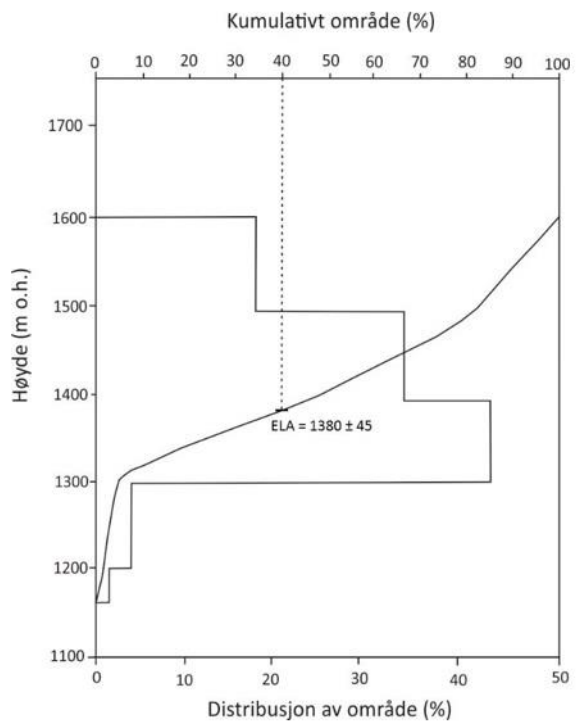
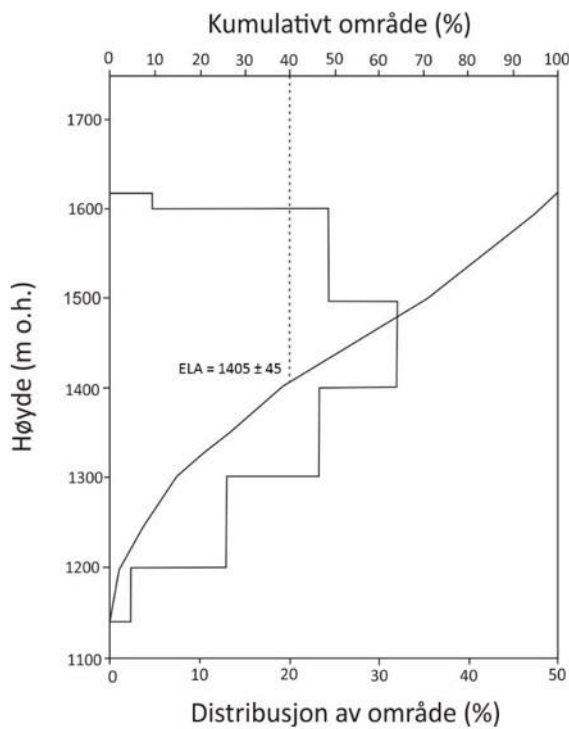
Tryggholbreen- sen yngre dryas



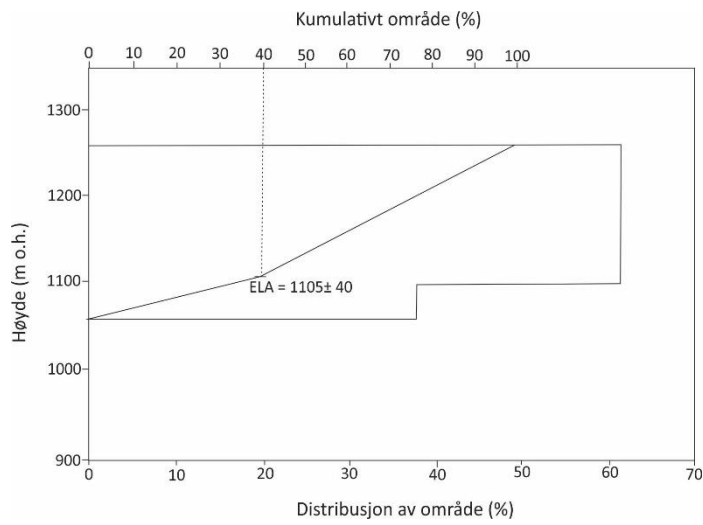
Møllsvatnbreen (venstre) og Grandevatnbreen (høyre) – erdalen-hendelsen (10,1-9,7 ka)



Namnlausbreen (venstre) og Litlekupbreen (høyre) – den lille istid (ca. 1750-1920)



Trollkupbreen – den lille istid



Litlekupbreen (venstre) og Namnlausbreen (høyre) – dagens situasjon (2013)

