

BLOKKHAV PÅ FJELLTOPPER PÅ YTRE  
SUNNMØRE OG LANGS INDRE  
ROMSDALSFJORDEN

**Dannelsesprosesser og alder**

Mastergradsoppgave i geovitenskap



**Judith Margrete Vestre**  
Institutt for geovitenskap  
Universitetet i Bergen

**Mars 2022**



## SAMMENDRAG

Åtte blokkhavsdekkede topper på ytre Sunnmøre og langs indre Romsdalsfjorden viser varierende overflatekarakteristikk og en stor spredning i  $^{10}\text{Be}$ -aldre. Aldrene strekker seg fra  $15 \pm 1$  ka til  $151 \pm 2$  ka, uten noen tydelige tendenser i det vest-øst gående studieområdet. Observasjon av glasialt transportert materiale og glasifluviale avsetninger på flere av lokalitetene indikerer at de blokkhavsdekkede fjelltoppene har vært overdekket av is med en eller flere anledninger. Mangel på observasjon av glasialt eroderte flater i høyden forteller at overdekkingen har vært en kaldbasert, lav-erosiv is. Velutviklet strukturmark ved flere lokaliteter og stor spredning i  $^{10}\text{Be}$ -aldre argumenterer for at blokkhavet har vært aktivt og påvirket av fryse-tine prosesser gjennom kvartær. Rekonstruksjon av breprofil med basal skjærspenning på 100 kPa og 50 kPa gir en estimert istykkelse over studieområdet i LGM, 17 ka og 16 ka, og sammen med lave eksponeringsaldre fra moreneblokker, glasialt transportert materiale og bart fjell kan topp-områdene regnes som isfri for  $< 16$  ka.

Prøveflater på tre lokaliteter i studieområdet er analysert for både  $^{26}\text{Al}$  og  $^{10}\text{Be}$ . Analyse av parede kosmogene nuklider gjør det mulig å undersøke en flates historie med hensyn til eksponering, erosjon og overdekning fordi nuklidene har forskjellige produksjons- og desintegrasjonsrater. Når  $^{10}\text{Be}$ - og  $^{26}\text{Al}$ -aldre gir overlappende aldre, er det sannsynlig at de prøvetatte flatene har vært kontinuerlig eksponerte for kosmisk stråling. Dersom en  $^{10}\text{Be}$ -alder er høyere enn  $^{26}\text{Al}$ -alderen fra samme flate, har flaten trolig vært helt eller delvis skjermet for kosmisk stråling. Ved å plote  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier mot  $^{10}\text{Be}$ -konsentrasjoner kan en bergflates historie undersøkes med tanke på eksponering, erosjon og overdekning. De analyserte prøveflatene fra studieområdet indikerer ulike komplekse historier, som antyder ingen glasiert erosjon siste 600 ka. De tilsynelatende høye  $^{10}\text{Be}$ -aldrene strekker seg forbi tidsrommet hvor det skandinaviske isdekket skal ha vært på sitt største (LGM) og dekket studieområdet. Den enkleste tolkningen av flatenes komplekse historie, er at den strekker seg nesten tilbake til da de store isdekkene begynte i midtre del av pleistocen. Basert på metodene brukt i oppgaven tolkes blokkhavet til å være av periglasial opprinnelse.



## ABSTRACT

From the west coast of Sunnmøre and along Romsdalsfjorden in Møre og Romsdal county, eight blockfield covered summits have been studied, showing a significant variation in surface characteristics and  $^{10}\text{Be}$ -ages (15 –151 ka). Perched boulders, glaciofluvial deposits and no observations of glacially eroded bedrock, indicates that a cold-based ice sheet have covered the study area more than once. The study area is a former periglacial environment, based on the variation of  $^{10}\text{Be}$ -ages and the development of patterned ground. Combining reconstructions of theoretical glacial surface profiles and low  $^{10}\text{Be}$ -ages from perched boulders, moraines and exposed bedrock, the deglaciation of the summits in the study area can be estimated around  $< 16$  ka.

Samples from three locations were analyzed for cosmogenic  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$  and plotted in a two-isotope diagram to better understand the exposure, erosion and burial history of the surfaces. When  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ -ages intersect, there is a higher possibility of continuously exposure of cosmic rays at the surface. If  $^{10}\text{Be}$ -ages from a surface exceeds the  $^{26}\text{Al}$ -ages from the same surface, it indicates total or partly shielding from cosmic rays. Plotting the ratio of  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  against  $^{10}\text{Be}$ -concentration ( $\text{atoms g}^{-1}$ ) the surface history can be examined based on exposure, erosion and burial. The analyzed surfaces from the study-area indicates different complex surface-history, with no glacial erosion the past 600 ka. The high  $^{10}\text{Be}$ -ages extend beyond the period when the Scandinavian ice reached its largest (LGM). The complex surface history almost dates back to the mid-Pleistocene, where the large ice sheets were dominating. Based on the methods used in the thesis, the block field is interpreted to be of periglacial origin.



## FORORD

Først og fremst vil jeg rette en skikkelig stor takk til min hovedveileder Henriette Linge, professor ved Institutt for geovitenskap, for uvurderlige veiledning. Takk for flotte turer i felt, faglige samtaler og utallige veiledningsmøter. Du har en formidabel evne til å formidle de vanskeligste ting til en forvirret student, noe jeg er svært takknemlig for. Jeg ønsker også å takke min medveileder Atle Nesje, professor ved Institutt for geovitenskap, for gjennomlesing, hjelp med kart og breprofiler og gode tilbakemeldinger på felles veiledningsmøter.

Jeg vil også takke Lars Evje, overingeniør ved Institutt for geovitenskap, for mange kjekke og lærerike dager på laben våren 2021. Jeg må også rette en takk til Edward Brook, Bård Bugge, Matthew Hildreth, Paula Hilger, Eiliv Larsen og David Mickelson for lån av upubliserte data.

Videre må jeg takke de beste feltassistentene mine, Besta og Goffar i Vestrefjorden. Takk for alle bobilturene til og i felt, lån av bil, fantastisk oppvarting i Ura med gode samtaler og middag på bordet etter lange dager i felt. Det har vært hyppig korrespondanse mellom fjelltoppene og Ura, med alt fra oppdatering om værforhold til trygg ferdsel. Takk for at dere tar godt vare på meg.

Det har vært fem fine år på UiB, takket være alle mine flotte medstudenter og dyktige undervisere. Hverdagen hadde ikke vært det samme uten lunsj i parken, utallige turer på Fløyen og kakefredag (så lenge det varte). Takk til Heidrun for å ha holdt ut med meg til siste slutt, etter at alle forlot oss i sommer. Jeg kunne ikke hatt bedre selskap på lesesalen, og tenk, vi har ikke blitt lei av hverandre. Det er imponerende.

Til slutt må jeg rette en evig stor takk til Håkon. Du er min største støttespiller, som alltid stiller opp, enten det er med tull og tøys, middag eller verdens beste klem.

Bergen, mars 2022

Judith Margrete Vestre





# INNHALDSFORTEGNELSE

<b>SAMMENDRAG</b> .....	<b>I</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>II</b>
<b>FORORD</b> .....	<b>III</b>
<b>1 INTRODUKSJON</b> .....	<b>1</b>
<b>2 TEORETISK BAKGRUNN</b> .....	<b>2</b>
<b>2.1 GEOGRAFI OG TOPOGRAFI</b> .....	<b>2</b>
<b>2.2 KLIMA</b> .....	<b>4</b>
2.2.1 Dagens vær og klima.....	4
2.2.2 Klima i holocen.....	6
<b>2.3 BERGGRUNNSGEOLOGI</b> .....	<b>7</b>
<b>2.4 LØSMASSER</b> .....	<b>8</b>
<b>2.5 KVARTÆRGEOLOGISK UTVIKLING</b> .....	<b>9</b>
2.5.1 Siste istid–weichsel (sen pleistocen).....	9
<b>2.6 BLOKKHAV</b> .....	<b>11</b>
2.6.1 Dannelse .....	11
2.6.2 Den periglasiale modellen for blokkhavsdannelse.....	12
2.6.3 Den neogene modellen for blokkhavsdannelse.....	13
2.6.4 En generell modell for blokkhavsdannelse .....	14
2.6.5 <i>In situ</i> kosmogene nuklider og blokkhav .....	15
<b>3 METODE</b> .....	<b>16</b>
<b>3.1 FELTARBEID</b> .....	<b>16</b>
3.1.1 Forarbeid .....	16
3.1.2 Gjennomføring .....	16
<b>3.2 DIGITALE VERKTØY OG PROSESSERING</b> .....	<b>17</b>
3.2.1 Dronefotogrammetri.....	17
3.2.2 Fjernkartlegging .....	17
3.2.3 Esri ArcGIS Pro .....	18
<b>3.3 KOSMOGENE NUKLIDER</b> .....	<b>18</b>
3.3.1 Teori .....	18
3.3.2 Prøvetaking i felt .....	19
3.3.3 Laboratorieprosedyre .....	20
3.3.4 Beregning av eksponeringsalder .....	21
3.3.5 Usikkerhet .....	22
<b>3.4 TEORETISK HØYDE TIL PALEO-BREOVERFLATE OG OVERFLATEGRADIENT</b> .....	<b>22</b>
<b>4 RESULTATER</b> .....	<b>24</b>

<b>4.1 FELTARBEID .....</b>	<b>24</b>
4.1.1 Feltobservasjoner .....	24
<b>4.2 RESULTAT DRONEFOTOGRAMMETRI.....</b>	<b>37</b>
<b>4.3 RESULTAT KOSMOGENE NUKLIDER.....</b>	<b>39</b>
4.3.1 Prøvebeskrivelse .....	39
4.3.2 Eksponeringsaldre .....	47
4.3.3 Datapresentasjon .....	49
<b>4.4 RESULTAT TEORETISK HØYDE BREOVERFLATE OG OVERFLATEGRADIENT .....</b>	<b>63</b>
<b>5 DISKUSJON .....</b>	<b>66</b>
<b>5.1 TOPP-OMRÅDENES TYPISKE TREKK .....</b>	<b>66</b>
<b>5.2 GLASIASJON OG ISENS VERTIKALE UTSTREKNING .....</b>	<b>67</b>
5.2.1 Deglasiasjonstidspunkt.....	67
5.2.2 Teoretisk breprofil.....	68
5.2.3 Tvetydige eksponeringsaldre fra glasialt transportert materiale .....	71
<b>5.3 HVA FORTELLER KOSMOGENE NUKLIDER OM TOPPOMRÅDENE? .....</b>	<b>71</b>
5.3.1 <sup>10</sup> Be-aldre fra bart fjell og blokkhavsblokker.....	71
5.3.2 Nuklidepar-data langs lengdeprofil.....	73
<b>5.4 BLOKKHAVSDANNELSE I STUDIEOMRÅDET.....</b>	<b>75</b>
<b>6 KONKLUSJON .....</b>	<b>77</b>
<b>7 FORSLAG TIL VIDERE ARBEID .....</b>	<b>78</b>
<b>8 REFERANSELISTE .....</b>	<b>79</b>

# 1 INTRODUKSJON

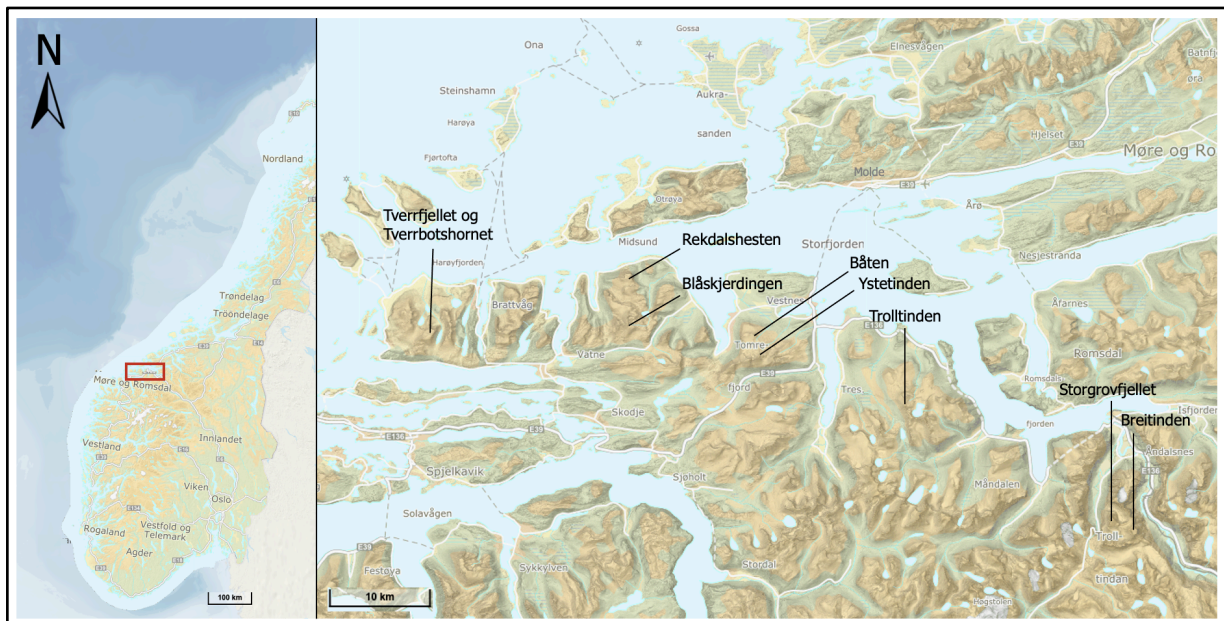
Denne oppgaven tar for seg åtte blokkhavsdekkede fjelltopper i et studieområde som strekker seg fra kysten av Sunnmøre til indre del av Romsdalsfjorden (figur 1.1). Blokkhav er definert som et område hvor store deler av overflaten er dekket av blokker, dannet ved *in situ* mekanisk og kjemisk forvitring av berggrunnen (Ballantyne, 2010), og dets dannelsesprosesser og alder har vært diskutert i over hundre år (Dahl, 1966; Nesje et al., 1988; Paasche et al., 2006; Goodfellow, et al., 2008; Ballantyne, 2010). Masteroppgaven skal gjøre et forsøk på å tolke blokkhavets historie i studieområdet gjennom feltundersøkelser og eksponeringsdatering ved bruk av *in situ* kosmogene nuklider.

Følgende problemstilling og underproblemstillinger er formulert for oppgaven:

*Hvilken informasjon kan in situ kosmogene nuklider gi om blokkhav i Møre og Romsdal?*

- *Hva karakteriserer blokkhav i studieområde, og hvilke overflateformer observeres?*
- *Hva forteller eksponeringsdatering av blokkhav ved bruk av in situ kosmogene nuklider om deglasiasjonen, isens vertikale utstrekking og toppområdene?*

For å besvare problemstillingene er det utført kartlegging av løsmasser og landformer på overflatene i studieområdet, samt samlet drone-data og prøver til eksponeringsdatering ved bruk av *in situ* kosmogene nuklider. Det foreligger også upubliserte daterings-data fra tidligere feltarbeid som blir benyttet i oppgaven.



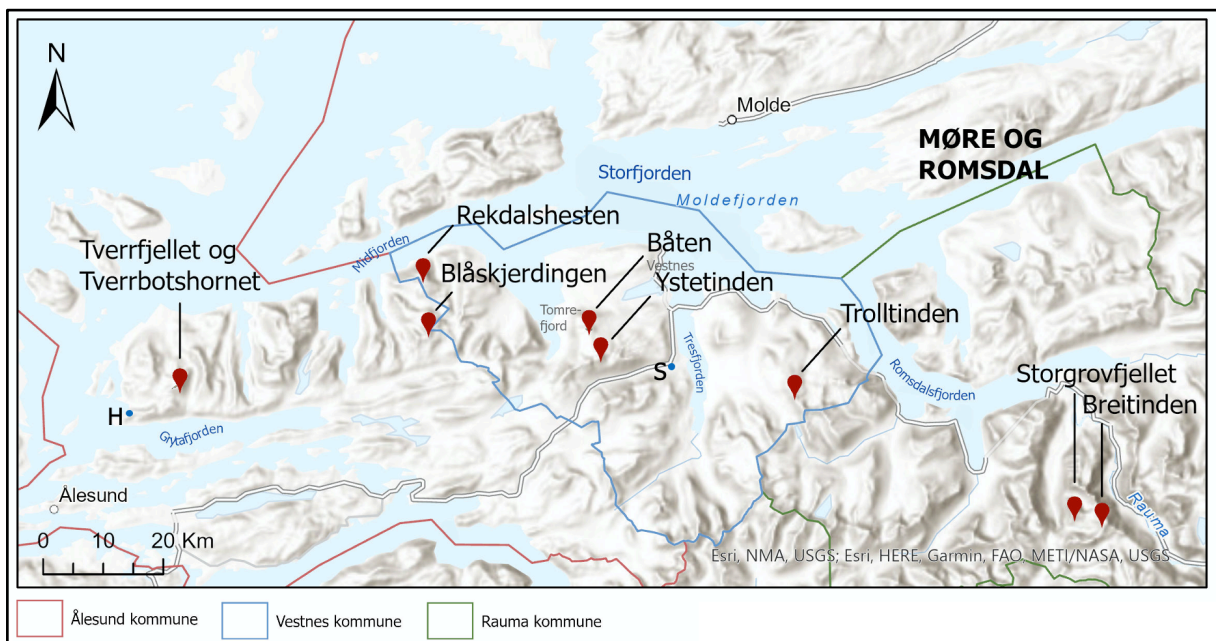
**Figur 1.1:** Kart over fjelltoppene i studieområdet (markert med rektangel til venstre), som strekker seg fra ytre Sunnmøre i vest til indre del av Romsdalsfjorden i øst. Studieområdet ligger i fylket Møre og Romsdal på Nordvestlandet. Kartet er modifisert fra norgeskart.no.

## 2 TEORETISK BAKGRUNN

### 2.1 GEOGRAFI OG TOPOGRAFI

Studieområdet ligger i Møre og Romsdal fylke, og strekker seg 75 km i luftlinje, fra ytre Sunnmøre til nedre del av Romsdalen. Området består av åtte lokaliteter, nærmere bestemt åtte fjelltopper, i de tre kommunene Ålesund, Vestnes og Rauma (figur 2.1). Helt vest i studieområdet ligger Tverrfjellet og Tverrbotshornet (747 moh.), videre i østlig retning ligger Rekdalshesten (775 moh.), Blåskjerdings (1062 moh.), Båten (815 moh.), Ystetinden (1160 moh.), Trolltinden (1135 moh.), før Storgrovfjellet (1610 moh.) og Breitinden (1797 moh.) definerer slutten på studieområdet i nedre del av Romsdalen.

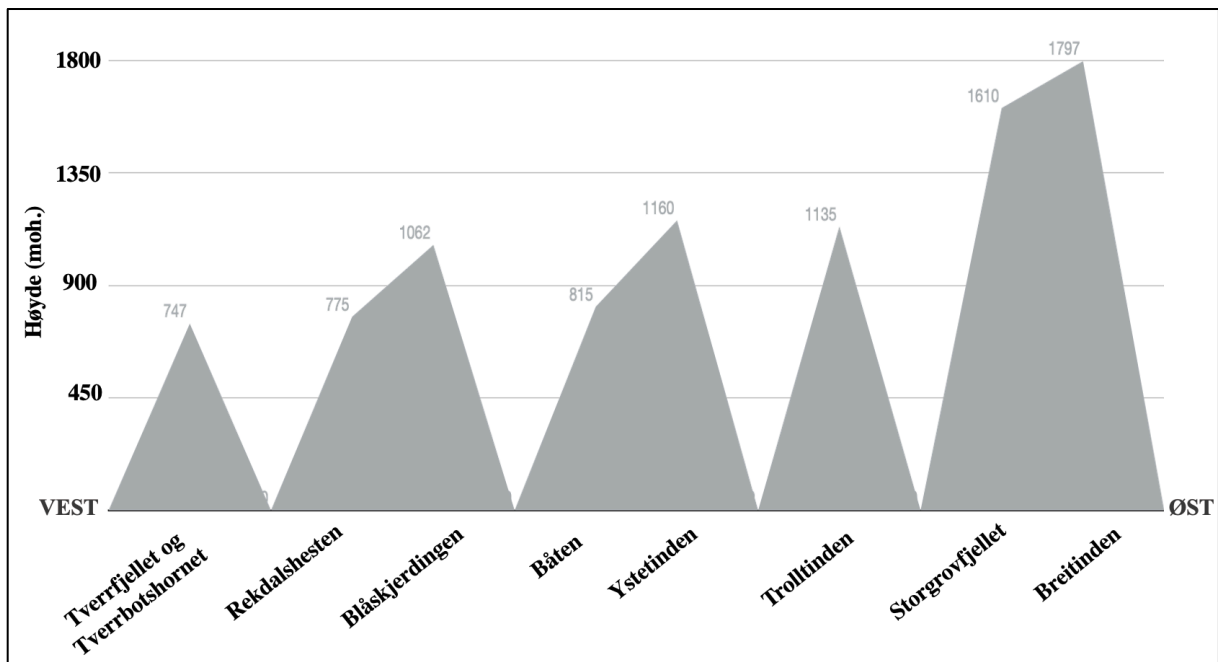
Fjelltoppene i studieområdet ligger relativt kystnært. Tverrfjellet og Tverrbotshornet er lokalisert på nordsiden av Grytafjorden, Rekdalshesten og Blåskjerdings sør i Midfjorden, og Båten og Ystetinden ligger ved Storfjorden, mellom Tomrefjord og Tresfjorden. Trolltinden er lokalisert øst for Ystetinden, mellom Tresfjorden og Romsdalsfjorden. Storgrovfjellet og Breitinden ligger mer distalt fra fjordstrøkene, i Rauma kommune innerst i Romsdalsfjorden (figur 2.1).



**Figur 2.1:** Studieområdet omfatter åtte fjelltopper, som strekker seg fra ytre Sunnmøre til nedre del av Romsdalen i Møre og Romsdal. Fjelltoppene går gjennom de tre kommuner Ålesund, Vestnes og Rauma, i en buet linje sør-øst. H = Hamnsundhelleren, S = Skorgenes. Kartet er konstruert i ArcGIS Pro 2.8.3.

Landskapet i Møre og Romsdal har stor variasjon i landformer, med flate, brede platå og bratte spisse fjelltopper med botner, omringet av fjorder og daler innover i landet (Sollid & Sørbel, 1979). Den alpine topografien i Møre og Romsdal er karakterisert av høye spisse fjell, dannet gjennom erosjon fra isdekker og lokale botner, som følger svakhetssoner kontrollert av forkastingene i området. Fjellene strekker seg

fra havnivå og opp mot 1800 moh., hvor den topografiske høyden avtar noe sør-øst for Møre Trøndelag forkastningen. Møre og Romsdal har kanskje det dypeste innskårne alpine landskap i Skandinavia (Osmundsen et al., 2010). I studieområdet er alle topp-områdene til lokalitetene blokkhavsdekkede, med forskjellig grad av vegetasjonsdekke. Flere av fjelltoppene har også strukturmark i overflaten på toppområdet. Fra Tverrfjellet og Tverrbotshornet ved kysten i vest til Breitinden i øst, øker høyden på fjelltoppene fra omtrent 750 moh. til 1800 moh. (figur 2.2).



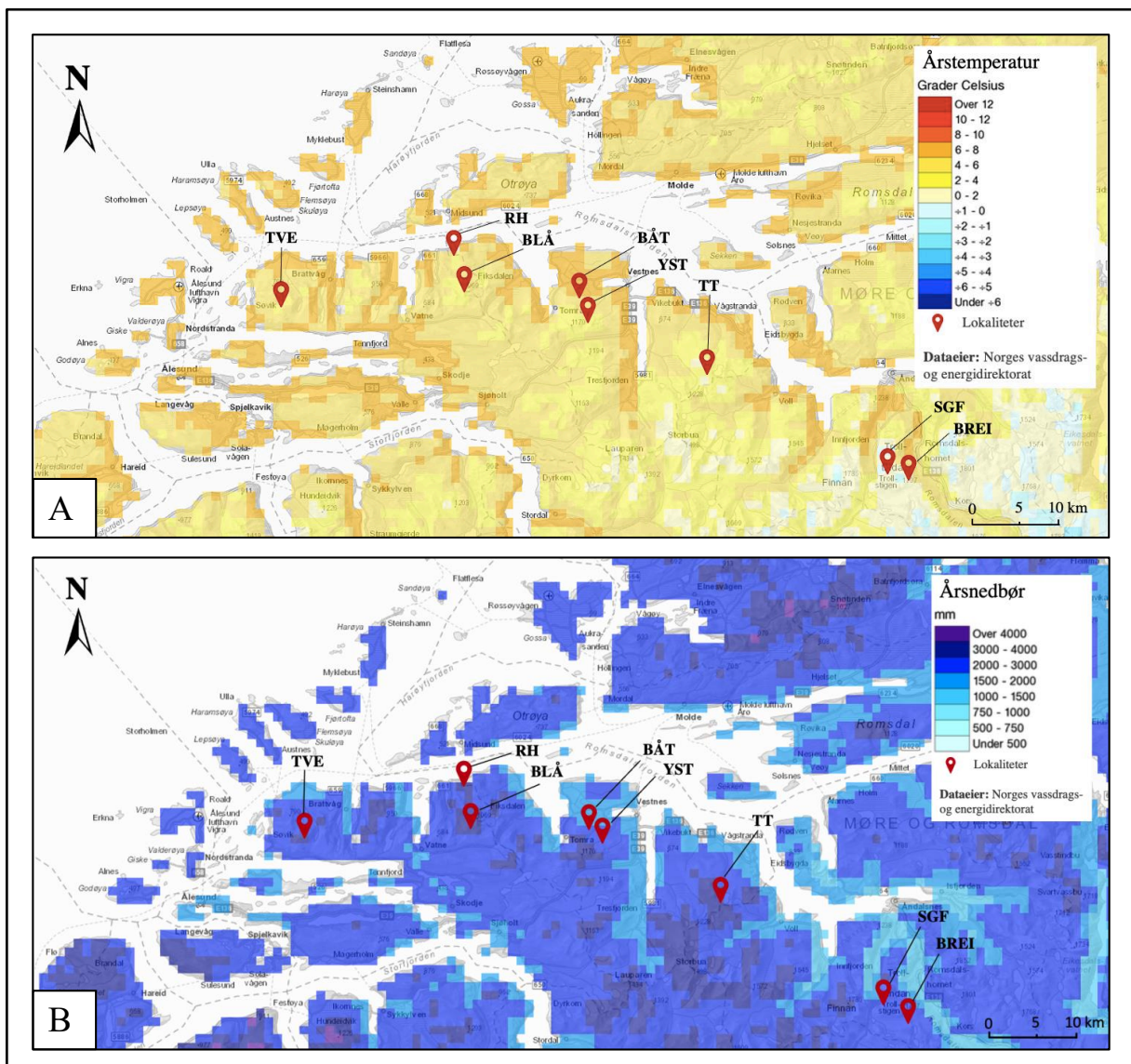
**Figur 2.2:** Et vest-øst gående transekt over fjelltoppene i studieområdet. Det er ikke jevn høyde i studieområdet, figuren visualiserer kun forskjellene i fjelltoppenes høyde. Fjelltoppene strekker seg over 75 km, i en buet linje sør-øst (figur 2.1).

## 2.2 KLIMA

Temperatur, nedbør og vind er viktige klimafaktorer og har mye å si for landskapsutviklingen. Fjelltoppene vest i studieområdet har generelt høyere nedbør- og temperaturnormaler enn fjelltoppene i øst, da de er lokalisert nærmere kysten. Temperatur og nedbør avtar østover i studieområdet.

### 2.2.1 DAGENS VÆR OG KLIMA

Fjelltoppene som utgjør studieområdet er spredt over et område på nesten 75 km, og strekker seg fra 750 moh. i vest til 1800 moh. i øst. Lokalitetene i vest ligger relativt kystnært ved fjordene Grytafjorden, Midfjorden og Storfjorden (figur 2.1), mens lokalitetene øst i studieområdet ligger i dalstrøkene innerst i Romsdalsfjorden.



**Figur 2.3:** Årstemperatur (°C)(A) og årsnedbør (mm)(B) for perioden 1961-1990. Lokalitetene i studieområdet er markert med røde punkter og figuren er modifisert fra [senorge.no](http://www.senorge.no). TVE=Tverrfjellet og Tverrbotshornet, RH=Rekdalshesten, BLÅ=Blåskjerdingen, BÅT=Båten, YST=Ystetinden, TT=Trolltinden, SGF=Storgrovfjellet, BREI=Breitinden Hentet:27.08.21, <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>

Lokalitetenes beliggenhet, avstand til kysten og høyden over havet, gjenspeiles i årsmiddeltemperatur og i årsnedbør. Breitinden og Storgrovfjellet, som er de østligste lokalitetene, har den laveste årsmiddeltemperaturen og årsnedbør i perioden 1961–1990 (seNorge.no, 2021). Temperaturen er estimert til å ligge på 0–2 °C, mens årsnedbøren ligger på 2000–3000 mm. (tabell 2.1; figur 2.3). Vest i studieområdet ligger fjelltoppene som har høyest temperatur og årsnedbør, med årlig nedbør på 3000–4000 mm og temperatur på grensen mellom intervallene 2–4 og 4–6 °C (tabell 2.1).

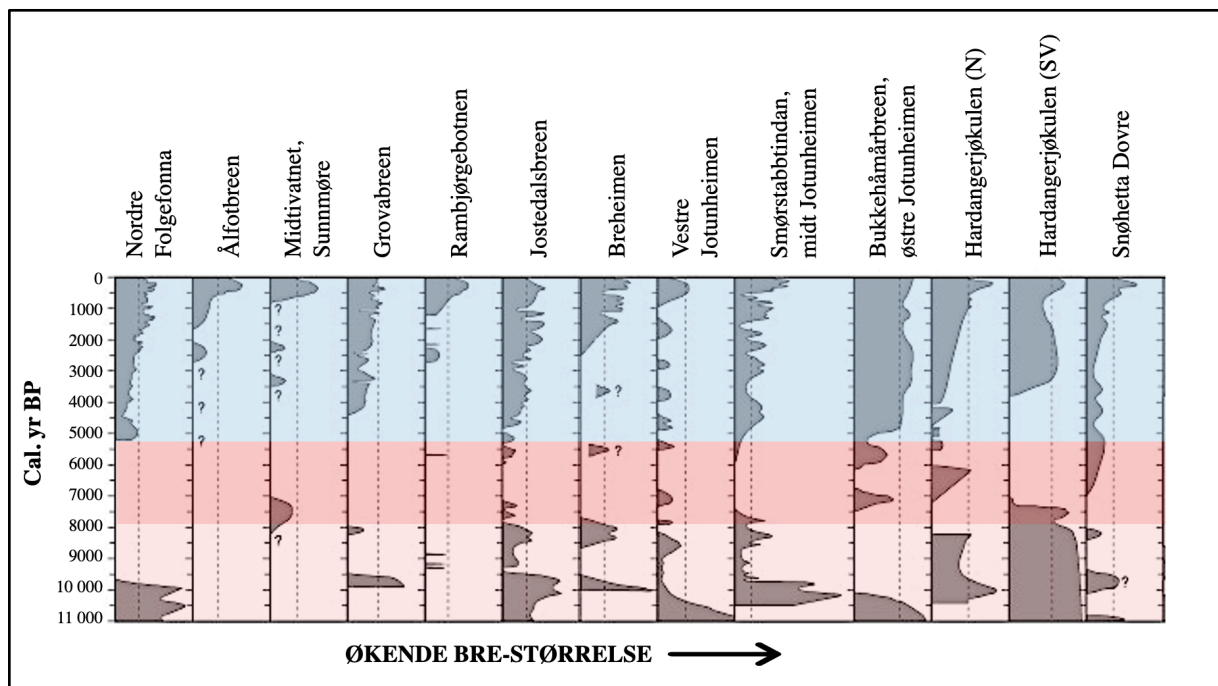
**Tabell 2.1:** Estimert årsmiddeltemperatur og årsnedbør for klimanormalen 1961–1990, for alle åtte fjelltoppene i studieområdet. Data er estimert fra senorge.no. Klimanormalen for 1991–2020 har ikke blitt brukt, men for normalperioden 1991–2020 er klimaet typisk uendret i nedbør. Klimanormalen for temperatur i perioden er 1 °C varmere. Hentet: 27.08.21, <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>.

<b>Fjelltopper</b>	<b>Normal middeltemperatur (°C)</b>	<b>Normal nedbørsum (mm)</b>
Tverrfjellet og Tverrbotshornet	1–4 / 4–6	3000 – 4000
Rekdalshesten	2–4 / 4–6	3000 – 4000
Blåskjerdings	2 – 4	3000 – 4000
Båten	4 – 6	2000 – 3000
Ystetinden	2 – 4	3000 – 4000
Trolltinden	0 – 2	3000 – 4000
Storgrovfjellet	0 – 2	2000 – 3000
Breitinden	0 – 2	2000 – 3000

De lokale forskjellene i klima er i hovedsak et resultat av lokalitetenes nærhet til kysten. Fjelltoppene proksimalt til kysten har et fuktig temperert klima (sone C–Köppens klimaklassifisering) mens fjelltoppene i dalstrøkene har et mer fuktig kontinentalt klima (Sone D–Köppens klimaklassifisering). Begge sonene er preget av markerte årstider, med relativt mye nedbør, hvor hovedforskjellen er at temperaturen og nedbørsmengden avtar østover (Kottek et al., 2006). Temperaturregimet følger også høyden, hvor de høyeste fjellene har den laveste årsmiddeltemperaturen og motsatt.

### 2.2.2 KLIMA I HOLOCEN

Etter yngre dryas, i overgangen fra pleistocen til holocen for 11 700 år siden, avtok innlandsisen i størrelse som et resultat av endring i temperatur (Vorren et al., 2013). I tidlig holocen var klimaet kaldt og tørt med en overgang til varmere forhold. Rekonstruksjoner av julitemperaturene for 11 000–10 000 år siden viser en stigning i temperatur på omtrent 2°C, fra ~8,5 til 10,5°C. Temperaturutviklingen gjennom holocen har blitt rekonstruert fra analyser av pollen, plantemakrofossiler og sedimentkarakteristikker i innsjøsedimenter (Bjune et al., 2005; Vasskog et al., 2011). Temperaturstigningen i tidlig holocen har til dels blitt avbrutt ved flere anledninger av kortvarige kuldeepisoder, som resulterte i brefremrykk på Vestlandet. Fremrykkene har blitt dokumentert gjennom endemorener lokalisert foran randmorener knyttet til «lille istid» (Nesje, 2009), datert til tidlig holocen (Dahl et al., 2002). Gjennom midtre holocen (8000–4200 år siden) var det et skifte i klima, preget av et varmt og fuktig klima. Basert på rekonstruksjoner av isbreer, påvirket klimaskiftet et flertall av breene på Vestlandet, med en tydelig minking og smelting (figur 4.2) (Nesje, 2009). Det er kalkulert at den gjennomsnittlige sommertemperaturen i dette tidsrommet var 1,5–2 °C varmere enn den gjennomsnittlige sommertemperaturen i dag (Nesje & Kvamme, 1991; Bjune et al., 2005; Gjerde et al., 2016). I sen holocen (4000–i dag) vokste breene på Vestlandet og Sør-Norge frem (figur 2.4), som et resultat av at klimaet ble kaldere og fuktigere (Bjune et al., 2005; Nesje, 2009). Den største utbredelsen til flere isbreer var under *den lille istid* (~ AD1500–1920), som var det siste store brefremrykket i holocen (Nesje, 2009). Brefremstøtet under «den lille istid» var et resultat av økt vinternedbør og lavere sommertemperaturer (Bjune et al., 2005).

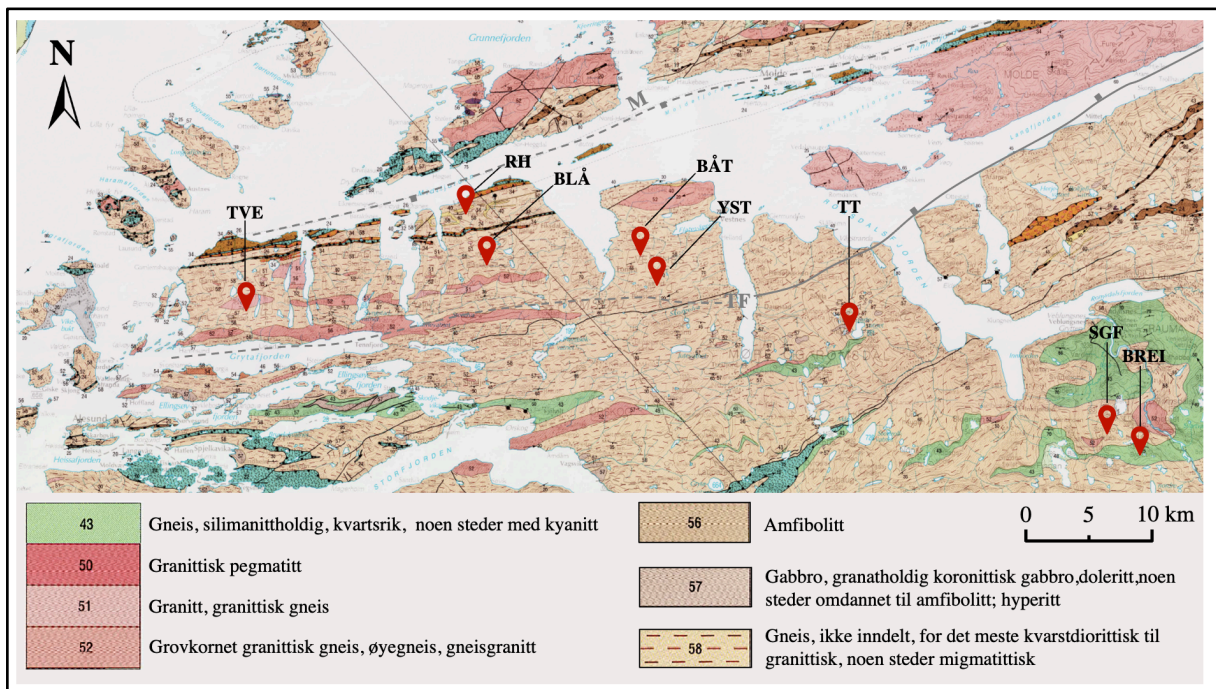


**Figur 2.4:** Bre-variasjon gjennom holocen, for en rekke breer på Vestlandet og i Sør-Norge. Utbredelsen til breene øker mot høyre. Figuren er modifisert fra Nesje, 2009.



## 2.3 BERGGRUNNSGEOLOGI

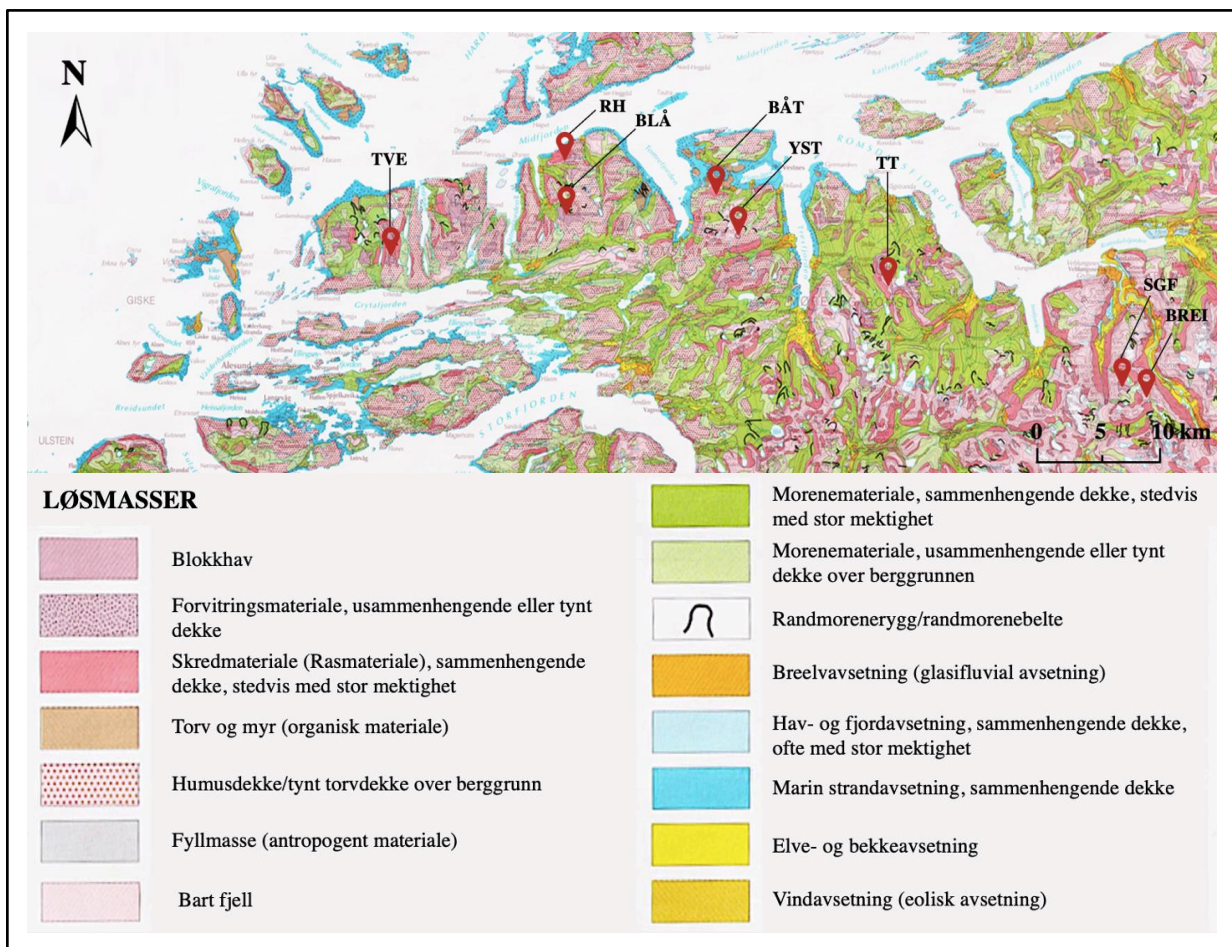
Berggrunnen i studieområdet består hovedsakelig av granittisk gneis, med innslag av granitt, gabbro og aluminiumsilikatgneis (figur 2.5) (Tveten et al., 1998). Som en del av Nord-Vestlandet, faller studieområdet inn i «Den vestre gneisregionen», bestående av prekambriske bergarter. Disse ble dannet omkring 1600–1800 Ma, i sen paleoproterozoikum. Paleoproterozoikum er den første av tre æraer i proterozoikum, hvor de første stabile kontinentene ble dannet. Da det fennoskandiske skjoldet ble presset ned i dypet under kollisjonen mellom Baltika og Laurentia, omkring 400 Ma, ble de prekambriske bergartene omdannet og deformert på grunn av endringen i trykk og temperatur (Fossen et al., 2013; Nordgulen & Andersen, 2013). Flere av fjordene i Møre og Romsdal er orientert nordøst-sørvest, dette parallelt med den venstre laterale Møre-Trøndelag forkastningen (Fossen et al., 2013). Studieområdet ligger mellom de to lineamentsonene Moldefjorden og Tjellefonna (figur 2.5) (Osmundsen et al., 2010) og er en del av forkastningskomplekset.



**Figur 2.5:** Bergrunnskart (N250) over studieområdet hvor lokalitetene er markert med røde punkter. Gneisen i området tilhører «Den vestre gneisregionen». TF=Tjellefonna lineamentsone, M=Moldefjorden lineamentsone, TVE=Tverrfjellet og Tverrbotshornet, RH=Rekdalshesten, BLÅ=Blåskjerdingsgen, BÅT=Båten, YST=Ystetinden, TT=Trolltinden, SGF=Storgrovfjellet, BREI=Breitinden. Kartet er modifisert fra Tveten et al. (1998) og Osmundsen et al. (2010).

## 2.4 LØSMASSER

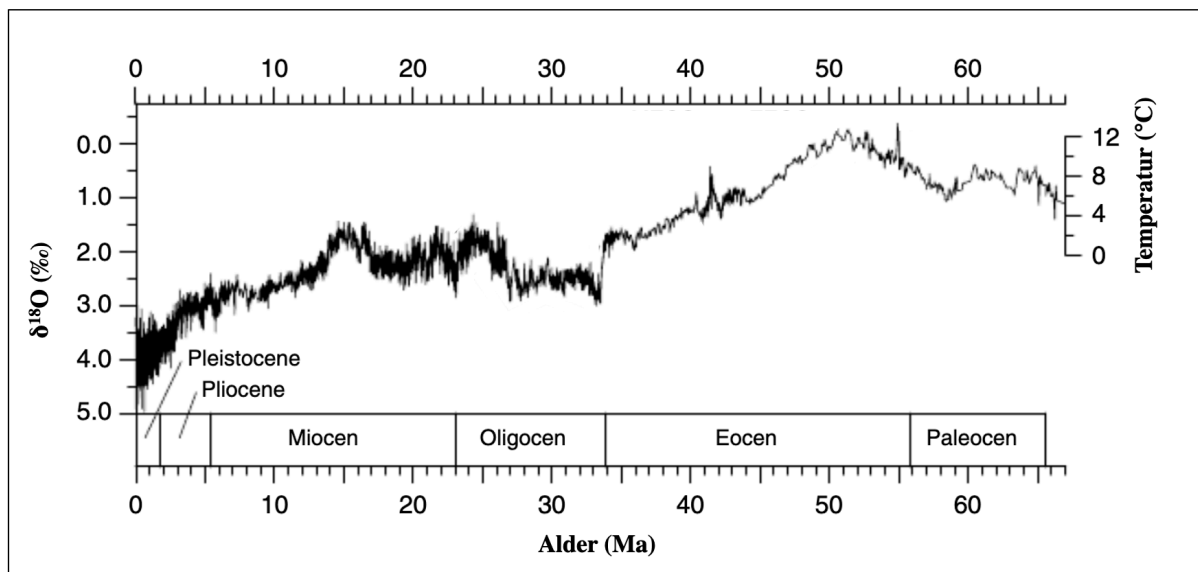
Møre og Romsdal er et fylke preget av alpint landskap, og løsmassefordelingen gjenspeiler hvilke tidligere miljø og prosesser som har påvirket området. Fjelltoppene i studieområdet er dekket av blokkhav, med omkringliggende områder med bart fjell (figur 2.6). I skråninger og bratte partier er overflaten dekket av skredmateriale. Lavlandet rundt fjellpartiene er preget av morenemateriale av forskjellig mektighet, og er den dominerende jordarten. Dekke av morenemateriale varierer mellom vekselvis sammenhengende med stedvis stor mektighet og usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen (figur 2.6).



**Figur 2.6:** Løsmassekart over studieområdet, hvor blokkhav og forvittringsmateriale preger fjelltoppene til lokalitetene. Langs flere av fjellssidene er det mye skredmateriale, mens områdene rundt fjelltoppene har mye morenemateriale og randmorener. Lokalitetene er markert med røde punkter. TVE=Tverrfjellet og Tverrbotshornet, RH=Rekdalshesten, BLÅ=Blåskjerdings, BÅT=Båten, YST=Ystetinden, TT=Trolltinden, SGF=Storgrovfjellet, BREI=Breitinden Kartet er modifisert fra <http://geo.ngu.no/kart/minkommune/>.

## 2.5 KVARTÆRGEOLOGISK UTVIKLING

Den geologiske æraen kenozoikum består av periodene paleogen (66–3 Ma), neogen (23–2,50 Ma) og kvartær (2,58–i dag) (Cohen et al., 2015). Gjennom æraen var det en markant endring i klima, hvor det oppstod en global avkjøling og det globale klimaet skiftet fra drivhus til ishus (figur 2.7) (Mudelsee et al., 2014; Ruddiman, 2014). Som den siste og kaldeste perioden i kenozoikum, dekket kvartær de siste 2,58 millioner årene. Perioden bestod vekselvis av lengre istider (glasiale intervall) og kortere mellomistider (interglasiale intervall), og inneholdt epokene pleistocen (2,58–11,7 ka) og holocen (11,7 ka–). Istidene hadde også veksling mellom relativt kaldere (stadialer) og mildere (interstadialer) faser (Sulebak, 2007).



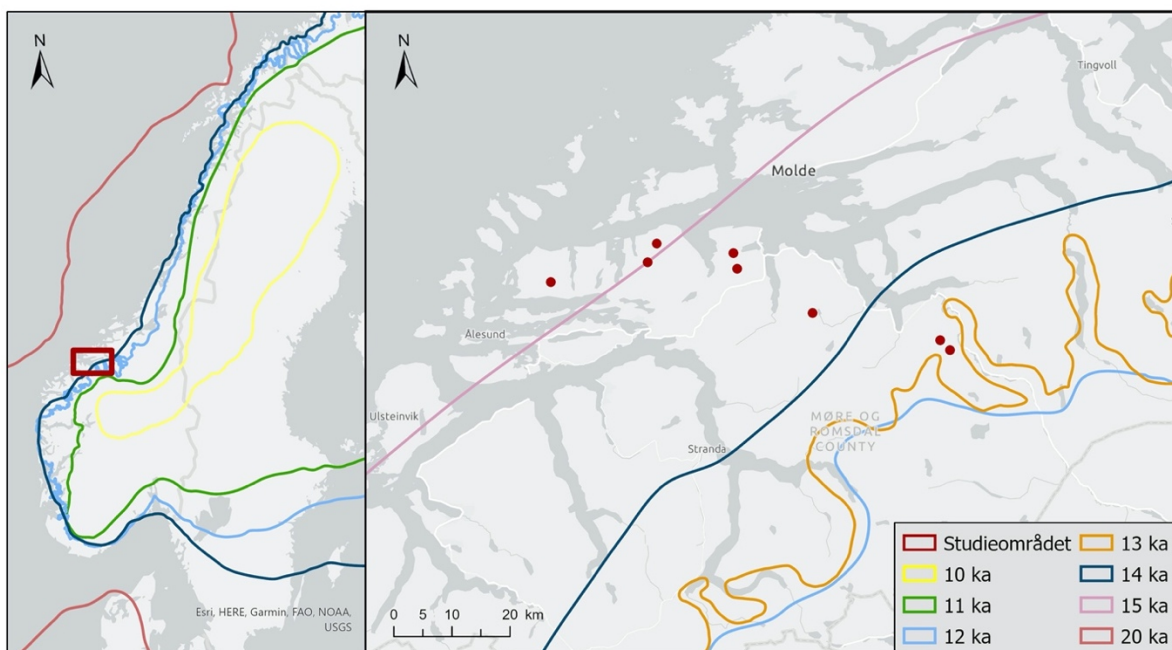
**Figur 2.7:** Klimautviklingen gjennom kenozoikum, illustrert ved bruk av  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ -verdier fra bentiske foraminiferer, funnet i skjell i marine kjerner.  $\delta$ -forholdet kan indikere endringer i klima, hvor en høy andel  $\delta^{18}\text{O}$  reflekterer kaldere, glasiale forhold, mens lav andel  $\delta^{18}\text{O}$  reflekterer varmere, ikke glasiale forhold (Mudelsee et al., 2014).

### 2.5.1 SISTE ISTID–WEICHEL (SEN PLEISTOCEN)

Weichsel er navnet på siste istid i Nord-Europa, som startet etter mellomistiden eem for 115 000 år siden. Siste istid strekker seg fra 115 000 år til 11 700 før nåtid, som definerer slutten av yngre dryasstadialen (Mangerud et al., 2011). Siste istid deles inn i tidlig, midt og sen weichsel, og isutbredelsen er blitt rekonstruert gjennom dateringer av stratigrafi fra ulike lokaliteter i Norge.

I tidlig weichsel strakk det skandinaviske isdekket seg ut mot norskekysten ved flere anledninger (Mangerud et al., 2011), og det er mulig å finne spor fra noen av isutbredelsene i sedimenter fra Fjøsangerlokaliteten i Bergen (Mangerud et al., 1981). I den midtre delen av weichsel var deler av norskekysten isfri, med flere interstadialer (austnesinterstadial, ålesundinterstadial og hamnsundinterstadial) (Mangerud et al., 2010). Den isfrie perioden ålesundinterstadial (34–28 <sup>14</sup>C ka) baseres på datering av benrester funnet mellom to laminerte lag med leire i hulene Skjonghelleren,

Hamnsundhelleren og Olahola på Sunnmøre. Lagrekkene i hulene viser at kysten av Sunnmøre må ha vært isfri (Mangerud et al., 2010; 2011). Omkring 50 km øst for Skjonghelleren, på Skorgenes (Vestnes kommune) er en unik stratigrafi med sedimenter fra to isfrie perioder blitt identifisert stratigrafisk under et glasimarint delta (Larsen et al., 1995) (figur 2.1). Den nederste enheten i stratigrafien dateres til omkring ålesundinterstadial ved bruk av OSL-datering, og korreleres med hulestratigrafien langs kysten (Anjar et al., 2018). Enheten er overdekket av morenemateriale fra et større isdekke, hvor det videre overligger rester fra bunnen av et glasimarint delta fra en ny interstadial. De glasimarine sedimentene har en skarp grense til overliggende morene, som kan korreleres til sen weichsel, da innlandsisen vokste og vestkysten av Norge var dekket av det skandinaviske isdekket under siste istid maksimum (LGM) for omtrent 20 ka (Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2011, 2019) (figur 2.8). De glasimarine avsetningene i stratigrafien på Skorgenes, over og under LGM-morenen har blitt testet for konsolidering. Den nedre delta-avsetningen er konsolidert og deformert, og basert på graden av overkonsolidering indikerer det at overliggende isdekke har hatt en tykkelse på omkring 1100 m (Larsen et al., 1995; Anjar et al., 2018). LGM var etterfulgt av en deglasiasjonsperiode, hvor kysten av Sunnmøre ble isfri for 15,3 ka og fjordstrøkene for ca. 14 ka siden, i bølling-allerødinterstadialene (Krüger et al., 2011) (figur 2.8). Dette er basert på datering av pollen fra flere tjern på Sunnmøre (Krüger et al., 2011). Klimasvingningene som preget denne perioden resulterte i flere brefremstøt, som eldre (14,3–14 ka) og yngre dryas (12,8–11,7 ka). Yngre dryasstadialen var det største brefremstøtet, men i Møre og Romsdal nådde det ikke lengre enn til de innerste dalstrøkene (figur 2.8). De ytre delene av Møre og Romsdal ble preget av lokalglasiasjon. Yngre dryas-ismarginen nådde derimot helt til kysten av sør-vest Norge (figur 2.8) (Sollid & Sørbel, 1979; Krüger et al., 2011; Mangerud et al., 2011; 2019).



**Figur 2.8:** Modifisert fremstilling av deglasiasjonsforløpet i Møre og Romsdal for tidsrommet 20–10 ka. Studieområdet er merket med punkter og en rød firkant. Kartet er konstruert med data hentet fra DATED-1 databasen, hvor m.c ('most credible') posisjon til ismarginene er brukt (Hughes et al., 2016).

## 2.6 BLOKKHAV

Blokkhav er definert som et område hvor store deler av overflaten er dekket av blokker (figur 2.9), dannet ved *in situ* mekanisk og kjemisk forvitring av berggrunnen (Ballantyne, 2010). Landformen har flere navn, som blokkmark, regolitt, blokkfelt, og felsensmeer, hvor det i denne oppgaven vil bli brukt terminologien blokkhav. Blokkhav i Sør-Norge er hovedsakelig relatert til høytliggende fjellområder, hvor den nedre grensen avtar mot kysten (Nesje et al., 1988). Begrepene alloktont og autoktont brukes ofte om blokkhav, som en indikasjon på om materiale er stedegent eller ikke. Autoktont (stedegent) blokkhav er dannet *in situ* og er ikke forflyttet, i motsetning til alloktont blokkhav, hvor materiale sannsynligvis har vært i bevegelse i form av lettere massebevegelse (Paasche et al., 2006; Ballantyne, 2010). Blokkhav kan være opp til flere meter mektig og kornstørrelsen vil avta med dybden. Fasongen på klaster i blokkhavet varierer fra kantet til kantrundet, ofte omringet av finmateriale (matriks- eller klastebåret) (Dahl, 1966; Ballantyne, 2010).



**Figur 2.9:** Brå endring i blokkhavets litologi på Trolltinden (Vestnes kommune). Viser *in situ* forvitring av underliggende berggrunn, her gabbro (mørk øvre del) og granittisk gneis (lys nedre del) (figur 2.5).

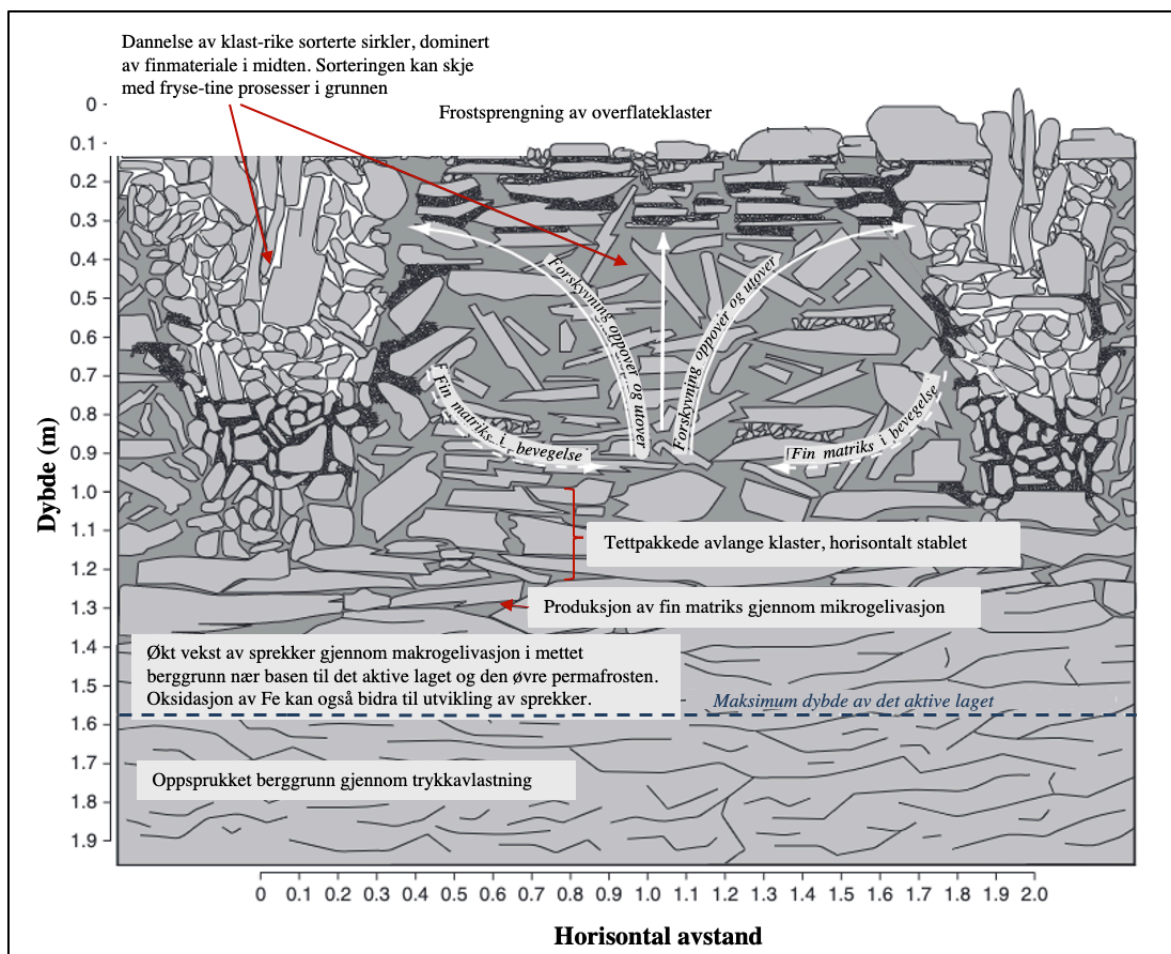
### 2.6.1 DANNEELSE

Blokkhavets genese og alder er omdiskutert, og flere modeller for dannelse har blitt fremsatt. Kjemisk og mekanisk forvitring regnes begge som delaktige agenser i dannelsen, men den dominerende forvitringsagensen er ikke fastsatt. Blokkhavsdekkete fjelltopper har tidligere blitt tolket som rester av neogen regolitt, bevart gjennom kvartær som nunataker eller under kaldbasert, lav-erosive isdekker (Nesje et al., 1988). Det skiller mellom to forklarende modeller for blokkhavsdannelse, den periglasielle modellen (delkapittel 2.6.2) og den neogene modellen (delkapittel 2.6.3)

## 2.6.2 DEN PERIGLASIALE MODELLEN FOR BLOKKHAVSDANNELSE

Den periglasiale modellen har mekanisk forvitring, i form av frostforvitring og frostsortering, som dominerende agens (figur 2.10). Blokkhav antas å ha blitt utviklet gjennom *in situ* frostforvitring av berggrunnen under kaldere forhold i kvartær (Goodfellow et al., 2008; Ballantyne, 2010). Blokkhavets grove, kantete fasong, samt tilstedeværelsen av blokkhav i mange tidligere periglasiale områder er argumenter for periglasial opprinnelse (Dahl, 1966; Goodfellow et al., 2008). I studier av blokkhav fra Nord-Sverige har finfraksjoner blitt analysert. Resultatene fra analysene viser finmateriale som er mindre utviklet enn det som er observert i blokkhav andre steder, hvor det argumenteres for neogen arv (Goodfellow et al., 2008).

Finmateriale kan antas dannet under kjøligere forhold med en lav forvittringsrate over lengre tid. Dette kan indikere at blokkhavet har blitt utviklet i interglasialer og interstadialer gjennom kvartær og holocen (Goodfellow et al., 2008). Berggrunnen sprekker opp ved frostsprengning i sprekker, fra vannmettet berg, ofte nær nedre del av det aktive laget i permafrost (mikro- og makrogelivasjon). Bevis på frostsortering i autoktont blokkhav er tilstedeværelsen av strukturmark (figur 2.10) (Ballantyne, 2010).



**Figur 2.10:** Modifisert modell av autokton blokkhavsdannelse i periglasiale omgivelser, med fragmentering av berggrunnen gjennom mikro- og makrogelivasjon, frostsortering av finmateriale oppover i profilet og frostsprengning av overflateklaster. Modifisert fra Goodfellow et al. (2008).

### 2.6.2.1 PERMAFROST

Permafrost er et temperaturavhengig fenomen, og defineres som områder hvor bakken holder en temperatur på 0 °C eller under, over to sammenhengende år (French, 2007; Ballantyne, 2018). Permafrost klassifiseres basert på prosentandelen av grunnen som har permafrost og deles inn i fire ulike klasser: kontinuerlig (> 90 % dekke), diskontinuerlig- (50–90 % dekke), sporadisk (10–50 % dekke) og isolert permafrost (< 10 %) (French, 2007). I Norge er det svært få områder med kontinuerlig permafrost, men flere områder med sporadisk permafrost er lokalisert i indre Finnmark og høyfjellsområder i Midt- og Sør-Norge (Gisnås et al., 2017). I høyfjellsområdene i Sør-Norge ligger permafrostgrensen omkring 1400–1700 moh., hvor det kan forekomme både diskontinuerlig og sporadisk permafrost. Geofysiske undersøkelser gjennomført på Breitinden (1789 moh.) i Rauma kommune (figur 2.1), antyder at fjelltoppen har isrik permafrost i dag (Dalsegg & Tønnesen, 2004). Mot slutten av allerød-interstadialen, samt starten av yngre dryasstadialen, var det antakelig også permafrost i lavlandet i Norge. Dette er basert på funn av fossile iskiler i Nord-Norge og på Voss i Vestland (Mangerud, 1987). Det er få ytterligere antydninger til fossile spor av tidligere permafrost i lavlandet i Vestland, noe som kan skyldes lokale snødekker. I Møre og Romsdal er det blitt funnet en fossil iskile i en strandvoll på Vigra i Ålesund kommune (Mangerud, 1987). Den fossile iskilen kan indikere at temperaturen var 13 °C lavere enn i dag (Mangerud, 1987).

### 2.6.2.2 STRUKTURMARK

Strukturmark er en periglasiel overflateform og forekommer som flere forskjellige overflatesignaturer, ofte relatert til blokkhav. Det er bevegelser i jordsmonn som forårsaker strukturene, på grunn av frostrelaterte prosesser. Strukturmark forekommer ofte i områder med permafrost, men kan også utvikles i områder med sesongbetingete fryse-tine prosesser (French, 2007; Ballantyne, 2018). Det er mulig å skille mellom overflateformer i form av sirkler, polygoner, trinn og striper (Sulebak, 2007). Utviklingen av strukturmark skjer gjennom sirkulære bevegelser i grunnen som beveger sedimenter, steiner og mindre blokker i celler på grunn av gjentakende frysing og tining av grunnen. Materiale beveger seg oppover og utover og transporteres mot overflaten. Grovere materiale, som mindre blokker og stein, vil ansamles langs kanten og finere materiale vil forbli i midtpartiet (Ballantyne, 2007). Prosessen resulterer i sorterte sirkelmønster eller polygoner på relativt flate overflater. I terreng med helning vil bevegelsene føre til striper og trinn (French, 2007).

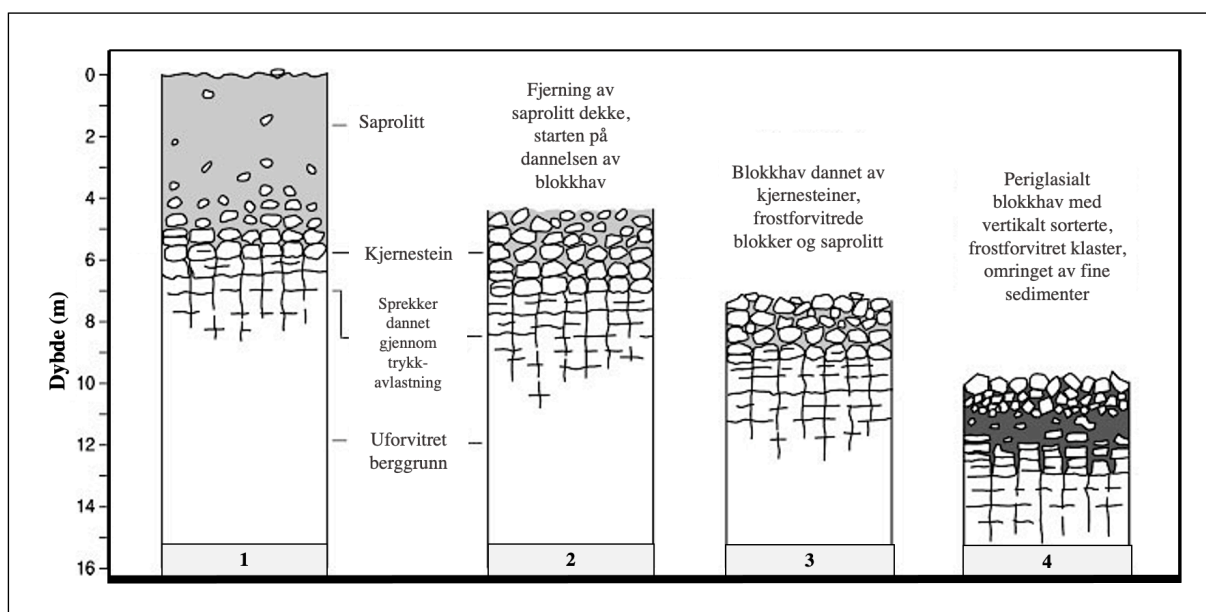
### 2.6.3 DEN NEOGENE MODELLEN FOR BLOKKHAVSDANNELSE

Den neogene modellen bygger på at kjemisk forvitring har en stor betydning for dannelsen av blokkhav, gjennom preglasiel kjemisk forvitring i neogen (Ballantyne 1997; 2010). Perioden neogen (23–2,50 Ma) var preget av et varmt og fuktig klima (figur 2.7), hvor dypforvitring spilte en aktiv rolle i svakhetssoner og sprekker i berggrunnen. Over tid ble saprolitt, et omvandlingsprodukt dannet ved kjemisk forvitring (ev. dypforvitring) av berggrunn. Blokkhav med neogen genese vil dermed inneholde en kombinasjon

av regolitt, saprolitt og blokker, omkranset av finmateriale med et høyt innhold av sekundære leirmineraler som gibsitt og kaolinitt. Sekundærmineralene er endeprodukter av silikatforvitring, hvor det i den neogene modellen ofte forbindes med varmere klima (Paasche et al., 2006; Ballantyne, 2010). Det neogene blokkhavet har gjennom kvartær blitt modifisert av frostprosesser, en teori som støttes av Marquette et al. (2004), Fjellanger et al. (2006), Paasche et al. 2006 og flere. Tilstedeværelsen av (preglasialt) neogent blokkhav kan tolkes som at blokkhavet har vært dekket av kald, lav-erosiv is eller som isfrie forhold i weichsel, hvor blokkhavet har blitt bevart som nunataker (Nesje et al., 1988; Paasche et al., 2006).

#### 2.6.4 EN GENERELL MODELL FOR BLOKKHAVSDANNELSE

Ballantyne (2010) har foreslått en generell modell for dannelsen av blokkhav, hvor den neogene og den periglasiale modellen blir kombinert og prosessene spiller sammen (Ballantyne, 2010) (figur 2.11). Han argumenter for at blokkhavsdekkede overflater har blitt senket flere meter i kvartær, og det neogene løsmassedeckket har derfor blitt fornyet i overflaten gjennom glasial erosjon, *in situ* forvitring og massebevegelse. Ballantyne (2010) diskuterer hvordan det er usannsynlig at neogen saprolitt kan forbli urørt/upåvirket. Neogen dypforvitring i grunnen har dannet saprolitt og regolittdekker i overflaten, som senere må ha blitt delvis eller helt fjernet, og overflaten har blitt dominert av periglasiale prosesser og forvitningsprodukter (Goodfellow et al., 2008) (figur 2.10).



**Figur 2.11:** Modifisert modell for endringene i overflate-løsmassene gjennom kvartær. 1) Et neogent saprolittdekke dannes fra dypforvitring i grunnen, med et høyt innhold av sekundære leirmineraler (gibsitt og kaolinitt). 2) Fjerning av saprolittdekke og dannelse av starten på blokkhav, bestående av kjernestein omkranset av gjenværende saprolitt. 3) Blokkhavet utvikles videre, som en miks av kjernesteiner og blokker fra frostforvitring. Dybden på det aktive laget blir avgjørende for dybden på blokkhavet. 4) Periglasialt blokkhav sammensatt av vertikalt sorterte, frost-forvitrede blokker, omkranset av finmateriale. Finmateriale dannet gjennom forvitring, uten bevis på neogen arv og begrense bevis på kjemisk forvitring. Modifisert fra Ballantyne et al. (2010).



### 2.6.5 *IN SITU* KOSMOGENE NUKLIDER OG BLOKKHAV

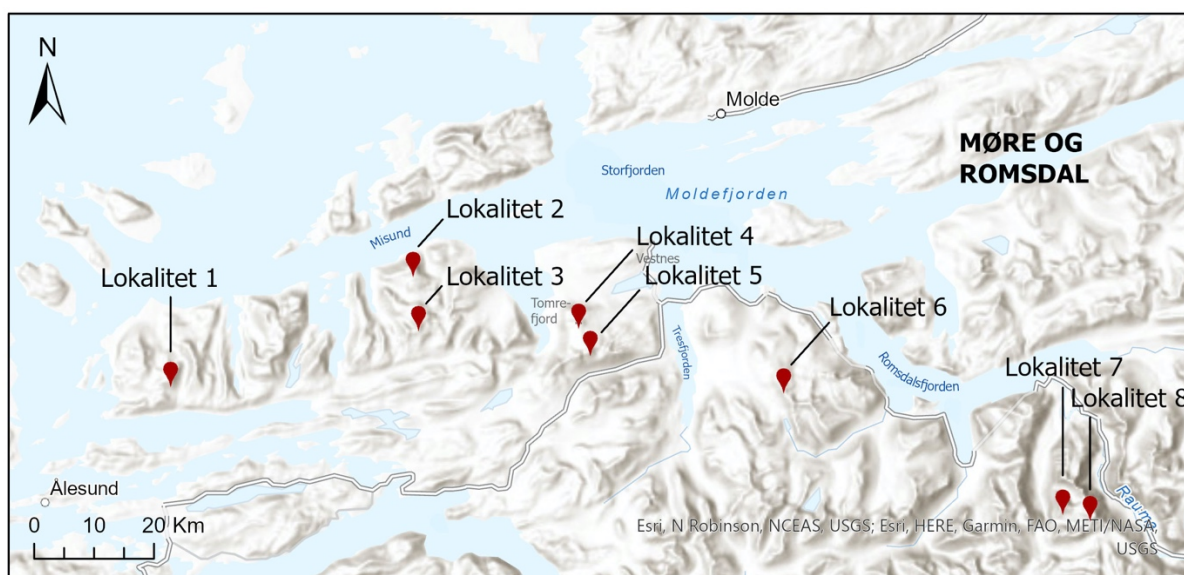
*In situ* kosmogene nuklider er en lite anvendt metode til å undersøke blokkhavsprosesser. I tidligere arbeid hvor metoden er brukt, skiller det mellom to typer undersøkelser: 1) studere variasjonen av kosmogene nuklider i overflaten og 2) studere variasjon av kosmogene nuklider i dybdeprofil. Goodfellow et al. (2014) har i sitt arbeid undersøkt fjell i Nord-Sverige for å utforske kjemiske forvitringsegenskaper, erosjonsrater og blokkhavets residenstid i overflaten ved bruk av *in situ* kosmogene nuklider.  $^{10}\text{Be}$  og  $^{26}\text{Al}$  er blitt ekstrahert fra kvarts funnet i blokkhavsoverflaten.

Det har også blitt gjort arbeid for å kvantifisere grad av glasial erosjon på fjellområder langs Sognefjorden, ved bruk av *in situ* kosmogene nuklider (Andersen et al., 2018). Invers modellering av  $^{10}\text{Be}$ - og  $^{26}\text{Al}$ -konsentrasjoner har kvantifisert glasial erosjon mellom 30 m/Ma ved kysten (600 moh.) og 2–6 m/Ma på høytliggende platå (1720 moh.) (Andersen et al., 2018). Blokkhav ble undersøkt, hvor forekomsten av kosmogene nuklider viste til at isdekker ikke har erodert i overflaten. Prøvetaking til eksponeringsdatering ved bruk av kosmogene nuklider ble kun gjort i overflaten, på eksponert berggrunn og flyttblokker (Andersen et al., 2018). Andersen mfl. har i senere tid også anvendt kosmogene nuklider i sitt arbeid, da i Reinheimen (Andersen et al., 2019). Det ble tatt prøver av flyttblokker, *in situ* blokker og blokkhav i profil (70–150 cm dybde), for å analysere konsentrasjonen av *in situ* kosmogene nuklider. Resultatene fra arbeidet viser et aldersspenn på 8–78 ka, med korresponderende erosjonsrater på > 100–4 m/Ma. Det er stor variasjon i de modellerte erosjonsratene, men Andersen et al. (2019) konkluderer med at erosjonsraten avtar i høyden (Andersen et al., 2019).

## 3 METODE

### 3.1 FELTARBEID

Feltarbeidet i forbindelse med denne oppgaven ble gjennomført i august-september 2020, og juli-august 2021, samt en kort befarings i juni 2020. Formålet med feltarbeidet var å kartlegge løsmasser og landformer på overflatene i studieområdet, samt samle drone-data og prøver til eksponeringsdatering ved bruk av *in situ* kosmogene nuklider. De åtte fjelltoppene i studieområdet er valgt ut basert på allerede eksisterende eksponeringsdata fra syv av lokalitetene. Lokalitet 3 er selvvalgt, hvor det ikke eksisterte tidligere eksponeringsdata. Fjelltoppene blir heretter omtalt som lokalitet 1–8 og fjellets navn (figur 3.1).



**Figur 3.1:** Studieområdet omfatter lokalitetene 1–8, som strekker seg fra ytre Sunnmøre til indre del av Romsdalsfjorden. Det ble gjennomført feltarbeid i august-september 2020 og juli-august 2021 på alle lokalitetene. Kartet er produsert i ArcGIS Pro.

#### 3.1.1 FORARBEID

I forkant av feltarbeidet ble det gjort forarbeid ved bruk av digitale informasjonskilder. Bergrunnskart (Norges geologiske undersøkelse, 2020A), løsmassekart (Norges geologiske undersøkelse, 2020B) og ortofoto (Norge i bilder, 2020) ble studert. Nettsidene morrotur.no og stikkut.no, som er et samarbeid med Møre og Romsdal fylkeskommune, ble også brukt til å innhente informasjon og planlegge feltbefaringene i forkant.

#### 3.1.2 GJENNOMFØRING

De åtte lokalitetene ble undersøkt gjennom feltarbeid, hvor alle topp-områdene ble besøkt og undersøkt. Det ble gjort observasjoner med blokkhav i fokus, hvor parametere som stein- og blokkstørrelse, samt rundingsgrad ble vektlagt. Grad av vegetasjonsdekke, forekomst av strukturmark og ulike typer løsmasser i området ble undersøkt. Det ble også samlet inn prøver til eksponeringsdatering fra lokalitet 3 – Blåskjerdingen. Observasjoner gjort i felt ble dokumentert gjennom feltnotater og fotografier tatt

med Nikon D500. Til registrering av GPS-koordinater ble en Garmin GPSmap 64 brukt. For å få oversiktsbilder fra lokalitetene med høyest mulig geometrisk oppløsning, ble det samlet inn dronefoto i felt (0,02 m). Dette fordi oppløsningen på høydemodeller (0,5 m) og ortofoto (0,25 m) ikke var tilstrekkelig til oppgavens formål. Til dronefotograferingen ble det brukt en DJI Mavic Pro drone. Bildene ble tatt 37 m over overflaten, med overlapp på 70–80 %. Det ble tatt mellom 100–900 dronebilder per lokalitet, med en oppløsning på 20 megapiksler per bilde.

## 3. 2 DIGITALE VERKTØY OG PROSESSERING

### 3.2.1 DRONEFOTOGRAMMETRI

De innsamlede drone-fotografiene ble prosessert ved bruk av programvarene Agisoft Metashape (Agisoft LLC, 2006) og Dronedeploy (Dronedeploy, 2013) for å lage ortomosaikk av bildeseriene.

Agisoft Metashape er en programvare som blir brukt til å prosessere digitale bilder og generere 3D-modeller fra drone-data. For å prosessere innsamlet data må programvaren være lastet ned på en datamaskin og det er nødvendig med lisens. Selve prosesseringen gjøres stegvis som et prosjekt, hvor data først lastes opp i Metashape. Videre blir drone-dataene lagt i et rutenett basert på GPS-informasjon, hvor unødvendig data blir fjernet. Dataene blir videre justert og det opprettes en punktskymodell. De neste stegene består av å lage en digital høydemodell (DEM), bygge en ortomosaikk og eksportere det ferdige resultatet. Det er mulig å prosessere prosjektet i skyen, slik at det blir prosessert på en datamaskin med egnende prosesseringsevner. Dronedeploy er en kartleggingsprogramvare som er svært kompatibel med drone-data som er samlet med DJI-droner. Her prosesseres data i en internett-applikasjon og det er ikke nødvendige å laste ned programvaren. Det er en brukervennlig, lav-terskel applikasjon. Ved ferdig prosessering sender Dronedeploy en e-post med informasjon om hvor og hvordan dataene kan nedlastes.

### 3.2.2 FJERNKARTLEGGING

Ortofoto er geo-refererte flyfoto, og fra nettsiden norgebilder.no er det tilgjengelig ortofoto fra forskjellige år. Ortofoto ble brukt i forkant av feltarbeidet for å få bedre oversikt over hva som skulle undersøkes i felt, samt lete etter geomorfologiske strukturer på overflaten av fjelltoppene. I fylket Møre og Romsdal varierer tilgjengelighetene av ortofoto fra år til år (tabell 3.1). Kvaliteten på ortofotoene varierer, hvor lokalitetene er dekket skygge og lokale snødekker.

*Tabell 3.1: Oversikt over digitalt tilgjengelig ortofoto fra studieområdet.*

Område	Ortofoto (år)
Lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet	1968, 2006, 2012, 2013, 2018 og 2021.
Lokalitet 2 og 3 – Rekdalshesten og Blåskjerdingen	1964, 2006, 2011, 2012, 2013, 2018 og 2021
Lokalitet 4 og 5 – Båten og Ystetinden	1964, 2006, 2011, 2013, 2018 og 2021
Lokalitet 6 – Trolltinden	1964, 1971, 2006, 2011, 2013, 2014 og 2018
Lokalitet 7 og 8 – Storgrovfjellet og Breitinden	1964, 2006, 2013, 2014, 2018 og 2019

### 3.2.3 ESRI ARCGIS PRO

ArcGIS Pro er en programvare med mulighet for å utforske, visualisere og analysere geografiske data og fremstille geografiske data i kart. I denne oppgaven ble ArcGIS Pro brukt til å analysere og studere dronebilder. Drone-mosaikken er georeferert, og vil derfor automatisk plasseres med korrekt geografisk orientering og plassering i ArcGIS Pro. For å kunne studere drone-mosaikken tilstrekkelig ble det lagt over høydekoter fra en digital høydemodell for bedre visualisering av topp-området. ArcGIS Pro ble også brukt for å fremstille glasiassjonshistorien i studieområdet, ved bruk av data fra DATED-1-databasen (Hughes et al., 2016).

## 3. 3 KOSMOGENE NUKLIDER

Eksponeringsdatering med kosmogene nuklider er en numerisk dateringsmetode, og kan gi kvantitativ informasjon om hvor lenge en flate har vært blottet ved jordens overflate. De radioaktive nuklidene beryllium-10 ( $^{10}\text{Be}$ ) og aluminium-26 ( $^{26}\text{Al}$ ) blir i denne oppgaven brukt for å gi en indikasjon på hvor lenge ulike flater i studieområdet har vært eksponert. Det er kun et fåtall flater hvor fra det er gjort parede nuklideanalyser, derfor er det i hovedsak  $^{10}\text{Be}$ -data som er tilgjengelig for denne studien.

### 3.3.1 TEORI

Jorden blir kontinuerlig bombardert av galaktisk kosmisk stråling, kalt primærstråling (Ivy-Ochs & Kober, 2008; Darvill, 2013). Når primærstråling penetrerer jordens magnetfelt og kolliderer med andre partikler, utløses det en kaskade av sekundær kosmisk stråling (Darvill, 2013). Høyenergetiske nøytroner kolliderer med atomkjerner i bergarter og løsmasser, og fører til at atomkjerner spaltes i flere mindre deler, såkalt spallasjon.

Spallasjon er produksjonsveien som danner den største andelen kosmogene nuklider, mens desintegrasjon av myoner bidrar til dannelsen av en lavere andel kosmogene nuklider (Darvill, 2013). Over tid vil det bygges opp en målbar mengde kosmogene nuklider i bergarter ved jordens overflate. De kosmogene nuklidene som er mest relevante for geokronologiske formål er  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  og  $^{14}\text{C}$  (Gosse & Phillips, 2001; Darvill, 2013).  $^{10}\text{Be}$  produseres hovedsakelig gjennom spallasjon av oksygen(O)- og silisium-atomer (Si), samt myon-reaksjoner med atomene.  $^{26}\text{Al}$  produseres kun ved spallasjon og myon-reaksjoner av silisium-atomer. Spallasjonsreaksjoner produserer 96,4 % av  $^{10}\text{Be}$  og 95,4% av  $^{26}\text{Al}$ , mens myon-reaksjoner står for 3,6 % og 4,6 % av henholdsvis  $^{10}\text{Be}$ - og  $^{26}\text{Al}$ -produksjonen (Darvill, 2013).

Kosmogene nuklider dannes i forskjellige mineraler, og for eksponeringsdatering av berggrunnsflater kan  $^{10}\text{Be}$  og  $^{26}\text{Al}$  ekstraheres fra kvarts. Mineralet er godt egnet fordi det har en enkel geokjemisk sammensetning og dermed velkjente produksjonsveier for  $^{10}\text{Be}$  og  $^{26}\text{Al}$ , og deres produksjonsrater er

empirisk dokumentert. Kvarts er dessuten det nest vanligste mineralet på jordens overflate, og er resistent mot erosjon og kjemisk forvitring. Nuklidene  $^{10}\text{Be}$  og  $^{26}\text{Al}$  har forskjellige produksjonsrater, som i hovedsak bestemmes av høyde over havet og breddegrad. Dette skyldes styrken til jordens magnetfelt, som er lavest ved de geomagnetiske polene, og sterkest ved ekvator (Ivy-Ochs & Kober, 2008). Mengden av en kosmogen nuklide beregnes ved å analysere isotopforholdet mellom en kosmogen og en ikke-kosmogen isotop. For  $^{10}\text{Be}$  brukes den stabile isotopen  $^9\text{Be}$  og for  $^{26}\text{Al}$  brukes den stabile isotopen  $^{27}\text{Al}$  (Kohl & Nishiizumi, 1992; Lowe & Walker, 2015). Mengden av den kosmogene nukliden kan i gitte situasjoner brukes som et mål på tid.  $^{10}\text{Be}$  har en halveringstid på 1,39 millioner år og  $^{26}\text{Al}$  på 702 tusen år (Reiners et al., 2018).

### 3.3.2 PRØVETAKING I FELT

Det ble samlet inn tre berggrunnsprøver fra lokalitet 3 – Blåskjerdingen, for å datere varigheten av eksponering på topp-området, ved bruk av *in situ* kosmogene nuklider. Feltarbeidet ble gjennomført i august 2020 med bistand fra Henriette Linge, professor ved Universitetet i Bergen.

I dette prosjektet er det også inkludert upubliserte analyseresultater fra andre lokaliteter i studieområdet. Disse resultatene stammer fra tidligere prosjekter med ulike formål, men er ikke publisert. De upubliserte analyseresultatene er nyttige for dette prosjektet og er derfor inkludert (figur 4.10 og tabell 4.1). Det er begrenset med feltinformasjon knyttet til de upubliserte analyseresultatene.

Prøvene fra Blåskjerdingen ble tatt fra løsrevne, stedege blokker, uten skjerming fra omkringliggende fjell, nærliggende blokker eller egen geometri. Prøvematerialet ble samlet fra en kvartsåre i granittisk gneis og regnes som egnet materiale (Gosse & Philips, 2001). Prøvetakingsområdet ligger utenfor nærmeste tursti og tilhørende varder, og størrelsen og beliggenhetene til blokkene øker sannsynligheten for at blokkene har ligget stabilt over lengre tid. Avstand til varder gjør det sannsynlig at flatene ikke har vært tildekket av mindre løse blokker eller stein. Før prøvemateriale ble samlet inn ble området dokumentert i form av beskrivelser, bilder og skisser. GPS-koordinater og høyde for berggrunnsprøvene ble notert, sammen med blokkenes dimensjoner (H x L x B). Prøveområdet ble fotografert fra flere vinkler, både før og etter prøvetakingen. Hammer og meisel ble anvendt til å slå løs det ønskede prøvematerialet. Prøvemateriale ble samlet i tre prøveposer, påført et unikt prøvenavn, i dette tilfelle BLÅ–2001, BLÅ–2002 og BLÅ–2003. Vekten av det innsamlete prøvematerialet var 1274 g (BLÅ–2001), 1451 g (BLÅ–2002) og 899 g (BLÅ–2003).

### 3.3.3 LABORATORIEPROSEDYRE

Prøvematerialet som ble samlet fra lokalitet 3 – Blåskjerdingsgen i august 2020 ble våren 2021 rengjort før preparering ved Universitetet i Bergen sine laboratoriefasiliteter. All rengjøring og preparering ble utført av overingeniør Lars Evje ved Universitetet i Bergen, med assistanse fra undertegnede. De ferdig preparerte prøvene ble sendt til Aarhus Universitets AMS Centre (AARAMS) for videre analyse av nuklidene  $^{10}\text{Be}$  og  $^{26}\text{Al}$ . Prøvene som ble preparert var BLÅ 2001, BLÅ 2002 og BLÅ 2003.

Mineralseparasjon blir vanligvis gjort gjennom syv trinn, men fordi prøvematerialet stammer fra en kvartsgang var flere av stegene for separasjon og isolasjon unødvendige. BLÅ-prøvene har gjennomgått knusing og pulverisering, etsning med konge vann, flotasjon, magnetseparasjon, HF-etsning og en renhetstest (tabell 3.2) før kvartsen ble løst opp, beryllium ekstrahert og klargjort for AMS-analyse (tabell 3.3). Prosedyren anvendt på BLÅ-prøvene er modifisert fra Kohl og Nishiizumi (1992) og Child et al. (2000). TVE- og BREI-prøvene ble preparert etter samme prosedyrer som BLÅ-prøvene, men siden de fleste TVE- og BREI-prøvene bestod av gneis var alle trinn i mineralseparasjonsprosedyren nødvendige.

De eldre prøvene (GM, RH, BAAT, MOR, SUR, YST, TT, SGF) er preparert på Washington State University (2000-2004) med en prosedyre modifisert etter Licciardi (2000) og analysert med tandetron-AMS (Raisbeck et al., 1994) ved Gif-sur-Yvette (2000-2004).

**Tabell 3.2:** De ulike trinnene i prosedyren for isolasjon, anrikning og rengjøring av kvarts fra bergartsprøver.

<b>Mineralseparasjon, anrikning av kvarts og rengjøring</b>	
<i>Knusing og pulverisering</i>	Endre prøvematerialet til et homogent materiale der hvert korn ideelt består av et spesifikt mineral. Dokumentasjon av prøvemateriale – vekt, foto, måling og beskrivelse. Kjefteknuser (< 2 cm) → skivemølle (< 250 $\mu\text{m}$ , 250–500 $\mu\text{m}$ , > 500 $\mu\text{m}$ ). 250–500 $\mu\text{m}$ -fraksjonen skylles og tørkes før den går til neste steg.
<i>Etsning med konge vann</i>	Fjerne uønskede mineraler og metaller. Behandling over natten med 25 % løsning av 1:3 salpetersyre og saltsyre (konge vann). Skyll og tørk.
<i>Flotasjon</i>	Skille ut resterende glimmer og kvarts. Isolere kvarts fra feltspat og glimmer. Etsning med 1 % hydrogenfluorid (HF) på svak varme på flaskeruller, helles av, tilsettes kullsyreholdig løsning av 1 g 1-dodecylamin ( $\text{CH}_3(\text{CH}_2)_{11}\text{NH}_2$ ), 1 mL eddiksyre ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ) og 1 L springvann, samt 5–6 dråper av eukalyptusolje for å skille kvarts fra glimmer og feltspat.
<i>Magnetseparasjon</i>	Fjerne magnetisk materiale ved bruk av håndmagnet for større store magnetiske korn (250–500 $\mu\text{m}$ ). Magnetseparator brukes på resterende fraksjoner, hvor materiale kjøres gjennom på ved ulik strøm, på grunn av mineralers ulike magnetiske egenskaper.
<i>HF-etsning</i>	Fjerne meteorisk $^{10}\text{Be}$ og $^{26}\text{Al}$ fra silikatmineralene i prøven. Etsning i 2,3 % HF- $\text{HNO}_3$ , ultralydbehandling i 99 minutter tre ganger hver dag i dager. Minst fire runder der syren skiftes mellom hver 3-dagers runde.
<i>Renhetstest</i>	Teste om materialet er tilstrekkelig rent dvs. har en Al-konsentrasjon på < 100 $\mu\text{g/g}$ . ICP-OES på iCAP 7600 duo blir brukt til grunnstoffanalysen. Hvis prøven ikke er tilstrekkelig ren, fortsettes etsningen.

Når kvartzfraksjonen er funnet tilstrekkelig ren (vanligvis med hensyn til total konsentrasjon av Al og Ti), veies en ønsket mengde kvartz inn og tilsettes en egnet mengde  $^9\text{Be}$ , og  $^{27}\text{Al}$  om nødvendig. Formålet med prøve-prepareringen er å lage Be- og Al-preparater som er tilstrekkelig rene for å kunne bli analysert med et akselerator-massespektrometer (AMS). For å oppnå dette er det nødvendig å fjerne uønskede grunnstoffer, herunder jern (Fe) og titan (Ti) (tabell 3.3), samt å separere Be og Al.

**Tabell 3.3:** De ulike trinnene av prøveprepareringen før AMS-analyse.

<b>Ekstraksjon av beryllium og aluminium og AMS-preparering</b>	
<i>Spiking og oppløsning av «ren» kvartz</i>	Prøvemateriale tilsettes en kjent mengde $^9\text{Be}$ , og om nødvendig $^{27}\text{Al}$ , og løses opp i HF-syre.
<i>Anionkromatografi</i>	Anionkromatografi fjerner Fe fra løsningen ved at Fe blir igjen i kolonnen, Be og andre grunnstoff går igjennom.
<i>Kationkromatografi</i>	Kationkromatografi anvendes så til å skille mellom Ti, Be og Al. Fjerner Ti og separerer Al og Be.
<i>Utfelling som hydroksider, tørking og oksidering</i>	Ammoniumhydroksid ( $\text{NH}_4\text{OH}$ ) blir tilsatt Be- og Al-fraksjonene for å endre pH-en i løsningene til 8. Ionene felles ut som hydroksider, $\text{Be}(\text{OH})_2$ og $\text{Al}(\text{OH})_3$ . Løsningene sentrifugeres og hydroksidene tørkes før de oksiderer til BeO og $\text{Al}_2\text{O}_3$ .
<i>Pressing av katoder</i>	BeO tilsettes niob (Nb) og $\text{Al}_2\text{O}_3$ tilsettes sølv (Ag), begge i pulverform. Videre presses prøvene i kobber-katoder og er nå klare for AMS-analyse.

### 3.3.4 BEREGNING AV EKSPONERINGSALDER

For å beregne eksponeringsalder ble den nettbaserte kalkulatoren iceTEA (*Tools for Exposure Ages*) brukt. Kalkulatoren er utviklet av Jones et al. (2019) og har åtte ulike (kalkulerings)verktøy, hvor det her ble brukt *Calculate & Plot Ages*, *Plot Isotope Concentration* og *Correct for Elevation Change*. Verktøyene *Calculate & Plot Ages* og *Correct for Elevation Change* baserer seg begge på rammeverket til CRONUScalc (Marrero et al., 2016), og det settes konkrete krav til oppsett av data for at beregningene skal kunne gjennomføres. Til beregning av alder ble verktøyet *Calculate & Plot Ages* benyttet, hvor global  $^{10}\text{Be}$ -produksjonsrate (Borchers et al., 2016) og LSDn-skalering (Lifton et al., 2014) ble brukt. Verktøyet *Correct for Elevation Change* benyttet samme produksjonsrate og skalering, men her ble det i tillegg brukt GIA-modellen ICE-6G (Peltier et al., 2015) for å justere for glasioisostatiske endringer som har påvirket produksjonsraten. Dette verktøyet ble kun brukt på prøver med lavest alder i studieområdet, herunder TVE 2004, TVE 2005, TVE 2011, TVE 2012, MOR-1, MOR-2 og SUR-1 (figur 4.10). Verktøyet *Plot Isotope Concentration* ble brukt på datasett med to nuklider ( $^{10}\text{Be}$  og  $^{26}\text{Al}$ ), for å få mer informasjon om flatenes sammensatte historie, herunder TVE 2001, TVE 2008, TVE 2012, BLÅ 2001-2003, BREI-01 og BREI-02. Resultatene fra de ulike aldersberegningene listes i tabell og vises grafisk i kapittel 4.

### 3.3.5 USIKKERHET

Ved eksponeringsdatering skilles det mellom to typer usikkerhet, analytisk og systematisk. Analytisk usikkerhet, også omtalt som intern- eller måleusikkerhet, angir den enkelte analysens usikkerhet. I praksis er den analytiske usikkerheten i hovedsak basert på AMS-analysens presisjon (telletall, 1-sigma, standard feil) og kan for eksempel være utregningsfeil av nuklideforhold. Beregnede aldre vurderes med den analytiske usikkerheten når en sammenligner et datasetts indre konsistens, eller sammenligner  $^{10}\text{Be}$  resultater fra ulike lokaliteter.

Systematisk usikkerhet, også omtalt som ekstern eller total usikkerhet, indikerer usikkerheten til nuklidenes produksjonsrate. Usikkerheter som er forbundet med presisjon av høyde, korreksjonsfaktorer eller lignende, kan inkluderes i den systematiske usikkerheten. Den systematiske usikkerheten er vanlig å bruke ved sammenligning av aldre fra forskjellige geografiske områder, ved store høydeforskjeller eller sammenligning med aldre oppnådd ved bruk av andre dateringsmetoder. I denne oppgaven vil terminologien analytisk og systematisk usikkerhet bli brukt.

### 3.4 TEORETISK HØYDE TIL PALEO-BREOVERFLATE OG OVERFLATEGRADIENT

Teoretiske breprofiler kan konstrueres for å få en indikasjon på høyden til breoverflaten til en tidligere innlandsis ved ulike laterale utbredelser. Formelen for «Høyde breoverflate» tilhører et formelverk for estimering av ulike verdier knyttet til breprofiler, som basal skjærspenning og k-verdi (Paterson, 1994).

#### **Basal skjærspenning ( $\tau_b$ ):**

- (1)  $\tau_b = \rho_i g h \left( \frac{\partial h}{\partial L} \right)$ , hvor basal skjærspenning ( $\tau_b$ ) er oppgitt i kPa,  $\rho_i$  er tetthet til is (0,917),  $g$  er tyngdeakselerasjonen (9,8 m/s<sup>2</sup>) og  $\partial h / \partial L$  er gradienten til isoverflaten (høyde i meter (h) dividert på distanse i meter (L)).

#### **Høyde breoverflate (H):**

- (2)  $H = \sqrt{L} * k$ , hvor k er en konstant (k 4,7 = 100 kPa, k 3,4 = 50 kPa)

#### **Konstant (k):**

- (3)  $k = \frac{H}{\sqrt{L}}$ , hvor H er overflatehøyde (m) og L er avstand til brefront (m)

#### **Basal skjærspenning (y) (kPa) fra k:**

- (4)  $y = 5.054406685 * x^2 - 2,4791 * x - 1.538 * \text{EKSP}(-14)$ , hvor y er basal skjærspenning (kPa) og x er konstant k



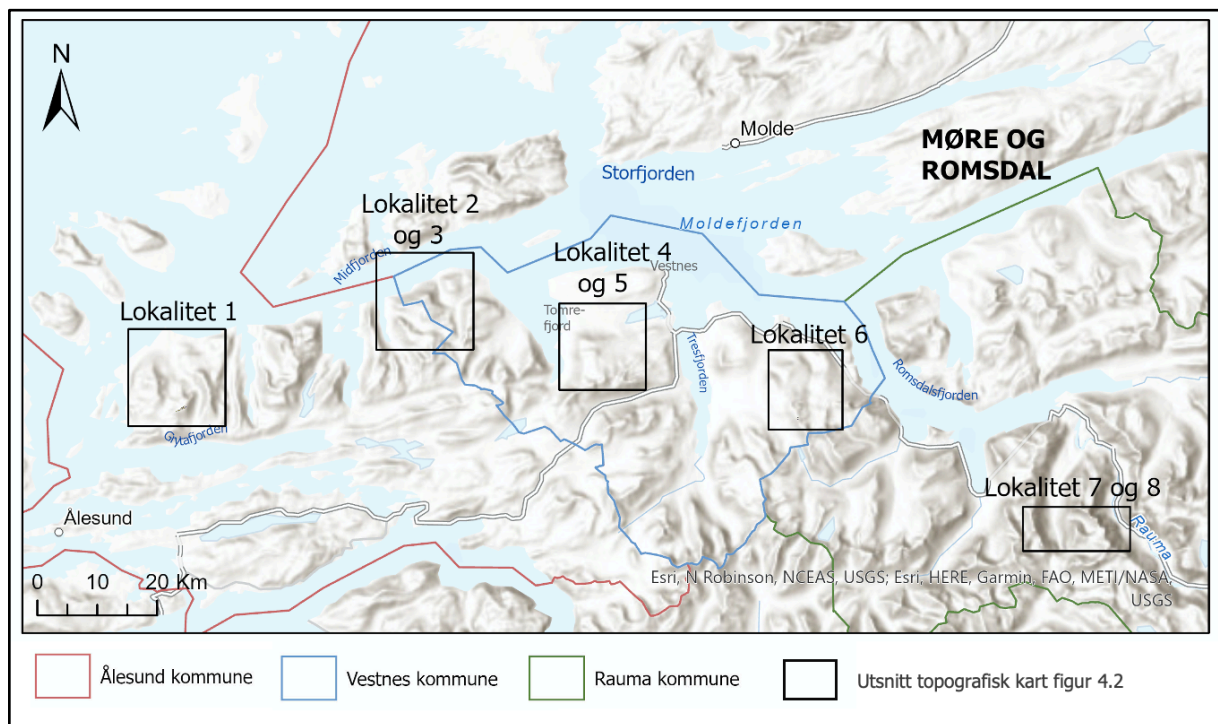
For å estimere høyden til en paleo-breoverflate kan formel (2):  $H = \sqrt{L} * k$  brukes, hvor H er høyden (m) til breoverflaten, L (m) avstand fra brefront og konstanten k (kPa) er den basale skjærspenningen. Den basale skjærspenningen varierer normalt mellom 0 og 100 kPa, hvor  $k = 4,7$  tilsvarer 100 kPa og  $k = 3,4$  tilsvarer 50 kPa (Nesje et al., 1987; Paterson, 1994). Basert på hvilke konstant som blir brukt, vil det gi to alternative breprofiler med varierende gradient. Innlandsisens substrat vil påvirke den basale skjærspenningen. Lav basal skjærspenning vil ha lav friksjon, med hurtig drenering og hurtig bevegelse av ismassene. En høy basal skjærspenning vil ha høy friksjon, med dårligere drenering og en langsommere bevegelse av ismassene (Paterson, 1994). Ved bruk av DATED-1 databasen (Hughes et al., 2016) er det mulig å måle en omtrentlig avstand fra lokalitetene i studieområdet til brefrontene, ved gitte tidsrom ved bruk av Google Earth.

## 4 RESULTATER

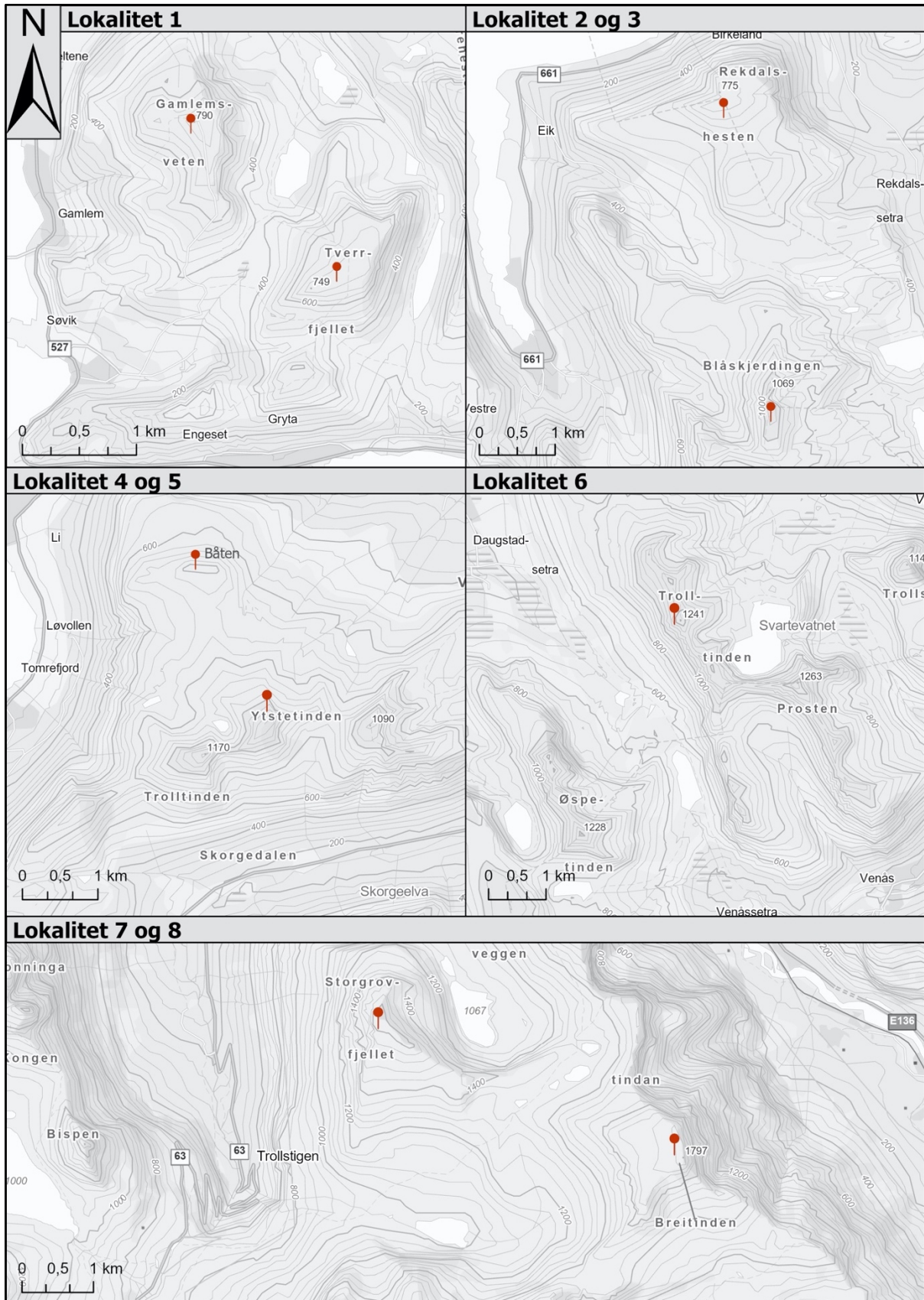
### 4.1 FELTARBEID

#### 4.1.1 FELTOBSERVASJONER

Studieområdes åtte fjelltopper strekker seg fra vest til øst i Møre og Romsdal (figur 4.1). Det ble observert blokkrik overflate på alle toppene, men dekningsgraden av vegetasjon varierer. Alle fotografier og dronefoto er et tatt av undertegnede, hvis ikke annet er opplyst.



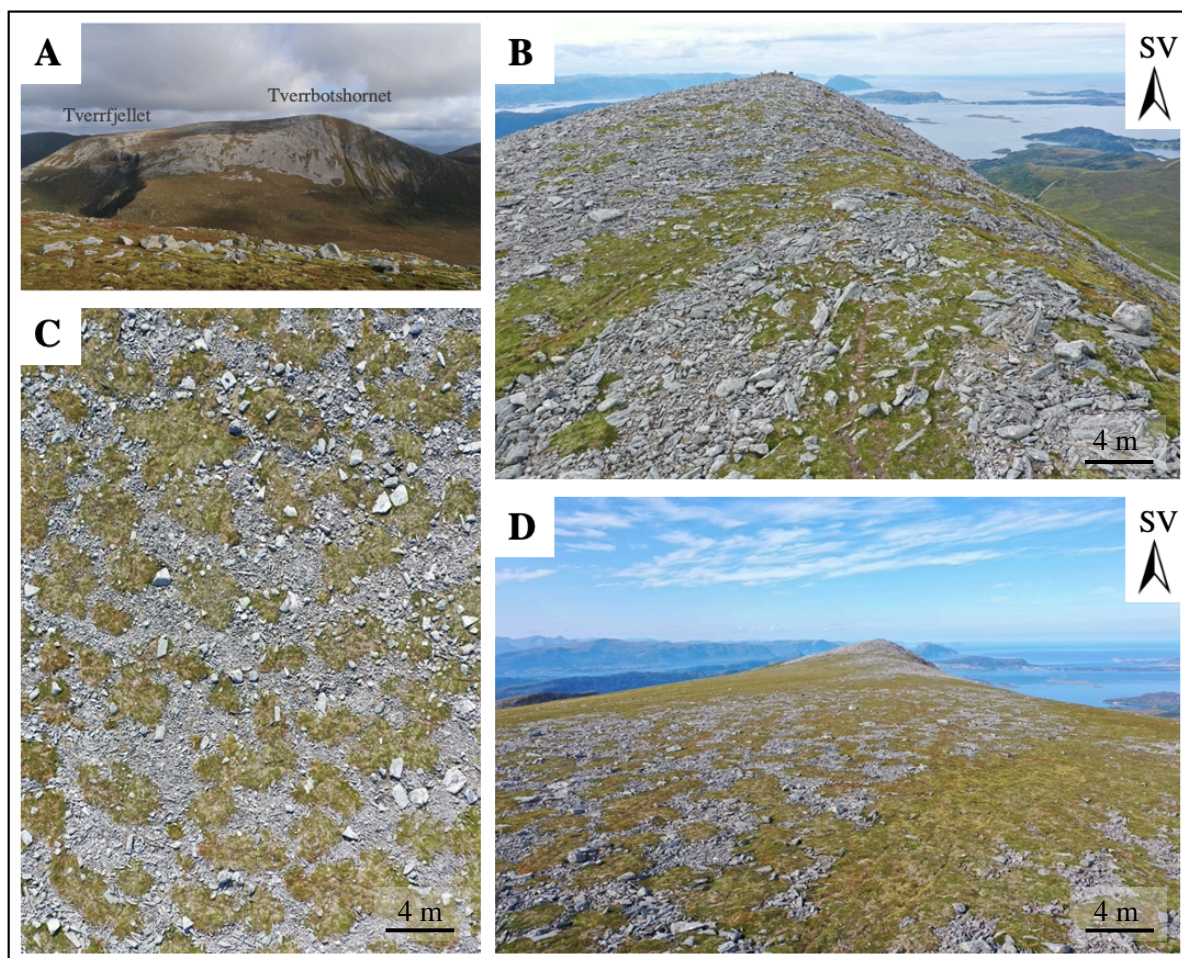
**Figur 4.1:** Studieområdet omfatter lokalitetene 1–8, som strekker seg fra ytre Sunnmøre til indre del av Romsdalsfjorden. Det ble gjennomført feltarbeid i august-september 2020 og juli-august 2021 ved alle lokalitetene. Boksene angir området for topografisk kart-utsnitt fra lokalitetene, figur 4.2. Kartet er produsert i ArcGIS Pro.



**Figur 4.2** Topografisk kart fra lokalitet 1–8 i studieområdet. Kartet har med formål å fremstille topografien til hver lokalitet og området rundt. Plassering i studieområdet er markert med svarte bokser i figur 4.1. Kartet er produsert i ArcGIS Pro.

### Lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet

Tverrfjellet og Tverrbotshornet er to ender av et platå, lokalisert ytterst ved kysten av Sunnmøre, i Ålesund kommune (figur 4.1). Tverrfjellet ligger nord-øst på platået, 743 moh., mens Tverrbotshornet ligger lokalisert sør-vest, 749 moh. (figur 4.3A), ca. 4,5 km nord-øst for Hamnsundhelleren (figur 2.1). Platået har en lengde på nesten 900 m og er bredest ved Tverrfjellet (ca. 180 m). Videre smalner platået vestover mot Tverrbotshornet (ca. 130 m). Berggrunnen i området er granittisk gneis (figur 2.5). Blokkhavet på platået er varierende, hvor Tverrbotshornet har enkelte blotninger av bart fjell, oppbrutt berggrunn der løsmaterialet ikke er synlig flyttet på og en overgang til ulike sorteringsformer nord-østover. Blokkene har varierende størrelse (< 150 cm lengste akse), hovedsakelig en avlang fasong og er orientert i forskjellige retninger. Flere blokker er naturlig skråstilt, noe som kan tyde på bevegelse i grunnen. Det er også områder med eksponert berggrunn og blokkhavet har et flekkvis vegetasjonsdekke (figur 4.3B). Midtpartiet av platået er dominert av tettere vegetasjonsdekke og blokkhav med og uten strukturmark (figur 4.3D). Blokkene har samme størrelse og fasong som ved Tverrbotshornet. På Tverrfjellet i nord-øst er store deler av overflaten dekket av strukturmark i form av sorterte sirkler og polygoner (figur 4.3C). Strukturmarken er veldig fremtredende, og ble observert fra bakke og på dronefoto (4.3C). Polygonene er store og måler 2–8 m i diameter. Strukturmarken er også godt synlig på ortofoto, men her er ikke oppløsningen god nok til å studere formene i detalj. Dronefoto gir data av høyere oppløsning, med mulighet for å studere strukturmarken bedre og strukturene er mer fremtredende enn på bakkenivå.

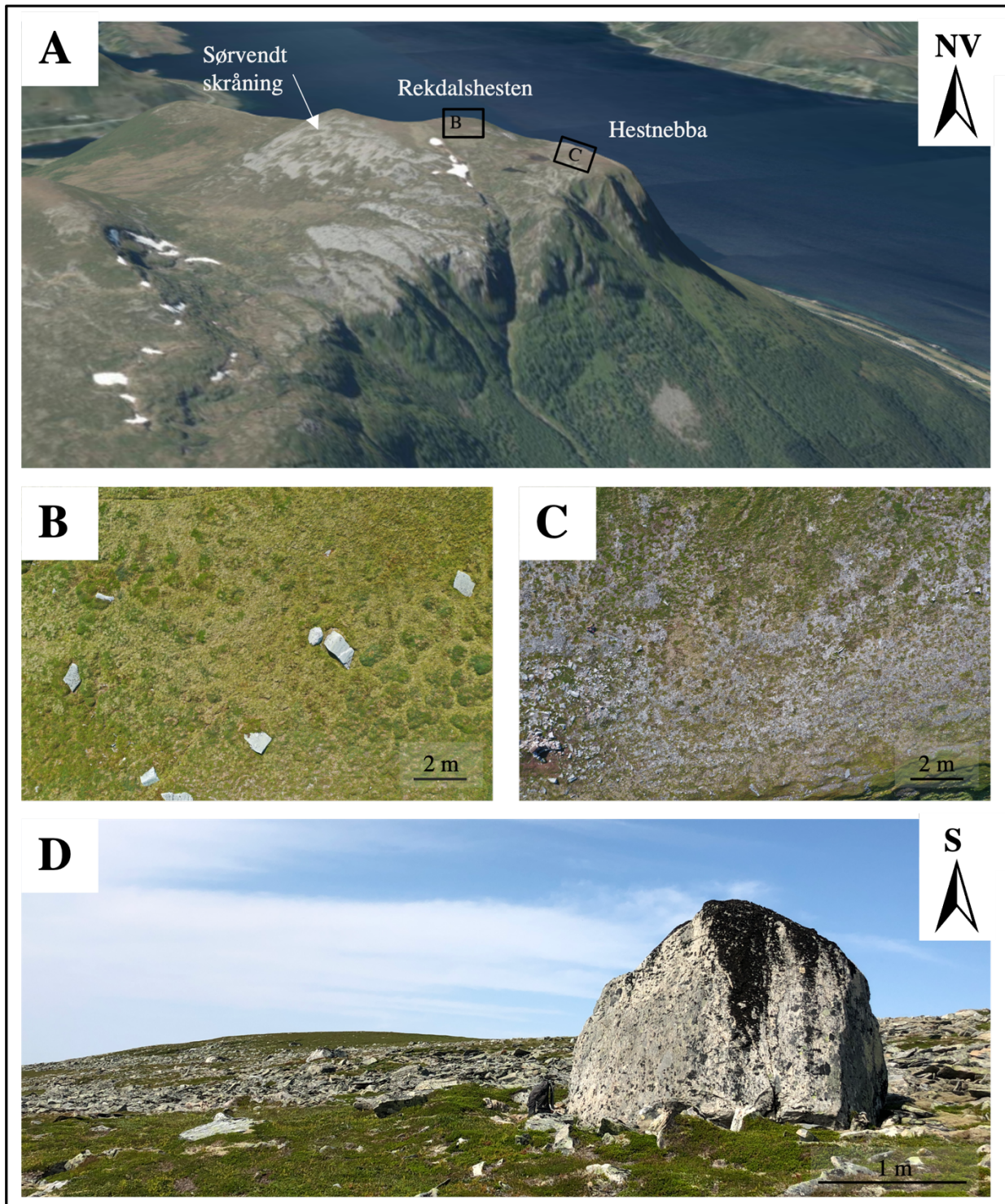


**Figur 4.3:** **A:** Fotografi av lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet, sett fra nabofjellet Gamlemsveten. Foto: Henriette Linge **B:** Tverrbotshornets blokkrike topp-område, med stedvis vegetasjonsdekke, fotografert med drone. **C:** Strukturmark fotografert ovenfra med drone. **D:** Tverrfjellet med droneutsikt mot toppen av Tverrbotshornet i sør-vest. Velutviklet strukturmark dominerer topp-området.

### Lokalitet 2 –Rekdalshesten

Rekdalshesten ligger lokalisert sør i Midfjorden og vest for Vestnes (figur 4.1; 4;2), 775 moh. Topp-området til Rekdalshesten har et areal på omtrent 17 500 m<sup>2</sup>. Nord-øst for topp-området, på 758 moh., ligger Hestnebb, en stor flate på 20 000 m<sup>2</sup> (figur 4.4A). Sør for Rekdalshesten er det steilt parti som vender ut mot Midfjorden i nord, hvor Rekdalshesten i sør har en slakere skråning mot nabofjellet (figur 4.4A). Berggrunnen i området er granittisk gneis med amfibolitt i området rundt Hestnebb (figur 2.5) Topp-området har et sammenhengende vegetasjonsdekke, med spredte blokker på overflaten (figur 4.4B). Blokkene er kantete, med varierende størrelser (1–2 m lengste akse). Overflaten er ujevn, og antyder at der er mye blokker under vegetasjonen. Den ujevne overflaten ble observert både på ortofoto, dronemosaiikk og høydemodeller. På Hestnebb er det en mer blokkrik overflate, og vegetasjonsdekket er mindre dominerende (figur 4.4C). Blokkene er også mindre enn i topp-området, og hvor mer stein (< 25 cm) ble observert. Ved hjelp av ortofoto og dronefoto er det mulig å observere en antydning til strukturmark. I den sør-vendte skråningen er det også lite vegetasjon, og overflaten er dominert av

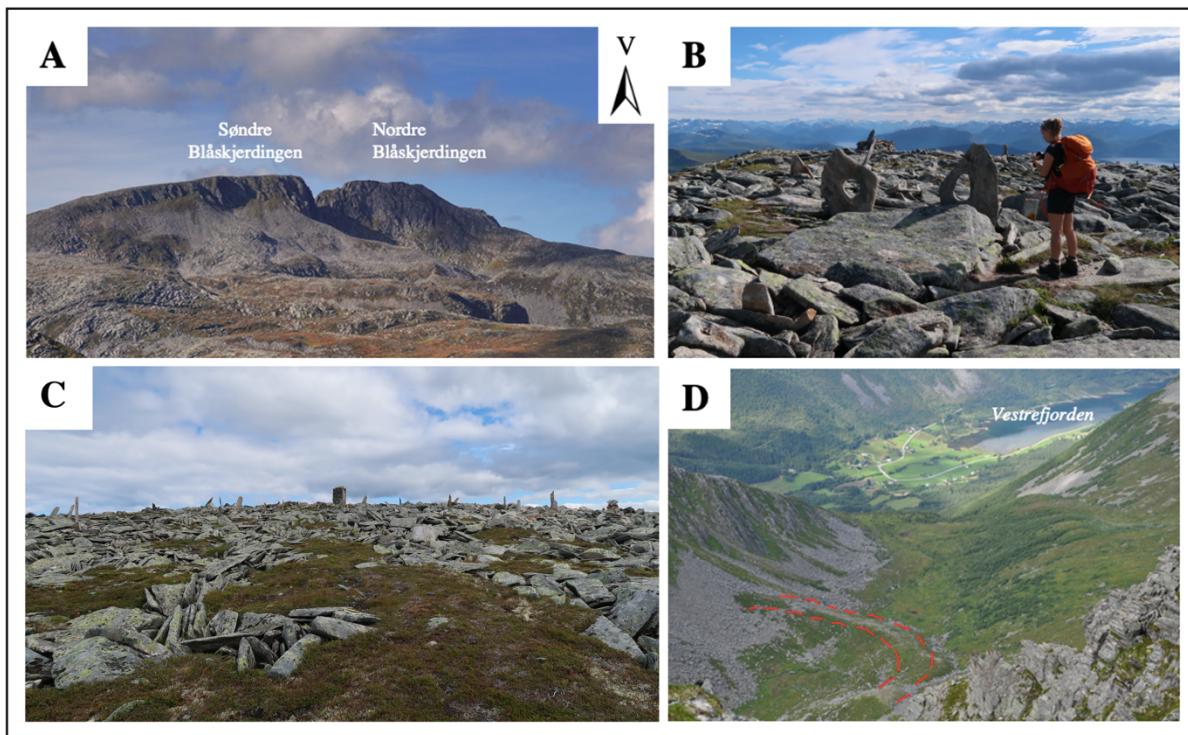
blokker i sigende former nedover. En stor glasialt transportert blokk (< 2 m lengste akse) er også plassert midt i skråningen (figur 4.4D).



**Figur 4.4 A:** 3D-oversiktsbilde over lokalitet 2, hentet fra norgebilder.no. De røde pilene viser hvor Rekdalshesten, Hestnebbba og den sør-vendte skråningen er lokalisert. Rektangler angir lokalisering av bilde B og C. **B:** Overflaten på Rekdalshesten er vegetasjonsdekket med noen blokker spredt rundt. **C:** Svak antydning til strukturer i overflaten rundt Hestnebbba. Mer blokk- og steinrik overflate. **D:** Stor glasialt transportert blokk i den sør-vendte skråningen til Rekdalshesten. Ryggsekken til venstre for den store steinblokken er 0,5 m høy. Området har mye syngelige blokker sammenlignet med lokalitetens topp-område.

### Lokalitet 3 – Blåskjerdingen

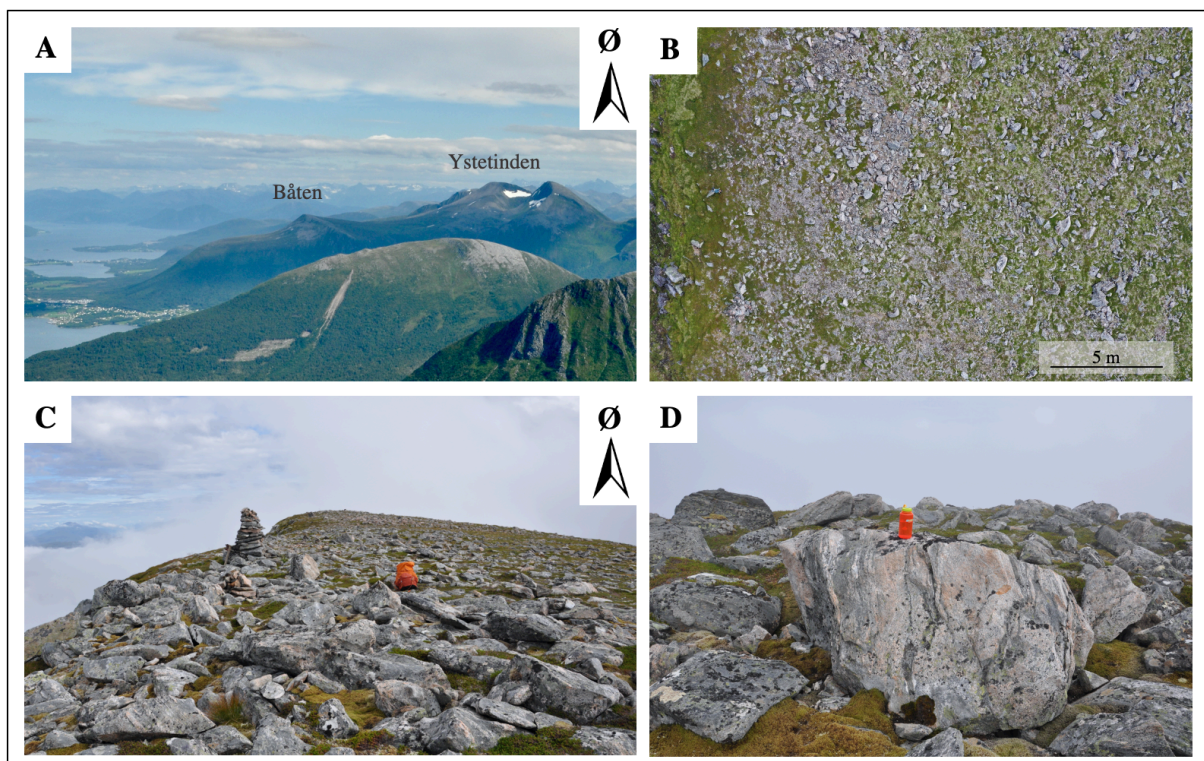
Blåskjerdingen ligger rett sør for Rekdalshesten (figur 4.1;4.2), og består av et langstrakt platå med et omtrentlig areal på 20 000 m<sup>2</sup> og en smal topp på 3000 m<sup>2</sup>, delt av et skar (50 m dypt og 100 m bredt) (figur 4.5A). Berggrunnen består av granittisk gneis (figur 2.5). Den søndre toppen av Blåskjerdingen ligger 1061 moh. og nordre 1069 moh. Det er den søndre toppen som er definert som lokalitet 3. Overflaten på lokalitet 3 er dominert av avlange blokker i varierende størrelse (50–150 cm lengste akse). En del av disse avlange blokkene eller smale hellene er satt på høykant, oppstøtting av mindre stein og fravær av lav på en side indikerer at det er mennesker som har reist opp "bautaer". Noen av hellene har spor av forvitringgroper, oppreiste heller med hull (figur 4.5B). Det er også vegetasjonsdekke flere steder, og på den sørlige delen av platået er det tydelig strukturmark (figur 4.5C) der avlange blokker/heller står naturlig skrteaåstilt. Strukturmarken ble observert fra bakkeplan, samt på drone- og ortofoto, og sirkelene har en diameter på 1–3 m. Vest for platået, i dalføret ned mot Vestrefjorden ligger en tydelig morenerygg (figur 4.5D).



**Figur 2.5** A: Blåskjerdingen sett fra Fiksdal, et skar skiller nordre og søndre del av toppen. Fotograf: Jill Kristin Ø. Remme. B: Oppstilte heller med hull, formet av tidligere forvitringgroper. Foto: Henriette Linge. C: Strukturmark på topp-området til Blåskjerdingen. Fotograf: Henriette Linge. D: Morenerygg i dalføret ned mot Vestrefjorden.

#### Lokalitet 4 – Båten

Båten ligger i Tomrefjord og vender ut mot Storfjorden (figur 4.1;4.2). Fjellryggen har en karakteristisk form, og kan minne om en kantret båt. Topp-området er et nesten 500 m langt platå, som strekker seg vest-øst. Platået er ca. 50 m bredt og har et areal på rundt 25 000 m<sup>2</sup>. Platået skrår slakt mot Ystetiden i sør, og bratt mot Storfjorden i nord (figur 4.6A). Båten ligger 815 moh. og berggrunnen i området består av granittisk gneis (figur 2.5). Overflaten er dekket av blokker og vegetasjon. Blokkene er av varierende størrelse (< 150 cm lengste akse) og fasong, både avlange og kortere, massive blokker (figur 4.6C). Øst på platået ble flere av de største blokkene observert, som tolkes som glasialt transportert materiale, da mange av blokkene ligger på mindre blokker. Strukturmark ble ikke observert i felt, men drone- og ortofoto viser antydninger til strukturmark og at området har vært påvirket av periglasiale prosesser (figur 4.6B). Det ble observert flere blokker i felt som er naturlig skråstilt, noe som bekrefter antagelsen.

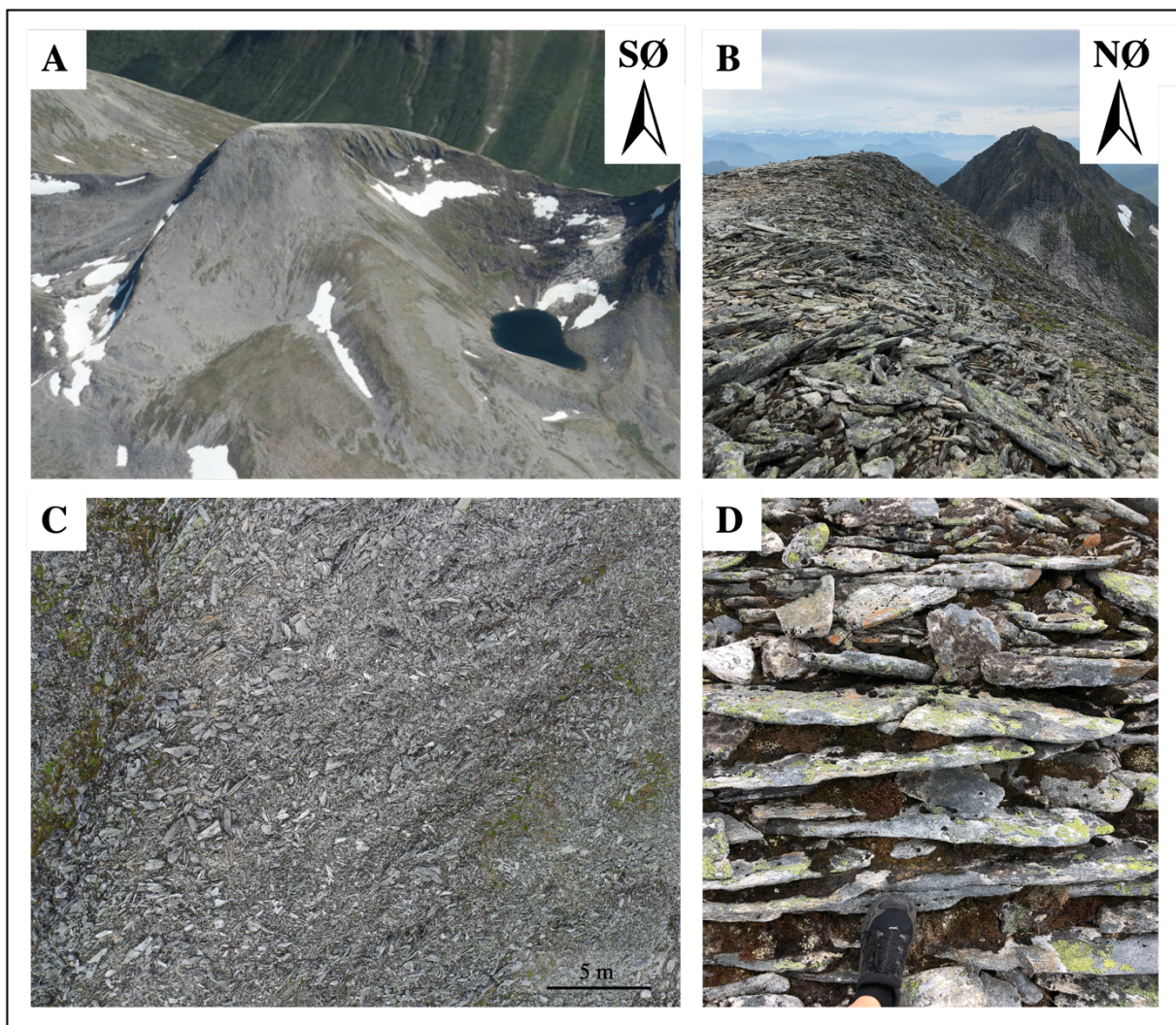


**Figur 4.6** **A:** Oversiktsbilde av lokalitet 4 – Båten og lokalitet 5 – Ystetiden, sett fra Blåskjerdings. **B:** Antydninger til strukturmark, foto tatt med drone 37 m over overflaten. **C:** Overflaten på Båten, dekket av blokkhav i varierende størrelse og fasong. Sekk (70 cm høyde) angir målestokk. **D:** Stor glasialt transportert blokk øst på topp-området til lokalitetene. Vannflaske (20cm høyde) angir målestokk.



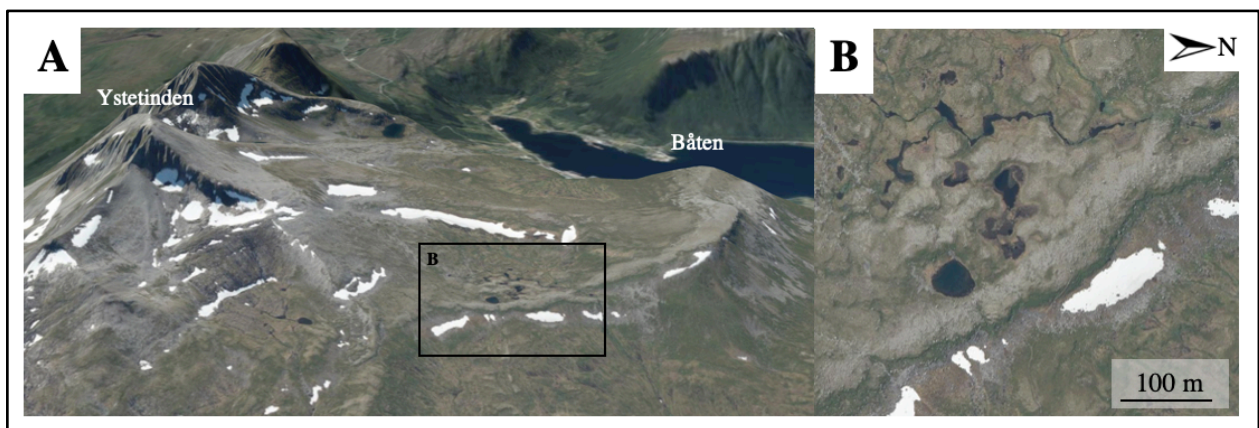
### Lokalitet 5 - Ystetinden

Ystetinden (1162 moh.) ligger sør for Båten (figur 4.1; 4.2; 4.6A), og er en spiss, blokkhavsdominert fjelltopp. Ystetinden er avlang og smal, ca. 200 m i lengde og 30–40 m i bredde, og har dermed et relativt lite topp-område (7500 m<sup>2</sup>) (figur 4.7A; B). Berggrunnen består av granittisk gneis (figur 2.5), som er oppsprukket og blokkene er naturlig skråstilte (figur 4.7B; C). Det ble observert svært lite vegetasjon blant blokkene og ingen tydelige flyttblokker eller glasialt transportert materiale. Av vegetasjon det det kun observert kartlav og mose. Blokkene er tynne (< 20 cm) og avlange (50–100 cm) (figur 4.7D). Det ble også observert mindre blokkhavsblokker (25–40 cm). Sør-vest for toppen, mellom Ystetinden og nabofjellet Trolltinden, er det lokalisert en botn med en morenerygg avsatt i front (figur 4.7A). Det er markert flere morenerygger på det kvartærgeologiske kartet (figur 2.6), men de ble ikke observert i felt på grunn av tåke i området når feltundersøkelsene ble gjennomført. Ingen strukturmark ble observert i felt, på drone- eller ortofoto.



**Figur 4.7** A: 3D-oversiktsbilde over lokalitet 5 –Ystetinden, hentet fra [norgebilder.no](http://norgebilder.no). På vest-siden av Ystetinden liggere en botn med vann, med en morenerygg i front. B: Blokkhavsdominert topp-område på Ystetinden, med oppsprukken berggrunn hvor blokkene er overveiende avlange og naturlig skråstilte. C: Blokkhavet sett ovenfra på dronefoto, tatt 37 m over bakken. Det er stor variasjon i blokkstørrelsen. D: Nærbilde av de tynne, avlange blokkene, dekket av kartlav og mose i sprekkene. *Sko (str. 38) angir målestokk.*

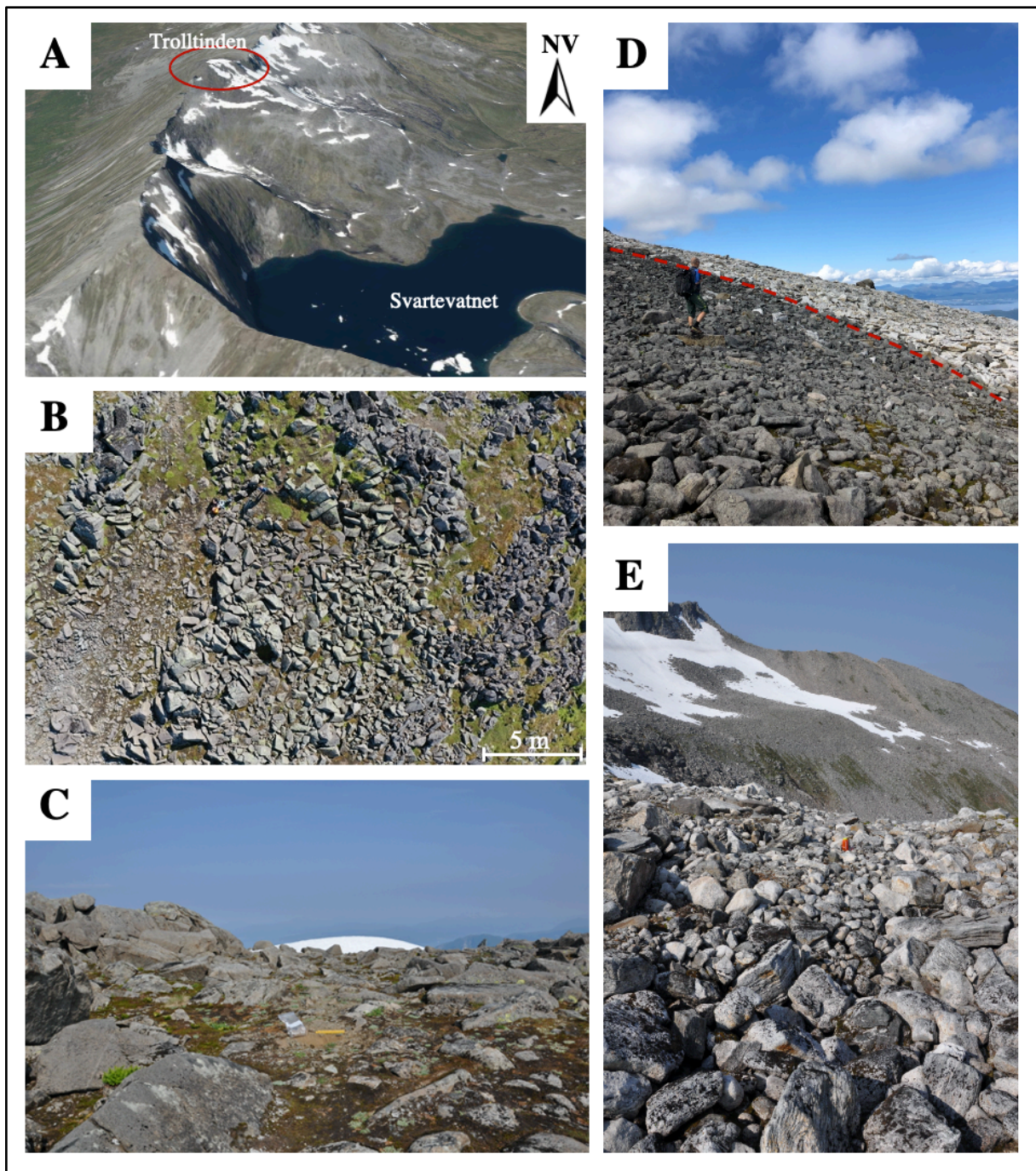
Det er tidligere gjort feltarbeid på Båten og Ystetinden (figur 4.6A; 4.8A) av Matthew Hildreth relatert til NORPAST-prosjektet i 2001–2002. Det ble i den anledning samlet inn prøver for eksponeringsdatering fra blokker på en langstrakt sidemorene sør-øst for Båten (figur 4.8), antatt avsatt fra en brearm fra Storfjorden og Romsdalsfjorden. Morenen er delvis overkjørt av en yngre avsetning fra nord-vest siden av Ystetinden, som kan tolkes som en lokal bre. Basert på ortofoto måler ryggen over 500 m i lengde og 60 m på sitt bredeste, og ligger 679 moh. (figur 4.8B). I skråningen ved foten av Ystetinden er det også samlet prøver fra en flat blokk (2 x 1 m). Undertegnede har ikke gjort egne observasjoner ved disse stedene, informasjon er hentet fra tidligere feltnotater og norgebilder.no.



**Figur 4.8:** A: 3D-oversiktsbilde over lokalitet 4 – Båten og lokalitet 5 – Ystetinden, hentet fra norgebilder.no. B: Ortofoto av den langstrakte moreneryggen sør-øst for Båten. Hentet fra norgebilder.no.

### Lokalitet 6 – Trolltinden

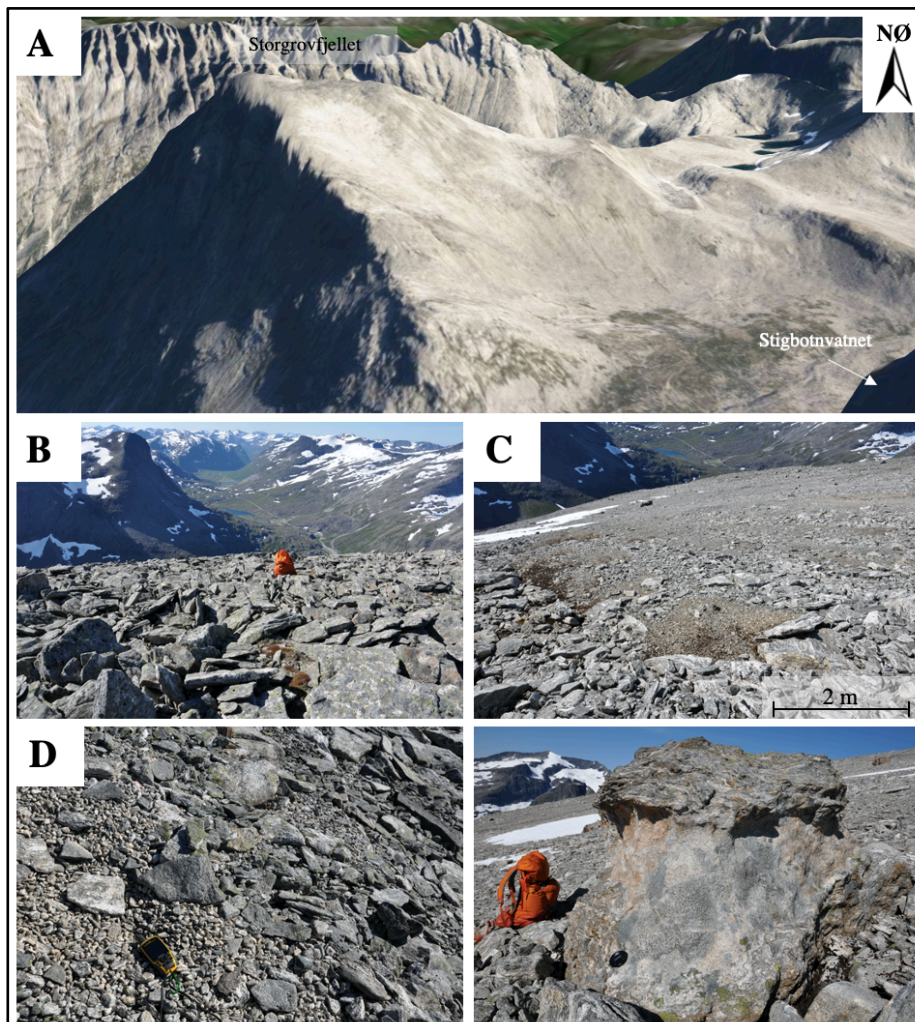
Trolltinden er lokalisert mellom Tresfjorden og Romsdalsfjorden (figur 4.6A; 4.8A) og er en del av en fjellrygg sammen med fire andre fjelltopper (figur 4.9A). Topp-området ligger 1241 moh. og er relativt lite (8000 m<sup>2</sup>). Berggrunnen i topp-området er gabbro, noe som skiller denne lokaliteten fra de andre. Sør-østsiden av fjellet er bratt og nord-vestsiden slakere, med en blokk-dominert skråning ned mot Svartevatnet (figur 4.9A). Her er det et skifte i berggrunn, med en skarp grense mellom gabbro og granittisk gneis (figur 4.9D). I samme område ble det også observert antydninger til en relikv glasi-fluvial avsetning, med rundet stein, som strekker seg fra nord til sør i dalskråningen (figur 4.9E). Topp-området har spisse, kantete, skråstilte blokker av varierende størrelse (1–3 m lengste akse) som stikker opp. Det ble også observert blottet berggrunn, lite sammenhengende vegetasjon, og flere åpne partier med finere løsmasser (figur 4.9B;C). Det ble ikke gjort noen strukturmarkobservasjoner, hverken i felt, på orto- eller dronelfoto.



**Figur 4.9** **A:** 3D-oversiktsbilde over fjelstryggen hvor lokalitet 6 –Trolltinden befinner seg. Sør-østsiden av fjellet er bratt og nord-vestsiden slakere, 3D-bilde hentet fra norgebilder.no. **B:** Dronefoto fra topp-området, tatt 37 m over overflaten. **C:** Finmateriale og kantete blokker observert i topp-området, prøvepose og sammenfoldet meterstokk angir målestokk. **D:** Tydelig endring i berggrunn i skråningen ned mot Svartevatnet, hvor det er en skarp overgang fra gabbro til gneis. Person (175 cm) angir målestokk. **E:** Antydning til en glasifluvial avsetning i skråningen ned mot Svartevatnet. Vannflaske (20 cm) angir målestokk.

## Lokalitet 7 – Storgrovfjellet

Storgrovfjellet ligger innerst i Romsdalsfjorden (figur 4.6A; 4.8A), rett ved den nasjonale turistveien Trollstigen (FV63). Fjelltoppen ligger på 1629 moh. og har et topp-område på ca. 25 000 m<sup>2</sup>. Storgrovfjellet har en tetraedrisk form, med bratte, bare fjellsider mot sør-vest og sør-øst (figur 4.10). Den sørlige siden av fjellet skrår slakere nedover. Berggrunnen i området består av granittisk gneis (figur 2.5), hvor øyegneis og granittisk pegmatitt ble observert flere steder. Topp-området er dekket av blokkhav, med varierende størrelser fra stein til blokk. I skråning fra topp-området og ned mot Stigbotnvatnet (figur 4.10) endrer overflatens karakter seg, og finmateriale i form av sand, grus og stein ble observert mellom blokkene (figur 4.10). Blokkene ligger i tunger nedover med finmateriale rundt. Flere store glasialt transporterte blokker ble også observert i skråningen, med underliggende mindre blokker, stein og grus (figur 4.10). Noen av de observerte blokkene har en ru og forvitret overflate. Fra selve topp-området ble det ikke gjort noen observasjoner av strukturmark, verken i felt eller på ortofoto. I Stigbotn rundt Stigbotnvatnet ble det observert flere botnmoreener.

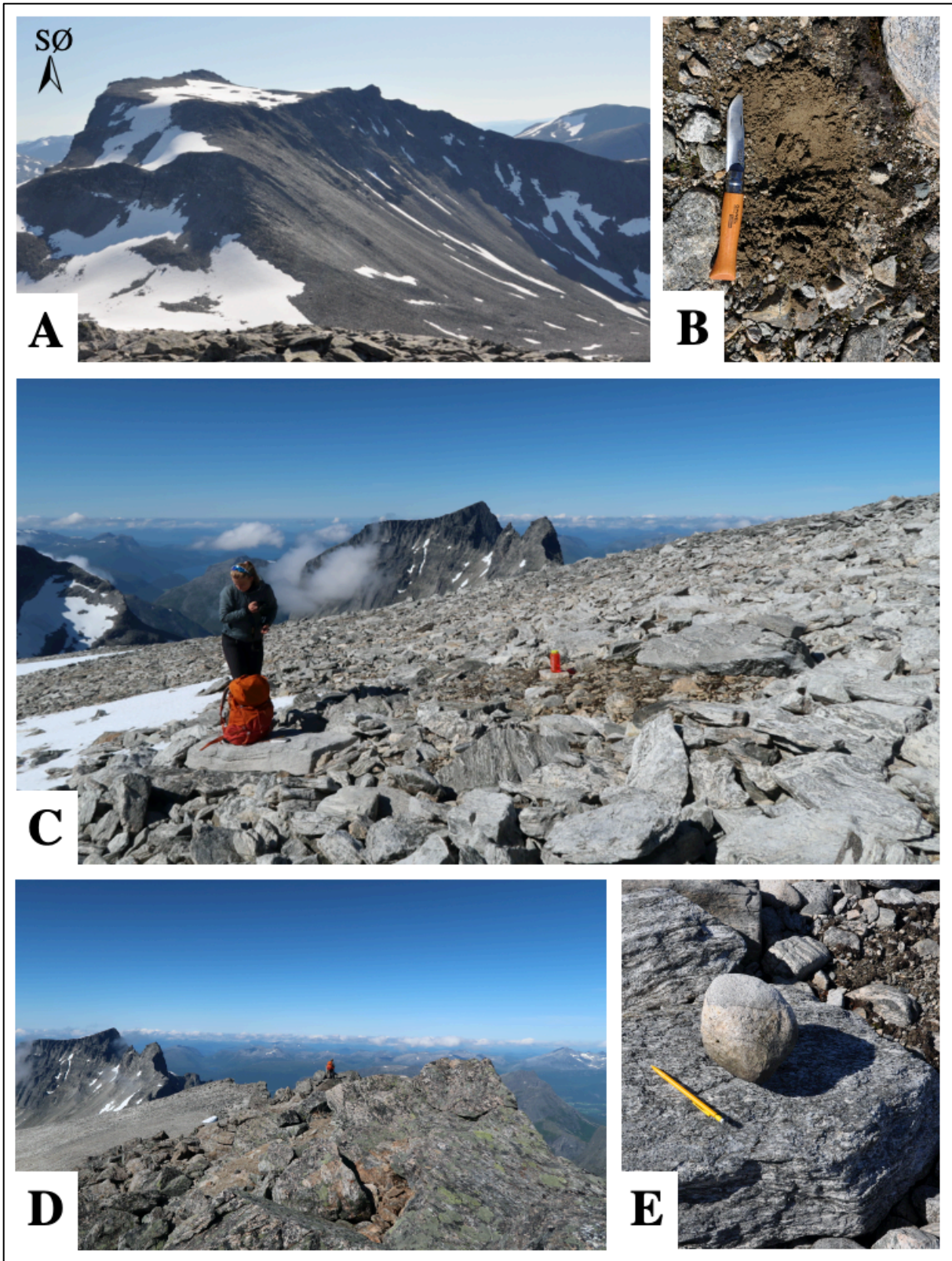


**Figur 4.10** **A:** 3D-oversiktsbilde over Storgrovfjellet som skrår slakt mot sør, hentet fra [norgebilder.no](http://norgebilder.no). **B:** Blokkhavsdekket topp-området med kantete blokker og steiner. Målestokk rød sekk (70 cm i høyde). **C:** Skråningen ned mot Stigbotnvatnet med sorterte sirkler med finere materiale (grus), omringet av blokker og stein i tunger. **D:** Kornstørrelsene grus, stein og blokk ble observert på lokaliteten. GPS angir målestokk. **E:** Forvitret blokk i skråningen ned mot Stigbotnvatnet. Rød sekk (70 cm høy) og kameranlinsedeksel angir målestokk.

### **Lokalitet 8 – Breitinden**

Breitinden ligger sør-øst for Storgrovfjellet i Rauma kommune (figur 4.6A; 4.8A), og strekker seg 1797 moh. Fjellet har et stort og bredt topp-område (180 000 m<sup>2</sup>) som skråer slakt mot vest (figur 4.11A). Breitinden ligger innenfor et område med aluminiumsilikatgneis, omringet av granittisk gneis (figur 2.5). Det ble observert mye øyegneis i området. Topp-området har stor variasjon i løsmasser, med størrelser fra sand til blokk (figur 4.11 B; C). Løsmassene er for det meste kantet, men det ble også observert stein som er rundet (figur 4.11E). Langs den svært bratte nord-øst siden av platået stikker det opp bart fjell (figur 4.11D). Det er mye finmateriale på topp-området, og det er antydninger til strukturmark. Det ble prøvetatt finstoff for eventuell analyse av sekundære leirmineraler. Analyse ble imidlertid ikke utført siden det manglet prøver fra flere av de andre lokalitetene. Det er ingen vegetasjon annet enn lav på topp-området. Geofysiske målinger er foretatt på Breitinden av NGU i anledning fjellskredkartlegging (Dalsegg & Tønnesen, 2004). Det ble brukt 2D-resistivitet og refraksjonsseismikk for å undersøke grunnforholdene. Et høyt resistivitetslag på Breitinden indikerer et 1,5 m aktivt lag over ca. 5 meter tykt, isrikt permafrost-lag, over oppsprukken berggrunn (Dalsegg & Tønnesen, 2004).

Området er ikke kartlagt med drone, da Breitinden og Storgrovfjellet er en del av Reinheimen nasjonalpark.

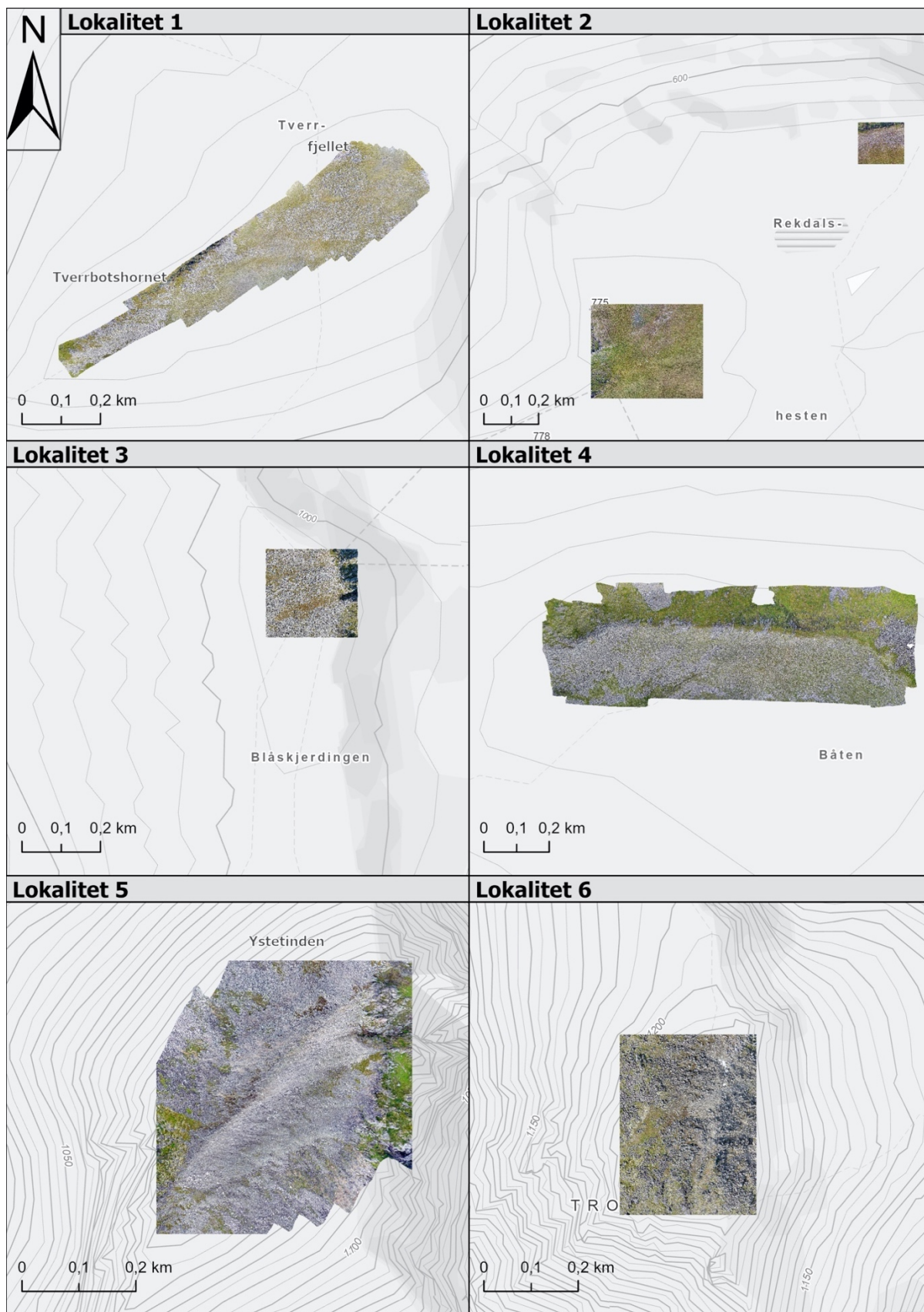


**Figur 4.11** **A:** Breitinden sett fra Storgrovfjellet. Topp-området er bredt og skrår slak mot vest. **B:** Finmateriale fra topp-området (kniv 15 cm lang). **C:** Antydninger til strukturmark sør på platået. Finmateriale fra bilde B er funnet midt i området som kan tolkes som en sortert sirkel. Vannflaske (20 cm høyde) angir målestokk. **D:** Bart fjell langs kanten av platået. **E:** Rundet stein funnet på topp-området. Blyant (12 cm lang) angir målestokk.

## 4.2 RESULTAT DRONEFOTOGRAMMETRI

Det ble produsert drone-mosaikk av de innsamlede drone-fotografiene fra lokalitet 1-6 (figur 4.12). Det ble ikke produsert drone-mosaikk fra lokalitet 7 og 8, som ligger i Reinheimen nasjonalpark. Det er ikke tillatt å fly drone i landskapsvernområdet uten godkjent tillatelse og lokalitetene ble derfor utelatt. Mosaikken ble produsert med formål om å visualisere overflateformer på topp-områdene til lokalitetene, hvor høydemodeller (0,5 m) og ortofoto (0,25 m) ikke har en tilstrekkelig oppløsning sammenlignet med dronefoto (0,02 m).

På drone-mosaikken kan det observeres antydninger til strukturmark i overflaten på Rekdalshesten og Båten, som ikke ble observert i felt. Ved å studere ortomosaikk i ArcGIS Pro er det mulig å få en oversikt over hele topp-området, for å så velge seg ut enkeltområder og enkeltbilder som brukes i oppgaven. Det ble ansett som lite hensiktsmessig å bruke drone-mosaikk fra hele lokaliteter i denne oppgaven, da dette ikke gir en oversiktlig fremstilling av topp-områdene på grunn av størrelsen på topp-området. Figur 4.12 inneholder drone-mosaikk fra de ulike lokalitetene knyttet til dets topografiske kart, for å få en oversikt over det produserte resultatet.



**Figur 4.12:** Oversikt over drone-mosaikken produsert for lokalitet 1–6 i studieområdet. Kartet er produsert i ArcGIS Pro



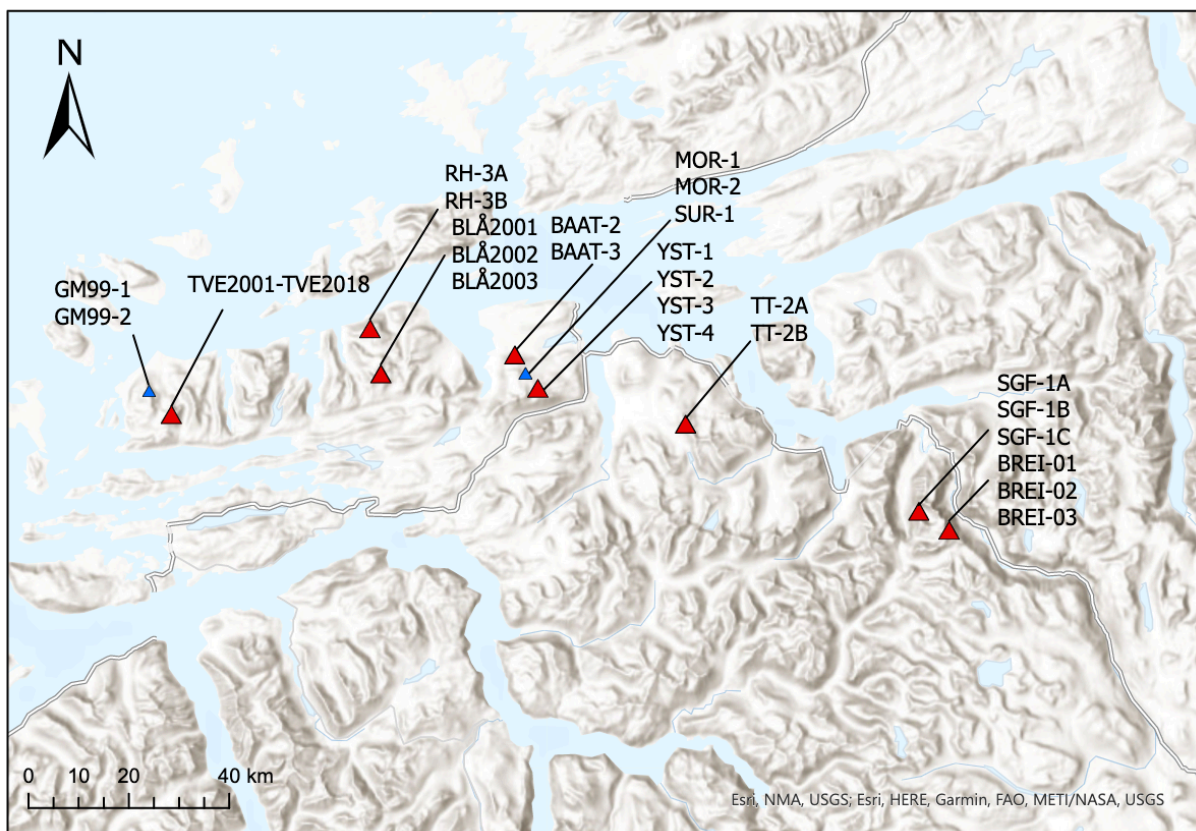
### 4.3 RESULTAT KOSMOGENE NUKLIDER

Av 42 prøvetatte flatene ble 35 prøver preparert og analysert (figur 4.13), med formål om å gi reelle eller tilsynelatende eksponeringsaldre som kan fortelle noe om dannelsesprosesser og alder til blokkhav i studieområdet.

#### 4.3.1 PRØVEBESKRIVELSE

Totalt 35 prøver ble analysert fra studieområdet, hvorav 17 prøver ble samlet inn og analysert i 2017–2021. De resterende 18 prøvene ble samlet inn mellom 1999 og 2000. Prøvene ble analysert med hensyn til deres konsentrasjon av den kosmogene nukliden  $^{10}\text{Be}$ . Et fåtall av prøvene er også analysert for kosmogen  $^{26}\text{Al}$ .

Prøvene stammer fra de åtte lokalitetene i studieområdet (figur 3.1; figur 4.13), samt fra tre nærliggende områder (figur 4.13): fjellet Gamlemsveten, nord-vest for lokalitet 1, en morenerygg øst for Båten og en blokk nedenfor Ystetinden (figur 4.13).



**Figur 4.13:** Lokaliseringen av de 42 prøvetatte flatene. TVE 2001–2018 og BLÅ 2001–2003 er samlet inn i 2020, BREI-01, BREI-02 og BREI-03 i 2017. De resterende flatene er prøvetatt mellom 1999 og 2000. De røde markeringene på kartet representerer lokalitet 1–8 og de blå representerer de ekstra prøveflatene GM 99–1, GM 99–2, MOR–1, MOR–2, SUR–1. Kartet er produsert i ArcGIS Pro.

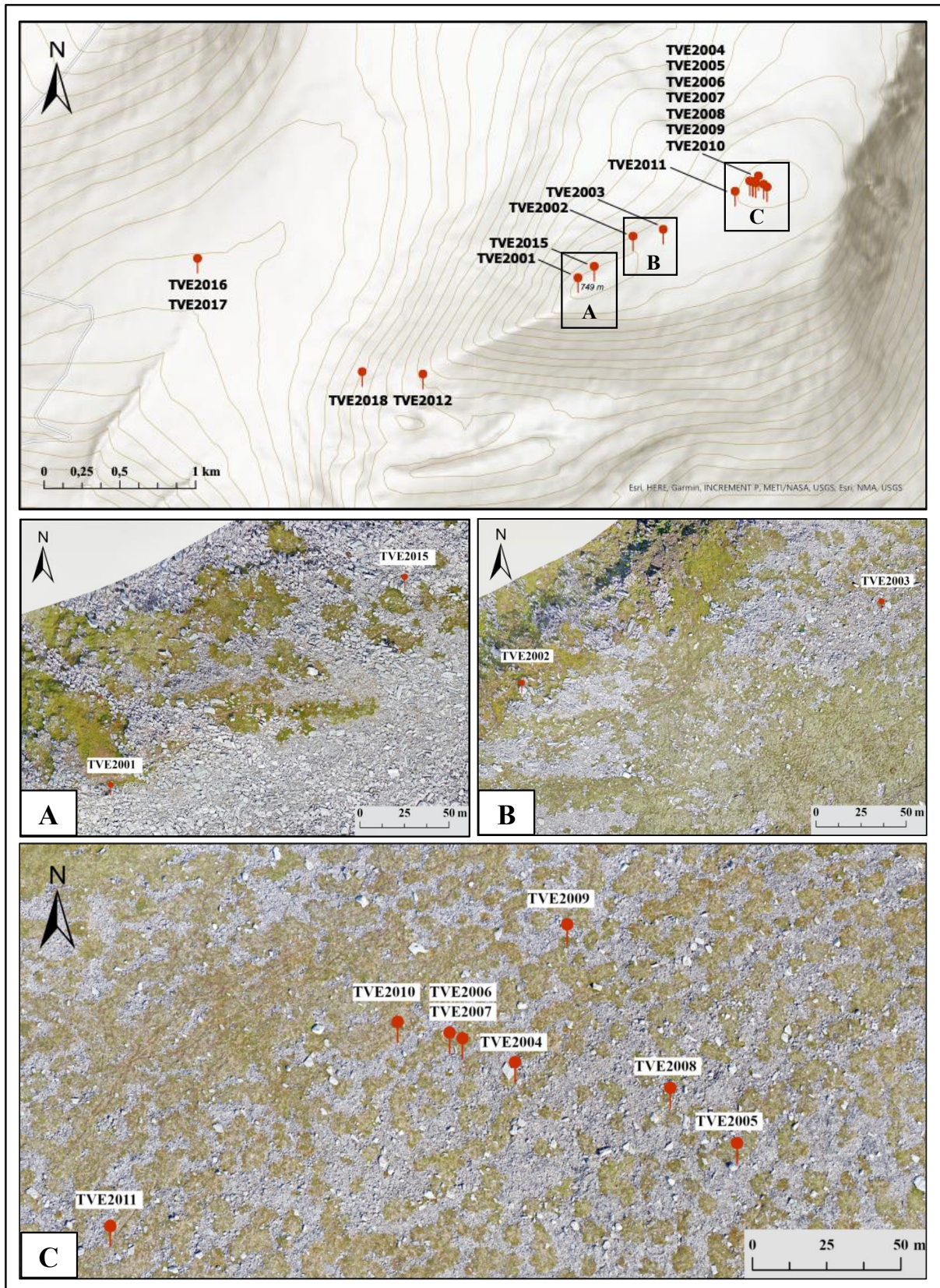
## **Lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet**

På Tverrfjellet og Tverrbotshornet er det samlet inn 18 prøver (figur 4.13; figur 4.14; tabell 4.1), hvorav 12 prøver hittil er preparert og analysert. Prøvene er samlet inn av professor Henriette Linge ved Universitet i Bergen.

TVE 2001 og TVE 2012 er fra eksponerte berggrunnsflater, og sammen med to flater fra løsnede berggrunnsflak (TVE 2013 og 2014), ble de samlet med formål om å kvantifisere grad av glasial erosjon. TVE 2001, TVE 2013 og TVE 2014 ble hentet fra Tverrbotshornet, vest på lokaliteten, mens TVE 2012 er prøvetatt ca. 200 m nedenfor topp-området, nært stien. Fra strukturmarken på Tverrfjellet ble det samlet prøver fra kvartsklaster (TVE 2006–2011) (figur 4.14), for å undersøke materialets overflatenærhet og når strukturmarken ble inaktiv. Flere glasialt transporterte blokker ble prøvetatt (TVE 2002–2005 og TVE 2015–2018) for å datere tidspunkt for deglasiasjon.

Fire av prøvene ble prøvetatt nedenfor topp-området til lokaliteten (TVE 2012, TVE 2016–TVE 2018). TVE 2018 er fra en glasialt transportert blokk som ligger på fast fjell i skråningen til Tverrbotshornet (figur 4.11) og TVE 2016 og TVE 2017 er tatt nedenfor lokalitet 1 (figur 4.14), i myrområdet mellom Tverrbotshornet og Vetevegen.

Prøvene TVE 2013 og TVE 2014 ble ved en feil blandet i knuseprosessen, og er derfor ikke videre analysert. Fra prøvene TVE 2015, TVE 2016 og TVE 2018 har det vært problematisk å ekstrahere tilstrekkelig med kvarts, mens TVE 2017 venter i AMS-kø.



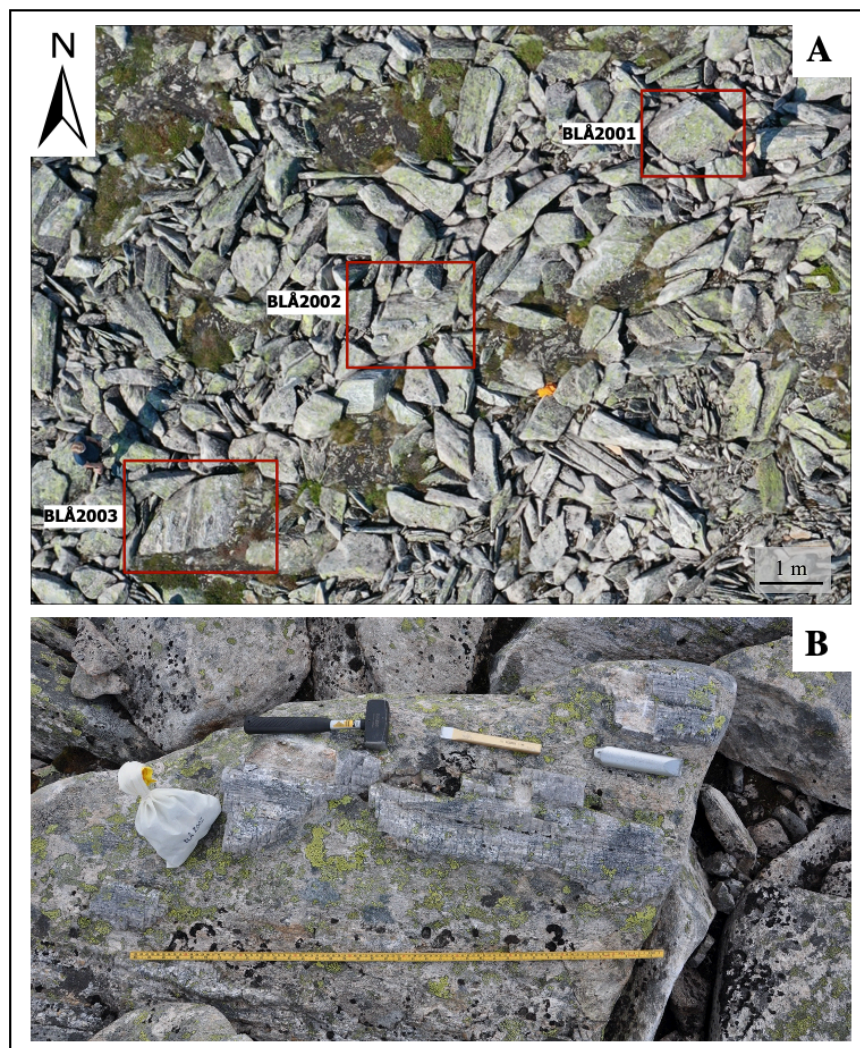
**Figur 4.14:** Oversiktskart over prøvetakings-lokalitetene på Tverrfjellet og Tverrbotshornet **A:** Dronefoto med markører for hvor prøve TVE 2001 og TVE 2015 er samlet. **B:** Dronefoto med markører for hvor prøve TVE 2002 og TVE 2003 er samlet. **C:** Dronefoto med markører for hvor prøve TVE 2004-TVE2011 er samlet. Kartet er produsert i ArcGIS Pro.

### Lokalitet 2, 6 og 7 – Rekdalshesten, Trolltinden og Storgrovfjellet

Fra lokalitet 2, 6 og 7 er det samlet inn totalt syv steinprøver (figur 4.13; tabell 4.1) av hovedfagstudent Bård Bugge (Institutt for geologi, UiB) i 2000. Prøvene RH-3A, RH-3B er samlet inn fra Rekdalshesten, prøvene TT-2A og TT-2B er samlet inn fra Trolltinden og prøvene SGF-1A, SGF-1B og SGF-1C fra Storgrovfjellet (tabell 4.1). Størrelse og nøyaktig posisjon til de prøvetatte flatene er ukjent. Prøvene ble preparert på Edward Brooks kosmolab ved Washington State University, Vancouver WA i 2001 og analysert med tandetron-AMS (Raisbeck et al., 1994) i Gif-sur-Yvette i 2002.

### Lokalitet 3 – Blåskjerdningen

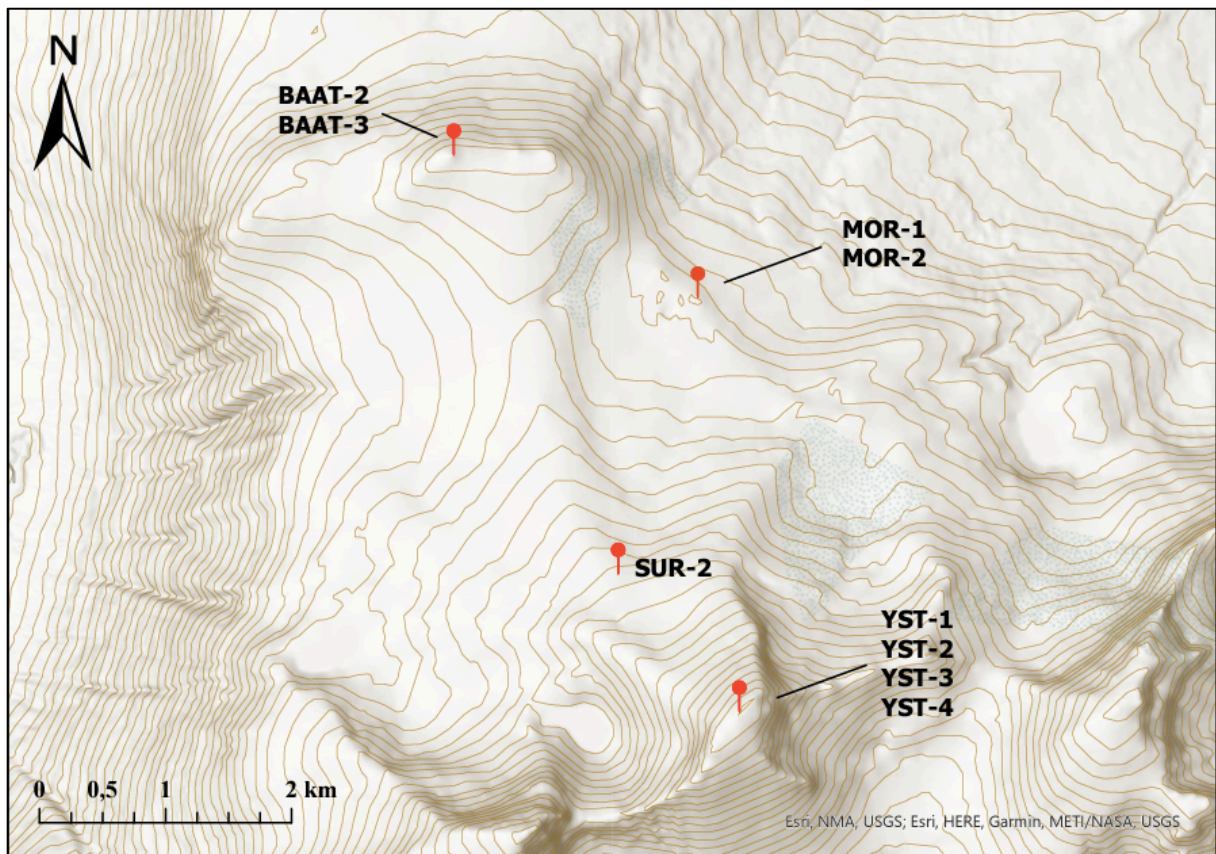
Under feltarbeidet i august 2020 ble det samlet inn tre steinprøver fra Blåskjerdningen (figur 4.1; figur 4.15A; tabell 4.1), med bistand fra Henriette Linge. Prøvene er hentet fra en kvartsåre i granittisk gneis. De ble brukt hammer og meisel for å ta ut prøvene (figur 4.15B). Det ble ikke målt skjerming, da prøveområdet ikke er påvirket av topografisk eller geometrisk skjerming. Prøvene ble markert BLÅ 2001, BLÅ 2002 og BLÅ 2003.



**Figur 4.15** *A: Oversiktsbilde over de tre prøvetatte blokkene tatt med drone, 37 m over overflaten. B: Blokkoverflaten til prøve BLÅ 2002, hvor det er fra hvor prøve BLÅ 2002 ble tatt ut med hammer og meisel.*

#### Lokalitet 4 og 5 - Båten og Ystetinden

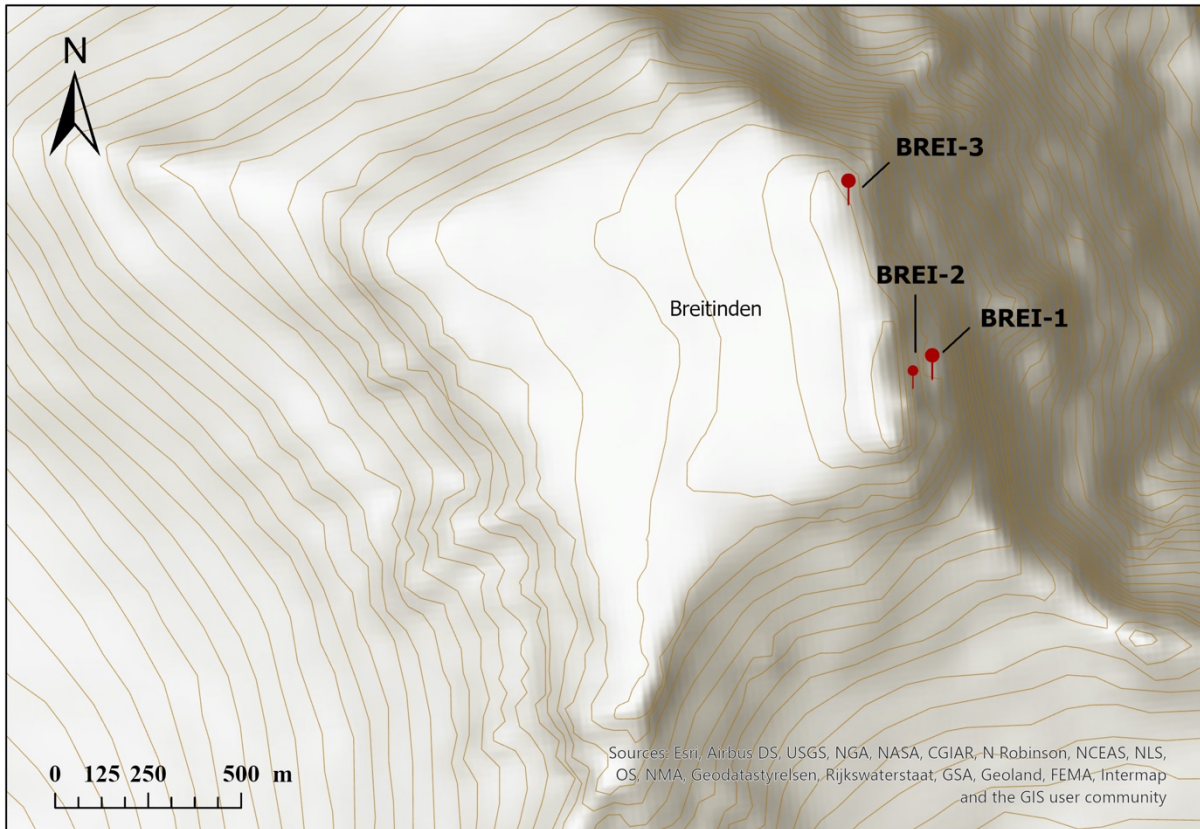
På lokalitet 4 og 5, samt området rundt, ble det samlet inn ti steinprøver (figur 4.16; tabell 4.1). Prøvene er antatt samlet i 2001-2002 av Matthew Hildreth og David Mickelson (University of Wisconsin) og Eiliv Larsen (NGU) i forbindelse med NORPAST-prosjektet. Fra Båten ble det samlet inn tre prøver, hvor kun to ble analysert med AMS. BÅT 2 er fra en flat blokk på 1,5 m (lengste akse) og BÅT 3 er også fra en flat blokk (ukjent størrelse) som hviler på en underliggende blokk av ukjent størrelse. Øst for Båten er det lokalisert en morenerygg, hvor det er samlet inn to steinprøver fra moreneblokker (figur 4.13, MOR-1 og MOR-2). Det ble også samlet prøvemateriale fra en flat blokk (2 x 1 m) lokalisert ved foten av Ystetinden (SUR-2). Fra topp-området til Ystetinden er det samlet inn fire prøver (YST 1-4). Det ble målt skjerming for både MOR-1, MOR-2 og SUR-2 (tabell 4.1). Prøvene ble preparert på Edward Brooks kosmolab ved Washington State University, Vancouver WA i 2002 og analysert med tandetron-AMS (Raisbeck et al., 1994) i Gif-sur-Yvette i 2003.



**Figur 4.16** Oversiktskart over de prøvetatte flatene på lokalitet 4, 5 og området mellom toppene. Kartet er produsert i ArcGIS Pro.

### Lokalitet 8 – Breitinden

Fra Breitinden ble det i 2017 samlet inn tre prøver (figur 4.9; tabell 4.1) fra blokker av granittisk gneis og aluminiumsilikatgneis (figur 4.17) (BREI-1, BREI-2, BREI-3). Prøvene ble samlet inn i 2017 av Paula Hilger ved Høgskulen på Vestlandet, Sogndal (i 2017 ved NGU). Dette i anledning skredhistorien til Mannen, med formål om å finne ut når isoverflaten ble senket nok til at alle fjelltoppene ble nunataker, samt hvor lenge permafrost kan ha eksistert. BREI-1 og BREI-2 er blitt analysert og gitt resultater, BREI-3 står i AMS-kø.



**Figur 4.17** Oversiktskartover plasseringen til de prøvetatte flatene på Breitinden. Kartet er produsert i ArcGIS Pro.

### Øvrige prøver – Gamlemsveten

Det ble samlet flere prøver fra fjellet Gamlemsveten av Heather Clark (Washington State University) og Edward Brook (da Washington State University, nå Oregon State University) i 1999. GM99-1 og GM99-2 er prøvetatt fra blokkhavsblokker eller eksponert berggrunn i granittisk gneis. Prøvene ble preparert på Edward Brooks kosmolab av Heather Clark og analysert med tandetron-AMS (Raisbeck et al., 1994) i Gif-sur-Yvette i 2000-2001.

**Tabell 4.1:** Felldata fra studieområdet, innsamlet av undertegnede, Henriette Linge, Bård Bugge, Paula Hilger, Matthew Hildreth, Dave Mickelson, Eilif Larsen, Edward Brook og Heather Clark. Prøvene ble samlet inn i 1999 (GM99), 2000 (RH, TT, SGF, BÅT, MOR, SUR, YST) 2017 (BREI) og 2020 (TVE og BLÅ). Felldata fra tidlig 2000-tallet er sparsom, det mangler blant annet nøyaktige opplysninger om posisjon, størrelse og materiale. Det er derfor gjort noen antagelser i denne tabellen.

Prøve-ID	Litologi	Type flate	Størrelse	Høyde (moh.)	Breddegrad (°N)	Lengdegrad (°Ø)	Topografisk skjerming	Prøvetykkelse (cm)
<b>Lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet</b>								
TVE 2001	Granittisk gneis	Bart fjell	-	749	62,554802	6,350415	1,0000	1,5
TVE 2002	Granittisk gneis	Glasialt transportert materiale	Blokk	737	62,555941	6,353680	1,0000	2,0
TVE 2003	Granittisk gneis	Glasialt transportert materiale	Blokk	737	62,556128	6,355473	1,0000	1,5
TVE 2004	Granittisk gneis	Glasialt transportert materiale	Blokk	742	62,557399	6,360965	1,0000	1,5
TVE 2005	Granittisk gneis	Glasialt transportert materiale	Blokk	742	62,557286	6,361637	1,0000	1,5
TVE 2006	Kvarts	Kvartsklast	Stein	742	62,557432	6,360806	1,0000	4,5
TVE 2007	Kvarts	Kvartsklast	Stein	742	62,557440	6,360767	1,0000	3,5
TVE 2008	Kvarts	Kvartsklast	Stein	742	62,557363	6,361435	1,0000	2,0
TVE 2009	Kvarts	Kvartsklast	Stein	743	62,557591	6,361123	1,0000	3,5
TVE 2010	Kvarts	Kvartsklast	Stein	742	62,557455	6,360610	1,0000	5,5
TVE 2011	Kvarts	Kvartsklast	Stein	740	62,557170	6,359740	1,0000	4,5
TVE 2012	Granittisk gneis	Bart fjell	-	541	62,552166	6,341213	1,0000	2,0
TVE 2013	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	747	62,555244	6,352419	1,0000	2,0
TVE 2014	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	748	62,555134	6,351845	1,0000	2,0
TVE 2015	Granittisk gneis	Glasialt transportert materiale	Blokk	748	62,555116	6,351380	1,0000	2,0
TVE 2016	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	356	62,555315	6,327855	1,0000	2,0
TVE 2017	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	355	62,555333	6,327834	1,0000	2,0
TVE 2018	Granittisk gneis	Flyttblokk	Blokk	469	62,552232	6,337607	1,0000	2,0
<b>Lokalitet 2 – Rekdalshesten</b>								
RH-3A	Granittisk gneis	Glasialt transportert materiale	Blokk	700	62,6333	6,733333	0,9996	2,0
RH-3B	Granittisk gneis	Glasialt transportert materiale	Blokk	700	62,6333	6,733333	0,9996	2,0
<b>Lokalitet 3 – Blåskjerdningen</b>								
BLÅ2001	Kvarts	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1057	62,595179	6,734227	1,0000	2,0
BLÅ2002	Kvarts	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1057	62,595149	6,734093	1,0000	3,0
BLÅ2003	Kvarts	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1056	62,595095	6,734039	1,0000	1,7
<b>Lokalitet 4 – Båten</b>								
BÅT-2	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	817	62,595862	6,971948	1,0000	3,0
BÅT-3	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	814	62,595862	6,971948	1,0000	2,0
<b>Morenerygg øst for Båten</b>								
MOR-1	Ukjent	Glasialt transportert materiale	Blokk	670	62,591175	6,989349	1,0000	2,0
MOR-2	Ukjent	Glasialt transportert materiale	Blokk	670	62,591175	6,989349	1,0000	3,0
<b>Blokk ved Ystetinden</b>								
SUR-1	Granittisk gneis	Glasialt transportert materiale	Blokk	894	62,582114	6,983672	1,0000	1,0

*Fortsettelse neste side*

Prøve-ID	Litologi	Type flate	Størrelse	Høyde (moh.)	Breddegrad (°N)	Lengdegrad (°Ø)	Topografisk skjerming	Prøvetykkelse (cm)
<b>Lokalitet 5 – Ystetinden</b>								
YST-1	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1160	62,577596	6,992311	1,0000	7,0
YST-2	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1157	62,577596	6,992311	1,0000	7,0
YST-3	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1153	62,577596	6,992311	1,0000	7,0
YST-4	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1160	62,577596	6,992311	1,0000	10
<b>Lokalitet 6 – Trolltinden</b>								
TT-2A	Gabbro	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1135	62,5333	7,283333	0,999	2,0
TT-2B	Gabbro	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1135	62,5333	7,283333	0,999	2,0
<b>Lokalitet 7 – Storgrovfjellet</b>								
SGF-1A	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1610	62,4667	7,716666	0,9996	2,0
SGF-1B	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1610	62,4667	7,716666	0,9996	2,0
SGF-1C	Granittisk gneis	Oppsprukken berggrunn	Blokk	1610	62,4667	7,716666	0,9996	2,0
<b>Lokalitet 8 – Breitinden</b>								
BREI-01	Granittisk gneis	Bart fjell	-	1797	62,46231	7,752336	0,995	2,0
BREI-02	Granittisk gneis	Bart fjell	-	1793	62,46221	7,751874	0,9866	4,0
BREI-03	Granittisk gneis	Bart fjell	-	1774	62,46426	7,750314	0,9994	2,0
<b>Gamlemsveten</b>								
GM99-1	Granittisk gneis	Bart fjell	-	790	62,578081	6,315847	1,0	2,0
GM99-2	Granittisk gneis	Bart fjell	-	790	62,578081	6,315847	1,0	2,0



### 4.3.2 EKSPONERINGSALDRE

Det er beregnet både  $^{10}\text{Be}$ - og  $^{26}\text{Al}$ -aldre fra prøvetatte flater i studieområdet. Beregningene er gjort med den nettbaserte kalkulatoren iceTEA («Tools for Exposure Ages»), hvor verktøyene *Calculate & Plot Ages* og *Correct for Elevation Change* er brukt (Jones et al., 2019). Alle prøvene er analysert for  $^{10}\text{Be}$ , men kun åtte prøver har blitt analysert for  $^{26}\text{Al}$ . Resultatene fra  $^{10}\text{Be}$ - og  $^{26}\text{Al}$ -analysene er presentert i tabell 4.2.

**Tabell 4.2:**  $^{10}\text{Be}$ - og  $^{26}\text{Al}$ -aldre, beregnet ved bruk av det nettbaserte eksponeringsdateringsverktøyet iceTEA (Jones et al., 2019). Det er benyttet skaleringsmodell LSDn fra Lifton et al. (2014) og global produksjonsrate (Borchers et al., 2016). Usikkerhet tilknyttet den beregnede alderen er systematisk usikkerhet (oppført i parentes) og analytisk usikkerhet.

Prøve-ID	Høyde (moh.)	$^{10}\text{Be}$ -konsentrasjon (atom/g x $10^4$ )	Beregnet $^{10}\text{Be}$ -alder (ka)	$^{26}\text{Al}$ -konsentrasjon (atom/g x $10^4$ )	Beregnet $^{26}\text{Al}$ -alder (ka)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ forholdstall
<b>Lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet</b>						
TVE 2001	749	54,4±1,0	63,3±1,3 (5,1)	376,97±7,8	61,4±1,3 (6,9)	6,9±0,2
TVE 2002	737	32,8±0,7	38,5±0,8 (3,2)	-	-	-
TVE 2003	737	35,7±0,9	41,8±1,1 (3,5)	-	-	-
TVE 2004	742	13,3±0,4	15,4±0,5 (1,3)	-	-	-
TVE 2005	742	15,1±0,6	17,5±0,6 (1,6)	-	-	-
TVE 2006	742	71,2±1,0	86,1±1,4 (7,0)	-	-	-
TVE 2007	742	66,6±1,0	79,6±1,3 (4,4)	-	-	-
TVE 2008	742	75,2±1,3	89,0±1,6 (7,3)	5052,2±10,0	84,0±1,8 (9,5)	6,7±0,2
TVE 2009	743	67,3±1,1	80,4±1,4 (6,5)	-	-	-
TVE 2010	742	12,2±1,4	151,2±2,0 (12,3)	-	-	-
TVE 2011	740	13,3±0,5	15,8±0,6 (1,4)	-	-	-
TVE 2012	541	11,5±0,4	16,0±0,6(1,4)	814,9±3,5	15,7±0,6 (1,8)	7,1±0,4
TVE 2013	747	-	-	-	-	-
TVE 2014	748	-	-	-	-	-
TVE 2015	748	-	-	-	-	-
TVE 2016	356	-	-	-	-	-
TVE 2017	355	-	-	-	-	-
TVE 2018	469	-	-	-	-	-
<b>Lokalitet 2 – Rekdalshesten</b>						
RH-3A	700	35,6±2,4	43,3±3,1(4,5)	-	-	-
RH-3B	700	33,4±1,97	40,5±2,4(4,0)	-	-	-
<b>Lokalitet 3 – Blåskjerdningen</b>						
BLÅ 2001	1057	91,9±1,3	82,7 ±1,3(6,6)	640,5±14,2	81,3±1,9 (9,3)	7,0±0,2
BLÅ 2002	1057	102,7± 1,4	93,5 ±1,4(7,5)	697,8±12,2	89,8±1,7 (10,2)	6,8±0,2
BLÅ 2003	1056	107,9± 1,5	97,7 ±1,5(7,9)	739,4± 13,4	94,3±1,9 (10,7)	6,9±0,2

*Fortsettelse neste side*

Prøve-ID	Høyde (moh.)	<sup>10</sup> Be-konsentrasjon (atom/g x 10 <sup>4</sup> )	Beregnet <sup>10</sup> Be-alder (ka)	<sup>26</sup> Al-konsentrasjon (atom/g x 10 <sup>4</sup> )	Beregnet <sup>26</sup> Al-alder (ka)	<sup>26</sup> Al/ <sup>10</sup> Be forholdstall
<b>Lokalitet 4 – Båten</b>						
BÅT-2	817	55,6±4,6	61,5±5,2 (7,1)	-	-	-
BÅT-3	814	45,4±4,7	49,9± 5,3 (6,6)	-	-	-
<b>Morenerygg øst for Båten</b>						
MOR-1	670	15,7±2,9	19,5±3,6 (3,9)	-	-	-
MOR-2	670	13,7±1,9	17,2±2,4 (2,7)	-	-	-
<b>Blokk ved Ystetinden</b>						
SUR-1	894	19,5±1,8	19,6±1,8 (2,4)	-	-	-
<b>Lokalitet 5 – Ystetinden</b>						
YST-1	1160	55,6±4,7	47,1±4,1 (5,5)	-	-	-
YST-2	1157	44,4±3,8	37,6±3,3 (4,4)	-	-	-
YST-3	1153	37,6±3,3	31,9±2,8 (3,8)	-	-	-
YST-4	1160	49,5±3,7	43,0±3,3 (4,7)	-	-	-
<b>Lokalitet 6 – Trolltinden</b>						
TT-2A	1135	41,7±2,5	34,5±2,1 (3,4)	-	-	-
TT-2B	1135	44,7±2,8	37,1±2,3 (3,7)	-	-	-
<b>Lokalitet 7 – Storgrovfjellet</b>						
SGF-1A	1610	51,2±2,99	28,5±1,7 (2,8)	-	-	-
SGF-1B	1610	55,1±3,2	30,7±1,8 (3,0)	-	-	-
SGF-1C	1610	50,6±3,3	28,2± 1,9 (2,9)	-	-	-
<b>Lokalitet 8 – Breitinden</b>						
BREI-01	1797	157,2±1,8	76,6±0,9 (6,2)	832,8±18,8	57,1±1,3 (6,4)	5,3±0,1
BREI-02	1793	36,2±1,1561	17,8±0,6 (1,5)	216,4±8,8	14,9±0,6 (1,7)	6,0±0,3
BREI-03	-	-	-	-	-	-
<b>Gamlemsveten</b>						
GM99-1	790	80,1±5,8	90,8±6,7(9,8)	-	-	-
GM99-2	790	61,2±4,2	69,0±4,8(7,3)	-	-	-

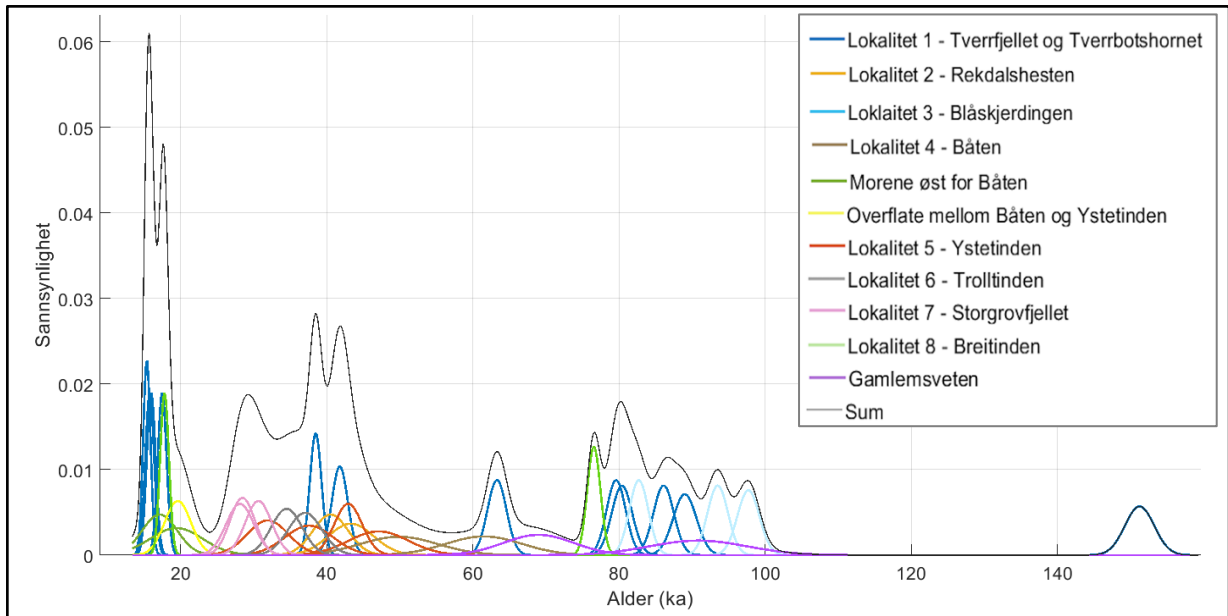
### 4.3.3 DATAPRESENTASJON

For å presentere resultatene fra  $^{26}\text{Al}$ - og  $^{10}\text{Be}$ -analysene er det produsert tre forskjellige plott: kjernetetthetsestimater, høyde-alder plott og paret nuklidediagram. Diagrammene er produsert for å få oversikt over de beregnede  $^{10}\text{Be}$ -aldrene i studieområdet og for å analysere forholdet mellom de to nuklidene.

#### 4.3.3.1 KJERNETETTHETSESTIMAT OG HØYDE-ALDER PLOT

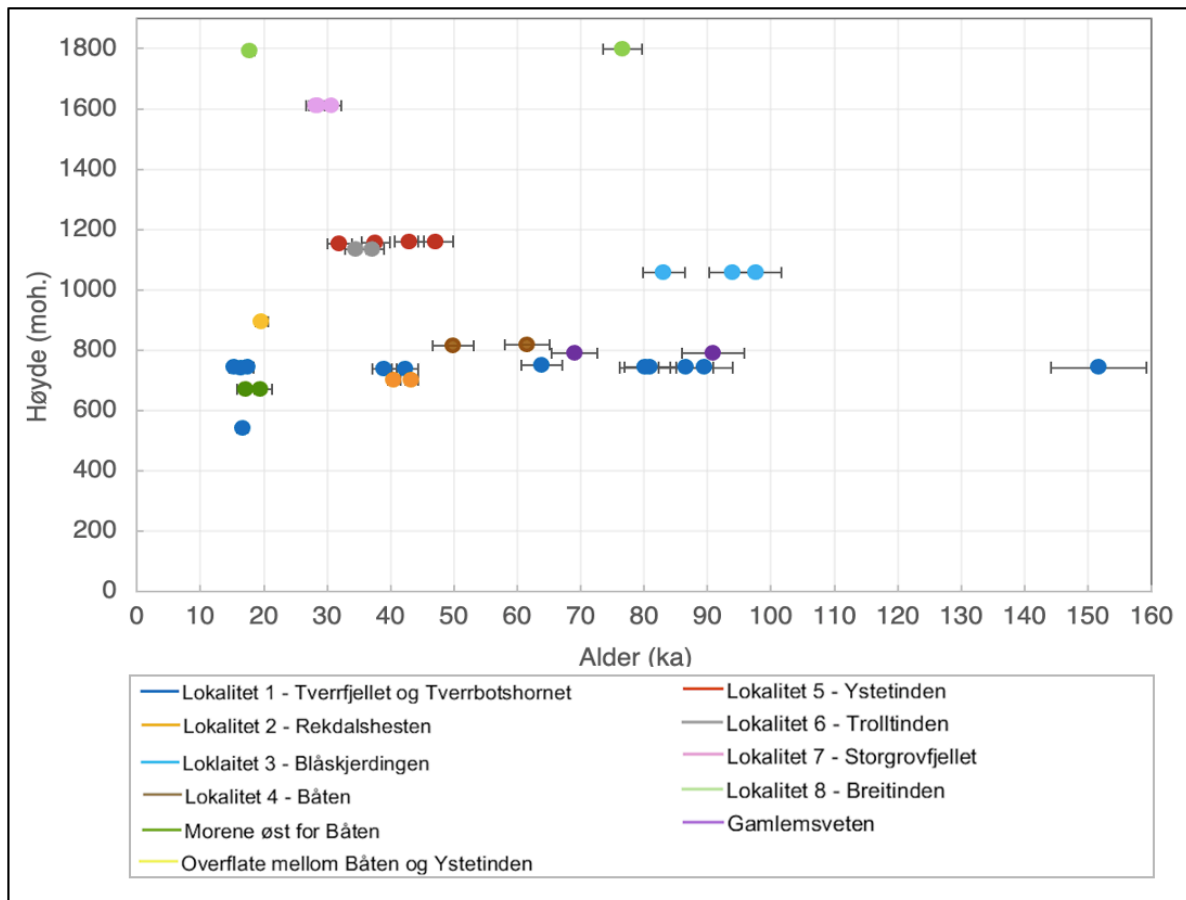
MATLAB-koden utviklet av Balco (2001) er brukt til å fremstille de beregnede  $^{10}\text{Be}$ -aldrene (tabell 4.2) og den analytiske usikkerheten i et kjernetetthetsestimater. Kjernetetthetsestimaterne er en grafisk fremstilling av de analytiske resultatene og er nyttig når man skal vurdere større datasett fra et område. De beregnede aldrene er normalfordelt (gaussisk fordeling), hvor de i kjernetetthetsestimaterne fremstilles som kurver. Her vil aldrenes usikkerhet (sigma 1) avgjøre størrelse og fasongen til kurven, basert på analysens presisjon. En smal og høy kurve fremstiller en alder med liten usikkerhet, og en bred, lang kurve fremstiller en alder med stor usikkerhet. Summeringskurven baserer seg på fordelingen og usikkerhetene fra de andre kurvene i estimatet, og kan ha en eller flere toppe. Et kjernetetthetsestimater med kun en enkel topp tilsvarer høy sannsynlighet for at  $^{10}\text{Be}$ -alderen indikerer en enkelthendelse. Har summeringskurven flere toppe, hvor usikkerheten ikke overlapper, kan det tilsvare forskjellige hendelsesforløp eller ulik historie (Balco, 2011). I kjernetetthetsestimateret er det også en tilhørende summeringskurve, som representerer alle aldrene som inngår i plottet.

Fra studieområdet er det beregnet 35  $^{10}\text{Be}$ -aldre, hvor alle er vist i figur 4.18. Det er et stort spenn i aldrene, fra  $15,4 \pm 0,5$  ka til  $151,2 \pm 2,0$  ka (figur 4.18; tabell 4.2). De yngste aldrene fra området kan vurderes som potensielle aldre for deglasiasjon, hvor resten av aldrene blir vurdert som tilsynelatende. For AMS-data fra tidlig 2000-tallet er den analytiske presisjonen typisk lavere enn for analyser utført etter 2006. Dette skyldes i hovedsak at praksis ved Tandetron-laboratoriet i Gif-sur-Yvette var å legge til 5% analytisk usikkerhet basert på instrumentets stabilitet over lengre tid.



**Figur 4.18:** Kjernetetthetsestimater for alle 35  $^{10}\text{Be}$ -aldre fra studieområdet (tabell 4.2) og den summerte kurven, med et aldersspenn fra  $15,4 \pm 0,5$  til  $151,2 \pm 2,0$  ka.

I høyde-alder-plottet visualiseres  $^{10}\text{Be}$ -aldrene i henhold til høyde (figur 4.19). For glasialt eroderte flater er det forventet at de høyeste aldrene skal forekomme på de høystliggende lokalitetene, da det sannsynligvis først ble isfritt i høyden.

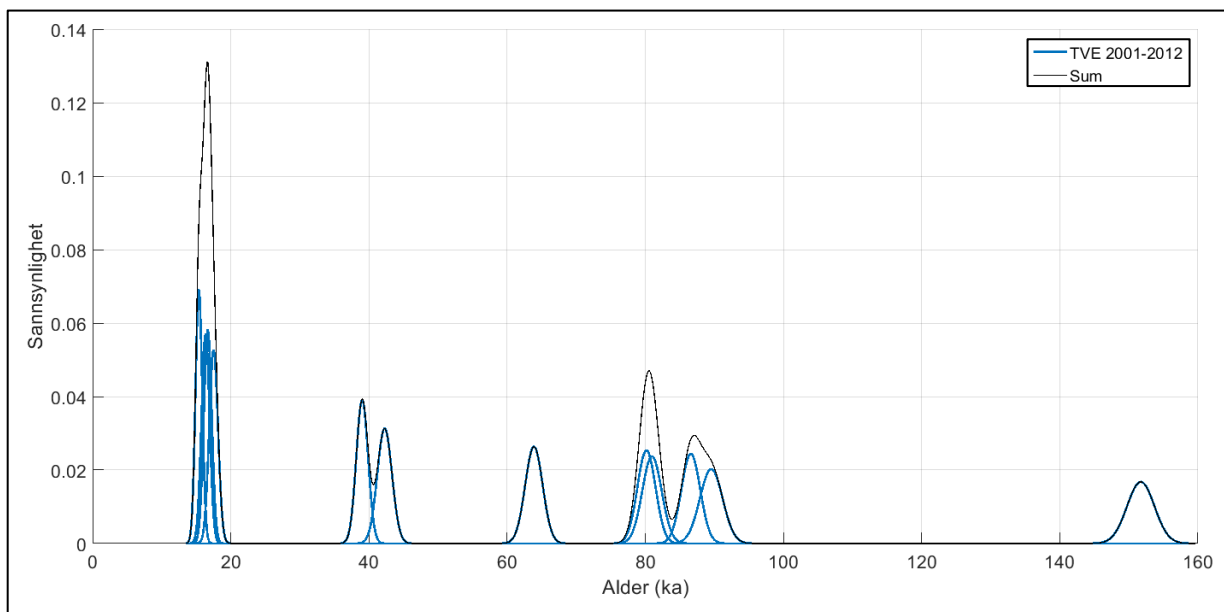


**Figur 4.19:** Høyde-alder-plot som presenterer høydefordelingen av alle de 35  $^{10}\text{Be}$ -aldrene.

### Lokalitet 1 – Tverrbotshornet og Tverrfjellet

Kjernetetthetsestimater for lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet (figur 4.20) viser stor spredning i  $^{10}\text{Be}$ -alder. Fra topp-området på Tverrfjellet (740–743 moh.) gir prøvene fra strukturmarken høye aldre, på  $86,6 \pm 1,4$ ,  $79,6 \pm 1,3$ ,  $89,0 \pm 1,6$ ,  $80,4 \pm 1,4$  og  $151,2 \pm 2,0$  ka (TVE 2006–TVE2010) og en lavere alder på  $16,0 \pm 0,6$  ka (TVE 2011). Det er prøvetatt fire glasialt transporterte blokker fra topp-området hvor TVE 2002 er beregnet til  $38,5 \pm 0,8$  ka, TVE 2003 til  $41,8 \pm 1,1$  ka, TVE 2004 til  $15,4 \pm 0,5$  ka og TVE 2005  $17,5 \pm 0,6$  ka. De eksponerte bergrunnsflatene på lokalitetene gir stor spredning i alder, med en beregnet  $^{10}\text{Be}$ -alder på  $63,3 \pm 1,3$  ka (TVE 2001) og  $16,0 \pm 0,6$  (TVE 2012). TVE 2012 ligger ca. 200 moh. lavere enn TVE 2001.

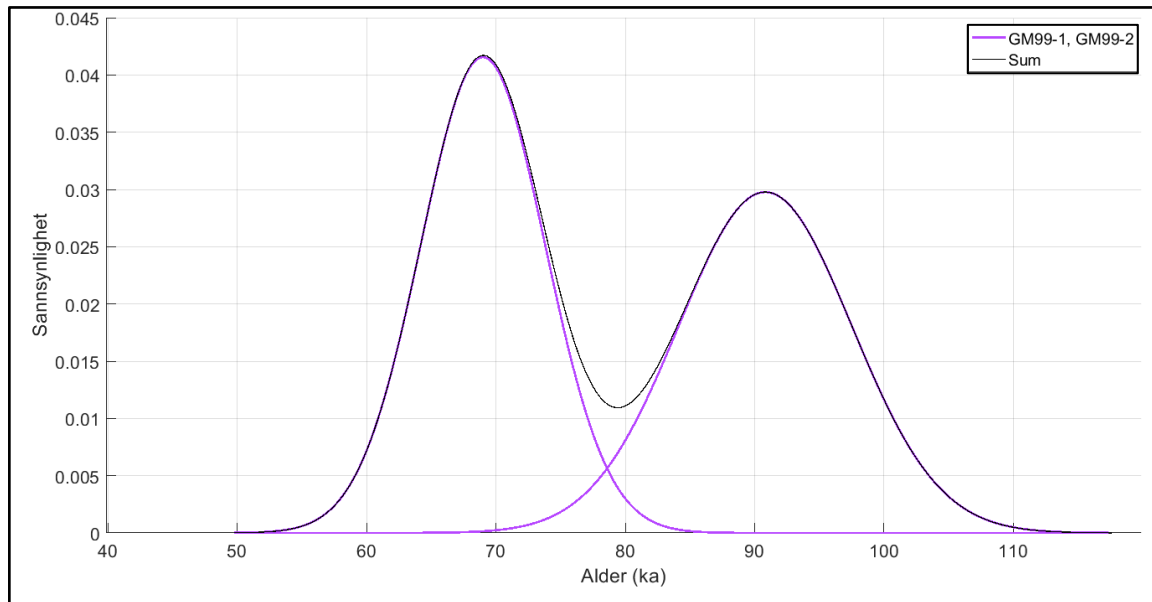
TVE 2004 ( $15,4 \pm 0,5$  ka), TVE 2005 ( $17,5 \pm 0,6$  ka), TVE 2011 ( $15,8 \pm 0,6$  ka) og TVE 2012 ( $16,0 \pm 0,6$  ka) gir alle relativt lave, reelle aldre og kan vurderes som potensielle aldre for deglasiasjon hvor det er nødvendig å korrigere for landheving. Lave, reelle aldre vil videre bli definert som *eksponeringsaldrer*, og resterende aldre presenteres som *tilsynelatende* aldre med en kompleks historie med gjentatt eksponering, overdekking og erosjon.



**Figur 4.20:** Kjernetetthetsestimater for 12  $^{10}\text{Be}$ -aldrer fra lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet (tabell. 4.2).

## Gamlemsveten

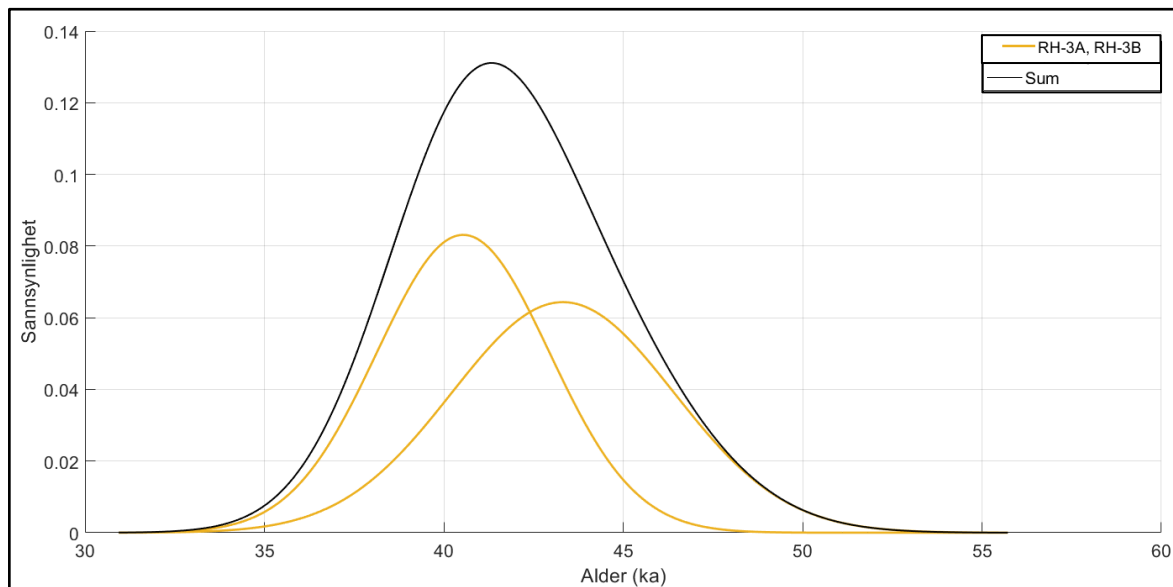
Kjernetetthetsestimatet (4.21) viser to  $^{10}\text{Be}$ -aldre fra fjellet Gamlemsveten (790 moh.) i Ålesund kommune (figur 2.1). Prøvene er beregnet til  $90,8 \pm 6,7$  ka (GM99-1) og  $69,0 \pm 4,8$  ka (GM99-2), og presenteres videre som tilsynelatende aldre med kompleks historie med gjentatt eksponering, overdekking og erosjon.



Figur 4.21: Kjernetetthetsestimat for Gamlemsveten (tabell. 4.2).

## Lokalitet 2 – Rekdalshesten

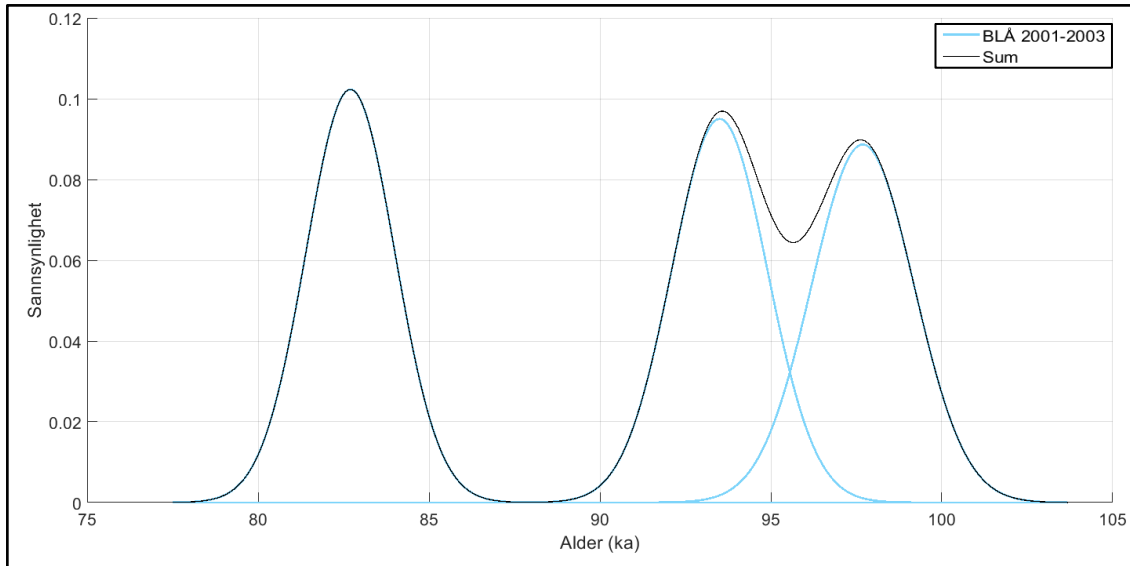
Kjernetetthetsestimatet fra lokalitet 2 – Rekdalshesten (figur 4.22) viser to  $^{10}\text{Be}$ -aldre som overlapper, på  $43,3 \pm 3,1$  ka (RH-3A) og  $40,5 \pm 2,4$  ka (RH-3B). De estimerte eksponeringsaldrene anses som tilsynelatende aldre, med kompleks historie med gjentatt eksponering, overdekking og erosjon.



Figur 4.22: Kjernetetthetsestimat for  $^{10}\text{Be}$ -aldre fra lokalitet 2 – Rekdalshesten (tabell. 4.2), med tilsynelatende aldre på  $43,3 \pm 3,1$  ka og  $40,5 \pm 2,4$  ka.

### Lokalitet 3 – Blåskjerdingen

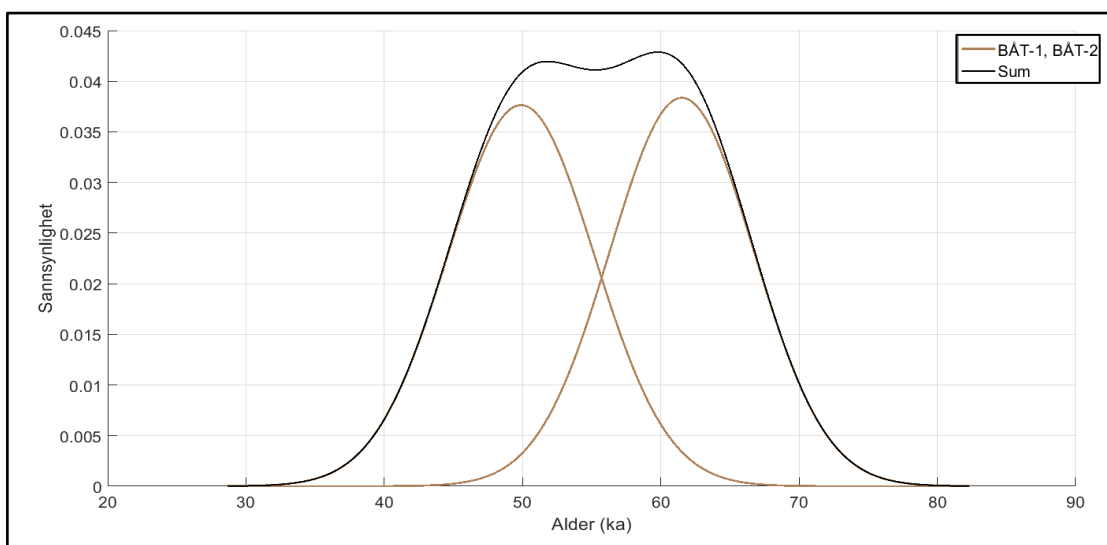
Kjernetetthetsestimaterne fra lokalitet 3 – Blåskjerdingen (figur 4.23) viser  $^{10}\text{Be}$ -aldre på  $82,7 \pm 1,3$  ka (BLÅ 2001),  $93,4 \pm 1,4$  ka (BLÅ 2002) og  $97,7 \pm 1,5$  ka (BLÅ 2003). Aldrene har en høy aldersfordeling, med en gruppering imellom  $\sim 80$ – $100$  ka uten overlapp mellom aldre. De høye aldre tilknyttet lokaliteten anses å tilhøre en kompleks historie med gjentatt eksponering, overdekking og erosjon, hvor de estimerte eksponeringsaldrene anses som tilsynelatende aldre.



**Figur 4.23:** Kjernetetthetsestimater for  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra lokalitet 3 – Blåskjerdingen (tabell. 4.2), med tilsynelatende aldre på  $82,7 \pm 1,3$  ka,  $93,4 \pm 1,4$  ka og  $97,7 \pm 1,5$  ka.

### Lokalitet 4 – Båten

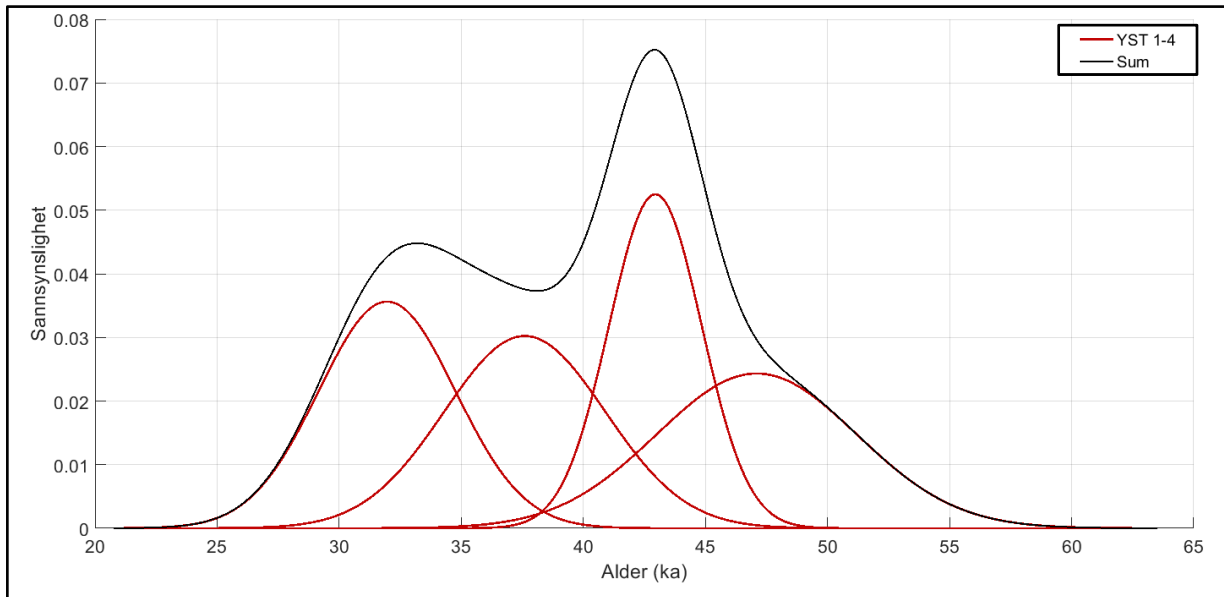
Kjernetetthetsestimaterne viser spredning i  $^{10}\text{Be}$ -aldre fra lokalitet 4 – Båten (figur 4.24). BÅT-2 har en beregnet  $^{10}\text{Be}$ -alder på  $61,5 \pm 5,2$  ka og BÅT-3 på  $49,9 \pm 5,3$  ka. De estimerte eksponeringsaldrene anses som tilsynelatende aldre, med kompleks historie med gjentatt eksponering, overdekking og erosjon.



**Figur 4.24:** Kjernetetthetsestimater for  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra lokalitet 4 – Båten (tabell. 4.2), med tilsynelatende aldre på  $61,5 \pm 5,2$  ka og  $49,9 \pm 5,3$  ka.

## Lokalitet 5 – Ystetinden

Kjernetetthetsestimater (figur 4.25) viser fire  $^{10}\text{Be}$ -aldre fra lokalitet 5 – Ystetinden som er relativt spredt og spenner fra ~30–50 ka. Aldrene er beregnet til  $47,1 \pm 4,1$  ka (YST-1),  $37,6 \pm 3,3$  ka (YST-2),  $31,9 \pm 2,8$  (YST-3) og  $43,0 \pm 3,3$  (YST-4) og anses som tilsynelatende aldre, med kompleks historie med gjentatt eksponering, overdekking og erosjon. Ystetinden og Båten har begge flater med stor variasjon i alder, som har vært eksponert betydelig lengre enn flatene prøvetatt ved lavere høyde i samme område, som MOR-1, MOR-2 og SUR-1 (figur 4.26).

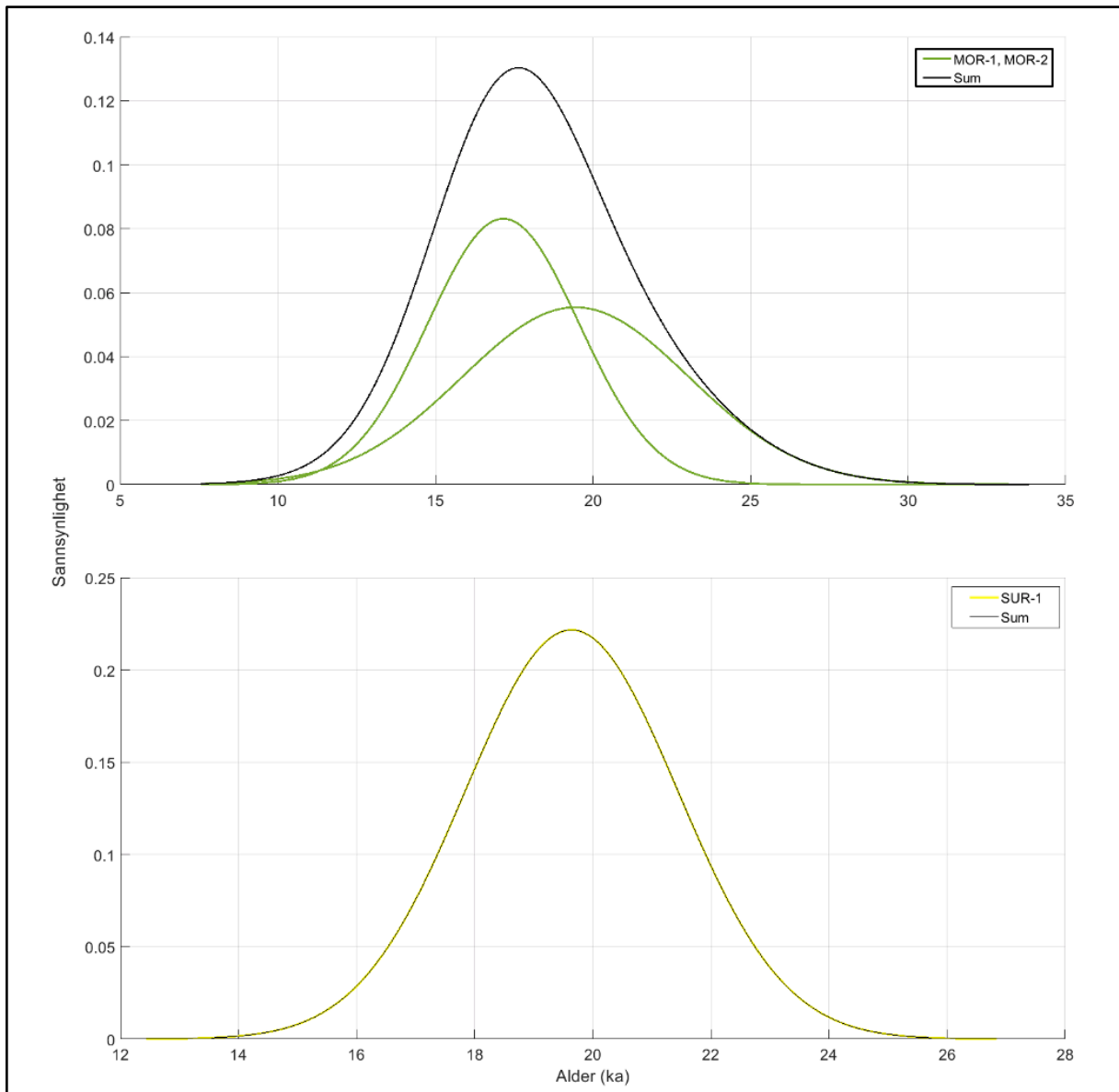


**Figur 4.25:** Kjernetetthetsestimater for  $^{10}\text{Be}$ -aldre fra lokalitet 5 – Ystetinden (tabell. 4.2), med tilsynelatende aldre på  $47,1 \pm 4,1$  ka,  $37,6 \pm 3,3$  ka,  $31,9 \pm 2,8$  og  $43,0 \pm 3,3$  ka.



### Morenerygg øst for Båten og blokk nedenfor Ystetinden

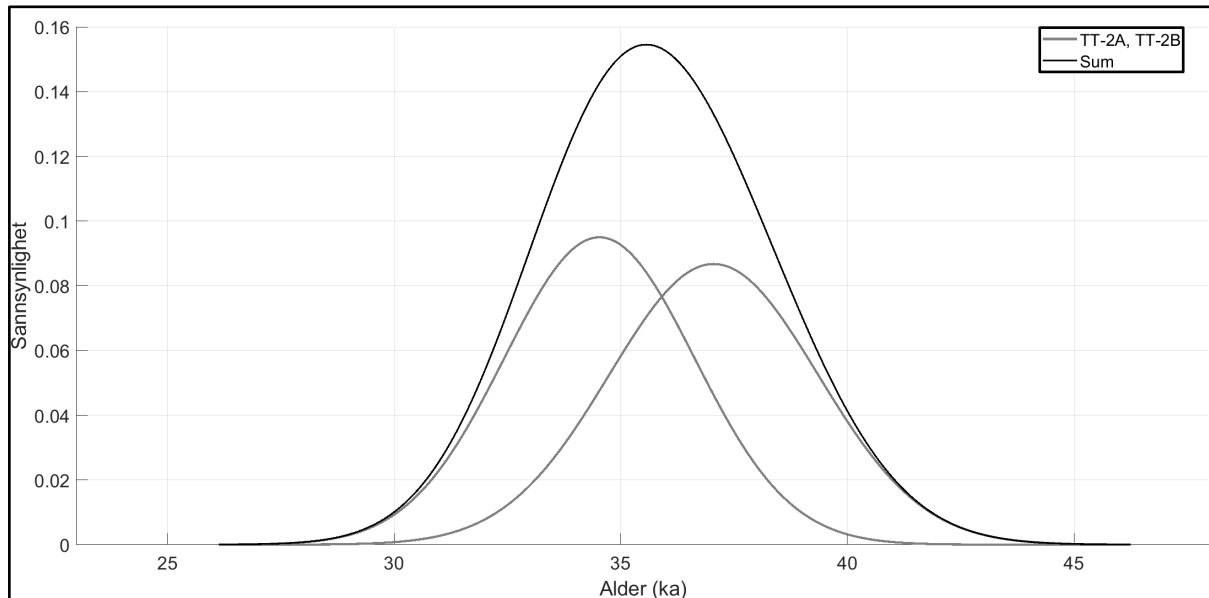
Kjernetetthetsestimater (4.26) viser  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra en morenerygg lokalisert øst for Båten og en prøvetatt blokk nedenfor Ystetinden. Moreneryggen kan tolkes som en sidemorene og har en beregnet alder på  $19,5 \pm 3,6$  ka (MOR-1) og  $17,2 \pm 2,4$  ka (MOR-2).  $^{10}\text{Be}$ -alderen til den prøvetatte blokken nedenfor Ystetinden er beregnet til  $19,6 \pm 1,8$  ka (SUR-1). Alle aldrene er relativt lave og kan vurderes som potensielle eksponeringsaldre for deglasiasjon, hvor det er nødvendig å korrigere for landheving.



**Figur 4.26:** Kjernetetthetsestimater for  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra morenen øst for Båten og blokken ved foten av Ystetinden (tabell. 4.2), med eksponeringsaldre på  $19,5 \pm 3,6$  ka,  $17,2 \pm 2,4$  ka og  $19,6 \pm 1,8$  ka.

### Lokalitet 6 – Trolltinden

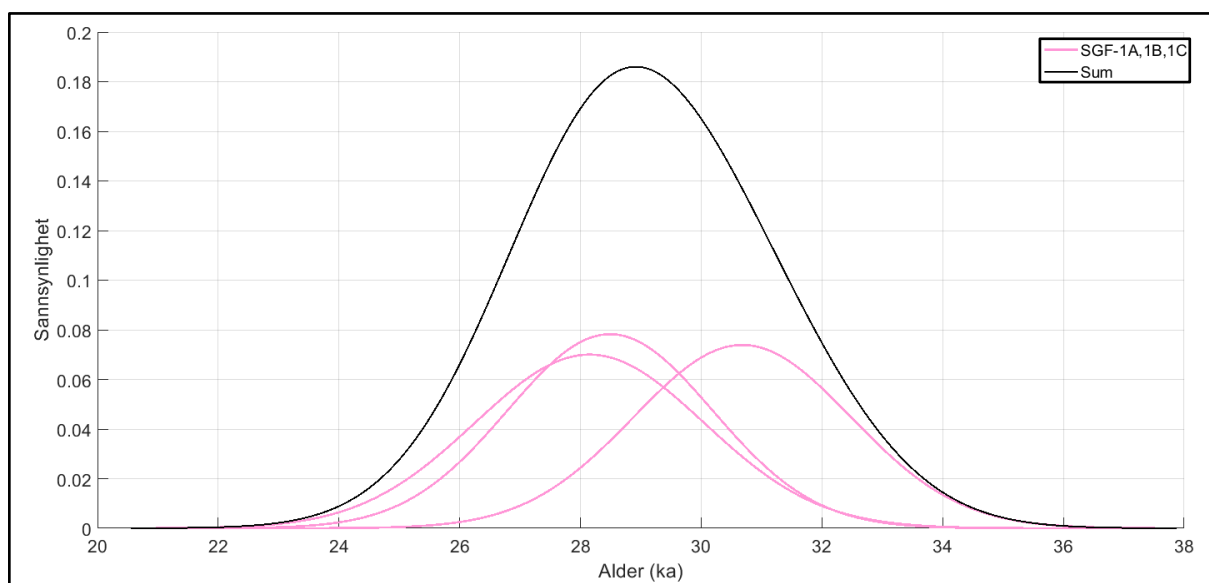
Kjernetetthetsestimater fra lokalitet 6 – Trolltinden (figur 4.27) viser to  $^{10}\text{Be}$ -aldre som overlapper og er beregnet til  $34,5 \pm 2,1$  ka (TT-2A) og  $37,1 \pm 2,3$  ka (TT-2B). De estimerte eksponeringsaldrene anses som tilsynelatende aldre, med kompleks historie med gjentatt eksponering, overdekning og erosjon.



**Figur 4.27:** Kjernetetthetsestimater for  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra lokalitet 6 – Trolltinden (tabell. 4.2), med tilsynelatende aldre på  $34,5 \pm 2,1$  ka og  $37,1 \pm 2,3$  ka

### Lokalitet 7 – Storgrovfjellet

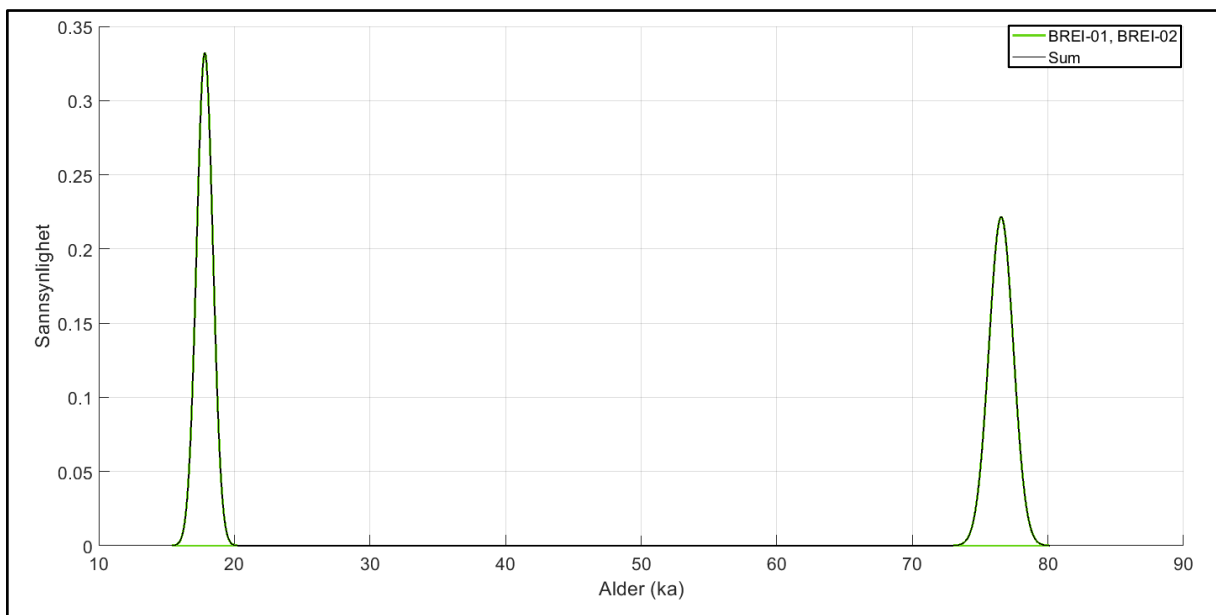
Kjernetetthetsestimater fra lokalitet 7 – Storgrovfjellet (figur 4.28) viser tre overlappende  $^{10}\text{Be}$ -aldre, beregnet til  $28,5 \pm 1,7$  ka (SGF-1A),  $30,7 \pm 1,8$  ka (SGF-1B) og  $28,2 \pm 1,9$  ka (SGF-1C). Aldrene fra lokaliteten er relativt lave sammenlignet med mange av de andre aldrer beregnet fra studieområdet. Aldrene anses likevel som tilsynelatende aldre, da de er eldre enn siste istids maksimum for omtrent 20 ka (Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2011; 2019).



**Figur 4.28:** Kjernetetthetsestimater for  $^{10}\text{Be}$ -aldre fra lokalitet 7 – Storgrovfjellet (tabell. 4.2), med tilsynelatende aldre på  $28,5 \pm 1,7$  ka,  $30,7 \pm 1,8$  ka og  $28,2 \pm 1,9$  ka.

## Lokalitet 8 – Breitinden

Kjernetetthetsestimatet (figur 4.29) viser to beregnede  $^{10}\text{Be}$ -aldre fra lokalitet 8 – Breitinden. Det er svært stor spredning i aldrene, som er beregnet til  $76,6 \pm 0,9$  ka (BREI-01) og  $17,8 \pm 0,6$  ka (BREI-02). BREI-02 har en relativt lav alder, men anses ikke som en eksponeringsalder på grunn av lokalitetenes beliggenhet og høyde. Den lave alderen kan være et resultat av plukking, hvor øvre del av berggrunnen med høyest andel kosmogene nuklider har blitt fjernet. De estimerte eksponeringsaldrene anses derfor begge som tilsynelatende aldre, med kompleks historie med gjentatt eksponering, overdekking og erosjon. Det lave  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  forholdet til prøvene ( $5,3 \pm 0,1$  og  $6,0 \pm 0,3$ ), som faller under produksjonsforholdet på  $7,3 \pm 0,3$  (Corbett et al., 2017; Halsted et al., 2021) støtter en kompleks eksponeringshistorie.



**Figur 4.29:** Kjernetetthetsestimat for  $^{10}\text{Be}$ -aldre fra lokalitet 8 – Breitinden (tabell. 4.2), med tilsynelatende aldre på  $76,6 \pm 0,9$  ka og  $17,8 \pm 0,6$  ka.

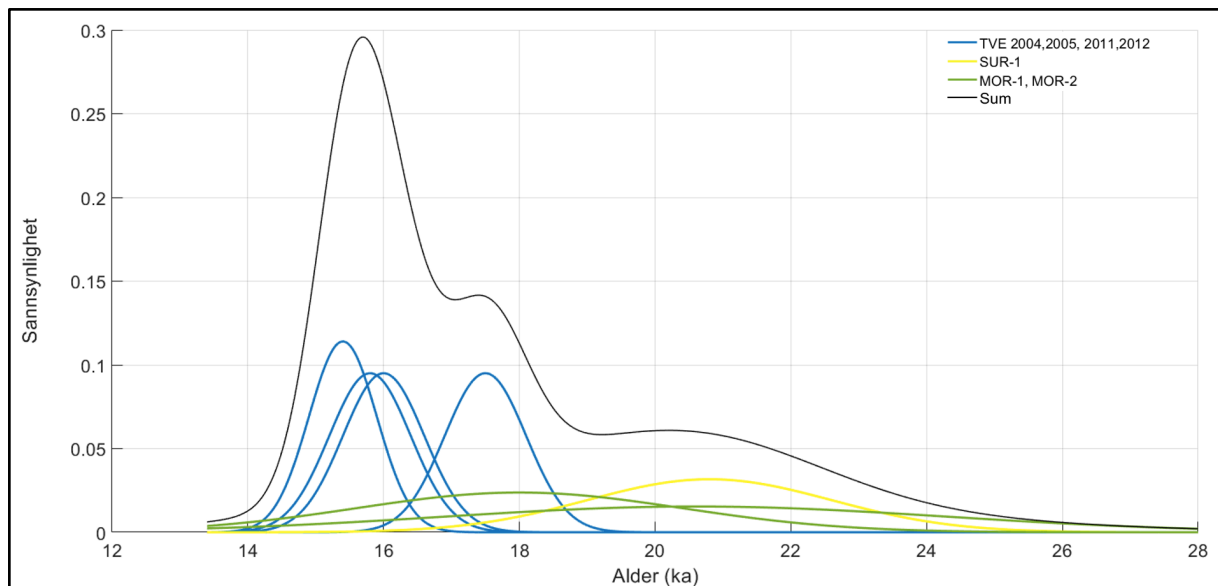
### 4.3.3.2 LANDHEVINGSKORREKSJON

Ved bruk av verktøyet *Correct for Elevation Change*, har eksponeringsaldrene fra studieområdet blitt korrigert for landheving (tabell 4.3). Det gjelder TVE 2004, TVE 2005, TVE 2011, TVE 2012, MOR-1, MOR-2 og SUR-1, hvor alle aldrene kan vurderes som eksponeringsalder knyttet til deglasiasjon (figur 4.30). Ved korreksjon for landheving blir eksponeringsaldrene 300–1100 år eldre enn de ukorrigerede eksponeringsdateringene (tabell 4.3), som et resultat av endring i stedsspesifikk produksjonsrate for de prøvetatte lokalitetene.

**Tabell 4.3:**  $^{10}\text{Be}$ -eksponeringsaldre korrigert for landheving ved bruk av kalkulatoren Correct for Elevation Change i det nettbaserte eksponeringsdateringsverktøyet iceTEA (Jones et al, 2019). Det er benyttet skaleringsmodell LSDn fra Lifton et al. (2014), GIA-modell (glacial isostatic adjustment) og ICE-6G for justering av produksjonsrate som følge av landheving (Peltier et al., 2015). Systematisk usikkerhet er markert i parentes og analytisk uten. GTM = glasialt transportert materiale.

Prøve-ID	ICE-model	Høyde (moh.)	Korrigert høyde (moh.)	Ukorrigert beregnet $^{10}\text{Be}$ -alder (ka)	Korrigert beregnet $^{10}\text{Be}$ -alder (ka)	Flate
TVE 2004	I6G	742	716	15,4±0,5(1,3)	15,7± 0,5(1,4)	GTM
TVE 2005	I6G	742	704	17,5±0,6(1,6)	18,1±0,6 (1,7)	GTM
TVE 2011	I6G	740	711	15,8±0,6(1,4)	16,2±0,6(1,5)	Kvartsklast
TVE 2012	I6G	541	511	16,0±0,6 (1,4)	16,5±0,6 (1,4)	Bart fjell
MOR-1	I6G	670	605	19,5±3,7 (3,9)	20,6± 3,7 (4,5)	GTM
MOR-2	I6G	670	618	17,2±2,4 (2,7)	18,0± 2,4 (3,1)	GTM
SUR-1	I6G	894	828	19,6±1,8 (2,4)	20,8±1,8 (2,7)	GTM

TVE 2004, TVE2005 og TVE 2011 tilhører topp-området til lokalitet 1, og har en korrigert eksponeringsalder på  $15,7 \pm 0,5$  ka,  $18,1 \pm 0,6$  ka og  $16,2 \pm 0,6$  ka. TVE 2012 er lokalisert 200 moh. lavere og har en eksponeringsalder på  $16,5 \pm 0,6$  ka. Lokalitet 1 ligger helt vest i studieområdet, og de korrigerte eksponeringsaldrene fra lokaliteten kan korreleres med andre deglasiasjonsaldre, hvor kysten av Sunnmøre ble antatt isfri omkring 15,3 ka (Krüger et al., 2011; Hughes et al., 2016). MOR-1, MOR-2 og SUR-1 ligger ca. 19 km øst for lokalitet 1, lengre inn i fjordstrøkene, og har korrigerte eksponeringsalder på  $20,6 \pm 4,5$  ka,  $18,0 \pm 3,1$ ka og  $20,8 \pm 2,7$  ka. Andre deglasiasjonsaldre fra Møre og Romsdal estimerer fjordstrøkene som isfri i bølling-allerød, omkring 14 ka (Krüger et al., 2011). De korrigerte eksponeringsaldrene fra MOR-1, MOR-2 og SUR-1 og kan også korreleres mot andre deglasiasjonsaldre fra Møre og Romsdal, hvor det ble isfritt mellom 15,3–14 ka (Krüger et al., 2011; Hughes et al., 2016).

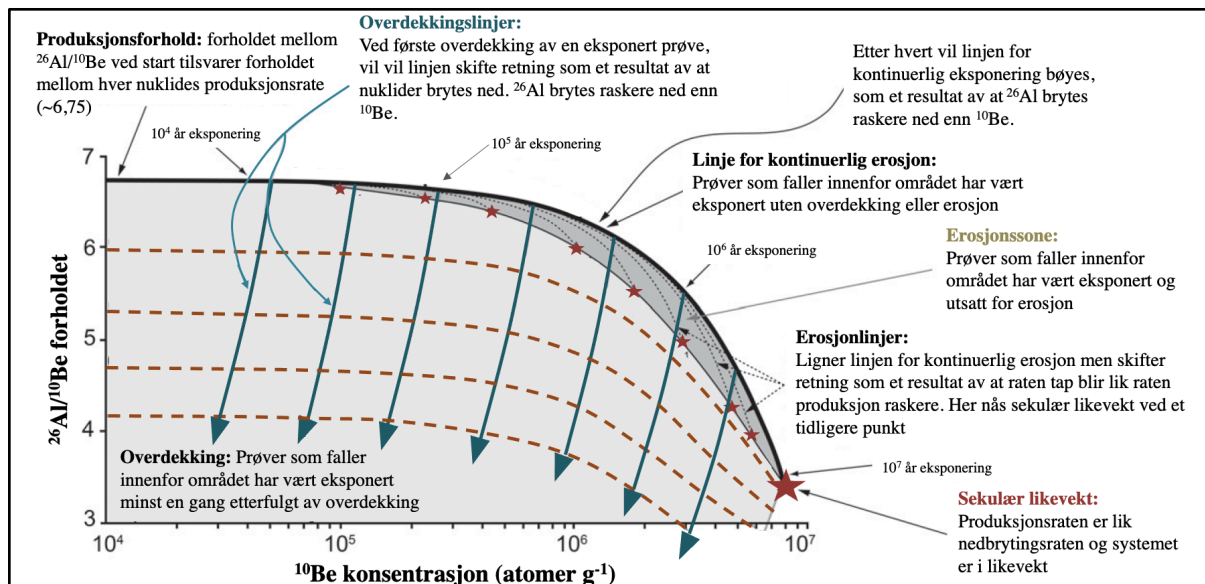


**Figur 4.30:** Kjernetetthetsestimater for eksponeringsaldrene som ble korrigert for landheving, TVE 2004, TVE 2005, TVE 2011, TVE 2012, MOR-1, MOR-2, og SUR-1 (tabell. 4.3).

#### 4.3.3.3 PARET NUKLIDEDIAGRAM

Ved bruk av IceTEA-kalkulatoren *Plot Isotope Concentrations* (Jones et al., 2019) kan forholdet mellom to kosmogene nuklider gjøre det mulig å undersøke en flates historie. Her benyttes forholdet mellom nuklidene  $^{26}\text{Al}$  og  $^{10}\text{Be}$ , og diagrammet forteller noe om minimumsvarighet av overdekning og varighet av eksponering for prøveflater i studieområdet. Kalkulatoren bruker nuklidenes forskjellige produksjonsrate og halveringstid, hvor produksjonsraten vil variere med høyde over havet, bredde- og lengdegrad. Halveringstiden til  $^{26}\text{Al}$  og  $^{10}\text{Be}$  er forskjellig, hvor  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  forholdet i berggrunnen vil endres over tid, selv ved fullstendig overdekning, jevn erosjon eller kontinuerlig eksponering (Knudsen & Egholm, 2018).

I et paret nuklidediagram blir  $^{10}\text{Be}$ -konsentrasjonen (atomer  $\text{g}^{-1}$ ) plottet på x-aksen, og et normalisert  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -produksjonsforhold plottet på y-aksen. Produksjonsforholdet er normalisert, hvor 1 tilsvarer  $7,3 \pm 0,3$  (Corbett et al., 2017; Halsted et al., 2021). Diagrammet inneholder to typer isokronlinjer, hvor de nær-horisontale linjene angir eksponeringstid og de nær-vertikale linjene angir overdekningstid. Datapunktene med usikkerhetsellipser forteller noe om eksponering- og overdekkingshistorien, basert på hvor i diagrammet de plottes. Datapunkter som plottes innenfor det uthevede området, erosjonssonen (figur 4.31), representerer en enkel historie med jevn erosjon under kontinuerlig eksponering. Datapunkter som plottes nedenfor dette området kan kun forklares med en kompleks eksponerings- og overdekkingshistorie (figur 4.31) som kan innebære eksponering, erosjon eller overdekning. Datapunkter som plottes over det uthevede området kan ikke forklares geologisk og må skyldes analytiske feil.

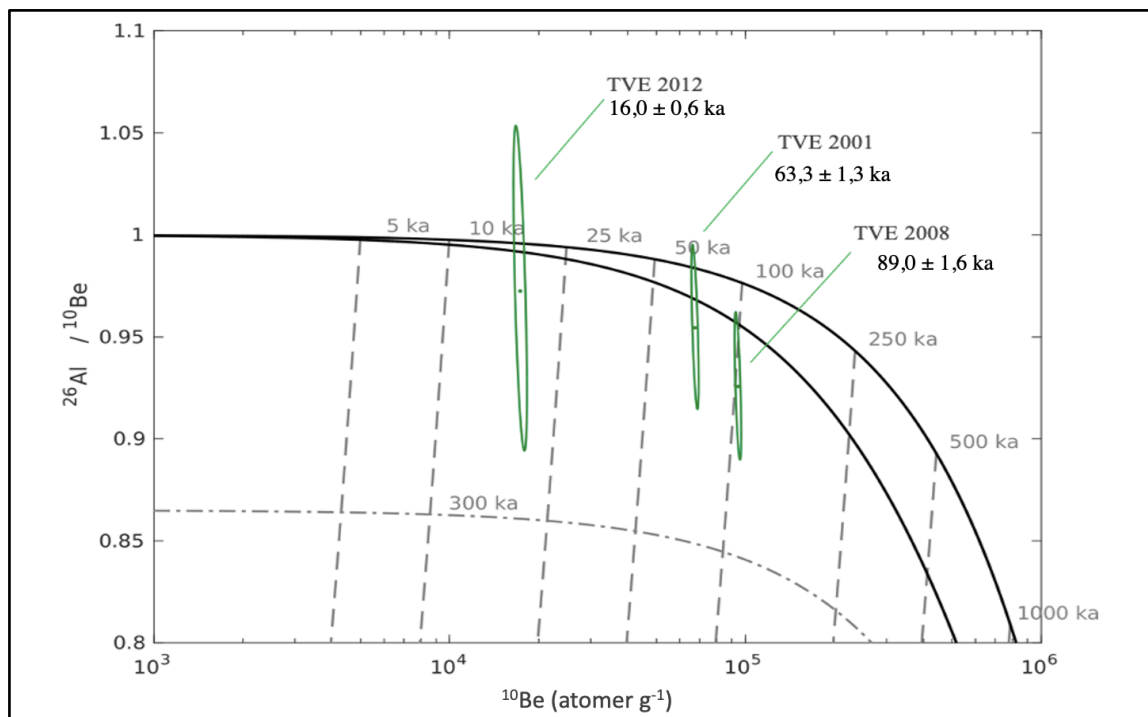


Figur 4.31: Eksempel på et paret nuklidediagram med tilsvarende forklaringer. Modifisert fra Corbett et al. (2013).

Det er kun et fåtall av prøvene i studieområdet som er analysert for  $^{26}\text{Al}$ . Det er derfor kun laget paret nuklidediagram for Tverrfjellet (TVE 2001, TVE2008 og TVE2012) (figur 4.32), Blåskjerdingen (BLÅ 2001, BLÅ2002 og BLÅ2003) (figur 4.33), og Breitinden (BREI-01 og BREI-02) (figur 4.34).

## Lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet

Fra Tverrfjellet og Tverrbotshornet er tre prøver analysert for nuklideparet  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ . Det er derfor produsert et parat nuklidediagram med analysedata fra TVE 2001, TVE 2008 og TVE 2012. Alle datapunktene faller under det uthevede området, erosjonssonen (figur 4.32). TVE 2012 er prøven med kortest kompleks historie, med en avlest eksponering på omkring 20 ka og overdekning omkring 40 ka. Usikkerheten knyttet til overdekningen av TVE 2012 er derimot veldig høy, og dekker opp mot 180 ka. TVE 2001 gir en lengre kompleks historie, men med en avlest eksponering på omkring 55 ka og overdekning omkring  $65 \pm 80$  ka. Usikkerheten knyttet til TVE 2001 er betydelig lavere enn TVE 2012. TVE 2008 plotter lengst nede og til høyre (figur 4.32), og gir derfor den lengste komplekse historien av alle prøvene, på omkring 200 ka (tabell 4.4). Den avleste minimumseksponeringen til TVE 2008 er omkring 100 ka og overdekning på  $100 \pm 75$  ka (tabell 4.4). De avleste punktene i det parate nuklidediagrammet antyder at flatene på lokalitet 1 har hatt en kompleks eksponerings- og overdekningshistorie, med enten eksponering, erosjon eller overdekning (figur 4.32).



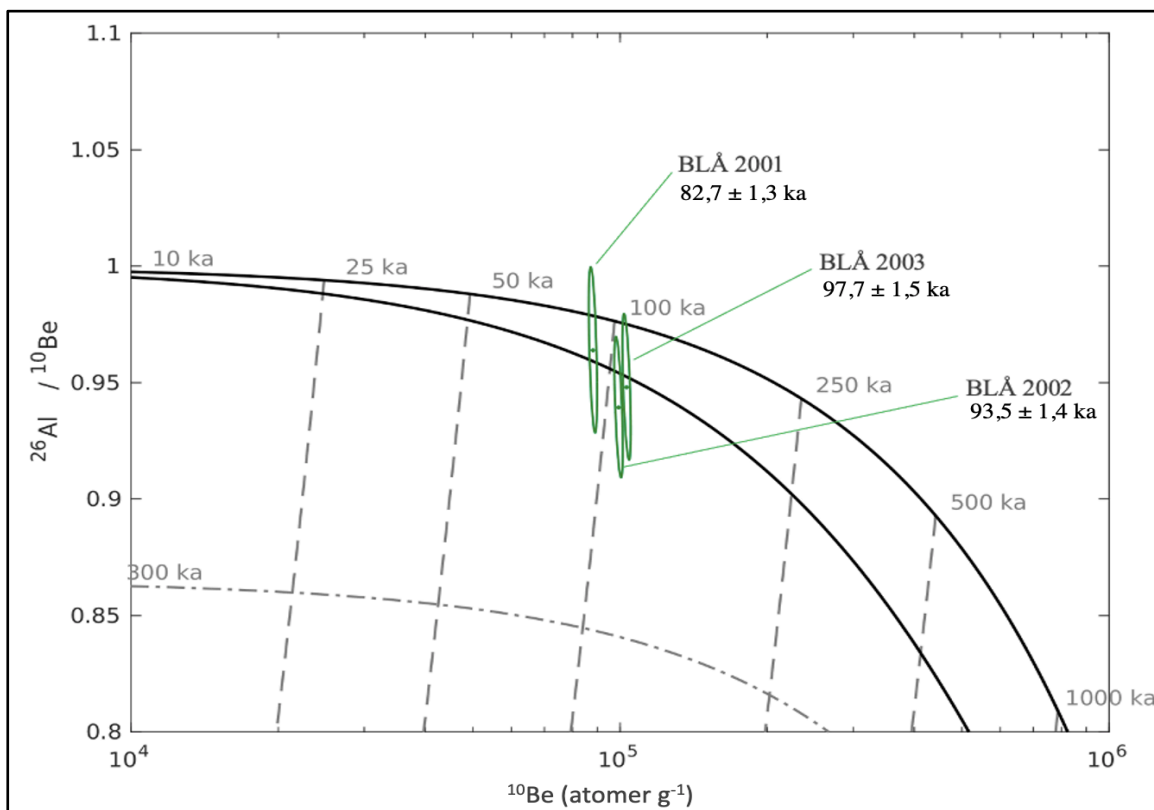
**Figur 4.32:** Parat nuklidediagram for prøvene TVE 2001, TVE 2008 og TVE 2012 fra lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet, med  $^{10}\text{Be}$ -konsentrasjon (atomer  $\text{g}^{-1}$ ) på x-aksen og normaliserte  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier på y-aksen. Diagrammet viser minimumsvarigheten av henholdsvis eksponering og overdekning, og er generert i IceTEA-kalkulatoren Plot Isotope Concentrations (Jones et al., 2019).

**Tabell 4.4:** Minimum eksponerings- og overdekningshistorie, avlest fra det parate nuklidediagrammet (figur 4.30). Forholdstall og beregnet  $^{26}\text{Al}$ - og  $^{10}\text{Be}$ -alder hentet fra tabell 4.2. Overdekket varighet har stor usikkerhet vist med ellipse (figur over) og det er omtrentlige verdier avlest fra det parate nuklidediagrammet (4.32).

Prøve-ID	Høyde (moh.)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	Beregnet $^{10}\text{Be}$ -alder (ka)	Beregnet $^{26}\text{Al}$ -alder (ka)	Minimum eksponering (ka)	Minimum overdekning (ka)	Kompleks historie (ka)
TVE 2001	749	$6,9 \pm 0,2$	$63,3 \pm 1,3$	$61,4 \pm 1,3$	55	$65 \pm 80$	120
TVE 2008	742	$6,7 \pm 0,2$	$89,0 \pm 1,6$	$84,0 \pm 1,8$	100	$100 \pm 75$	200
TVE 2012	541	$7,1 \pm 0,4$	$16,0 \pm 0,6$	$16,0 \pm 0,6$	20	$40 \pm 180$	60

### Lokalitet 3 – Blåskjerdningen

Fra lokalitet 3 – Blåskjerdningen er alle prøvene analysert for  $^{26}\text{Al}$  og  $^{10}\text{Be}$ , og alle prøvene er inkludert i det parede nuklidediagrammet (figur 4.33). Datapunktene til BLÅ 2002 og BLÅ 2003 ligger tett opp mot erosjonssonen, det vil si området for kontinuerlig eksponering og erosjon. BLÅ 2002 har avlest minimum eksponering på omkring 115 ka og en overdekking på  $37 \pm 55$  ka (tabell 4.5), og BLÅ 2003 har minimum eksponering på omkring 117 ka og en overdekking på  $15 \pm 60$  ka. Begge prøvene har usikkerhet som treffer innenfor erosjonssonen (figur 4.33). BLÅ 2001 sitt datapunkt plotter innenfor erosjonssonen. Dette tyder på at prøven har en enkel historie med jevn eksponering og erosjon uten begravning, men usikkerheten til  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdien gjør en slik antagelse forhastet (tabell 4.5). Med usikkerheten tatt i betraktning kan alle prøvene også vurderes mot en kompleks eksponerings- og overdekningshistorie, med enten eksponering, erosjon eller overdekking (figur 4.33).



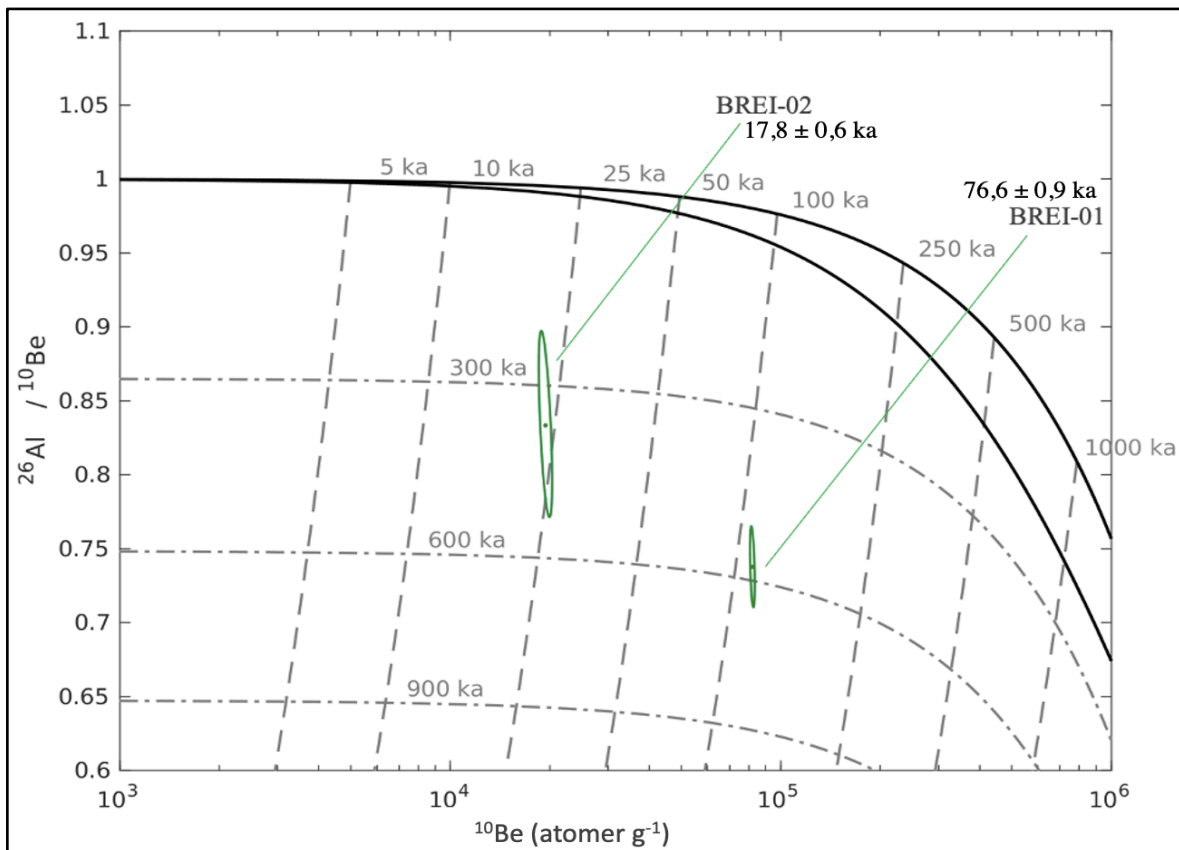
**Figur 4.33:** Paret nuklidediagram for prøvene BLÅ 2001, BLÅ 2002 og BLÅ 2003 fra lokalitet 3 – Blåskjerdningen, med  $^{10}\text{Be}$ -konsentrasjon (atomer  $\text{g}^{-1}$ ) på x-aksen og normaliserte  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier på y-aksen. Diagrammet viser minimumsvarigheten av henholdsvis eksponering og overdekning, og er generert i IceTEA-kalkulatoren Plot Isotope Concentrations (Jones et al., 2019).

**Tabell 4.5:** Minimum eksponerings- og overdekningshistorie, avlest fra det parede nuklidediagrammet (figur 4.31). Forholdstall og beregnet  $^{26}\text{Al}$ - og  $^{10}\text{Be}$ -alder hentet fra tabell 4.2. Overdekket varighet har stor usikkerhet vist med ellipse (figur 4.31) og det er omtrentlige verdier avlest fra det parede nuklidediagrammet (figur 4.33).

Prøve-ID	Høyde (moh.)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	Beregnet $^{10}\text{Be}$ -alder (ka)	Beregnet $^{26}\text{Al}$ -alder (ka)	Minimum eksponering (ka)	Minimum overdekning (ka)	Kompleks historie (ka)
BLÅ 2001	1057	$7,0 \pm 0,2$	$82,7 \pm 1,3$	$81,3 \pm 1,9$	87	$37 \pm 75$	124
BLÅ 2002	1057	$6,8 \pm 0,2$	$93,5 \pm 1,4$	$89,8 \pm 1,7$	115	$37 \pm 55$	152
BLÅ 2003	1056	$6,9 \pm 0,2$	$97,7 \pm 1,5$	$94,3 \pm 1,9$	117	$15 \pm 60$	132

### Lokalitet 8 – Breitinden

Fra lokalitet 8 – Breitinden er begge prøver analysert for både  $^{26}\text{Al}$  og  $^{10}\text{Be}$  og resultatene er vist i et paret nuklidediagram (figur 4.34). Det er stor spredning i eksponeringene til prøvene, hvor BREI-01 har avlest minimum eksponering på 120 ka og BREI-02 på 24 ka. Begge prøvene er plottet i sonen for overdekking, og har gjennomgått minst en episode med overdekking. Avlest fra det paret nuklidediagrammet har BREI-01 gjennomgått overdekking på minimum  $590 \pm 70$  ka og BREI-02 på minimum  $375 \pm 160$  ka (tabell 4.6). Lokaliteten har de laveste  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene i studieområdet (tabell 4.6), og ingen av usikkerhetsellipsene overlapper sonen for kontinuerlig overdekking og erosjon. Prøvene antas å ha en kompleks historie med hensyn til eksponering og overdekking.



**Figur 4.34:** Paret nuklidediagram for prøvene BREI-01 og BREI-02 fra Lokalitet 8 – Breitinden, hvor  $^{10}\text{Be}$ -konsentrasjonen (atomer  $\text{g}^{-1}$ ) er visualisert på x-aksen og et normalisert  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -produksjonsforhold er visualisert på y-aksen. Diagrammet viser eksponeringshistorien til lokaliteten. Konsentrasjonene er hentet fra tabell 4.2, og er generert i IceTEA-kalkulatoren Plot Isotope Concentrations (Jones et al., 2019).

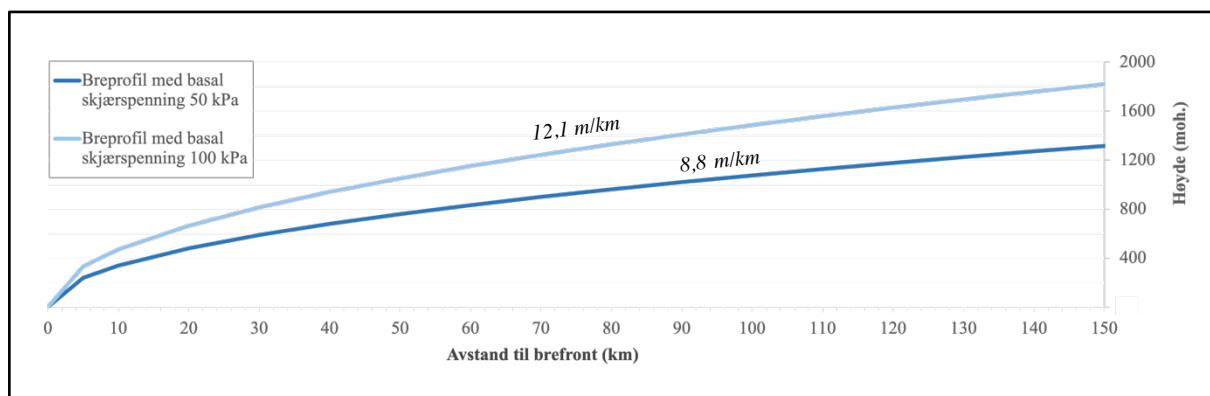
**Tabell 4.6:** Minimum eksponering- og overdekkingshistorie, avlest fra det paret nuklidediagrammet (figur 4.32). Forholdstall og beregnet  $^{26}\text{Al}$ - og  $^{10}\text{Be}$ -alder hentet fra tabell 4.2. Overdekket varighet har stor usikkerhet vist med ellipse (figur 4.32) og det er omtrentlige verdier avlest fra det paret nuklidediagrammet (figur 4.34).

Prøve-ID	Høyde (moh.)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	Beregnet $^{10}\text{Be}$ -alder (ka)	Beregnet $^{26}\text{Al}$ -alder (ka)	Minimum eksponering (ka)	Minimum overdekking (ka)	Kompleks historie (ka)
BREI 01	1797	$5,3 \pm 0,1$	$76,6 \pm 0,9$	$57,1 \pm 1,3$	120	$590 \pm 70$	710
BREI 02	1793	$6,0 \pm 0,3$	$17,8 \pm 0,6$	$14,9 \pm 6,1$	24	$375 \pm 160$	399



#### 4.4 RESULTAT TEORETISK HØYDE BREOVERFLATE OG OVERFLATEGRADIENT

Teoretisk høyde på breoverflaten og overflategradienten på isdekket, med en basal skjærspenning på 100 kPa og 50 kPa er illustrert i figur 4.35. Avstanden fra brefronten til de ulike lokalitetene er angitt i tabell 4.7. De ulike avstandene er beregnet fra Google Earth ved bruk av DATED-1 databasen (Hughes et al., 2016).



**Figur 4.35:** Teoretisk høyde på breoverflaten, med en gjennomsnittlig overflategradient. Det er brukt basal skjærspenning på 100 kPa og 50 kPa.

**Tabell 4.7:** Anslåtte avstander til brefronten, i LGM, 17ka og 16 ka. 15 ka er ikke tatt med da brefronten skal ha ligget midt i studieområdet. Avstandene er beregnet fra Google Earth ved bruk av DATED-1 databasen (Hughes et al., 2016).

Lokalitet	Høyde (moh.)	Avstand brefront (km), LGM (23-18ka)	Avstand brefront (km), 17 ka	Avstand brefront (km), 16 ka
Gamlemsveten	790	77	55	68
Lokalitet 1 – Tverrfjellet og Tverrbotshornet	747	80	58	71
Lokalitet 2 – Rekdalshesten	775	88	67	79
Lokalitet 3 – Blåskjerdingsgen	1062	91	69	82
Lokalitet 4 – Båten	815	100	78	91
Lokalitet 5 – Ystetinden	1160	104	82	95
Lokalitet 6 – Trolltinden	1135	123	97	113
Lokalitet 7 – Storgrovfjellet	1610	141	112	130
Lokalitet 8 – Breitinden	1797	144	114	132

Hvis morenen øst for lokalitet 4 – Båten, er avsatt av en brearm fra innlandsisen lokalisert i Storfjorden og Romsdalsfjorden, er det mulig å regne ut den basale skjærspenningen til en teoretisk breprofil basert på morenens beliggenhet og beregnede eksponeringsalder (tabell 4.8). Breprofilen kan brukes til å sammenligne breprofiler med forskjellig basal skjærspenning i forhold til studieområdets beliggenhet.

**Tabell 4.8:** Anslåtte avstander til brefronten i LGM, 17 ka, 16 ka og 15 ka fra morenen øst for Båten. Avstandene er beregnet fra Google Earth ved bruk av DATED-1 databasen (Hughes et al., 2016).

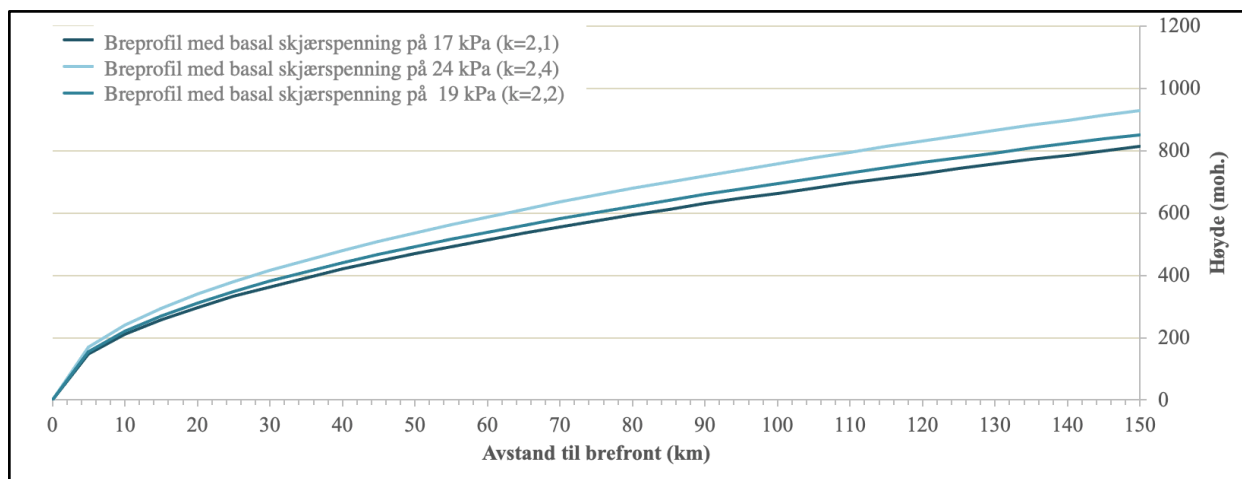
Sted	Høyde (moh.)	Avstand brefront (km), LGM (23-18ka)	Avstand brefront (km), 17 ka	Avstand brefront (km), 16 ka	Avstand brefront (km), 15 ka
Morene øst for Båten	670	111-101	76	93	10

Ved bruk av formel 3 og 4 fra formelverket til teoretiske breprofiler i delkapittel 3.4, er den basale skjærspenningen og konstanten  $k$  regnet ut ved forskjellige tidspunkt fra plasseringen til morenen øst for Båten (tabell 4.9).

**Tabell 4.9:** Den beregnede basale skjærspenningen (kPa) og tilhørende konstant ( $k$ ) til et teoretisk breprofil for morenen øst for Båten (figur kart lokalitet). Utregningene er gjort ved bruk av formel 3 og 4 fra formelverket knyttet til teoretiske breprofil i delkapittel 3.4.

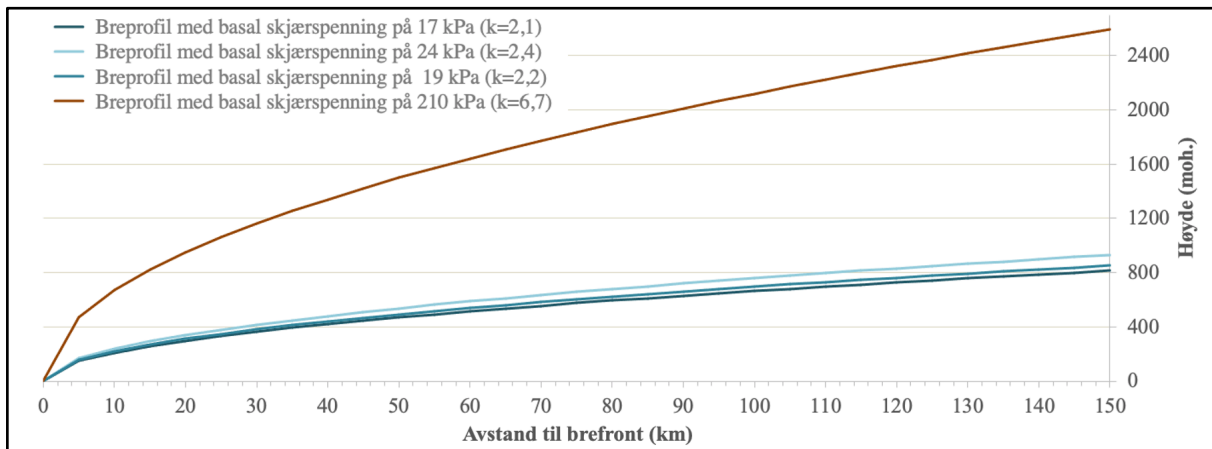
Tid (ka)	Avstand brefront (km)	Konstant (k)	Basal skjærspenning (kPa)	Overflategradient (m/km)
LGM (23–18)	101	2,1	17	5,4
17	76	2,4	24	6,2
16	93	2,2	19	5,7
15	10	6,7	210	17,3

Teoretiske høyder på breoverflaten på isdekket overliggende morenen øst for Båten, med ulike beregnede basale skjærspenninger på 17 kPa, 24 kPa, 19 kPa og 210 kPa er illustrert i figur 4.36. Den basale skjærspenningen fra LGM til 16 ka ligger mellom 17–24 kPa og har en  $k$ -verdi rundt 2, som tilsvarer en svært effektiv isdrenering ut fjorden (tabell 4.9). Breprofilen blir også forholdsvis slak (figur 4.36) sammenlignet med isdekker med høyere basal skjærspenning (50 eller 100 kPa) (figur 4.35).



**Figur 4.36** Teoretisk høyde på breoverflaten ved morenen øst for Båten ved bruk av ulike basale skjærspenninger på 17 kPa, 24 kPa og 19 kPa.

Den teoretiske breprofilen basert på isfrontens avstand fra morenen for 15 ka, gir en basal skjærspenning på 210 kPa og en k-verdi på 6,7, noe som er helt urealistisk (figur 4.37). Alle resultatene beskrevet i dette delkapittelet vil bli vurdert og sammenlignet med  $^{10}\text{Be}$ -data i diskusjonen (kapittel 5).



**Figur 4.37:** Teoretisk høyde på breoverflaten ved morenen øst for Båten ved 15 ka. Det er brukt basal skjærspenning på 210 kPa.

## 5 DISKUSJON

### 5.1 TOPP-OMRÅDENES TYPISKE TREKK

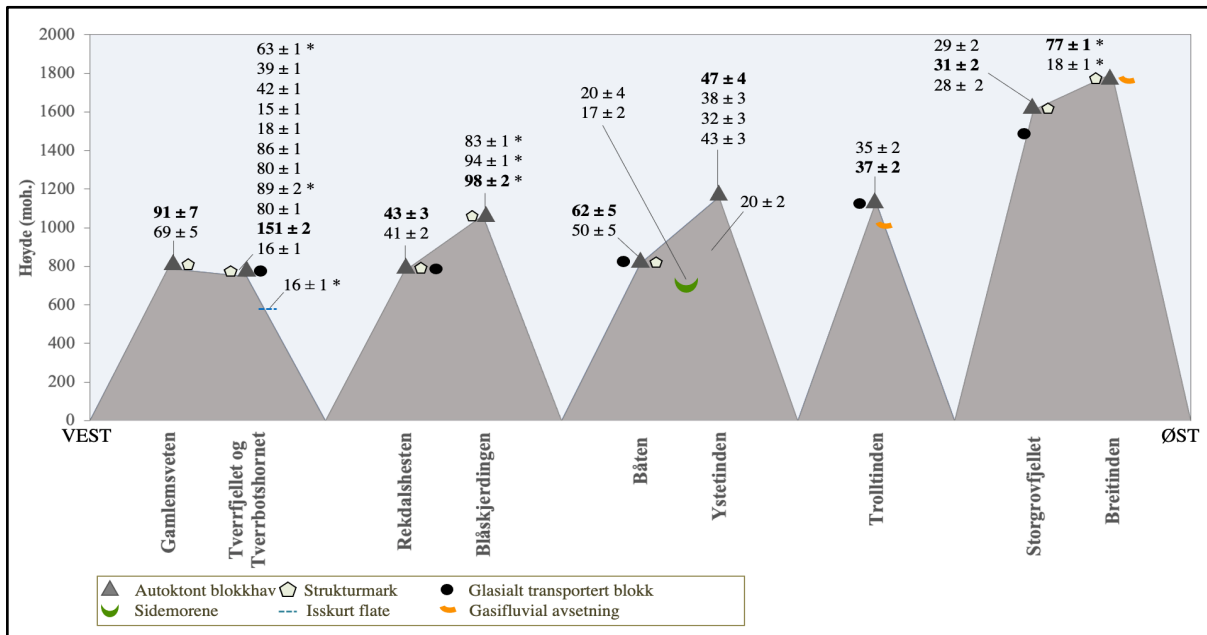
I denne oppgaven er det undersøkt fjelltopper med blokkhav, hvor hver av fjelltoppene har sin egen overflatekarakteristikk. Det er observert forskjellig grad av vegetasjonsdekke, strukturmark, glasialt transporterte blokker, finstoff og bart fjell i blokkhavet (figur 5.1; tabell 5.1).  $^{10}\text{Be}$ -dateringer fra studieområdet viser en stor spredning i aldre, mellom  $15 \pm 1$  og  $151 \pm 2$  ka (figur 5.1). Ettersom flertallet av  $^{10}\text{Be}$ -dateringene gir aldre som er eldre enn LGM (23–18 ka) må de ansees for å være tilsynelatende eksponeringsaldre.

**Tabell 5.1:** Karakteristikk av topp-områdene til de undersøkte lokalitetene listet opp fra vest til øst. GTM=glasialt transportert materiale. x = observert, - = ikke observert, 1 = liten grad, 2 = middels grad, 3 = stor grad.

OVERFLATEKARAKTERISTIKK								
Lokalitet	Høyde (moh.)	Areal (m <sup>2</sup> )	Struktur-mark	V.-dekke	GTM	Oppsprukken berggrunn	Finstoff	Bart fjell
Gamlemsveten	790	-	3	2	-	x	-	x
Tverrfjellet/ Tverrbotshornet	747	142 000	3	3	x	x	-	x
Rekdalshesten	775	17 500	1	3	x	x	-	-
Blåskjerdingen	1062	20 000	3	2	-	x	-	-
Båten	815	25 000	1	2	x	x	-	-
Ystetinden	1160	7 500	-	-	-	x	-	-
Trolltinden	1135	8 000	-	-	-	x	x	x
Storgrovfjellet	1610	25 000	3	-	x	x	x	x
Breitinden	1797	180 000	3	-	-	x	x	x

Grad av vegetasjonsdekke endrer seg fra vest til øst, fra stor grad til ikke observert (tabell 5.1). Det er også observert mer finstoff i topp-områdene øst i studieområdet. Glasialt transportert materiale og berggrunnsblotninger er til stede på mange av lokalitetene, uten at observasjonene antyder noen trend med hensyn til høyde eller lengde vest eller øst i det undersøkte området. Flere av lokalitetene har blokkhav med strukturmark (figur 5.1; tabell 5.1) (Gamlemsveten, Tverrfjellet, Rekdalshesten, Blåskjerdingen, Storgrovfjellet og Breitinden), men hvor graden av vegetasjonsdekke varierer (tabell 5.1). Felles for fjelltopper uten strukturmark er at de har et begrenset areal tilgjengelig (tabell 5.1). Studieområdet har blokkhav av både klastbåret og matriksbåret karakter (delkapittel 2.6), hvor det på Ystetinden ikke forekommer noe tegn til matriks og blokkhavet er klastbåret. Tverrfjellet og Tverrbotshornet har varierende overflatekarakteristikk, hvor Tverrbotshornet er klastbåret med blokkhav og eksponert berggrunn, og Tverrfjellet i andre enden av plataet har velutviklet strukturmark, dominert av matriks mellom klastene. Topp-områdenes typiske trekk blir brukt til å få en indikasjon av

prosesser som har dominert i blokkhavet. Sammen med eksponeringsdateringer gir det grunnlag for å kunne tolke at blokkhavet er periglasialt dannet (delkapittel 2.6.3).

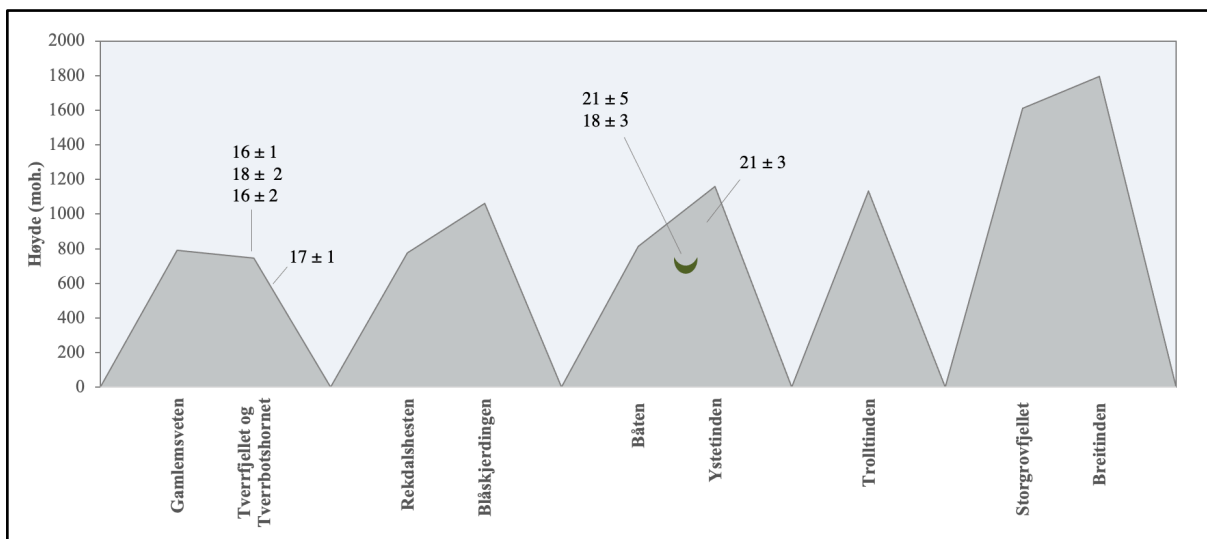


**Figur 5.1:** Skjematisk transekt av studieområdet fra vest til øst med tilknyttede observasjoner fra feltarbeid i 2020–2021. Aldrene er oppgitt i tusen år (ka). De eldste aldrene fra hver lokalitet er uthevet. \* = Lokalteter med tilhørende  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  presentert i figur 5.6.

## 5.2 GLASIASJON OG ISENS VERTIKALE UTSTREKNING

### 5.2.1 DEGLASIASJONSTIDSPUNKT

Resultatene fra prøvene TVE 2004, TVE 2005, TVE 2011, TVE 2012, MOR-1, MOR-2 og SUR-1 tolkes som reelle eksponeringsaldre og aldrene er derfor korrigert for landheving (figur 5.2).



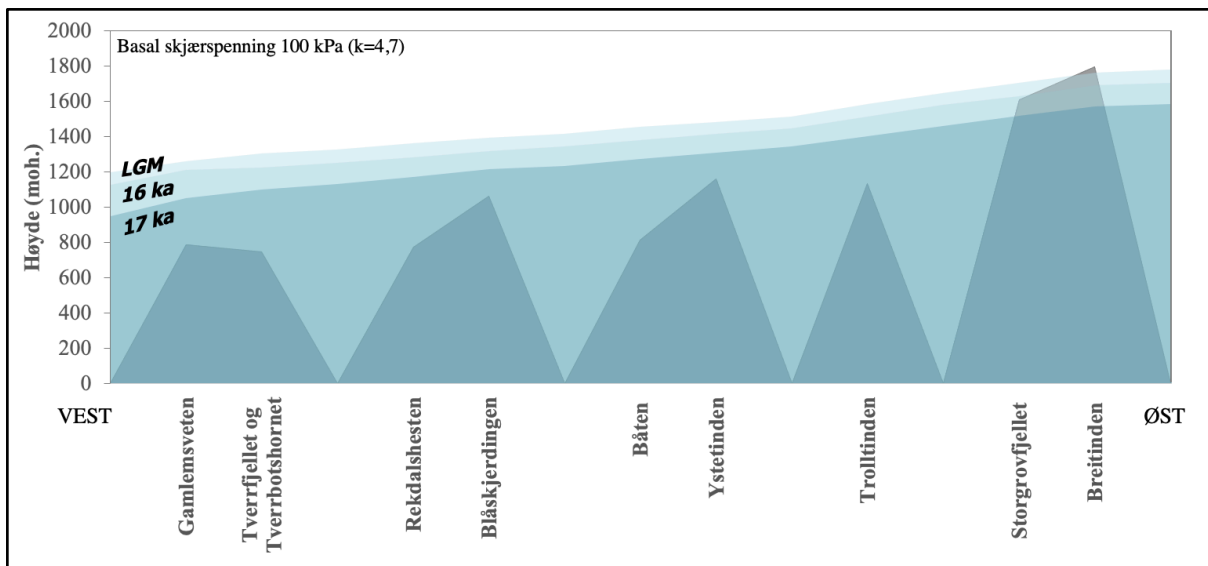
**Figur 5.2:** Skjematisk transekt av studieområdet fra vest til øst med  $^{10}\text{Be}$ -eksponeringsaldre korrigert for landheving. Grønn markør representerer sidemorenen øst for Båten og aldrene er oppgitt i tusen år (ka).

TVE 2012 er fra en glasialt erodert flate og den beregnede alderen antas derfor å være en maksimal eksponeringsalder. Moreneryggen øst for Båten har blitt modifisert av blant annet av fryse-tine prosesser, smeltevann og smelting av begravd is siden den ble avsatt. En slik utjevning av overflaten kan ha ført til blottlegging av moreneblokker senere enn landformens avsetningstidspunkt. Blokker på morenen forventes derfor å gi eksponeringsaldre tilnærmet lik eller yngre enn tidspunkt for landformens dannelse. Eksponeringsaldrene fra topp-området på Tverrfjellet og Tverrbotshornet strekker seg fra  $16 \pm 1$  til  $18 \pm 2$  ka, og ved 541 moh. gir en glasialt erodert flate en eksponeringsalder på  $17 \pm 1$  ka (figur 5.1). Merk at eksponeringsaldrene her oppgis med systematisk usikkerhet (dvs. usikkerhet i produksjonsraten til  $^{10}\text{Be}$  er inkludert) ettersom de her sammenlignes med aldre beregnet ved bruk av andre numeriske dateringsmetoder. Krüger et al. (2011) har angitt kysten av Sunnmøre som isfri ved 15,3 ka. og Hughes et al. (2016) har rekonstruert ismarginen til å ligge mellom Rekdalshesten og Blåskjerdingsgen ved 15 ka, noe som tilsier at Tverrfjellet og Tverrbotshornet ble isfrie før 15 ka (figur 2.8). Ved isens tilbakesmelting ble størrelsen redusert ved at isoverflaten ble senket og fronten trakk seg tilbake. Dette førte til tidligere eksponering av flater ved kysten og flater i høyden, og deglasiasjonsaldre forventes derfor å gjenspeile isens geometri. Rekonstruerte tidbilder fra DATED-1 viser i stor grad det skandinaviske isdekkets utstrekning basert på tid-distanse-informasjon. Eksponeringsaldrene fra denne studien tilfører tid-høyde-informasjon, og bidrar til en mer tredimensjonal rekonstruksjon. Dateringsresultater som inngår i DATED-1 og eksponeringsaldre fra studieområdet vil gi ulikt tidspunkt for deglasiasjon, basert på plassering i området.

Eksponeringsaldre med systematisk usikkerhet er beregnet til  $21 \pm 5$  ka og  $18 \pm 3$  ka for morenekomplekset øst for Båten, og til  $21 \pm 3$  ka for den prøvetatte blokken nedenfor Ystetinden. Videre i denne oppgaven vil det for enkelhets skyld brukes en gjennomsnittsalder for moreneblokkene,  $19,3 \pm 2,2$  ka, der usikkerheten er beregnet ved propagering av standardavviket og  $^{10}\text{Be}$ -produksjonsratens usikkerhet. Fjordstrøkene i Møre og Romsdal ble isfrie i bølling-allerød, omkring 14 ka (Krüger et al. 2011), og isfri omkring 15–14 ka basert på den laterale rekonstruksjonen fra DATED-1 (Hughes et al., 2016). Eksponeringsdatering gir noe høyere aldre og forklares ved at de prøvetatte flatene (MOR-1, MOR-2 og SUR-2) ble eksponert tidligere ettersom de ligger 600–800 moh.

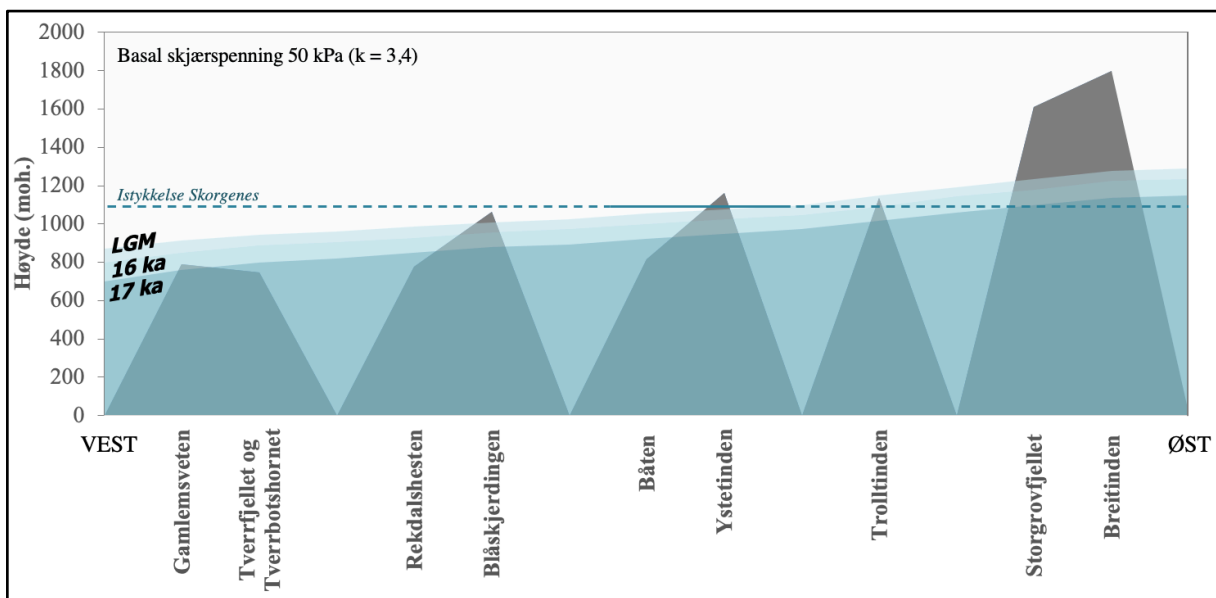
### 5.2.2 TEORETISK BREPROFIL

Isutbredelsen og dens dimensjoner er i delkapittel 4.4 rekonstruert ved bruk av teoretiske breprofil. Den laterale dimensjonen er hentet fra DATED-1 og den vertikale dimensjonen er rekonstruert ved å bruke typiske verdier for skjærspenning (delkapittel 4.4). Det er også rekonstruert skjærspenning ved å bruke høydeposisjonen til morenekomplekset øst for Båten som høydeavgrensning. Det er benyttet tre mulige frontposisjoner ved tidspunktene LGM, 17 ka og 16 ka for hver rekonstruksjon (figur 5.3; 5.4), hvor "mest troverdige" (*most credible*) frontposisjon er hentet fra DATED-1 (Hughes, et al., 2016).



**Figur 5.3:** Et vest-øst gående transekt langs fjelltoppene i studieområdet, med teoretisk breprofil for LGM, 17 ka og 16 ka. Breprofilen er fremstilt med en basal skjærspenning på 100 kPa.

Med en basal skjærspenning på 100 kPa, vil den rekonstruerte isen dekke nesten hele studieområdet under LGM (23–18 ka), 17 ka og 16 ka. Breitinden er isfri, men stikker kun  $14 \pm 20$  m opp over den estimerte isoverflaten (figur 5.3). Storgrovfjellet er isfri 17 ka, men kun i kort tid ettersom brefronten rykker  $\sim 13$  m lengre ut på sokkelen i 16 ka (tabell 4.7). En maksimal estimert istykkelse over studieområdet er mellom 250–450 m, med unntak av Storgrovfjellet og Breitinden (figur 5.3). Tverrfjellet og Tverrbotshornet, som er den mest lavtliggende lokaliteten er overdekket av 450 m is basert på beregningene (figur 5.3).

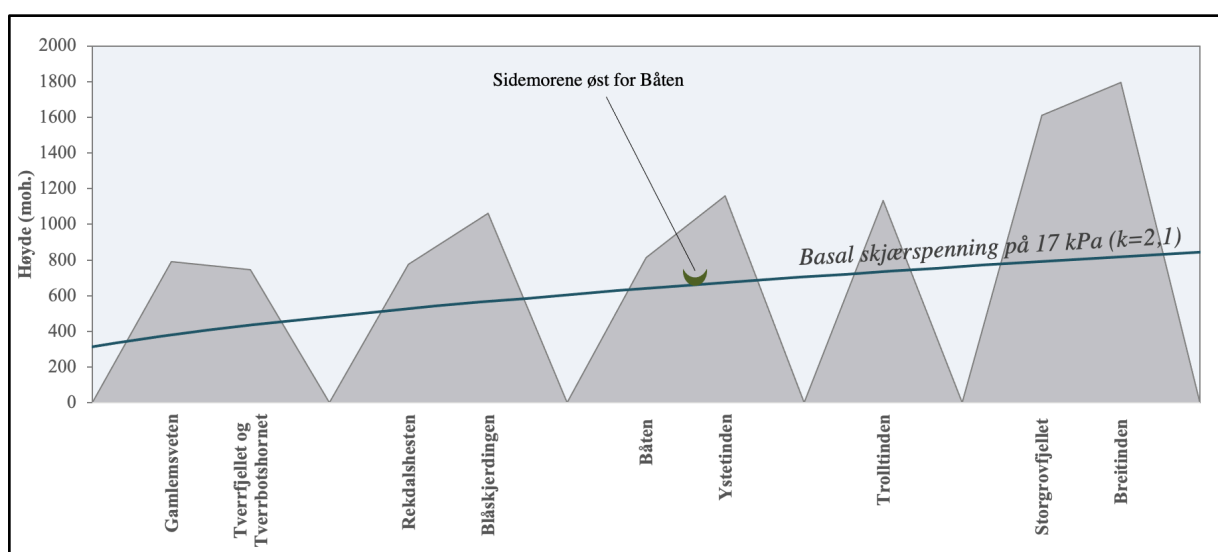


**Figur 5.4:** Et vest-øst gående transekt over fjelltoppene i studieområdet, med teoretisk breprofil ved LGM, 17 ka og 16 ka. Breprofilen er konstruert med en basal skjærspenning på 50 kPa. Den stiplede linjen representerer istykkelsen beregnet fra de overkonsoliderte sedimentene fra Skorgenes. Det er ikke tatt hensyn til gradient.

Med en basal skjærspenning på 50 kPa, vil den rekonstruerte isen dekke kun de laveste lokalitetene. I LGM (23–18 ka) stikker Breitinden og Storgrovfjellet tydelig over isoverflaten, med over  $400 \pm 20$  m, og støttes av  $^{10}\text{Be}$ -aldre på 28–31 ka (figur 5.1). Ystetinden og Blåskjerdingen stikker så vidt opp, med henholdsvis  $60 \pm 20$  m og  $40 \pm 20$  m. Trolltinden ble ikke eksponert før 17 ka, samtidig med Gamlemsveten. Båten, Rekdalshesten, Tverrfjellet og Tverrbotshornet ble ikke isfrie før etter 16 ka, basert på den teoretiske breprofilen med en basal skjærspenning på 50 kPa (figur 5.4). En maksimal estimert istykkelse over studieområdet ligger omkring 100 m på de laveste fjelltoppene (Gamlemsveten, Tverrfjellet, Tverrbotshornet, Rekdalshesten og Båten) (figur 5.4). Til sammenligning er en LGM-istykkelse på minst 1100 m estimert utfra overkonsoliderte sedimenter på Skorgenes (Larsen & Ward, 1992). Denne istykkelsen sammenfaller svært godt med den rekonstruerte istykkelse under LGM med frontposisjon hentet fra DATED-1 og basal skjærspenning 50 kPa, og istykkelse er estimert rett under 1100 m ved Båten og Ystetinden (figur 5.4).

Breprofilene er teoretisk rekonstruksjoner, og i virkeligheten vil isoverflaten påvirkes av topografi og underlag, og dermed være mer ujevn. Rekonstruerte breprofiler kan evalueres ved å sammenlignes med empiriske data. Kombinasjon av teoretiske og empiriske data kan bidra til å identifisere feltområder der ytterligere feltarbeid kan bidra til avgjørende data.

For breprofilen rekonstruert med basal skjærspenning på 100 kPa har isdekket en overflategradient på 12,1 m/km og for 50 kPa en overflategradient på 8,8 m/km (figur 4.35). En høy overflategradient vil gi en bratt breprofil med et tilhørende tykt isdekke. En lav overflategradient vil gi en slak breprofil med et tynt isdekke. Det kan antas at i et studieområde som strekker seg fra vest til øst, vil breoverflatens gradient endre seg østover. I vest vil den basale skjærspenningen være lavere (lav friksjon mot underlaget), mens det i øst vil være en høyere basal skjærspenning (høy friksjon mot underlaget), som en følge av forskjell i sedimenter kontra berggrunn som underlag gjennom studieområdet.



**Figur 5.5:** Et vest-øst gående transekt over fjelltoppene i studieområdet, med et teoretisk breprofil basert på høyden til sidemorenen (670 moh.) øst for Båten, ved avsetning mellom  $21 \pm 5$  og  $18 \pm 3$  ka.



Breprofilen rekonstruert fra høyden til sidemorenekomplekset (670 moh.) øst for Båten er basert på avstanden til brefronten under LGM, for 17 ka og 16 ka. Rekonstruksjonen gir en lav utregnet  $k$ -verdi på 2,1–2,4 og en basal skjærspenning på 17–24 kPa. Overflategradienten til den rekonstruerte breprofilen i tidsrommet mellom LGM og 16 ka er beregnet til 5,4–6,2 m/km (tabell 4.9). Resultatene fra denne rekonstruksjonen tilsier at morenen ble avsatt omkring  $19,3 \pm 2,2$  ka, hvor istykkelsen var relativt liten (figur 5.5), med en effektiv isdrenering ut fjorden. Morenekomplekset øst for Båten ligger lokalisert midt i studieområdet, og 6 km nord-vest fra Skorgenes (figur 2.1), og dens lave  $k$ -verdier indikerer at den basale skjærspenningen i studieområdet er lavere enn først antatt under siste overdekking.

Den teoretiske breprofilen med en basalskjærspenning på 50 kPa (figur 5.4), sammenholdt med den rekonstruerte breprofilen (figur 5.5) og eksponeringsaldrene ( $19,3 \pm 2,2$  ka), kan gi en indikasjon om deglasiasjonen i studieområdet. Da morenekomplekset ble avsatt, antas alle lokalitetene i studieområdet som isfrie.

### 5.2.3 TVETYDIGE EKSPONERINGSALDRE FRA GLASIALT TRANSPORTERT MATERIALE

De glasialt transporterte blokkene på lokalitet 1 gir  $^{10}\text{Be}$ -aldre på  $39 \pm 1$  ka (TVE 2002),  $42 \pm 1$  ka (TVE 2003),  $15 \pm 1$  ka (TVE 2004) og  $18 \pm 1$  ka (TVE 2005), hvor kun TVE 2004 og 2005 tolkes som eksponeringsaldre knyttet til deglasiasjon (delkapittel 4.3.3.2). Blokkene på Rekdalshesten og Båten anses også som glasialt transporterte blokker, med tilsynelatende aldre på  $43 \pm 3$  ka,  $41 \pm 2$  ka,  $62 \pm 5$  ka og  $50 \pm 5$  ka (figur 5.1). Alle blokkflatene har  $^{10}\text{Be}$ -konsentrasjoner fra flere isfrie intervaller som kan tolkes på to måter: med transport og avsetning med stor grad av nedarvet  $^{10}\text{Be}$ , eller overdekking av kaldbasert is. Hvis blokkene har vært eksponert flere ganger forskjellige steder, forventes en større spredning i aldre. Aldre som sammenfaller, slik som her, kan antyde at blokkene har vært eksponert samme sted, men vært overdekket av kaldbasert is.

## 5.3 HVA FORTELLER KOSMOGENE NUKLIDER OM TOPPOMRÅDENE?

### 5.3.1 $^{10}\text{Be}$ -ALDRE FRA BART FJELL OG BLOKKHAVSBLOKKER

Datasettet i denne studien viser at stedeagne blokkhavsblokker og bart fjell i studieområdet gir en stor spredning i beregnede  $^{10}\text{Be}$ -aldre, med rekkevidde fra  $16 \pm 1$  ka til  $151 \pm 2$  ka (figur 5.1; tabell 5.2). Resultater fra datering ved bruk av *in situ* kosmogene nuklider i blokkhav i Reinheimen (Andersen et al., 2019) gir også stor spredning i  $^{10}\text{Be}$ -aldre, fra 8 til 78 ka, men hvor Reinheimen ble isfri mye senere ( $11,1 \pm 0,2$  ka). Reinheimen ligger 40 km øst for Breitinden og blokkhav i området antas å være av periglasiel opprinnelse fra midt pleistocen (Andersen, et al., 2019).

**Tabell 5.2:** Oversikt over de høyeste og laveste  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra bart fjell og blokkhavsblokker på lokalitetenes topp-område. Antall (n) prøver fra hver lokalitet varierer.

Lokalitet	Høyeste alder (ka)	Laveste alder (ka)	Type flate og antall analyser
Gamlemsveten	91 ± 7	69 ± 5	Bart fjell (n=2)
Tverrfjellet og Tverrbotshornet	151 ± 2	16 ± 1	Kvartsklast (n=7)
Blåskjerdingen	90 ± 2	83 ± 1	Oppsprukken berggrunn (n=3)
Ystetinden	47 ± 4	32 ± 3	Oppsprukken berggrunn (n=4)
Trolltinden	37 ± 2	35 ± 2	Oppsprukken berggrunn (n=2)
Storgrovfjellet	31 ± 2	28 ± 2	Oppsprukken berggrunn (n=3)
Breitinden	77 ± 1	18 ± 1	Bart fjell (n=2)

Fra strukturmarken på Tverrfjellet gir majoriteten av analyserte klaster høye aldre på 80–151 ka, som kan diskuteres å være strukturmarkens stabilisering. De tilsynelatende aldrene kan tolkes til å ha en varighet av overflatenærhet i minst 80 ka og ikke vært tilsynelatende endret siden 150–80 ka. Sannsynligheten for at strukturmarken stabiliserte seg i dette tidsrommet er liten, da det er funnet fossile iskiler fra yngre dryas på Vigra (Mangerud, 1987). Kaldere forhold med permafrost i lavlandet indikerer også tilstedeværelse av permafrost i høyereliggende områder, slik som Tverrfjellet og Tverrbotshornet. Det betyr at strukturmarken kan ha vært aktiv, men uten store tilsynelatende endringer. Undersøkelser i dybdeprofil er nødvendig for mer informasjon om strukturmarkens aktivitet.

Aldre på omkring 30–40 ka opptrer på flere lokaliteter (Ystetinden, Trolltinden og Storgrovfjellet) (figur 5.1; tabell 5.2) hvor topp-områdene er svært ulike. Trolltinden har et topp-område av gabbro (figur 2.5), i motsetning til de andre lokalitetene i studieområdet, og Storgrovfjellet er eneste lokalitet av disse med strukturmark (figur 5.1; tabell 5.1). Ystetinden er eneste lokalitet uten observert glasialt transportert materiale. Felles for disse tre lokalitetene er en høyde over 1000 moh.  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra Ystetinden, Trolltinden og Storgrovfjellet anses som tilsynelatende (kumulative) eksponeringsaldre og gir ikke informasjon om tidspunkt for deglasiasjon, minimumsvarighet av eksponering eller varighet av skjerming.

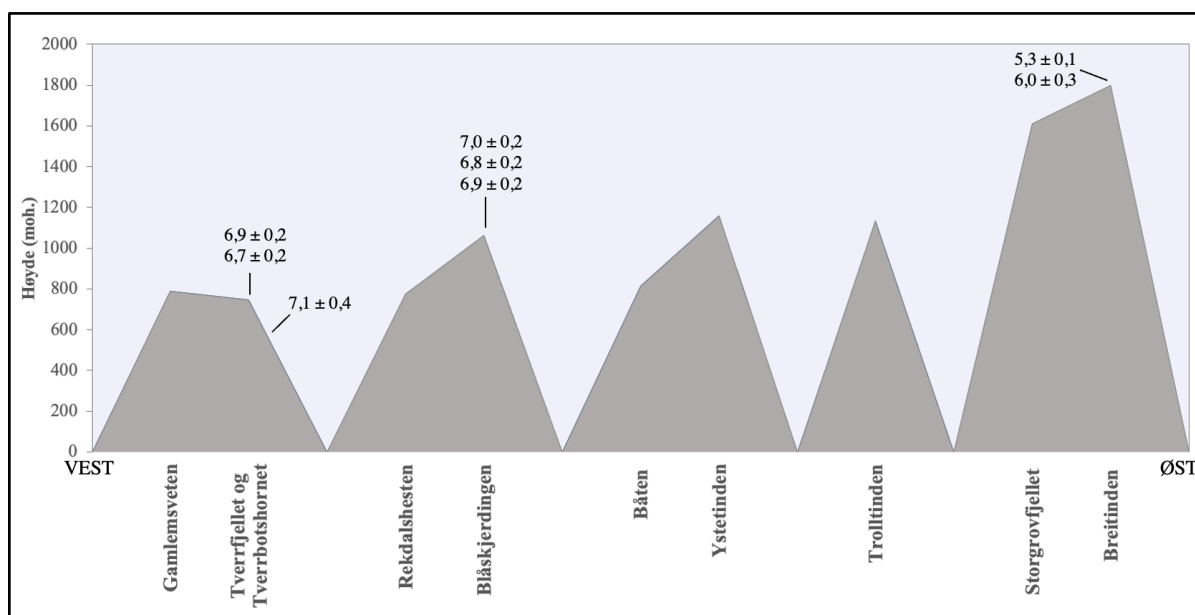
Prøvene fra blottet berggrunn på Gamlemsveten, Tverrfjellet (TVE 2001) og Breitinden gir i hovedsak høye tilsynelatende aldre på 63–98 ka (tabell 5.2), med unntak av BREI-02 som gir en tilsynelatende alder på kun 18 ± 1 ka. Lokalitetene har ikke vært isfrie i > 60 ka, og det er observert spor fra tidligere is som glasialt transportert materiale og glasifluviale avsetninger (figur 5.1). Breitinden ligger helt øst i studieområdet og er den høyestliggende lokaliteten (1797 moh.). Det er stor spredning i de tilsynelatende aldrene fra Breitinden, på 77 ± 1 ka og 18 ± 1 ka (tabell 5.2). Det blir antatt at de høyeste aldrene skal være tilknyttet de høyestliggende lokalitetene, da det sannsynligvis først ble isfritt i høyden (delkapittel 4.3.3.1). Det er derfor lite sannsynlig å vurdere BREI-02 som en eksponeringsalder, da lokalitetens

høyde og beliggenhet strider imot en slik tolkning. Breitinden har også de laveste  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene (figur 5.6), noe som antyder at flatene har komplekse historier med både overdekking og plukking. Flatene på Breitinden bærer preg av kjemisk forvitring, og begge flatene antas å ha blitt utsatt for plukking, tross det store alderspriket.

Det er mest spredning i alder vest i studieområdet, men her må det tas forbehold om at de fleste daterte flater er lokalisert her (figur 5.1; tabell 5.2). Aldrene er lavere østover, med unntak av BREI-01 (figur 5.1).  $^{10}\text{Be}$ -aldrene gir minimumsaldre for blokkhav som landform. For å få mer informasjon er det nødvendig å analysere minst to nuklider, og ideelt sett tre,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$  og  $^{26}\text{Al}$ . Sammen kan disse bidra til å kvantifisere isskjerming, deglasiasjonstidspunkt, samt snøskjerming etter deglasiasjonen mer presist.

### 5.3.2 NUKLIDEPAR-DATA LANGS LENGDEPROFIL

Fra Tverrfjellet, Blåskjerdingen og Breitinden er prøver analysert for både  $^{10}\text{Be}$  og  $^{26}\text{Al}$  (figur 5.6) som gjør det mulig å analysere resultatene i paret nuklidediagram (delkapittel 3.3.4; 4.3.3.3).



**Figur 5.6:** Transekt som illustrerer studieområdet fra vest til øst med tilhørende  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier.

Tre av prøvene fra lokalitet 1 er analysert for  $^{26}\text{Al}$  (TVE 2001, TVE 2008 og TVE 2012) og alle prøvene fra Blåskjerdingen (BLÅ 2001–2003) og Breitinden (BREI 01–02) er analysert for  $^{26}\text{Al}$ . Datapunktene plassering i de paret nuklidediagrammene tyder alle på at lokalitetene har flater med en kompleks eksponeringshistorie (delkapittel 4.3.3.3).  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra de ulike flatene viser også stor spredning, som kan være et resultat av forskjellig eksponeringstidspunkt, sporadisk plukking eller ulike erosjonsrater.

Prøvene fra Tverrfjellet og Tverrbotshornet gir stor spredning i alder ( $63 \pm 1$ ;  $89 \pm 2$ ;  $16 \pm 1$  ka), og i henhold til verdier avlest fra det parede nuklidediagrammet (figur 4.32), har lokalitetene hatt en kompleks eksponerings- og overdekningshistorie, med gjentatt eksponering, erosjon eller overdekking (figur 4.30). TVE 2001 er fra en bar flate som kan tolkes til å ikke ha blitt tilstrekkelig glasialt erodert og derfor inneholder  $^{10}\text{Be}$  fra tidligere episoder med eksponering. Dette bekreftes av flatens  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdi.  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene for analyserte prøver fra lokaliteten er henholdsvis  $6,9 \pm 0,2$ ,  $6,7 \pm 0,2$  og  $7,1 \pm 0,4$  (figur 5.6), hvor alle plotter under (men med delvis overlapp med) produksjonsforholdet på  $7,3 \pm 0,3$  (Corbett et al., 2017; Halsted et al., 2021). Dette samsvarer med  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdiene fra Reinheimen, som også ligger nært produksjonsforholdet (Andersen et al., 2019).  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdien til BLÅ 2001 fra Blåskjerdingsingen plotter i erosjonssonen, mens BLÅ 2002 og BLÅ 2003 plotter like under sonen (figur 4.33). Basert på datapunktens posisjon i det parede nuklidediagrammet er det kun BLÅ 2001 som kan argumenteres for at ikke har vært overdekket. Varigheten av skjerming er såpass kort at datapunktet plotter nært erosjonssonen, men usikkerheten til  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdien tatt i betraktning, gjør at en antagelse om ingen overdekking vil være forhastet. Prøvene har derfor en kompleks eksponerings- og overdekningshistorie, med gjentatt eksponering, erosjon eller overdekking (figur 4.31). For å kunne avgrense datapunktens plassering ytterligere må erosjonsrater regnes ut med bruk av  $^{10}\text{Be}$  og  $^{14}\text{C}$ .

Breitindens to analyserte prøver gir, i motsetning til Blåskjerdingsingen, to veldig ulike aldre fra toppområdet, på  $18 \pm 1$  ka og  $77 \pm 1$  ka. De avleste verdiene for overdekking gir en overdekkingshistorie på  $590 \pm 70$  ka og  $375 \pm 160$  ka (figur 4.34). Breitinden har også de laveste nuklideforholdene, på  $5,3 \pm 0,1$  og  $6,0 \pm 0,3$  (figur 5.6), som begge er statistisk forskjellig fra produksjonsforholdet på  $7,3 \pm 0,3$  (Corbett et al., 2017; Halsted et al., 2021). Flatene på Breitidene er lokalisert langs kanten av toppområdet, hvor fjellsiden er nærmest vertikal ned mot Romsdalen (figur 4.2; 4.17). Basert på topografien er det vanskelig å forstå hvordan skjerming kan ha preget toppområdet over så lang tid. Breitinden tolkes med det til å ha en kompleks historie med kortere perioder med eksponering og lengre perioder overdekking. Den tilsynelatende lave alderen til BREI-02 tolkes som et resultat av at øvre del av berggrunnen har blitt fjernet gjennom plukking eller avskalling. Fjerningen har ikke vært tilstrekkelig og flaten har blitt eksponert med arv. BREI-1 indikerer også avskalling i tillegg til lang varighet med overdekking.

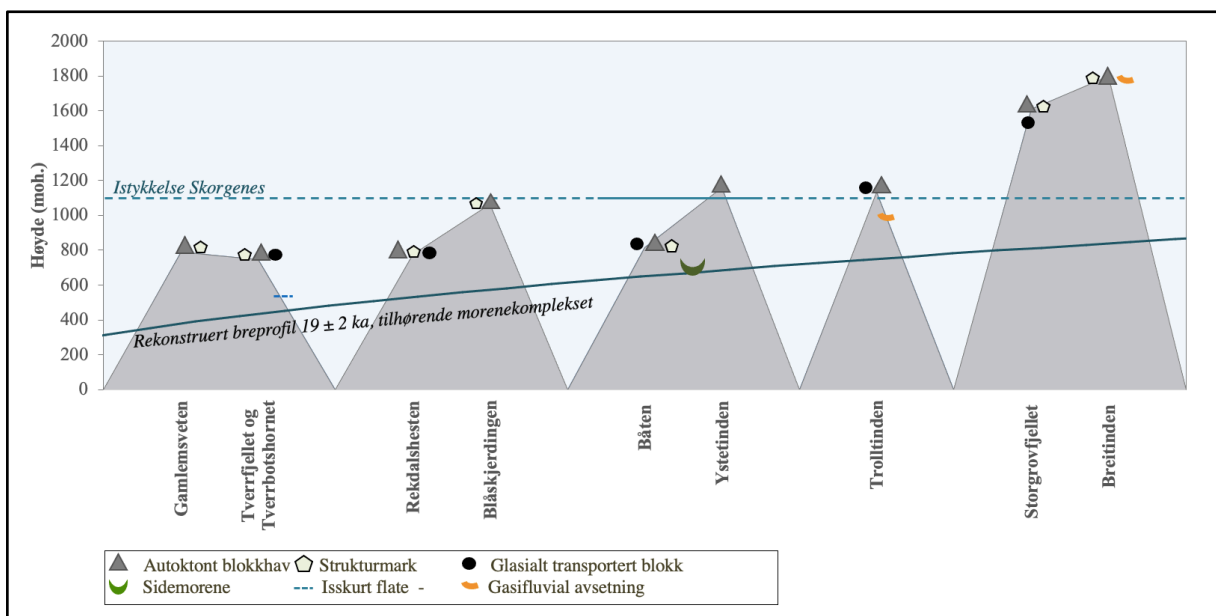
Prøveflatenes komplekse historie antyder at de ikke har vært glasialt erodert siste 600 ka. De tilsynelatende høye  $^{10}\text{Be}$ -aldrene strekker seg forbi tidsrommet hvor det skandinaviske isdekket skal ha vært på sitt største og dekket studieområdet (LGM). Weichsel varte fra 115 til 11,7 ka (delkapittel 2.5.1), og sammenlignet med den avleste komplekse historie til BREI-01 på 710 ka, har flaten en atskilling lengre historie hvor flaten er tilnærmet uendret i flere glasiale og interglasiale sykluser. Dersom den komplekse historien tolkes eksakt, strekker flatens historie seg nesten tilbake til da de store isdekkene begynte i midtre del av pleistocen (delkapittel 2.5). Selv for flaten med minst kompleks historie, TVE

2012, strekker summen av overdekking og eksponering seg 60 ka tilbake, noe som tilsvarer halve weichsel.

For at kosmogene nuklider skal gi mer informasjon om dannelse og alder til blokkhav er det nødvendig med både dybde- og overflateinformasjon. Slik informasjon kan innhentes ved å prøveta dybdeprofil i blokkhav (Andersen et al., 2019) eller ved å prøveta borekjerner fra eksponerte berggrunnsflater. Det er nødvendig med numerisk simulering av parede kosmogene nuklider for å finne sannsynlige overflatehistorier.

## 5.4 BLOKKHAVSDANNELSE I STUDIEOMRÅDET

Diskusjonen rundt blokkhavets dannelse har vært aktuell i mange år og pågår fortsatt. Basert på karakteristikkene (tabell 5.1) og de beregnede  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra blokkhavet i studieområdet, tolkes blokkhavet i denne delen av Møre og Romsdal til å være av periglasiel dannelse. Da det ikke foreligger høyere (kumulative) aldre enn 151 ka fra blokkhavet, tilsier resultatene at blokkhavet ikke er av neogen alder. Det er viktig å tilføye at det ikke er gjort analyser av finmateriale samlet i felt fra Trolltinden og Breitinden. Det er derfor ikke mulig å uttale seg om finmateriale i blokkhavet og om det er en eventuell forekomst av sekundærmineraller som kan forbindes med neogen regolitt (delkapittel 2.6). Det er heller ikke gravd profil i blokkhavet, noe som er nødvendig for å kunne utføre detaljerte undersøkelser og prøvetaking av klaster for å innhente mer informasjon om blokkhavets historie.



**Figur 5.7:** Skematisk transekt av studieområdet fra vest til øst med tilknyttede observasjoner fra feltarbeid i 2020–2021, teoretisk breprofil rekonstruert fra morenekomplekset og den estimerte istykkelse over Skorgenes (Larsen et al., 1995; Anjar et al., 2018).

Blokkhavet i studieområdet er dominert av kantete klaster i størrelse fra stein til blokk. Det blir på noen lokaliteter observert runde klaster ( $< 25$  cm), hvor ansamlingen av klastene tolkes som en glasifluvial avsetning (figur 5.7). Blokkhavet kan med sikkerhet tolkes som påvirket av periglasiale prosesser (delkapittel 2.6.2) med strukturmark på nesten samtlige av lokalitetene (figur 5.7). Permafrost dokumentert i grunnen på Breitinden i 2004 (Dalsegg & Tønnesen, 2004) antas å være aktiv i dag, basert på lokalitetens høyde og beliggenhet med tanke på klima (delkapittel 2.2). Alle blokkhavslokalitetene har også vært overkjørt av et eller flere kaldbaserte isdekker, som har avsatt glasialt transporterte blokker og glasifluviale avsetninger da de smeltet bort (figur 5.7). Isdekkene må ha vært kaldbasert og lav-erosive, da det ikke er observert tegn til erosjon på topp-områdene til lokalitetene, og blokkhavet på Trolltinden har en skarp berggrunnsgrense (figur 2.9; 4.9). Stratigrafiske undersøkelser fra Skorgenes (figur 5.7) (Larsen & Ward, 1992; Larsen et al., 1995; Anjar et al., 2018) og i Skjonghelleren, Hamnsundhelleren og Olahola (Mangerud et al., 2010; 2011) indikerer også at studieområdet har hatt en kompleks historie med gjentatt overdekking og eksponering. Blokkhavet tolkes derfor som utviklet gjennom kvartærtiden. Tidligere arbeid med blokkhav i Reinheimen viser også spredning og høye  $^{10}\text{Be}$ -aldre (8–78 ka), hvor blokkhavet der også blir tolket til kvartær opprinnelse (Andersen et al., 2019). Fra Reinheimen er det gjort undersøkelser i dybden og modellert, med et betydelig større datasett, hvor alle undersøkelser er gjort over et kort tidsrom. Arbeidet mangler informasjon om fingeravtrykket til kosmogene nuklider i området, som kan ha påvirket resultatet. Resultatene fra denne oppgaven viser at det kan være verdifullt å undersøke overflater før lokaliteter som skal undersøkes i dybden blir valgt ut. Resultatene i denne oppgave støtter funnene fra arbeidet i Reinheimen.

## 6 KONKLUSJON

Gjennom denne oppgaven har et studieområde bestående av åtte fjelltopper med varierende overflatekarakteristikk blitt kartlagt og analysert. Resultatene viser en stor spredning i  $^{10}\text{Be}$ -aldre (15–151 ka), slik også, som henvist til i oppgaven, tidligere arbeid med blokkhav i Reinheimen har vist (8–78 ka) (Andersen et al., 2019). Oppgaven bidrar med informasjon om deglasiasjon i høyden, som støttes av rekonstruerte breprofiler. Fingeravtrykket til kosmogene nuklider er i studieområdet blitt kartlagt, som er avgjørende arbeid for videre studier. Kartleggingen gjør det mulig å kunne anbefale de best egnede lokalitetene for graving og kjerneboring, da dette er prosesser som krever mye ressurser, tid og penger.

- Blokkhavet i studieområdet har en varierende overflatekarakteristikk, med strukturmark, finstoff, forskjellig grad av vegetasjonsdekke, eksponert berggrunn, glasialt transportert materiale og glasifluviale avsetninger.
- De prøvetatte flatene fra topp-områdene i studieområdet gir stor spredning i  $^{10}\text{Be}$ -alder, fra  $15 \pm 1$  til  $151 \pm 2$  ka. Spredningen i alder tilsier at blokkhavet har vært aktivt og påvirket av frysetine prosesser gjennom kvartær. Tilstedeværelse av strukturmark på et flertall av topp-områdene støtter denne tolkningen.
- De laveste  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra studieområdet tolkes som eksponeringsaldre og kan knyttes til områdets deglasiasjon sammen med den rekonstruerte breprofilen fra morenekomplekset og resultater av numerisk datering fra tidligere studier (Krüger et al., 2011; Hughes et al., 2016).
- De høyeste  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra blokkhavsblokker og bart fjell fra hver lokalitet representerer en minimumsalder for eksponering av flatene. Alle lokalitetene har vært overdekket av kaldbasert, lav-erosiv is, som har avsatt glasialt transporterte blokker og glasifluvialt materiale, da det er ingen tydelige tegn til erosjon på lokalitetene. Blokkhavet vil derfor ha en betydelig lengre historie enn det aldrene fra de eksponerte flatene tilsier.
- Blokkhavet tolkes som periglasial dannet og altså ikke som rester fra neogen, da  $^{10}\text{Be}$ -aldrene fra studieområdet ikke er eldre enn 151 ka. Alle observasjoner indikerer at kvartære prosesser har vært dominerende gjennom dannelsen, hvor observasjonen er preget prosessene som sist var aktive. Konklusjonen kan derfor være påvirket av metodene brukt i denne oppgaven.
- Eksponeringsdatering ved bruk av *in situ* kosmogene nuklider, slik anvendt i denne oppgaven, er ikke tilstrekkelig til å rekonstruere blokkhavsflatenes individuelle eksponeringshistorier. Det er nødvendig med dybde- og overflateinformasjon fra blokkhavet, som krever analyse av prøver samlet inn fra dybdeprofil i regolitt/blokkhav og fra kjerne-boring av eksponerte flater. Videre er det nødvendig med numerisk simulering av parede kosmogene nuklider for å finne sannsynlige overflatehistorier.

## 7 FORSLAG TIL VIDERE ARBEID

- Samle og undersøke finstoff fra de resterende lokalitetene ved bruk av XRD-analyse, med formål om å studere mineralsammensettingen i blokkhavet.
- Samle dronedata fra Reinheimen nasjonalpark, slik at alle lokalitetene har fullverdig drone-mosaikk fra topp-området.
- Produsere 3D-modeller fra lokalitetene med dronefotogrammetri, for å kunne studere eventuelle trimlinjer og mulig blokkhavsdybde.
- Prøveta og analysere flater fra lavtliggende områder (< 600 moh.) gjennom hele studieområdet, med formål å studere deglasiasjonsforløpet og lokalglasiasjon.
- Samle dybde- og overflateinformasjon fra blokkhavet, ved graving av dybdeprofil og kjerneboring av eksponerte flater, til bruk ved numerisk simulering av parede kosmogene nuklider for å estimere sannsynlige overflatehistorier.
- Analysere flere nuklider fra det allerede foreliggende prøvemateriale, ideelt sett  $^{14}\text{C}$  og  $^{26}\text{Al}$ .



## 8 REFERANSELISTE

- Agisoft LLC. (2006). Agisoft Metashape, Standard Edition (versjon 1.7.5) [program] Tilgjengelig fra <https://www.agisoft.com/>
- Andersen, J., Egholm, D. L., Knudsen, M. F., Linge, H., Jansen, J. D., Pedersen, V. K., Nielsen, S. B., Tikhomirov, D., Olsen, J., Fabel, D., & Xu, S. (2018). Widespread erosion on high plateaus during recent glaciations in Scandinavia. *Nature Communications*, 9(1), 830–837.
- Andersen, J. L., Egholm, D. L., Knudsen, M. F., Linge, H., Jansen, J. D., Goodfellow, B.W., Pedersen, V. K., Tikhomirov D., Olsen J. & Fredin, O. (2019). Pleistocene evolution of a Scandinavian plateau landscape. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 123, 3370-3387.
- Balco, G. (2001). Camel plot diagram script? [Internett]. Tilgjengelig fra [http://depts.washington.edu/cosmolab/pubs/gb\\_pubs/camelplot.m](http://depts.washington.edu/cosmolab/pubs/gb_pubs/camelplot.m) [Hentet 13. desember 2021].
- Balco, G. (2011). What is a camel diagram anyway? [Internett]. Tilgjengelig fra <https://cosmognosis.wordpress.com/2011/07/25/what-is-a-camel-diagram-anyway/> [Hentet 13. desember 2021].
- Ballantyne, C.K. (1997). Periglacial trimlines in the Scottish Highlands. *Quaternary International*, 38, 119-136.
- Ballantyne C.K. (2007). Patterned ground. I: Elias, S. A, *Encyclopedia of Quaternary Science, Second edition*, (red). Elsevier: Amsterdam, Netherlands; 452–463.
- Ballantyne, C.K. (2010). A general model of autochthonous blockfield evolution. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(4), 289-300.
- Ballantyne, C.K. (2018). *Periglacial geomorphology*, John Wiley & Sons Ltd, Oxford
- Bjune, A., Bakke, J., Nesje, A., & Birks, H. (2005). Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene (Sevenoaks)*, 15(2), 177-189.
- Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J. & Stone, J. (2016). Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project', *Quaternary Geochronology* 31, 188–198.
- Child, D., Elliott, G., Mifsud, C., Smith, A. & Fink, D. (2000). Sample processing for earth science studies at ANTARES. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research. Section B, Beam Interactions with Materials and Atoms*, 172(1), 856–860.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2015). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36, 199-20.
- Corbett, L. B., Bierman, P. R., Graly, J. A., Neumann, T. A. og Rood, D. H. (2013). Constraining landscape history and glacial erosivity using paired cosmogenic nuclides in Upernavik, northwest Greenland. *Geological Society of America Bulletin*, 125 (9–10), 1539–1553.
- Corbett, L. B., Bierman, P. R., Rood, D. H., Caffee, M.W., Lifton, N.A., & Woodru, T. E. (2017). Cosmogenic <sup>26</sup>Al/<sup>10</sup>Be surface production ratio in Greenland. *Geophysical Research Letters* 44, 1350-1359.
- Dahl, R. (1966). Block fields, weathering pits and Tor-like forms in the Narvik mountains, Nordland, Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 48, 55-85.
- Dahl, S., Nesje, A., Lie, &, Fjordheim, K., & Matthews, J. (2002). Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalbreen, western Norway. *The Holocene (Sevenoaks)*, 12(1), 17-25.

- Dalsegg, E. & Tønnesen, J.F. (2004). *Geofysiske målinger Breitinden og Børe, Rauma kommune Møre og Romsdal*. (NGU rapport nr. 2004.008) Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim.
- Darvill, C. M. (2013). Cosmogenic nuclide analysis, *Geomorphological techniques*, 10, 1–25.
- Dronedeploy. (2013) Dronedeploy [App]. (Versjon 2.142.0). Tilgjengelig fra <https://www.dronedeploy.com/app>
- Fjellanger, J., Sørbel, L., Linge, H., Brook, E. J., Raisbeck, G. M., & Yiou, F. (2006). Glacial survival of blockfields on the Varanger Peninsula, northern Norway. *Geomorphology (Amsterdam, Netherlands)*, 82(3), 255–272.
- Fossen, H., Dallman, W., & Andersen, T. (2013). *Fjellkjeden går til grunne*. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., & Rangnes, K. (red.), *Landet blir til – Norges geologi*. 2 utg. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, s. 234 – 261.
- French, H.M. (2007). *The Periglacial Environment*. John Wiley & Sons (3. utg.).
- Gisnås, K., Etzelmüller, B., Lussana, C., Hjort, J., Sannel, A. B. K., Isaksen, K., Westermann, S., Kuhry, P., Christiansen, H.H., Frampton, A., & Åkerman, J. (2017). Permafrost map for Norway, Sweden and Finland. *Permafrost and periglacial processes*, 28 (2), 359-378.
- Gjerde, M., Bakke, J., Vasskog, K., Nesje, A., & Hormes, A. (2016). Holocene glacier variability and Neoglacial hydroclimate at Ålfotbreen, western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 133, 28–47.
- Goodfellow, B.W., Fredin, O., Derron, M.H. & Stroeven, A.P. (2008). Weathering processes and Quaternary origin of an alpine blockfield in Arctic Sweden. *Boreas*, 38, 379-398.
- Goodfellow, Stroeven, A. P., Fabel, D., Fredin, O., Derron, M.-H., Bintanja, R., & Caffee, M. W. (2014). Arctic-alpine blockfields in the northern Swedish Scandes: late Quaternary - not Neogene. *Earth Surface Dynamics*, 2(2), 383–401.
- Gosse, J. & Philips, F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20(14), 1475–1560.
- Halsted, C. T., Bierman, P. R., & Balco, G. (2021). Empirical Evidence for Latitude and Altitude Variation of the In Situ Cosmogenic  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  Production Ratio. *Geosciences*, 11(10), 402.
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J. & Svendsen, J.I. (2016). The last Eurasian Ice Sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45.
- Ivy-Ochs, S. & Kober, F. (2008). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Eiszeitalter und gegenwart quaternary science journal*, 57 (1-2), 179–209.
- Jones, R.S., Small, D., Cahill, N., Bentley, M. J. & Whitehouse, P. L. (2019). iceTEA: tools for plotting and analysing cosmogenic-nuclide surface-exposure data from former ice margins, *Quaternary Geochronology* 51, 72–86.
- Knudsen, M. F. & Egholm, D. L. (2018). Constraining Quaternary ice covers and erosion rates using cosmogenic  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  nuclide concentrations. *Quaternary Science Reviews* 181, 65-75.
- Kohl, C. & Nishiizumi, K. (1992). Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 (9), 3583–3587.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift (Berlin, Germany: 1992)*, 15(3), 259–263.
- Krüger, L. C., Paus, A., Svendsen, J. I. & Bjune, A. E. (2011). Lateglacial vegetation and palaeoenvironment in W Norway, with new pollen data from the Sunnmøre region. *Boreas* 40(4), 616–635.
- Larsen, E., & Ward, B. (1995). Sedimentology and stratigraphy of two glacial-deglacial sequences at Skorgenes,

- western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72(4), 357-368.
- Licciardi, J.M. (2000). *Alpine Glacier and Pluvial Lake Records of Late Pleistocene Climate Variability in the Western United States* (Doktorgradavhandling). Oregon State University, Corvallis, Oregon.
- Lifton, N., Sato, T. & Dunai, T. (2014). Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes, *Earth and Planetary Science Letters* 386, 149–160.
- Lowe, J. J. & Walker, M. (2015). *Reconstructing Quaternary Environments 3rd.*, London: Routledge.
- Mangerud, J., Sejrup, H., Sønstegeard, E., & Haldorsen, S. (1981). A continuous Eemian-Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, western Norway. *Boreas*, 10(2), 137-208.
- Mangerud, J. (1987). *The Allerød/Younger Dryas Boundary*. I: Berger W.H., Labeyrie L.D. (red) *Abrupt Climatic Change*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol 216. Springer, Dordrecht.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., & Larsen, E. (2010). 14C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45-25 kyr BP compared with Bølling-Younger Dryas fluctuations and Dansgaard-Oeschger events in Greenland. *Boreas*, 39(2), 328-342.
- Mangerud, Gyllencreutz, R., Lohne, Øystein, & Svendsen, J. I. (2011). *Glacial History of Norway. Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier.
- Mangerud, J., Hughes, A. L., Sæle, T. H., & Svendsen, J. I. (2019). Ice-flow patterns and precise timing of ice sheet retreat across a dissected fjord landscape in western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 214, 139–163.
- Marquette, G.C., Gray, J.T., Gosse, J.C., Courchesne, F., Stockli, L., Macpherson, G. & Finkel, R. (2004). Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 19–38.
- Marrero, S. M., Phillips, F. M., Borchers, B., Lifton, N., Aumer, R. og Balco, G. (2016). Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScal program. *Quaternary Geochronology*, 31, 160–187.
- Mudelsee, M., Bickert, T., Lear, C., & Lohmann, G. (2014). Cenozoic climate changes: A review based on time series analysis of marine benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Reviews of Geophysics (1985)*, 52(3), 333-374.
- Nesje, A. (2009). Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28(21), 2119-2136.
- Nesje, A., Anda, E., Rye, N., Lien, R., Hole, P. A., & Blikra, L. H. (1987). The vertical extent of the Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Møre area, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67(2), 125–141.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Anda, E. & Rye, N. (1988). Block fields in Southern Norway; significance for the late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 68, 149-169.
- Nesje, A., & Kvamme, M. (1991). Holocene glacier and climate variations in western Norway; evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events. *Geology*, 19(6), 610-612.
- Nordgulen, Ø. & Andresen, A. (2013). *De eldste bergartene dannes*. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., & Rangnes, K. (red.), *Landet blir til – Norges geologi*. 2 utg. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, s. 62 – 119.
- Norges geologiske undersøkelse (2020A). Berggrunn N250, Tilgjengelig fra <https://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlasting> [Hentet: 28.juli 2020].
- Norges geologiske undersøkelse (2020B). Løsmasser, Tilgjengelig fra [http://geo.ngu.no/kart/losmasse\\_mobil/](http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/) [Hentet: 28.juli 2020].

- Norge i bilder (2021). Norge i bilder, Tilgjengelig fra <https://www.norgebilder.no/> [Hentet: 23. april 2020]
- Osmundsen, Redfield, T. F., Hendriks, B. H. W., Bergh, S., Hansen, J., Henderson, I. H. C., Dehls, J., Lauknes, T. R., Larsen, Y., Anda, E., & Davidsen, B. (2010). Fault-controlled alpine topography in Norway. *Journal of the Geological Society*, 167(1), 83–98.
- Paasche, Ø., Strømsøe, J.R., Dahl, S.O., Linge, H. (2006). Weathering characteristics of arctic islands in northern Norway. *Geomorphology*, 82, 430-452.
- Paterson, W. (1994). *The physics of glaciers* (3rd ed.). Oxford: Butterworth/Heinemann.
- Peltier, W. R., Argus, D. F. & Drummond, R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G\_C (VM5a). model, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120(1), 450–487.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bourles, D., Brown, E., Deboffle, D., Jouhannau, P., Lestringuez, J., Zhou, Z.Q. (1994). The AMS facility at Gif-sur-Yvette: progress, perturbations and projects. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B* 92, 43–46.
- Reiners, P.W., Carlson, R.W., Renne, P.R., Cooper, K.M., Granger, D.E., McLean, N.M. & Schoene, B. (2018). Geochronology and Thermochronology. Chapter 13 Cosmogenic nuclides. *John Wiley & Sons Ltd.*, 3<sup>rd</sup> 95-420.
- Ruddiman, W. (2014). *Earth's climate: Past and future* (3rd ed.). New York: W.H. Freeman.
- SENORGE.NO.(2021). Klima, Tilgjengelig fra <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>. [Hentet: 27.08.2021].
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. (1979). Deglaciation of western central Norway, *Boreas* 8(2), 233–239.
- Sulebak, J. R. (2007). *Landformer og prosesser: en innføring I naturgeografiske tema*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ólafur, I., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J., Lyså, A., Mangerud, J., (...) Stein, R. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, *Quaternary Science Reviews* 23(11-13), 1229–1271.
- Tveten, E., Lutro, O., & Thorsnes, T. (1998). *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart ÅLESUND, 1:250 000*. Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D. (2011). A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*, 21(4), 597-614.
- Vorren, T.O., Mangerud, J., Blikra, L.H., Nesje, A. & Sveian, H. (2013) *Norge av i dag trer frem*. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., & Rangnes, K. (red.), *Landet blir til – Norges geologi*. 2 utg. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, s. 549 – 575.