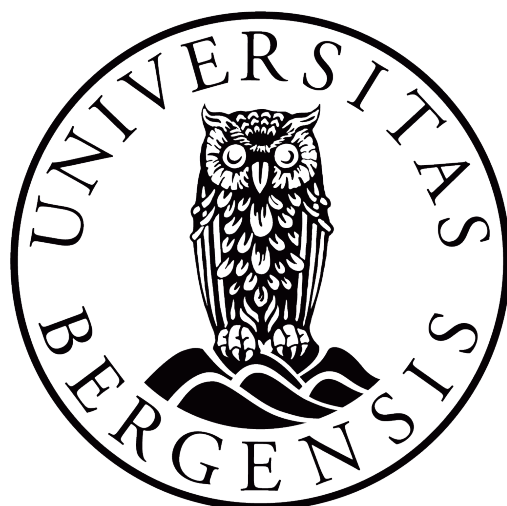


Postglasial forvitring, glasial erosjon og tektonikk som landskapsutviklende agenser i Lyse, Rogaland

Mastergradsoppgave i kvartærgeologi og paleoklima



Hanna Brække
Institutt for geovitenskap
Universitet i Bergen
Juni 2019

Sammendrag

Lysefjordområdet, hovedsakelig bestående av granitt, antas å ha vært dekket av is gjentatte ganger i kvartær. Området har lavt relieff og ligger over havnivå, og fjellplatåer er separert av dype glasiale søkk og fjorder. Feltområdet fortøner seg som et høytliggende platå sør for Lysefjorden. Det er tydelig at glasial erosjon har hatt en viktig betydning for utviklingen av landskapet, i likhet med strukturene i berggrunnen.

Hva som har vært de dominerende landskapsformede agensene av et slikt platålandskap er imidlertid uklart. I henhold til Briner *et al.* (2014), ble området isfritt rundt 10 ka. I forbindelse med et internasjonalt forskningsprosjekt er det foretatt eksponeringsdatering (^{10}Be , ^{26}Al) av 29 bergflater i området for å undersøke grad av glasial erosjon. Resultatene gir tilsynelatende eksponeringsaldre mellom 8 og 30 ka, altså omtrent 30 ka spredning, og indikerer at flatene har komplekse eksponerings- og erosjonshistorier.

Dette masterprosjektet undersøker hva som kan være årsaken til en spredning av eksponeringsaldre og søker å gi en bedre forståelse av samspillet mellom bergarters egenskaper, glasial erosjon og kjemisk forvitring som landskapsutviklede agenser. Feltarbeidet som ble gjennomført høsten 2018 inkluderte kartlegging av erosjonsformer, måling av flatens ruhet og bruk av schmidthammer for å gi et mål på den kjemiske forvitringen, samt sprekkemålinger. Strøk- og fall-målinger gir et kaotisk bilde av sprekkeorienteringer, med en økt tetthet av subvertikale og subhorisontale sprekker.

Isbreer har hatt en sentral rolle for utviklingen av landskapet, samtidig som den glasiale plukkingen er styrt av sprekkereregimer i berggrunnen. Den kjemiske forvitringen betraktes som jevn i henhold til kvalitative målinger av ruhet og hardhet. På grunnlag av metodene nevnt ovenfor, samt plott av $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet (iceTEA), er det foreslått at siste glasiasjon har vært varmbasert og erosiv, men at den massive bergartsflaten begrenser erosjonen til lokale plukke-hendelser og isskuring.

Abstract

The Lysefjord area, mainly consisting of granite, is believed to have been covered several times during the Quaternary. The low-relief area is today high above sea level, and forms mountain plateaus separated by the deep fjord, Lysefjorden. It is obvious that glacial erosion has had an important role in forming the landscape, as well as bedrock structures.

The controlling process for forming such landscapes is still unknown. According to Briner *et al.* (2014), the area became ice-free around 10 ka. In connection with an international research project, exposure dating (^{10}Be , ^{26}Al) of 29 rock surfaces have been accomplished to adapt knowledge regarding the degree of glacial erosion. The results show apparent exposure ages between 8 and 38 ka, a dispersion of 30 ka, which indicate a complex exposure and erosion history.

The aim of this master project is to provide a better understanding of the interaction between the rock properties, glacial erosion and chemical weathering as controls on landscape evolution. Fieldwork during autumn 2018, included mapping of erosional landforms, using profile gauge and schmidhammer as a measure of chemical weathering, as well as measuring fracture orientations. Strike and dip measurements of fractures show chaotic orientations, with increased density of sub-vertical and sub-horizontal fractures.

Glaciers have played a central role in developing the landscape, where the glacial quarrying is controlled by bedrock fractures. The chemical weathering is considered uniform according to profile gauge and schmidhammer measurements. Based on results from the methods mentioned above, as well as the banana plot (plotted using iceTEA), it is suggested that the last ice sheet was warm-based and erosive and glacial quarrying is estimated to be the primary landscape-forming control.

Forord

Jeg vil først og fremst takke min hovedveileder Henriette Linge, førsteamanuensis ved Institutt for geovitenskap, for ditt smittende engasjement, en fantastisk uke i felt og gode diskusjoner. Takk også til Irina Dumitru for hjelp til preparering av tynnslip. Videre vil jeg takke Institutt for geovitenskap ved UiB for feltstøtte, samt alt det flotte jeg har fått oppleve på feltturer og ekskursionsjoner.

En stor takk må også rettes til alle medstudenter på geovitenskap, årene på Vestlandet hadde aldri vært det samme uten dere. Det har vært godt å være masterstudent når deler av hverdagen har vært fylt med ablegøyer på Hovedkvarteret, den faste mandagstimen med GoT-IL og turer i det fri.

Takk til min mor for å avverge mange alvorlige ord delings feil.

Sist men ikke minst vil jeg takke min trofaste kompanjong Fredrik Wyller for dine morsomme påfunn og for at du alltid heier.

Bergen, juni 2019

Hanna Brækle

Innhold

1. Introduksjon	1
2. Områdebeskrivelse	3
2.1 Geografi	3
2.2 Berggrunnsgeologi og tektonisk historie	5
2.3 Klima	8
2.4 Glasiasjons- og erosjonshistorie	10
3. Geologisk rammeverk	15
3.1 Sprekkedannelse.....	15
3.2 Glasial erosjon.....	17
3.2.1 Kontrollerende faktorer for glasial erosjon.....	17
Isdekkers egenskaper	18
Berggrunn.....	20
Varighet	20
Topografi.....	21
3.2.2 Glasiale prosesser.....	21
Abrasjon.....	21
Plukking	22
Skyving (glasitektonikk).....	23
Smeltevann.....	23
Løsrivelse.....	24
3.2.3 Geomorfologiske erosjonsformer.....	24
Isskuringsstriper og mikroskuring	24
Sigdbrudd	25
Plukkekant og benking	25
Daler	26
Flyttblokker.....	26
3.3 Forvitring	26
3.3.1 Mekanisk forvitring.....	27
3.3.2 Kjemisk forvitring	29

3.3.3 Kjemisk forvitring av granitter	30
3.4 Eksponeringsdatering ved bruk av kosmogene nuklider	32
4. Metoder	43
4.1 Feltobservasjon	43
4.1.1 Overflateruhet	43
Dokumentasjon av overflateruhet.....	43
Schmidthammer-måling	46
Fordeler og ulemper	47
4.1.2 Strøk- og fallmålinger	48
4.1.3 Geomorfologisk kartlegging	48
4.1.4 Kartlegging av erosjonsformer	48
4.2 Tynnslip.....	49
5. Resultater	51
5.1 Geomorfologisk kartlegging	51
5.1.1 Introduksjon til geomorfologisk kartlegging.....	51
5.1.2 Kartlegging av erosjonsformer	51
5.1.3 Flyttblokker	54
5.2 Schmidthammer-målinger	54
5.3 Profilmal – overflateruhet.....	56
5.4 Tynnslipbeskrivelser	58
5.5 Resultat fra strøk- og fall-målinger av sprekker	61
6. Diskusjon	67
6.1 Sprekker	67
6.1.1 Sprekker målt i felt	67
6.1.2 Sprekkedaler.....	68
6.1.3 Sprekkenes opprinnelse og stressregimer.....	68
6.2 Glasial erosjon.....	71
6.2.1 Isbevegelsesretning	71
6.2.2 Plukking og benking.....	71
6.3 Samspillet mellom sprekker og glasial erosjon.....	76
6.4 Kjemisk forvitring.....	79
6.4.1 Postglasial forvitring.....	79

6.4.2 Interglasial/-stadial og preglasial forvitring.....	82
6.5 Tolkning av data fra kosmogene nuklider.....	83
6.5.1 Enkeltnuklide data.....	83
Deglasiasjonen.....	83
Enkle forklaringsmodeller (uten erosjon)	87
6.5.2 Parede nuklidedata	93
7. Konklusjon	95
8. Referanseliste.....	99

1. Introduksjon

Omtrent 80 % av det skandinaviske isdekket på land, og halvparten av det laurentiske isdekket, overdekket berggrunnen av gneis og granitt under siste istids maksimum (LGM) (Sugden *et al.*, 1992). Gneis og granitt utgjør omtrent 90% av dagens berggrunn under isdekket på Grønland, samt deler av Øst-Antarktis (Sugden *et al.*, 1992). Berggrunns morfologi og ruhet er viktig for å forstå isens bevegelse, særlig langs bresålen, og kan redusere usikkerheter i fremtidig modeller av isdynamikk. Landskapet omkring Lysefjorden er preget av glasial erosjon av granittisk berggrunn og kan brukes som en analog til berggrunn under dagens isdekker.

Deglasiasjon i et område, kan tidfestes ved datering av berggrunnsflater med kosmogene nuklider (kap. 3.4). Selve Lysefjordområdet ble raskt isfritt, hvorav den indre delen av fjorden ble isfri $10,6 \pm 0,3$ ka (Briner *et al.*, 2014). Iserosjon har hatt stor betydning for landskapsutviklingen, men er vanskelig å kvantifisere. Landskapet sør for Lysebotn er i dag relativt flatt sammenlignet med Lysefjorden, til tross for at plukkekanter indikerer at plataet har blitt iserodert. Plataområdet er kupert med bratte skråninger, bart fjell og forvitrede berggrunnsflater. Det er i dag få studier som omhandler geologisk utvikling sør for Lysebotn. Den tektoniske historien til Sirdal magmatiske belte har i nyere tid blitt studert av Slagstad *et al.* (2018), og definert som en nyoppdaget batolitt. Isutbredelsen og dominerende mekanismer for erosjon er av stor interesse for å få innsikt i og forståelse av fremtidig landskapsutvikling.

Målsetningen for masteroppgaven er å undersøke betydningen av sprekker, glasial plukking og kjemisk forvitring som landskapsutviklende agenser.

Problemstillinger som er definert for å svare på dette er:

- *Hvordan er sprekker fordelt og orientert i feltområdet, og hvilken betydning har de for subglasial erosjon?*

- *Hvilke isbevegelsesretninger kan observeres, og hvordan forholder disse seg til sprekkorienteringene?*
- *Hvordan kan grad av kjemisk forvitring dokumenteres for sammenligning av mange flater i et feltområde?*
- *Hvilke prosesser forklarer best avvik i ^{10}Be -aldre fra tidspunkt for deglasiasjonen, samt spredningen i ^{10}Be -aldre?*

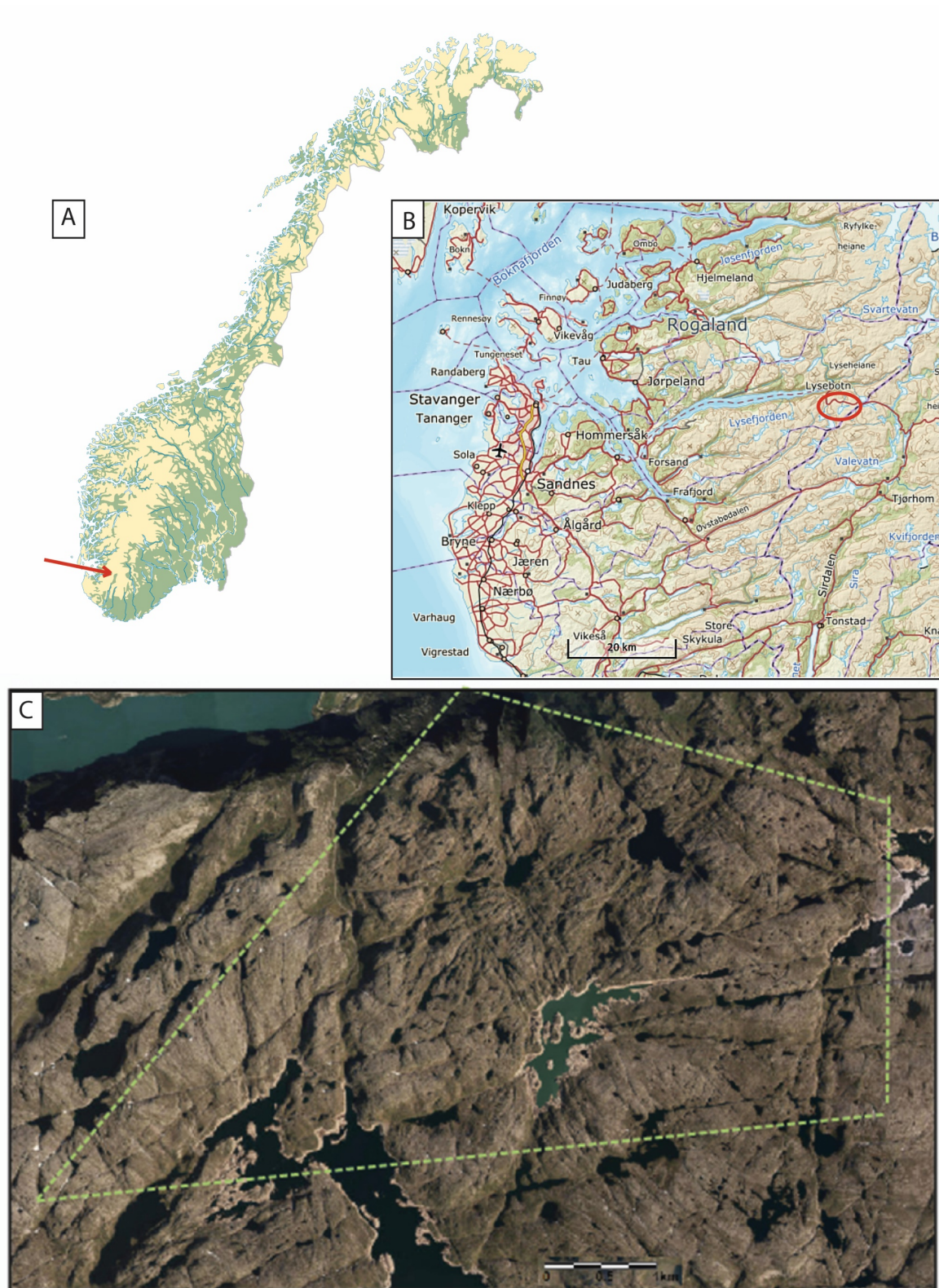
2. Områdebeskrivelse

I følgende kapittel gis en presentasjon av områdes geografi, berggrunnsgeologi, tektoniske historie, glasierings- og deglasieringshistorie, samt postglasiale prosesser. Kunnskap om disse faktorer er nødvendig for å kunne gi et helhetlig bilde av geomorfologien i område og bergflatenes historie.

2.1 Geografi

Feltområdet er lokalisert innerst i Lysefjorden, sør for Lysebotn i Forsand kommune i Sørvest-Norge (figur 1). Feltområdet strekker seg 6 km i vest-øst-retning og om lag 5 km i nord-sør-retning, hvorav hele feltområdet dekker et areal på om lag 33 km². Lokalitetene befinner seg fra 428 til 1102 m o.h., på et høyereliggende område sør for Lysefjorden. Lysefjorden er omtrent 40 km lang med et maksimum relieff på 1400 m, og sammenlignet med Lysefjordområdet storskala relieff fremstår feltområdet som et platå med lite relieff. Området er preget av sprekkedaler og flere høyere topper, dominert av steile vegger opp til 20-30 meter høye på et ellers platåliggende område. Det høytliggende undulerende terrenget strekker seg omtrent 3 mil sør for Lysebotn, med et tilsvarende terreng mot nord sett ut fra digital høydemodell. Området er preget av jevne og glasialt polerte flater.

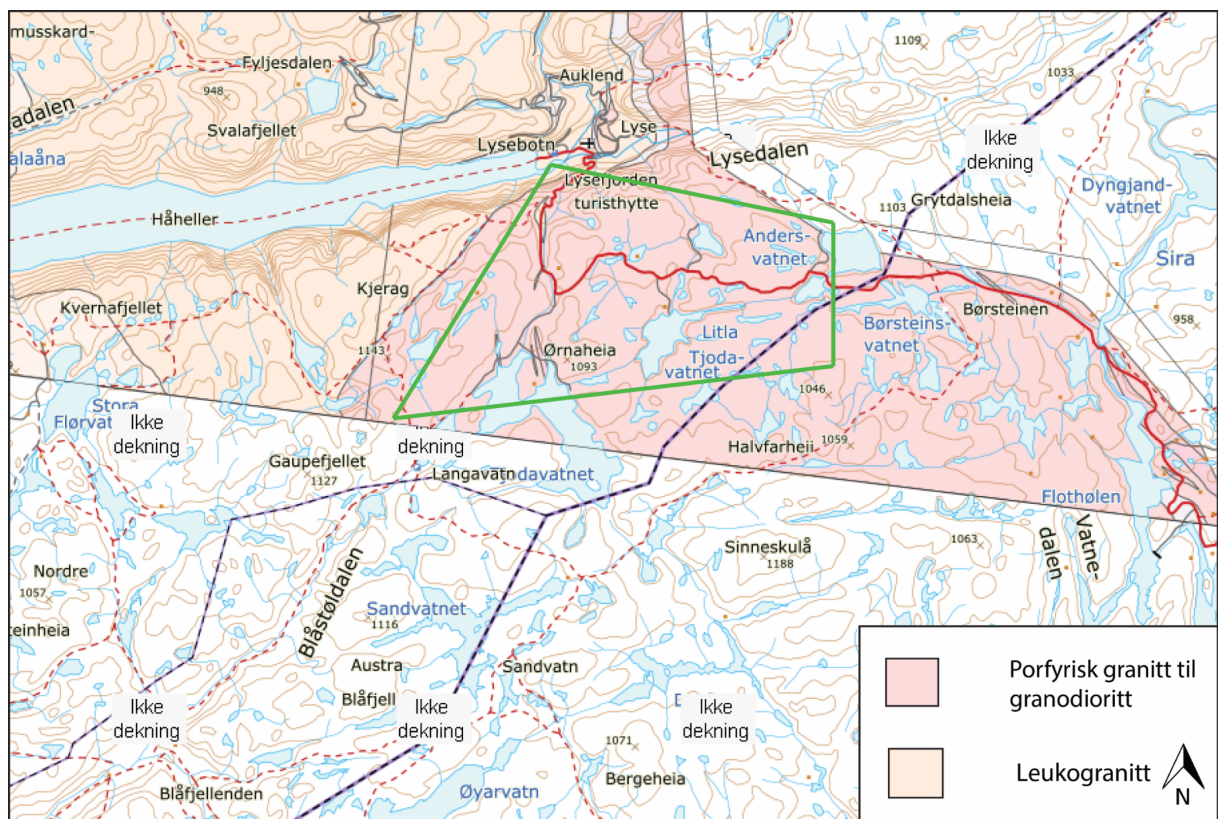
Lyse Energi regulerer blant annet Andersvatnet som befinner seg i studieområdet, i forbindelse med et større vannkraftvannlegg i Lysebotn. Den dype fjorden, den sparsomme vegetasjonen, det ujevne terrenget og de skurte flatene vitner om et område som har blitt formet av glasiert erosjon. Røye bergflater med store og dominerende kvarts- og feltspatkrystaller, indikerer høy grad kjemisk forvitring. Området er dominert av mange sprekker med ulik orientering som indikerer høy grad mekanisk forvitring, kombinert med eldre sprekker som følge av tektoniske hendelser.



Figur 1: A) Studieområdet er markert med rød pil på Norgeskartet. B) Studieområdet ligger innerst i Lysefjorden, området markert med rød ring (øverst i høyre hjørne). Norgeskart fra Geonorge (2016). C). Topografisk kart over område, sør for Lysefjorden/Lysebotn. Feltområdet er innenfor den grønne stiplede linjen. Hentet fra Kartverket (2018).

2.2 Berggrunnsgeologi og tektonisk historie

Berggrunnen i feltområdet er kartlagt til å være porfyrisk granitt til granodioritt (figur 2) (NGU, 2019). Granitten i området anses som homogen, med kun små mineralogiske variasjoner. Bergarten i ytterkanten av feltområdet mot vest har vært utsatt for høyere grad av metamorfose, hvor deler av området anses å være granittisk gneis.

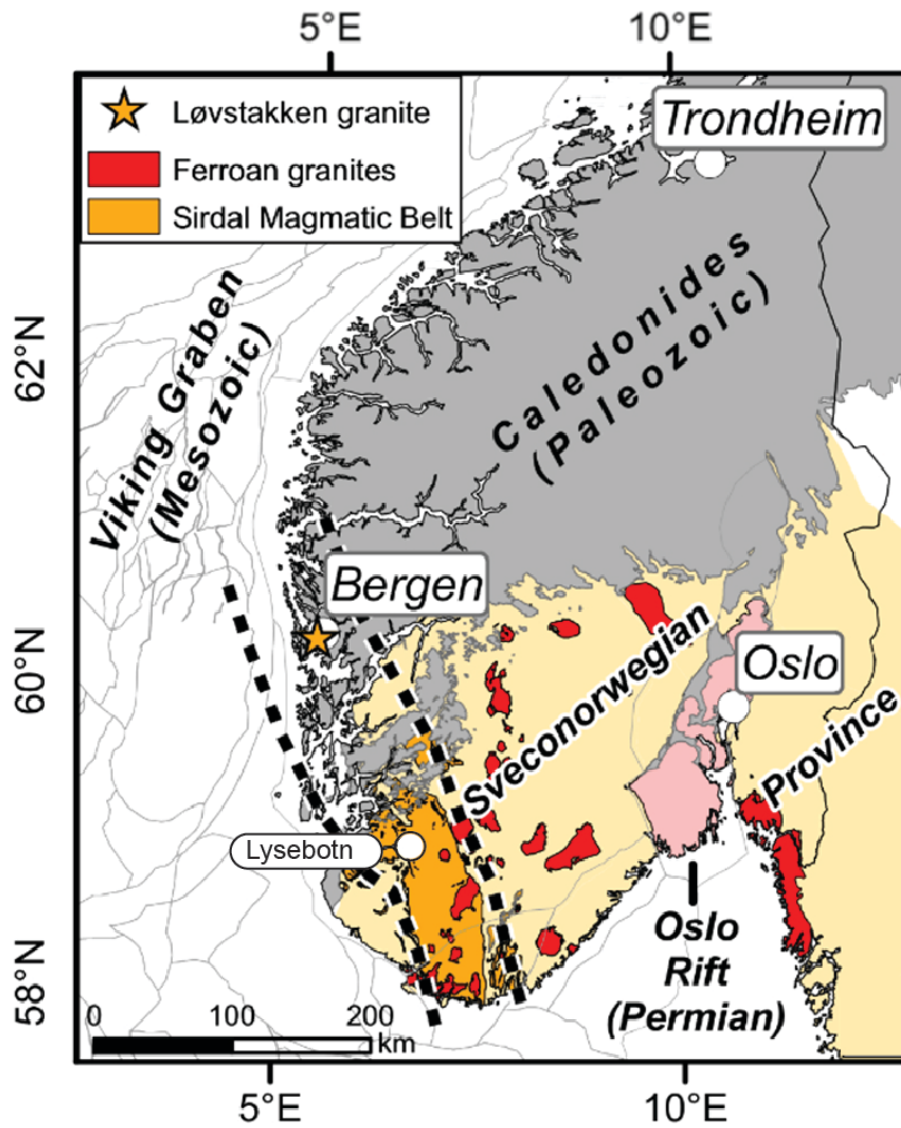


Figur 2: NGU berggrunnskart over studieområdet. Studieområdet er innrammet med grønn strek. Det mørkerosa området er kartlagt som porfyrisk granitt til granodioritt, mens det gule området er registrert som leukogranitt. Modifisert fra NGU (2019).

Sørvest-Norge, inkludert Lyseområdet, har tidligere blitt antatt å være et område utsatt for høygra- metamorfose som følge av kontinent-kontinent kollisjon omkring 1,02 Ga siden, også kjent som den svekonorvegiske fjellkjedefoldningen (Coint *et al.*, 2015). Det har i senere tid blitt oppdaget at deler av Sirdal magmatiske belte (SMB) ikke viser tegn til metamorfose. Feltområdet er en del av SMB, en nyoppdaget 200 km x 50 m batolitt av sen-mesoproterozoisk alder (1.6-1.0 Ga), og er dannet før eller overlapper i tid med den primære svekonorvegiske

metamorfosen (figur 3) (Coint *et al.*, 2015). En batolitt er et eksponert området, ofte en uregelmessig masse av granitt som dekker et område større enn 100 km² (Bagdonas *et al.*, 2016). Dannelsen av superkontinentet Rodinia fant sted omlag 1,03-0,90 Ga, samtidig som det ble dannet fjellkjeder over store deler av kontinentene (Li *et al.*, 2008). Greenville-fjellkjeden i Nord-Amerika og Canada, kan korreleres med den svekonorvegiske provinsen i Sørvest-Skandinavia, og er tolket til å være et resultat av kontinent-kontinent kollisjonen mellom Laurentia og Baltica på den ene siden, og Amazonia på den andre (Slagstad *et al.*, 2018). Manglende tegn til metamorfose i SMB, indikerer at høygrads-metamorfose var lokal i Sørvest-Norge (Gower, 1990). Konklusjonen om høygrad-metamorfose stemmer kun for mindre deler av SMB, da store deler av SMB ikke viser tegn til duktile egenskaper. Slagstad, *et al.* (2018) beskriver SMB som polysyklisk, som trolig inkluderer pre-svekonorvegiske episoder og flere hendelser av ulik karakter under den svekonorvegiske fjellkjedefoldningen. Det er observert krysskuttende relasjoner som gir en minimumsalder for metamorfe hendelser, men det er vanskelig å fastslå om hendelsene er relatert til den svekonorvegiske provinsen, eller om de fant sted ved et tidligere tidspunkt (Slagstad *et al.*, 2018).

Slagstad *et al.* (2018) har foreslått at eksistensen av en tilvekstmargen over lang tid bedre kan forklare den metamorfe og magmatiske utviklingen, heller enn klassisk kontinent-kontinent kollisjon. Det blir til gjengjeld diskutert om de omplasserte bergartene avga nok varme til å omdanne bergartene. Det er også foreslått at basaltisk stigende magma som blir fanget under jordskorpen kan være en aktuell årsak til tilførsel av varme (Bybee *et al.*, 2014). En eksisterende dome-struktur som følge av den svekonorvegiske fjellkjedefoldningen, kan forklare de lokale trykk- og temperaturforholdene på Sør-Vestlandet (Slagstad *et al.*, 2018). Det har blitt målt foliasjon i ytterkanten av SMB, i fjordmunningen av Lysefjorden og sør for Lysefjorden der flanke-verdiene til SMB indikerer en dome-struktur (Slagstad *et al.*, 2018).

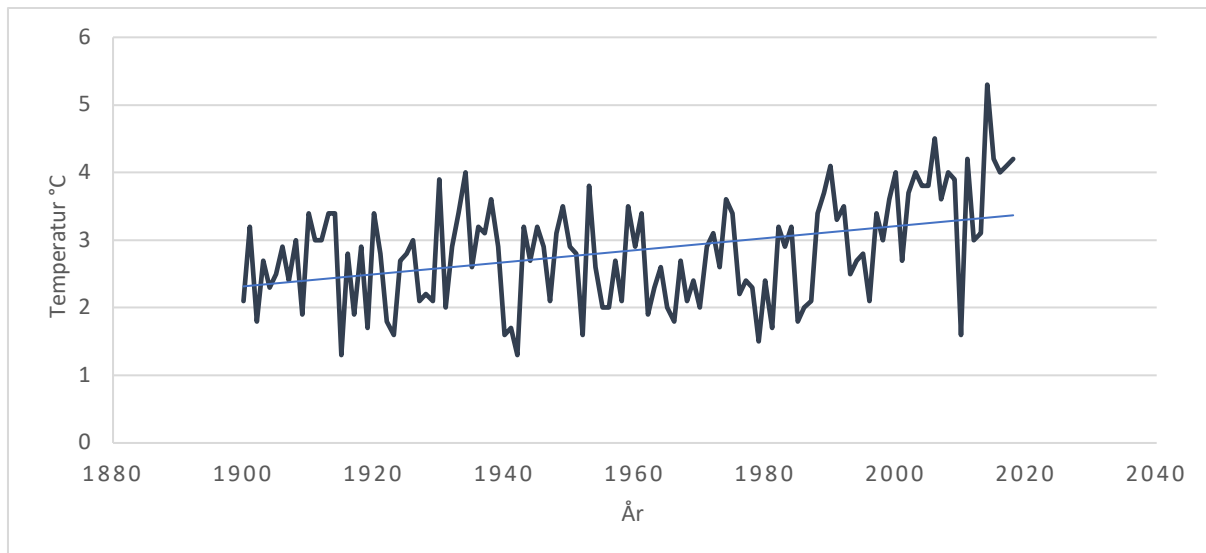


Figur 3: Lyseområdet er en del av Sirdal magmatiske belte. Geologisk kart over Sørvest-Norge. Modifisert fra Slagstad et al. (2018).

2.3 Klima

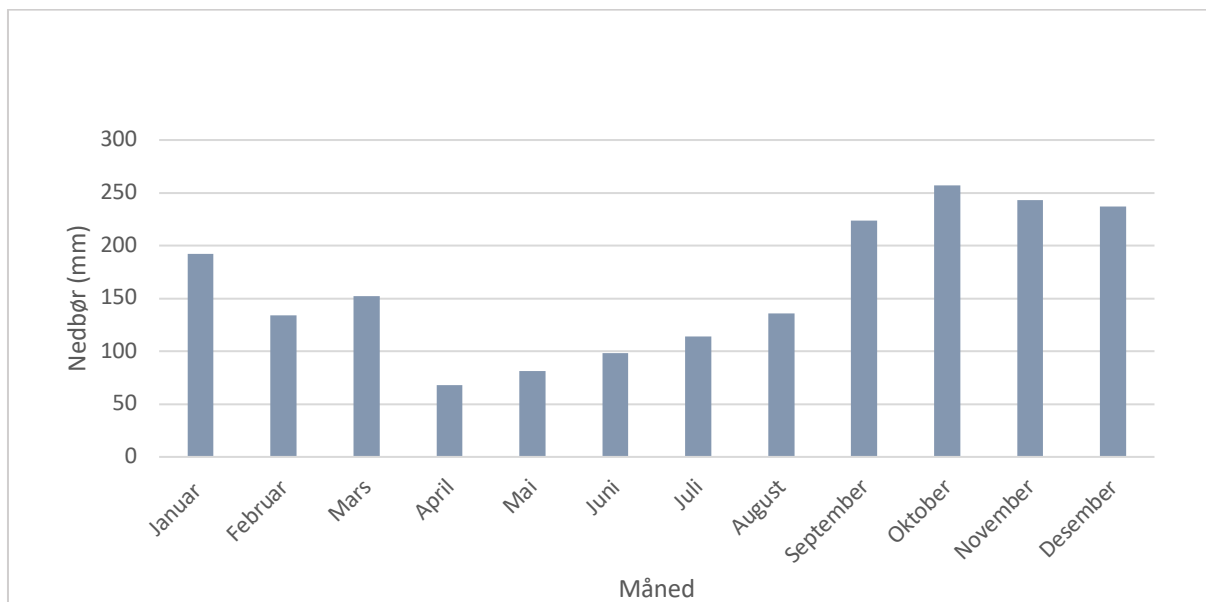
Den kystnære beliggenheten, den dype fjorden og det vegetasjonsfattige landskapet påvirker nedbør, vindretning og temperatur. Lysebotn med stasjonsnummer (45350) på 5 m o.h. er den nærmeste målestasjonen i drift. Lysebotn målestasjonen har kun registrert nedbør og temperatur siden 2011, men modellerte nedbørsdata tilbake til 1961, samt modellerte temperaturer tilbake til 1900 er imidlertid tilgjengelige fra eKlima.

Når klimastatistikker beregnes benyttes meteorologiske normalperioder, som er gjennomsnittsværet over en periode på 30 år (Arguez & Vose, 2011). Temperaturene avtar med høyden, som gir store snømengder om vinteren, samt temperaturer på frysepunktet store deler av året. Det er betydelige variasjoner i lokalklima på grunn av de topografiske forholdene. Normal årstemperatur i studieområdet i perioden 1900-1960 er 0-2°C, til tross for at gjennomsnittstemperaturen for området i perioden 1900-d.d indikerer store variasjoner med en økende trend (figur 4). Det åpne landskapet med lite vegetasjon, gjør at studieområdet er utsatt for vind med høy hastighet, og er ikke skjermet av topografien, som i Lysebotn. Gjennomsnittlig lufttemperatur i Lysebotn i perioden 1900-2018 har variert mellom 1-6°C, med lave sommertemperaturer og milde vintertemperaturer. Berggrunnen i studieområdet er dominert av forkastninger og sprekker. Det antas at store nedbørsmengder infiltreres i berggrunnen, hvor strømningsveien til nedbøren avhenger av konduktiviteten i sprekke.



Figur 4: Gjennomsnittstemperaturen for Lysebotn for perioden 1900-2018, med trendlinje i blått. Målinger er hentet fra eKlima.

De mest nedbørsrike månedene er fra september til januar, og er modellert til å være ca. 200-250 mm (figur 5). Det er også under denne perioden målt de laveste temperaturene. Sammenlignet med resten av Sør-Norge, befinner studieområdet seg i de mest nedbørsrike områdene.



Figur 5: Månedsnormaler for nedbøren i Lysebotn i perioden 1961-1990. Gjennomsnittsverdiene er hentet fra eKlima.no.

2.4 Glasiasjons- og erosjonshistorie

Kvartær omfatter de siste 2,6 Ma og karakteriseres av sykliske svingninger i klimaet, havnivåendringer og flere nedisinger. For å forstå effekten av store isdekker, er det nødvendig å kunne rekonstruere utbredelsen og overflateprofil til isdekkene. Den laterale utbredelsen av det skandinaviske isdekket kan rekonstrueres ved hjelp av morfologiske og sedimentære bevis.

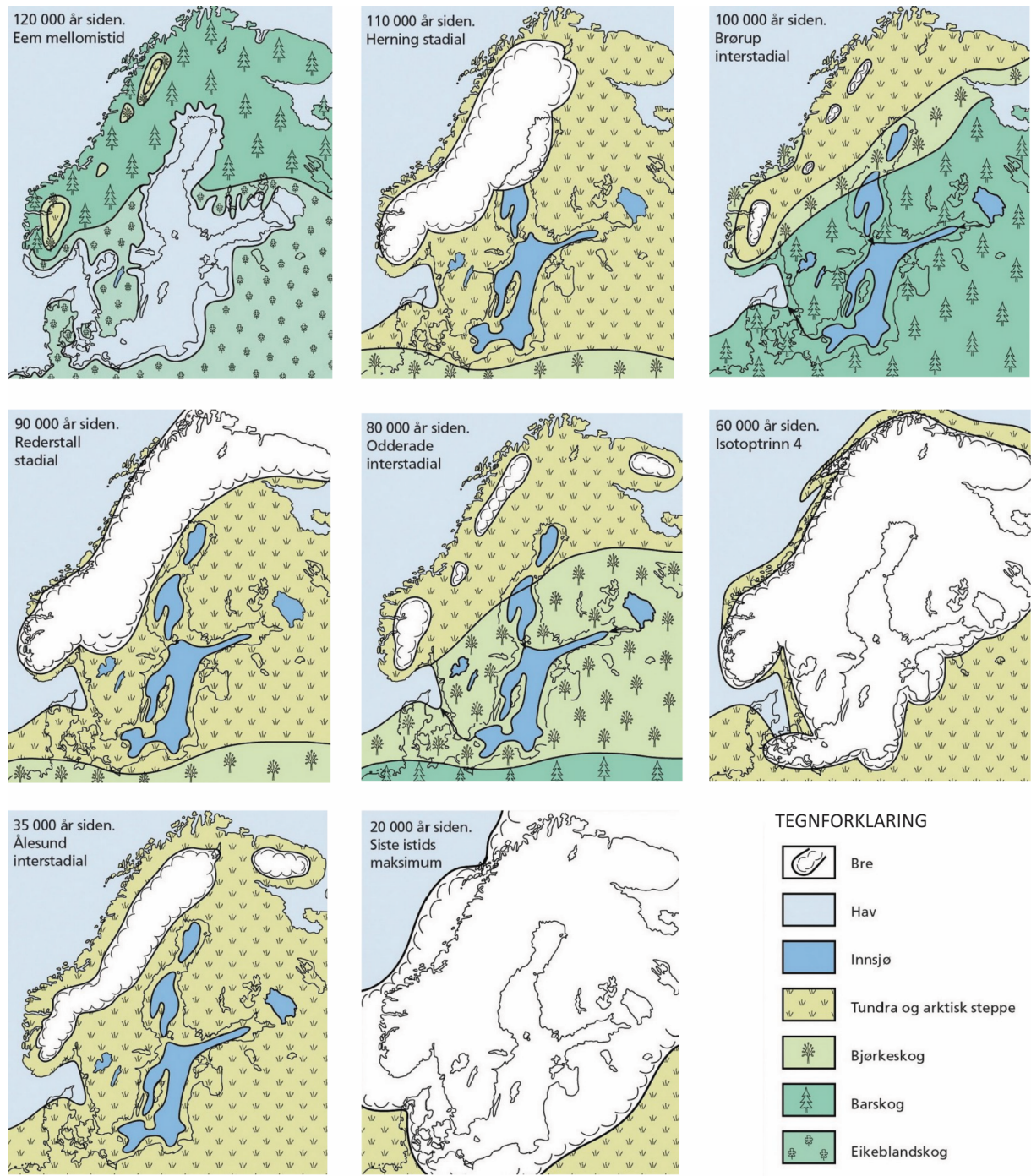
Hughes *et al.* (2016) sammenstiller aldre fra en rekke publiserte arbeid som tar for seg isutbredelsen tilbake til 40 ka, og har på grunnlag av disse laget tidsbilder som viser den laterale isutbredelsen fra ålesund interstadial til boreal, det vil si fra 38 ka til 10 ka. Posisjonen til ismarginen i hvert tidsbilde er i stor grad interpolert. Tidsbildene viser en ekspansjon av isdekket frem til maksimumsposisjonen ble nådd i siste glasiale maksimum (LGM), omtrent 20 ka. Mellom LGM og allerød smeltet ismarginen tilbake innover i landet, før den under kuldeperioden yngre dryasstadialen hadde et opphold eller fremrykk, mens den i boreal trakk seg ytterligere tilbake.

Den vertikale utbredelsen til det skandinaviske isdekket er vanskelig å definere. Andersen (1981), Boulton *et al.* (1985) og Nesje og Sejrup (1988) foreslår et kontinuerlig isdekke over Sør-Norge i sen-weichsel maksimum. Bevaringen av alpine landskap og alloktone og autoktone blokkhav kan forklares ved variasjoner i det subglasiale temperaturregimet til isdekket. Dersom isen er tykk, er det større sannsynlighet for at bresålen når trykksmeltepunktet, som igjen fører til basal glidning og erosjon (McCarroll & Nesje, 1993). Isdekker, og selv mindre breer, har hatt stor innvirkning på landskapsutviklingen i Norge. Dype fjorder, U-formede daler og botner er et resultat av glasial aktivitet (Mangerud *et al.*, 2011). Kvartærtiden, fra 2,6 Ma til 11,7 ka, har vært preget av flere istider (glasiale perioder) og avbrutt av kortere mellomistider (interglasiale perioder) (figur 6). Store deler av utformingen av landoverflaten i Norge, samt mye av løsmassene vi ser i dag har sitt opphav fra kvartærtiden (Mangerud *et al.*, 2011). Isdekkene har abradert og plukket med seg biter av berggrunnen og skjøvet på løsmasser. Siste

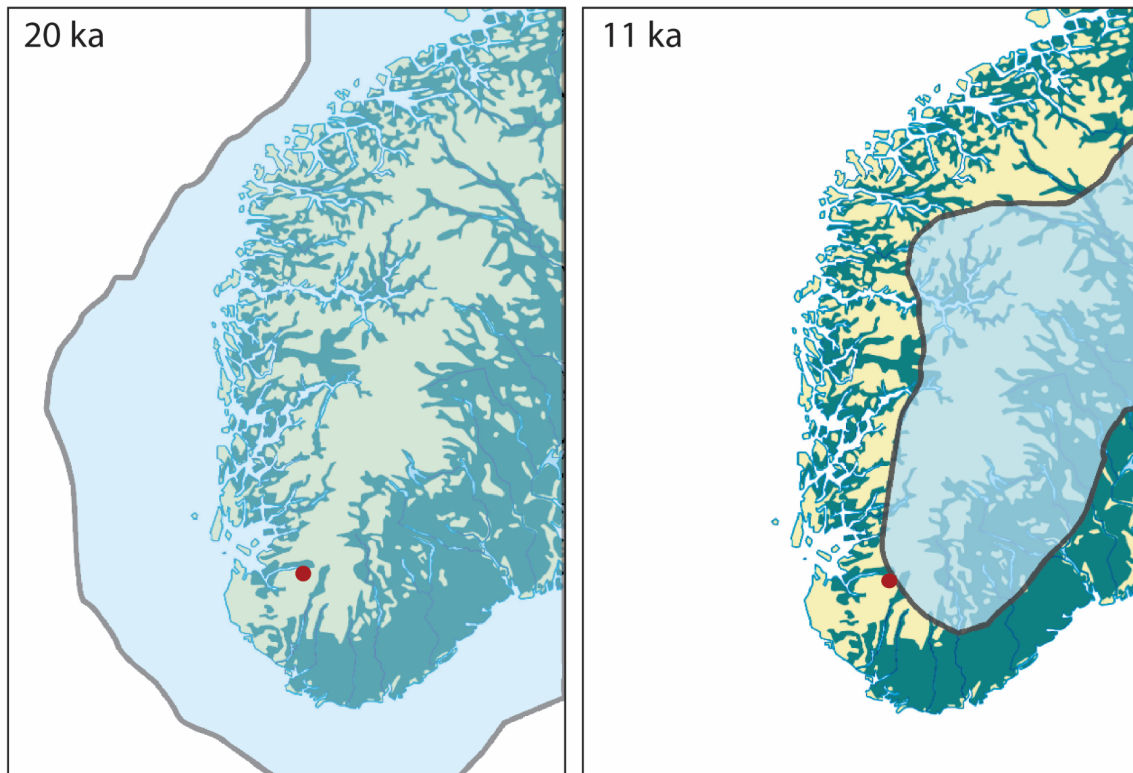
istid, weichsel (117,0-11,7 ka), dekket store deler av Skandinavia og Finland med is (Mangerud *et al.*, 2011). Under siste istids maksimum var ismarginen lokalisert ut på kontinentsokkelen (figur 7) (Hughes *et al.*, 2016). Under siste deglasiasjon trakk ismarginen seg tilbake, først Norskerenna, deretter innover i landet (Briner *et al.*, 2014). På lavlandet langs sør-vestkysten av Norge, fant tilbaketrekningen sted mellom 16-19 ka før nåtid (Knudsen, 2006).

Morener i Lysefjordområdet har tidligere blitt antatt å være av yngre dryas alder, men eksponeringsaldre fra Briner *et al.* (2014) indikerer fluktuasjoner i isdekket fra eldre dryas (14,0 ka) til holocen (11,4 ka) (Briner *et al.*, 2014). Isfronten trakk seg tilbake inn i Lysefjordområdet om lag 14 ka, og avsatte en rekke morener (Briner *et al.*, 2014). I henhold til Briner *et al.* (2014), ble området utenfor Lysefjorden-morenen eksponert $14 \pm 0,4$ ka, og selve morenen har gjennomsnittsalder på $11,4 \pm 0,4$ ka. Bevis for et brefremstøt og avsetning av randmorener om lag 14 ka, har blitt observert langs vestkysten av Norge, og er korrelert med den kaldere perioden eldre dryas (Briner *et al.* 2014). Området lokalisert øst for Trollgarmorenen i Lysefjorden er datert til $11,3 \pm 0,9$ ka (Briner *et al.*, 2014). Innerst i Lysefjorden, Lysebotn, er flyttblokker datert til $10,6 \pm 0,3$ ka, som indikerer en rask tilbaketrekning gjennom Lysefjorden. Lyseheiene nord for Lysebotn, 450 m o.h., er datert til $20,5 \pm 0,5$ ka (figur 8). Briner *et al.* (2014) forklarer den høye eksponeringsalderen med at isen ikke har erodert tilstrekkelig (> 2 m (Goehring *et al.*, 2008)), og at den høye alderen er et resultat av arv av ^{10}Be fra tidligere isfrie episoder.

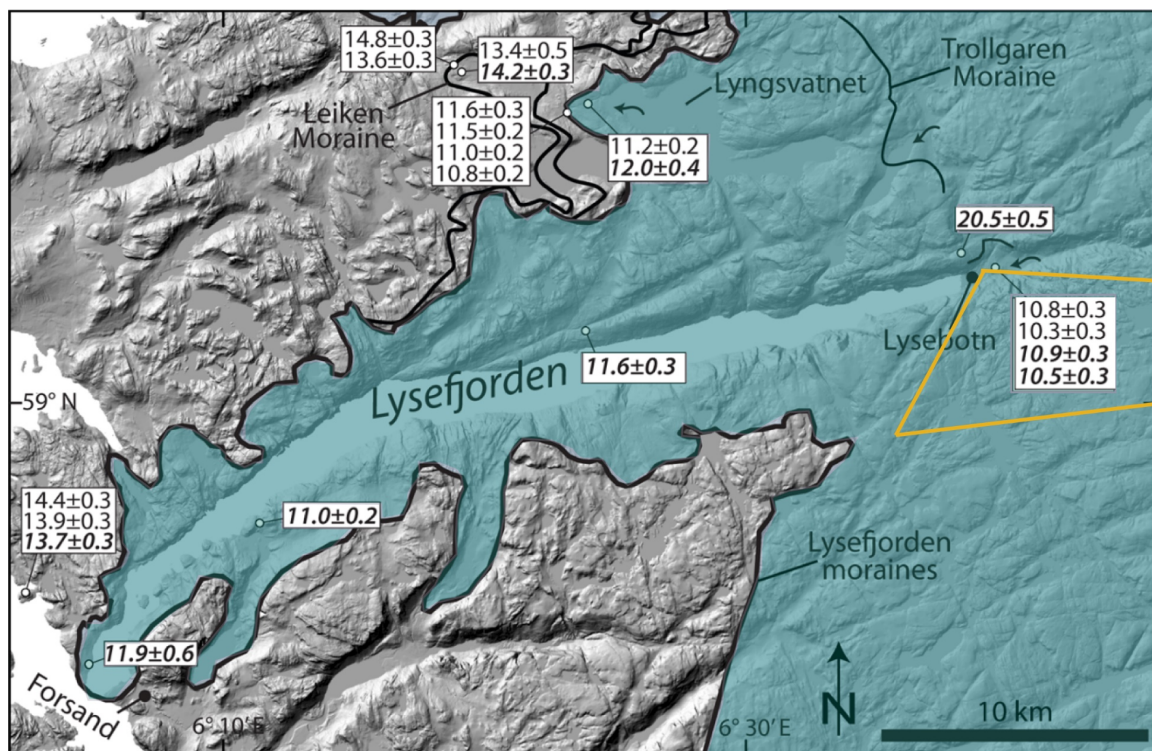
Den senklasiale historien (allerød-interstadial til deglasiasjonen) til Lysefjorden ligner Bergen-Hardangerfjordområdet, hvor isen begynte å trekke seg tilbake i midtre allerød, og med et fremrykk i slutten av yngre dryas, før den ble isfri om lag 10 ka (Briner *et al.*, 2014).



Figur 6: Rekonstruksjoner av is- og vegetasjonsfluktasjoner i Norden i siste mellomistid, eem, og gjennom siste istid, weichsel. Hentet fra Vorren og Mangerud (2007).



Figur 7: Figuren illustrerer isutbredelse for 20 og 11 ka, basert på kvartærgeologisk kartlegging og dateringer. Isutbredelsen er forventet å ha vært på sitt største under siste istid for omtrent 20 ka, og omkring 11 ka ble feltområdet isfritt. Feltområdet er markert med en rød ring. Modifisert fra Hughes et al. (2016).



Figur 8: Eksponeringsaldre fra Lysefjordområdet. Lysebotn er ifølge Briner et al. (2014) forventet isfritt om lag 10,5 ka. Studieområdet markert med gult. Modifisert fra Briner et al. (2014).

3. Geologisk rammeverk

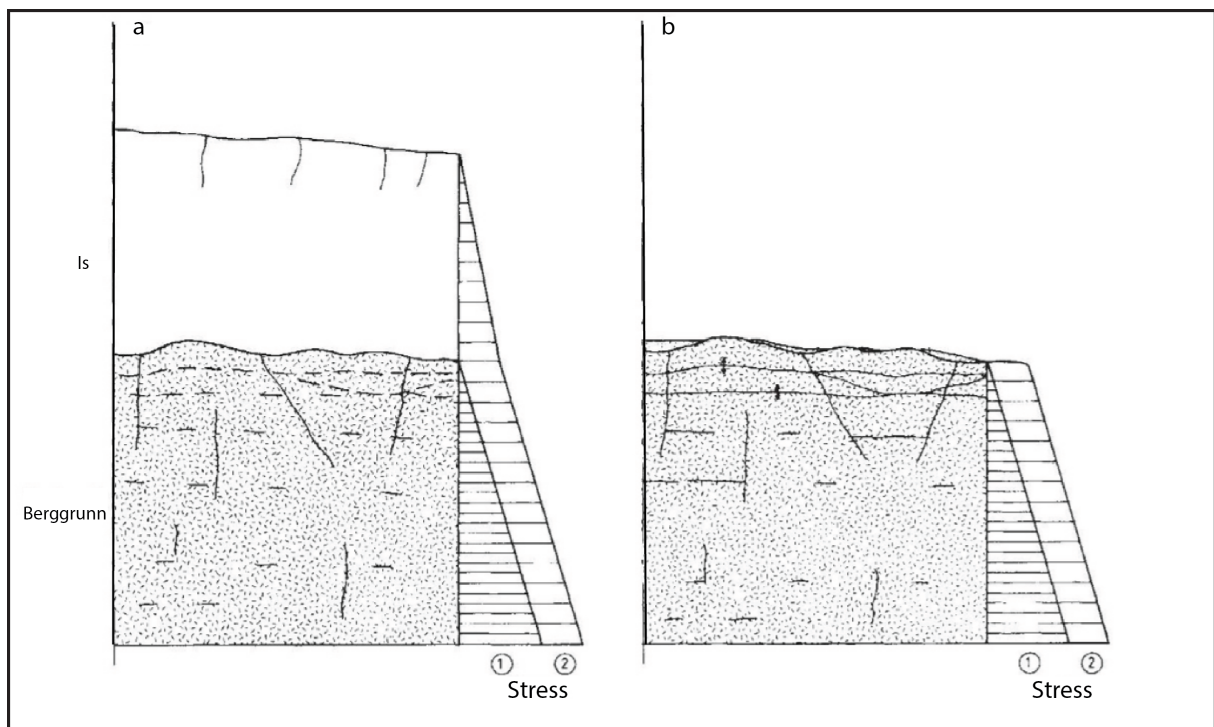
Det er stadig mer anerkjent at dannelsen av landformer er i større eller mindre grad påvirket av berggrunnstype og strukturer, relasjonen mellom dominerende bergartsstrukturer og isbevegelsesretning, samt glasiologiske kontroller som istykkelse, strømningshastighet og breens temperaturregime (f. eks. Zumbege, 1954; Gordon 1981; Krabbendam & Bradwell, 2011; Krabbendam & Glasser, 2011).

3.1 Sprekkedannelse

Kunnskap om stressfeltet i jordskorpen er nødvendig for å forstå prosesser som dannelse av forkastninger og oppsprekking. Carlsson og Olsson (1982a) foretok *in situ* stressmålinger av en 500 m lang kjerne av prekambriske bergarter i Sverige, for å sammenligne det faktiske stresset med et teoretisk stress fra vekten av 2000 m tykk is. Det prinsipielle stresset ble målt til å være av høyere størrelsesorden enn stresset som var forventet som følge av overliggende ismasser. Det er mange ytre faktorer som kan påvirke stressforhold i berggrunnen. En forklaring kan være at berggrunnen sprekker opp som et resultat av at den overliggende vekten avtar.

Is har en lavere skjær- og kompresjonsstyrke enn de fleste intakte bergartstyper, noe som gjør det vanskelig å se for seg hvordan et mye svakere materiale kan sprekke opp berggrunnen (Krabbendam *et al.*, 2017). Berggrunnen påvirkes av et tredimensjonalt stressfelt bestående av en vertikal og to horisontale komponenter. Den vertikale komponenten styres av gravitasjonskraften, og øker med dybden. Det laterale stresset er forventet å bestå, til tross for at normalstresset reduseres. Dette vil ikke kunne forklare stressfeltet i Lyse, hvor den største denudasjonen antas å være i prekambrium. Deglasiasjon er en svært hurtig prosess (på en geologisk tidsskala), og kan sammenlignes med umiddelbar denudasjon. I LGM ble overflaten av den underliggende berggrunnen utsatt for et stort vertikalt stress. I løpet av deglasiasjonen avtok det vertikale stresset til null, mens det laterale horisontale stresset kun minket med en fjerdedel. Som et resultat av økt

skjærstress, der σ_1 og σ_2 er større enn σ_3 , kan sprekker i henhold til Carlsson og Ohlsson (1982b) oppstå parallelt med overflaten (figur 9). Etter hvert som erosjon fjerner eksfolierte flak og trykkavlastning oppstår på den underliggende bergarten, dannes subhorisontale sprekker orientert parallelt med overflaten. Det samme prinsippet gjelder for trykkavlastning som et resultat av isavsmelting, med forbehold om at stressreduksjonen er stor nok.



Figur 9: Hypotetisk påvirkning av glasiasjon. A) viser stressnivået under en glasiasjon, og b) viser stress nivået etter deglasiasjon. Figuren illustrerer at det eksisterte svakhetssoner i berggrunnen under isens tilstedeværelse. Etter området ble isfritt, ble det generert sprekker i svakhetssonene i berggrunnen. Modifisert fra Carlsson og Ohlsson (1982b).

Alle bergarter er påvirket av sprekker på ulik målestokk, fra store synlige sprekker og lagdelingsflater, til mindre mikroskopiske brudd og kløvplan i mineralkorn. Størrelsen og tettheten til sprekkeene kan variere for ulike bergarter, bestemt av styrken til bergarten. Skifer har ofte høy tetthet av lagdelingsflater, mens sprekker i granitt kan være flere meter brede. Blokker kan isoleres av sprekker, og som et resultat eroderes blokkene glasialt ved at blokkene løsrives som følge av plukking, og en slik prosess kalles usammenhengende brudd (Addison, 1981).

Sprekker i berggrunnen spiller en stor rolle for evnen breen har til å erodere bergoverflaten i et subglasialt miljø. I henhold til Rea (1994) er sprekker spesielt viktig dersom isen er tynn og beveger seg sakte. Flere studier har konkludert med at isen plukker langs allerede eksisterende sprekker, slik at en intakt berggrunnsflate ikke nødvendigvis sprekker opp på grunn av den overliggende isen (Rea, 1994; Düehnförth *et al.*, 2010; Krabbendam & Glasser, 2011). Større sprekker under en tykkere is vil også utgjøre en stor forskjell for plukkingen, og kan være en kontrollerende faktor for landskapsutviklingen (Rea, 1994).

Dominansen av plukking sammenlignet med abrasjon i glasiøle og fluviale systemer er sterkt kontrollert av sprekkgeometrien (Whipple *et al.*, 2000). Orienteringen til erosive krefter relativt til sprekkorienteringen kan bestemme hvor lett fragmenter kan fjernes fra berggrunnen (Scott & Wohl, 2018). Dersom tettheten av sprekker er konstant, vil sprekkorienteringen spille en stor rolle for plukkingen. Flere sprekkesett vil generere mindre, men flere blokker. I isdekkede intervall kan sprekker genereres ved at subglasialt vanntrykk fluktuerer i berggrunnen, og at skjærstresset øker ved at isen sklir på underlaget. Det er i dag fortsatt uklart i hvor stor grad sprekker kontrollerer grad av plukking, og det er ennå ikke utarbeidet modeller som viser hvordan sprekkorienteringen kan påvirke glasiøle landskapsutvikling (Scott & Wohl, 2018).

3.2 Glasiøle erosjon

3.2.1 Kontrollerende faktorer for glasiøle erosjon

Det er fortsatt uklart hvilke kontroller som avgjør om det er abrasjon eller plukking som dominerer (f.eks. Briner & Swanson, 1998). Enkelte studier legger vekt på viktigheten av istykkelse, ishastighet og vanntrykk. Andre viser til viktigheten av forholdet mellom litologi og subglasiøle erosjonsmekanismer (Glasser *et al.*, 1998; Philips *et al.*, 2010). Subglasiøle eksperimenter har derimot vist en tydelig sammenheng mellom hardheten til bergarten og den subglasiøle

abrasjonsraten (Boulton, 1979). Andre studier forslår en sammenheng mellom allerede eksisterende mekaniske diskontinuiteter og plukking (f.eks. Rastas & Seppälä, 1981; Rea, 1994; Glasser *et al.*, 1998). Düehnforth *et al.* (2010) undersøkte granodiorittisk bergart i Yosemite, og konkluderte med at områder med tette sprekker eroderes raskere enn området med stor sprekkeavstand. Enkelte studier viser at resultatet av glasial erosjon av berggrunnsoverflater varierer med graden av preglasial forvitring (Lindström, 1998; Olvmo *et al.*, 1999; Johansson *et al.*, 2001), som indikerer at berggrunnen i de øverste meterne kan avvike fra berggrunnen under.

Isdekkers egenskaper

Breer kan klassifiseres etter ismassenes temperaturforhold i bresålen. I polare breer (kaldbaserte breer) er temperaturen under trykksmeltepunktet, og bresålen vil være fastfrosset i underlaget. I tempererte breer (varmbaserte breer) er temperaturen på trykksmeltepunktet i bresålen (f.eks. Boulton, 1972; Benn & Evans, 2014). Glasial erosjon avhenger av temperaturen i ismassene, og en bre som er fastfrosset til underlaget vil erodere mindre (Glasser & Bennett, 2004). Subpolare (polytermale) breer har temperaturer både på og under trykksmeltepunktet. Smeltetemperaturen til is er konstant ved 0°C, men senkes med 0,072°C per MPa, ettersom trykket i bresålen øker. Temperaturfordelingen i en bre avhenger av energiutveksling, varmekilder i breen og strømningshistorien (Benn & Evans, 2014). De tre dominerende varmekontrollerende faktorene er:

- 1) Energiutveksling mellom øvre del av breen og atmosfæren
- 2) Den geotermale temperaturfluksen i bresålen
- 3) Varme generert som følge av friksjon mellom breen og underlaget

Kaldbaserte breer dannes når de tre varmekontrollerende faktorene er for små til å nå trykksmeltepunktet. Det har lenge blitt antatt at kaldbaserte breer beskytter berggrunnen, heller enn å erodere (Sugden *et al.*, 1991; Stroeven & Kleman, 1999), men i henhold til Atkins *et al.* (2002) og Waller (2001) kan også kaldbaserte breer erodere berggrunnen. *Manhaul Bay Glacier* på Antarktis antas å være ~200 m

tykk på midten med en såletemperatur på $\sim -24^{\circ}\text{C}$. Det ble observert erosjonsformer, som brede skuringsstriper og forsenkninger, og rygger på eksponert berggrunn. Isdekket antas å ha hatt lik tykkelse og like lave såletemperaturer som i dag. Erosjonsformene dannet av kaldbasert is er forskjellige fra formene som er dannet av varmbasert is. Under kaldbaserte breer forekommer abrasjonsmerker som regel i ytterkantene av isen, og varierer i størrelse, form og gruppering. Merkene etter abrasjon er ikke konsistente og danner ikke uniforme sett med parallelle striasjoner, som ofte er tilfellet under varmbasert is (Atkins *et al.*, 2002). Det er også observert avsetningsformer som breksje, flyttblokker, kjegler av løsmasser, samt løsmasser på lesiden av skråninger. I kaldbasert is antas det at blokker har blitt plukket og inkorporert i isen, heller enn å bli slept langs sålen (Atkins *et al.*, 2002).

I henhold Cuffey *et al.* (2000) behøver ikke tilstedeværelse av skuringsstriper å indikere at isen er varmbasert. Kaldbaserte breer kan aktivt inkorporere sedimenter i sålen, og kan være en viktig geomorfologisk prosess. At kaldbaserte breer beskytter berggrunnen heller enn å erodere er en forenklet antagelse, til tross for at det stemmer sammenlignet med tempererte breer (Cuffey *et al.*, 2000).

I henhold til Benn & Clapperton (2000) var ismarginen i Sør-Chile kaldbasert i siste istid, basert på tre observasjoner. 1) Under en kaldbasert is, kan ikke smeltevann penetrere overflaten på grunn av en impermeabel berggrunn under et kaldt isdekke. 2) Sedimenter var deformert som følge av skyving (glasitekonikk), men de sedimentære lagene indikerte sprø deformasjon (forkastninger i sandlag og foldede lag av grus). 3) Utsmeltingsmorene, kame, og glasiale massestrømmer er avsatt på morenerygg, og det foreslås at avsetningsformene er avsatt etter at isen smeltet vertikalt ned. Dersom isen var varmbasert ville moreneavsetningen erodert bort.

Brebevegelsen i tempererte breer forgår ved basal glidning, indre bevegelse, eller ved en kombinasjon av de to (Nesje, 2012). Den subglasiale erosjonen avhenger av typen substrat, om det for eksempel er fast fjell eller løsmasser. Vannlaget som

dannes av geotermal varme eller friksjonsvarme, øker hastigheten til brebevegelsen, og dermed evnen til å erodere.

Istykkelsen er en kritisk variabel. I likhet med det meste av jordens overflatemateriale, øker temperaturen til isen med dybden (Sugden, 1977). En tynn is med høy isbevegelseshastighet eller is som er utsatt for et høyt og varierende vanntrykk (hydrostatisk trykk), er antatt å favorisere dannelsen av hulrom, og derfor ideell for glasial plukking. Tykk og plastisk is som beveger seg sakte er antatt å forhindre dannelsen av hulrom på lesiden av forhøyninger, og abrasjon vil heller være den dominerende prosessen (f.eks. Sharp *et al.*, 1989; Glasser & Warren, 1990; Iverson 1991; Hallet 1996; Glasser & Bennett, 2004).

Berggrunn

Hardhet og sprekke tetthet er forventet å kontrollere grad av forvitring, og avgjøre om det er abrasjon eller plukking som er den dominerende prosessen. I henhold til Hallet (1996) er en sakte dannelse av sprekker nødvendig for at sprekke skal kunne produsere blokker, og som et resultat av dette vil plukking forekomme sporadisk.

Varighet

Hvor lenge et område har vært isdekket vil påvirke grad av glasiøse erosjon. Det er antatt at Skandinavia og Finland har vært dekket av is gjentatte ganger i kvartær (Mangerud *et al.*, 2011). Det er ennå ikke kjent hvor stor betydning det hadde for den glasiøse erosjonen i siste istid, at områder tidligere har vært glasiøst erodert. En berggrunn dominert av glasiøse plukking vil trolig danne et ujevnt terreng, som igjen vil øke den glasiøse plukkingen i neste periode med overdekning av is. Et dypforvitret terreng som senere har blitt strippet for løsmasser, kalles etseplan, og kan i flere tilfeller ligne et område dominert av glasiøse plukking (Büdel, 1982). Det er usikkert om det samme gjelder abrasjon, da abrasjonen er antatt å jevne ut terrenget heller enn å løsne og transportere større blokker. Det er likevel antatt at overdekning av varmbasert is fører til denudasjon av

jordoverflaten.

Topografi

Den prekvartære overflaten kan være avgjørende for glasial erosjon i kvartær. Dersom det allerede eksisterte ujevnheter og sprekker i berggrunnen før kvartær, er det forventet at glasial plukking vil være den dominerende erosjonsprosessen ved at det lettere dannes hulrom mellom berggrunnen og isen. Trolig vil en overdekningsperiode dominert av glasial erosjon favorisere plukking i neste overdekningsfase. Tidligere isdekkers evne til å erodere vil også påvirke hvordan den neste glasiale syklusen kan erodere.

3.2.2 Glasiale prosesser

Subglasial erosjon foregår hovedsakelig som følge av plukking og abrasjon og danner distinkte erosjonsformer (Krabbendam & Glasser, 2011). Faktorene som bestemmer om det er plukking eller abrasjon som dominerer er fortsatt ikke kjent (Briner & Swanson, 1998). Glasiale forhold som favoriserer eller undertrykker dannelsen av huler (isbevegelseshastighet, istykkelse og vanntrykk) er antatt å være gunstig for abrasjon og plukking. Det er likevel anslått at abrasjon utgjør en mindre del av erosjonen enn glasial plukking (Boulton, 1979; Sugden *et al.*, 1992; Riihimaki *et al.*, 2005). Til tross for at prosessene for plukking og abrasjon er av ulik størrelsesorden, styres de av sprekker og svakhetssoner i berggrunnen (Krabbendam & Glasser 2011).

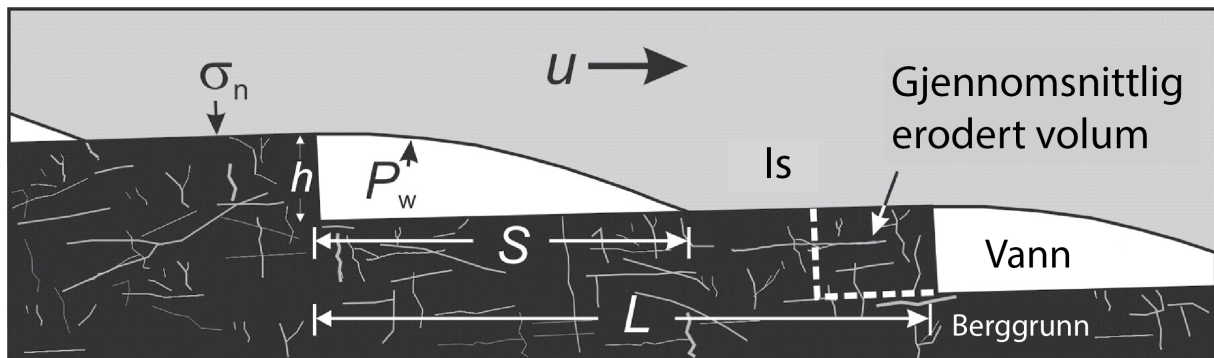
Abrasjon

Abrasjon skurer berggrunnen ved at bergartsfragmenter inkorporert i bresålen og subglasiale sedimenter sliper underlaget (Cuffey & Alley, 1996). Abrasjon kan forekomme av at mindre fragmenter (silt <0,01 mm) skrapper berggrunnen og danner striasjoner, samtidig som større klaster langs bresålen kan fjerne små bergartsfragmenter (Hallet, 1981; Iverson, 1991). Abrasjon danner distinkte

erosjonsformer som glasiale striasjoner, og skurte erosjonsformer som støtsiden på en rundsva (Krabbendam & Glasser, 2011).

Plukking

Plukking oppstår ved at trykkforskjeller i bresålen forårsaker at berggrunnen sprekker opp og større bergartsfragmenter inkorporeres i bresålen (Glasser & Bennett 2004). I motsetning til abrasjon, kan plukking fjerne store fragmenter, og krever ikke at bresålen inneholder sedimenter, men danner fragmenter i bresålen (Krabbendam & Glasser, 2011). Plukking krever at det eksiterer hulrom mellom isen og berggrunnen, ofte på lesiden av forhøyninger i landskapet, og som et resultat av plukking dannes det ytterligere distinkte lesider (Krabbendam & Glasser, 2011; Iverson, 2012). Det er enda ikke utarbeidet en fullstendig modell for plukking og det er uvisst i hvor stor grad sprekker i bergarten kontrollerer plukking. Hallet (1996) etablerte en modell for glasial plukking, med utgangspunkt i en horisontal berggrunnsflate med en serie av skråstilte flater som heller oppover med isbevegelsesretningen. Dette fører til at det dannes nedadgående hulrom hvor isen mister kontakt med underlaget. Modellen til Hallet (1996) indikerer at bergarten ikke behøver å være oppsprukket for at plukking skal oppstå, men heller at normalstresset påført berggrunnen fra den overliggende ismassen er nødvendig for dannelse av sprekker. I henhold til Krabbendam og Glasser (2011) hører dette med til sjeldenhetene. Flere studier har beskrevet en forbindelse mellom sprekker og glasial plukking (f.eks. Rastas & Seppällä 1981; Gordon, 1981; Sugden *et al.*, 1992; Rea, 1994; Düehnförth *et al.*, 2010). Modellen til Iverson (2012) demonstrerer at erosjonsraten varierer med isbevegelseshastighet, som igjen varierer med påført stress og styrken til bergarter. Resultat fra modellen indikerer at erosjonsrater kan være høyere i bergarter med heterogen styrke, ved at isen benytter diskontinuiteter i berggrunnen (figur 10).



Figur 10: Modell av oppsprukken berggrunn under en varmbasert is. Vannfylte porerom dannes nedover med isbevegelsesretningen, på lesiden av benker. Isen genererer stress på underlaget, som er en faktor av isbevegelseshastighet, normalstress, vanntrykk, kontaktflate og lenden på flaten. Modifisert fra Iverson (2012).

Skyving (glasitektikk)

Skyving eller glasitektikk er erosjonsdeformasjon av tidligere avsatt morenemateriale (Seppälä, 2016). Det antas at isen kan reorganisere morenemateriale ved å flytte blokker av sammenfrosset morenemateriale (Seppälä, 2016). Glasitektikk forstyrrer morenedekket, og medfører dannelse av deformasjonsmorener og overflateformer. Det vanligste hendelsesforløpet er løsrivelse av frosne moreneblokker, som siden transporteres og avsettes. Denne prosessen kan kun forekomme som følge av skyving, men plukking av morenemateriale og gjenfrysing av smeltevann kan også være en medvirkende faktor for glasitektikk. Plukkede lesider av morenerygger, tverrgående kanter av plukkede fordypninger og deformerte morenerygger er landformer som typisk dannes av reorganisert morenemateriale.

Smeltevann

Ismasser som smelter tilbake har elver langs marginene som transporterer store mengder sediment og vann. Smeltehastighet, hydraulisk effektivitet av supra- og subglasiale dreneringssystemer påvirker vannføringen (Alley *et al.* 1997; Cowton *et al.* 2012; Chandler *et al.* 2013). Smeltevannselver danner V-former i berggrunnen, og har skapt en debatt om i hvor stor grad smeltevannkanaler eroderer berggrunnen i forhold til erosjonen av isdekkene (Jansen *et al.*, 2014). Fluviale sedimenter som er observert ved marginen er et bevis på eksistensen av

glasifluvial erosjon (Hallet *et al.* 1996; Koppes *et al.* 2009). Det er likevel vanskelig å skille mellom hva som er erodert av isen og hva som er erodert av smeltevann, spesielt for subglasiale former.

Løsrivelse

Løsrivelse er en glasial prosess som oppstår når isdekker beveger seg over berggrunnen og løsriver bergartsfragmenter uten å transportere fragmentene over større avstander. Prosessen er ikke avhengig av tilstedeværelse av smeltevann og trykkforskjeller, som plukking, men heller ved utvidelse, sprekkdannelse og «jekking». Løsrivelse antas å forekomme på områder som har vært dekket av enten varmbasert eller kaldbasert is, og som et resultat av løsrivelse kan det dannes blokktoget under et kaldbasert isdekke som smeltet vertikalt ned.

3.2.3 Geomorfologiske erosjonsformer

Isskuringsstriper og mikroskuring

Skuringsstriper er erosjonsmerker som dannes når fastfrosne sedimenter og klaster i bresålen glir over berggrunnen (Benn & Evans, 2014). Under abrasjonsprosessen sliper bergartsfragmentene berggrunnen med isbevegelsesretningen. Som et resultat dannes subparallelle skuringsstriper på berggrunnsflatene. Finere lag av partikler og sand vil slipe bergoverflaten på samme måte. Skuringsstripene beskriver isbevegelsesretningen, og enkelte steder kan kryssende isskuringsstriper forekomme. Abrasjon av innlandsisen og lokale breer, to ulike faser av innlandsisen (der den første fasen beveger seg uavhengig av topografien, og en senere fase der isen er tynnere og følger topografien) er ofte årsaker til dannelse av kryssende isskuringsstriper. Isskuringsstriper alene viser to mulige strømningsretninger. For å avgjøre hvilken retning isen har beveget seg, må støt- og lesider, rundsva eller bruddmerker benyttes. Mikroskuring er isskuringsstriper i mindre skala som ofte observeres på kvarts- og feltspatkrystaller.

Sigdbrudd

Bruddmerker oppstår når stein i bresålen trykkes ned mot fjelloverflaten. Trykket fordeler seg i den øvre delen av berggrunnen, og bueformede sigdbrudd dannes foran trykkpunktet. Bueformen dannes på tvers av isbevegelsesretningen og er konvekse med isens bevegelsesretning. Bruddmerkene er typisk 10 cm brede og 2-5 cm dype. Sigdbrudd sammen med isskuringsstriper viser entydig hvilken retning isen har beveget seg.

Plukkekant og benking

Samtidig som breen eroderer i form av abrasjon, kan isen sprengte løs og plukke med seg større blokker. Plukking er et resultat av en gjenfrysningsprosess (regelasjon) ved bresålen og dannes som følge av trykk- og temperaturendringer under isen. Isen plukker på lesiden av fjellknauser og skurer på støtsiden. Når isen møter oppstikkende knauser, øker trykket og trykksmeltepunktet senkes. Smeltevann vil dermed trenge inn i sprekker i berggrunnen. Etterhvert som isen beveger seg over en knaus, reduseres trykket og trykksmeltepunktet øker. Dette fører til at vannet igjen fryser og større blokker sprenges ut. En asymmetrisk form med en skurt og slak støtside og en irregulær og bratt leside, viser hvilken vei breen har beveget seg. Plukking kan observeres i stor skala og mindre skala. Rundsva er et resultat av plukking i mindre skala, mens bratte fjellsider også kan være et resultat av storskala plukking.

Benking betegnes som en bergstruktur med oppsprekking i forholdsvis horisontale, parallelle og tykke lag. Granitt, gneis, sandstein og kalkstein viser ofte utpreget benking. Benking kan typisk fremtre i områder utsatt for glacial erosjon, og oppstår ved allerede eksisterende lagflater eller horisontale til subhorisontale sprekker, i kombinasjon med vertikale sprekker.

Daler

De fleste store dalene i Norge er anlagt av elver i paleogen og neogen (65-2,6 Ma), men ble under kvartærtidens nedisinger de siste 2,6 Ma erodert dypere og modifisert av glasial erosjon (Nesje, 2012). U-daler dannes ved at isbreer eroderer berggrunnen i form av plukking og abrasjon, og ved at kanaliserte brestrømmer konsentreres og erosjonen i dybde øker. Daler kan også dannes ved at isen styres av sprekke i berggrunnsflaten, og betegnes som sprekkedaler.

Flyttblokker

Flyttblokker, stein eller blokk som er flyttet av isbreer, er avsatt da isen smeltet. Underlaget kan derfor stedvis bestå av andre bergarter enn flyttblokken selv. De største flyttblokkene i Norge veier over 100 tonn. Flyttblokker kan være transport over korte og lange strekninger, og kan være av ulik størrelse og litologi.

3.3 Forvitring

Forvitring er en prosess som foregår i alle geokjemiske miljøer over hele jordkloden. Forvitring betegnes som nedbrytning av bergarter, mineraler eller andre materialer, hovedsakelig gjennom påvirkning av luft, vann og temperatursvingninger. Prosessen er nødvendig for all ytre forming av jordoverflaten, og danner fragmenter som lar seg fjerne for å oppnå likevekt. Kjemisk og mekanisk forvitring virker sammen ved at mekanisk forvitring akselerer den kjemiske forvitringen når overflatearealet øker. Desto større overflatearealet er, jo raskere kan volumet i sin helhet bli preget av kjemisk forvitring. På den andre siden, vil kjemisk forvitring også akselerere mekanisk forvitring ved at den kjemiske forvitringen løser opp mineraler som holder bergarten sammen (Anderson & Anderson, 2010). Forvitring er i utgangspunktet et overflatefenomen, men kan under visse forhold trenge dypt ned i berggrunnen. Bergartens stabilitet, sammensetning, klimaet bergarten befinner seg i og hvor

lang tid bergarten har vært eksponert, er avgjørende for grad av forvitring (Ollier & Clayton, 1984).

3.3.1 Mekanisk forvitring

Mekanisk forvitring designerer berggrunnen naturlig gjennom mekaniske prosesser, og smuldrer opp bergarten direkte uten at den kjemiske sammensetningen endres. Sprekkdannelse er som regel den mest dyptgående manifesteringen av forvitring nedad i berggrunnen (Ollier & Clayton, 1984). Bergarter dypt nede i jordskorpen blir kontinuerlig utsatt for høyt trykk fra overliggende bergarter, samtidig som temperaturen øker med dypet (jordens geotermiske gradient). Over tid vil forvitring fjerne overliggende masse, og bergarter i dypet vil bevege seg mot jordens overflate og gradvis avkjøles. Trykkreduksjon og nedkjøling kan føre til at det dannes naturlige sprekker i berggrunnen når generert stress frigjøres (Anderson & Anderson, 2010). Hva som er den dominerende forvitringsprosessen varierer med klimatiske og geologiske faktorer (Whalley 1982). Disse forholdene demonstrerer at en presis evaluering av forvitringsprosesser krever dynamiske observasjoner av *in situ* oppsprekking/løsrivelse, samt observasjoner av kontrollerende parametere (Matsuoka, 2008).

Mekanisk forvitring i form av brudd oppstår når spenninger overstiger bergartens egenstyrke. Indre spenning i bergarten oppstår gjennom:

- Vekst av krystaller i form av isdannelse (**frostforvitring**) eller utfelling av salter (**saltsprenning**)
- Termisk utvidelse og sammentrekning: flakforvitring (**eksfoliasjon**) og ujevn mineralutvidelse
- Trykkavlastning: **benking**

Frostforvitring er en viktig forvittringsprosess i Norge. Når vann fryser til is, øker volumet med 9 % og denne volumutvidelsen utvider sprekkeene som er infiltrert av vann. Granitt har for eksempel en svært høy knusestyrke, men trykket som må til for å utvide sprekker og spalter er betydelig mindre. Dersom alle porer og sprekker er fullstendig vannfylte, og en rask nedfrysing oppstår fra overflaten og ned i fjellet, vil det føre til et økt hydrostatisk trykk. Det hydrostatiske trykket kan bli så stort at bergartsfragmenter kan sprenges ut etter flere fryse- og tineprosesser. Det er forventet at hyppige vekslinger omkring 0°C (flere fryse-tine-sykluser) akselererer forvittringsforløpet. Det samme gjelder lang, vedvarende dypfrysing ved lave temperaturer. De viktigste betingelsene for frostforvitring er rikelig tilgang på vann, slik at porer og sprekker blir vannfylte, samt hyppige vekslinger mellom tining og frysing til under -4-5°C. Graden av frostforvitring kontrolleres av sprekketettheten, men sprekkeene bør samtidig ikke være så vide at vannet dreneres bort. Ifølge Hall *et al.* (2002) er effektiviteten av frostforvitring som regel overestimert fra visuelle bevis som oppsprukken berggrunn og kantede løsmasser, da opprinnelsen av disse også skyldes andre forvittringsprosesser. Matsuoka (2008) konkluderer med at frostforvitring kan danne små sprekker (<0,1 mm) ved korte frostsykluser, noe større sprekkeåpning (0,1-0,5 mm) som følge av sesongbaserte fryseprosesser og store sprekker (>0,5 mm) dannet av snøsmelte som har infiltrert og igjen frosset.

Saltsprengning forekommer i tørre kyststrøk hvor vann i porene fordamper og utkrystalliserer salter som vil utvide porerom. En forutsetning for å få dannet saltsprengning er at det er kontinuerlig tilførsel av saltrikt porevann (Sulebak, 2007).

Temperaturforvitring opptrer når fjellflater genererer høye overflatetemperaturer. Bergarter har lav varmekapasitet, slik at bergartens temperaturgradient er svært høy. Avkjølingen, ved at temperaturer faller betydelig i løpet av et døgn, kan derfor gi avskalling av tynne steinflak som er parallelle med overflaten (Sulebak, 2007). Årsaken til avskalling (eksfoliasjon) kan være både temperatur- og trykkendringer.

Trykkavlastning (benking) er en form for forvitring som en spesielt kan observere i dalsider, men også over områder som er erodert av is. Benking forekommer ved at større blokker løsrives fra berggrunnen. Dannelsen av benking er enda ikke fullstendig kjent, men det har blitt foreslått modeller av bl.a. Iverson (1991), Hallet (1996), Sugden (1992) og Krabbendam *et al.* (2017). I henhold til Krabbendam *et al.* (2017) må bergarten være oppsprukket for at benking skal kunne forekomme, mens Hallet (1996) forslår at intakte bergarter med minimal oppsprekking kan danne benking ved at sprekke utvides. Dersom det vertikale trykket minker som følge av erosjon av berggrunnen eller som følge av nedsmelting av tyngre isdekker, kan det genereres sprekker parallelt med overflaten. Vertikale og horisontale sprekker er viktig for dannelsen av benker.

3.3.2 Kjemisk forvitring

Et system vil kontinuerlig forsøke å oppnå likevekt, og kjemiske reaksjoner vil forekomme så lenge systemet ikke er i likevekt. Mengden mineraler som kan oppløses i et system, bestemmes av likevektreaksjoner (Ollier & Clayton, 1984). På grunn av den langsomme reaksjonshastigheten til de fleste mineraler, vil det ikke oppnås en kjemisk likevekt på jordoverflaten. Dersom kjemisk forvitring foregår i et lukket system, ville likevekt til slutt kunne oppnås. Reaksjonen mellom mineraler, vann og luft styrer kjemisk forvitring. Det er likevel mange variabler på jordoverflaten som påvirker den kjemiske forvitringen, som f.eks. klimatiske forhold, topografiske forhold og atmosfærisk forurensing. Oliva *et al.* (2003) illustrerer effekten av vegetasjon, og impliserer at et tynt lag med vegetasjon øker den kjemiske forvitringen, mens tykke vegetasjonslag vil beskytte berggrunnen mot forvitring. White *et al.* (1999) hevder at temperatur er den dominerende parameteren for kjemisk forvitring, mens Millot *et al.* (2002) mener at effekten av avrenning er dominerende.

Oppløsning av mineraler, fører til at ioner (forvitningsprodukter) i løsning transporteres bort. Oksidasjon forekommer dersom mineralene er i kontakt med luft, mens en reduksjon forekommer som regel i vann under anaerobe forhold. En

av de viktigste kjemiske prosessene for forvitring er hydrolyse, hvor mineraler reagerer med vann, mellom H^+ og OH^- i vann og ioner i mineralene. Graden av oppløsning er sterkt avhengig av tilgang på vann (Ollier & Clayton, 1984). En kontinuerlig tilførsel av vann vil akselerere oppløsningen da løsningen forblir umettet i et åpent system.

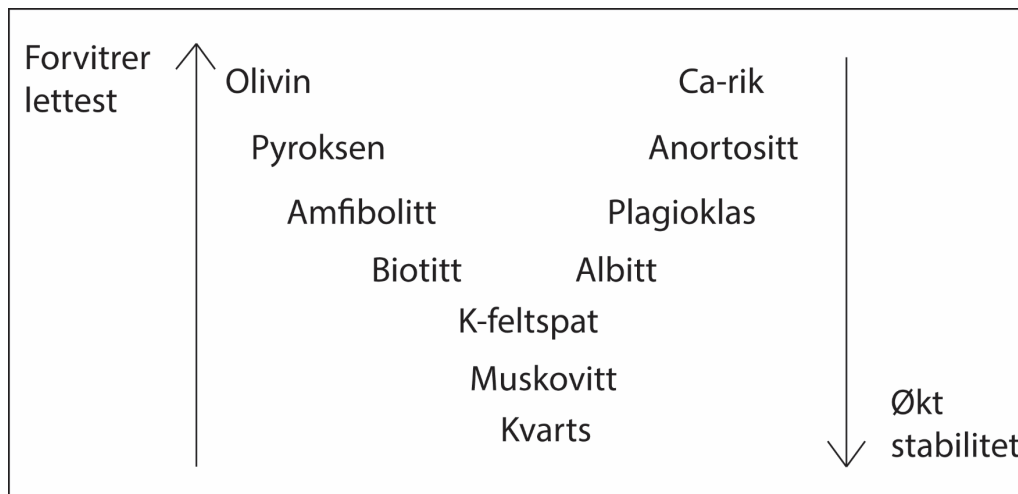
Hydrolyse er spesielt viktig for å bryte ned silikater, som er den mest utbredte mineralgruppen på jorden. Det er også flere kjemiske prosesser som bidrar til forvitring, deriblant karbonisering, hydratisering og dehydratisering (Anderson & Anderson, 2010).

3.3.3 Kjemisk forvitring av granitter

Granitt er en magmatisk bergart, som hovedsakelig inneholder kvarts, feltspat og plagioklas, hvorav muskovitt, biotitt og amfibol kan opptre i mindre grad. Granitt dannes i kontinentsskorpen (under jordoverflaten) og har størknet med lav hastighet i dypet (dypbergart). Bergarten er massiv og er vanligvis grovkornet. I granittiske miljøer, er kjemisk forvitring dominert av mineralene som lettere lar seg forvitte, som feltspat, amfibol, epidot og apatitt. Granitt er en forvittringsresistent bergart sammenlignet med andre bergarter, på grunn av den høye konsentrasjonen av kvarts og feltspat, i tillegg til at bergarten er homogen og massiv uten en systematisk fordeling av mineralkornene.

Kjemisk forvitring er en kompleks prosess, og er kontrollert av mange faktorer; bergartens sammensetning, vanntilførsel, pH-verdi, tilstedeværelse av organiske syrer og temperatur (Kump *et al.*, 2000). Riebe *et al.* (2004) benyttet kosmogene nuklider og en rekke geokjemiske metoder for massebalanse for å måle kjemisk forvitring over tid, i tillegg til å estimere total denudasjon i granittiske landskap i ulike klimaregioner. I henhold til Riebe *et al.* (2004) øker forvittringsraten proporsjonalt med tilgang på ferske flater, ved en gitt temperatur og nedbørmengde. Temperatursensitiviteten av forvittringsraten er to til fire ganger lavere enn hva som er forventet av laboratoriemålinger av aktiveringsenergien til

forvitring av feltspat (Riebe *et al.*, 2004). I henhold til Oliva *et al.* (2003) er temperatur og avrenning de dominerende parameterne for kjemisk forvitring i områder med granittiske bergarter. Kram *et al.* (1997) observerte at bergartslitologien som elver drenerer over, er den kontrollerende faktoren for kationer i elver, selv i områder med sur nedbør.



Figur 11: Mineraler med lav størkningstemperatur er mer resistente mot forvitring enn for bergarter med høy størkningstemperatur. Modifisert fra Dolui *et al.* (2016).

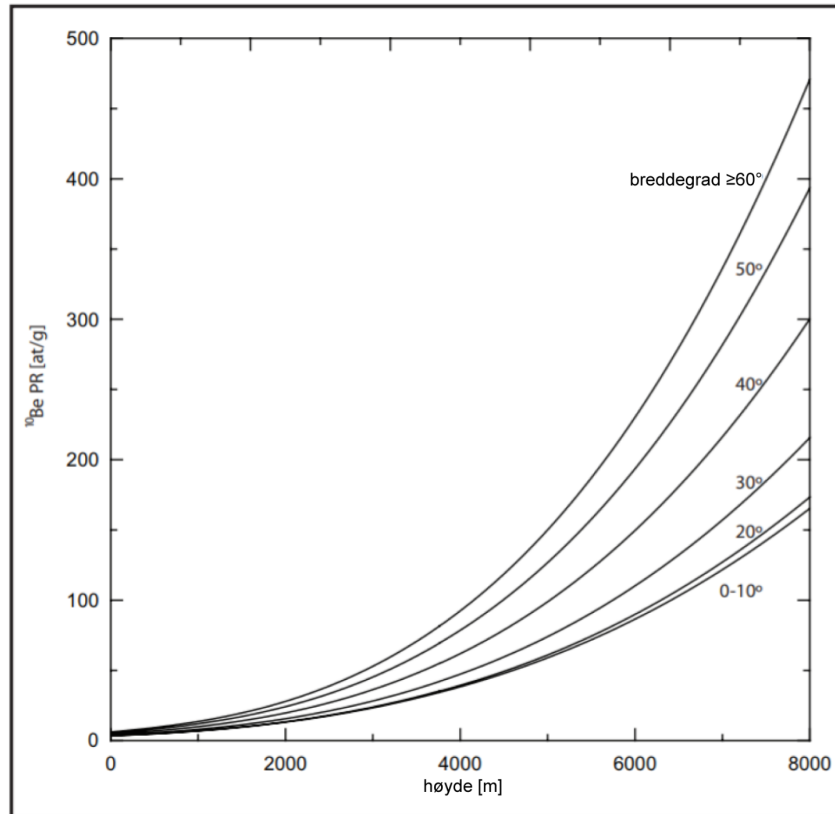
Krystallisasjonstemperaturen til mineraler er omvendt proporsjonal med økt kjemisk forvitring (figur 11). Kvarts vil for eksempel utkrystallisere ved lave temperaturer, og er resistent mot kjemisk forvitring. Kvarts forblir som regel uendret, feltspat brytes ned til kaolinitt, mens glimmer brytes ned til leirmineraler. Granitt med store mineralkrystaller av kvarts og feltspat vil forvitte desto raskere ved at mineraler som biotitt og plagioklas oppløses, samtidig som kvarts og feltspatkrystaller løsrives.

3.4 Eksponeringsdatering ved bruk av kosmogene nuklider

Gjennom de siste tiårene har datering med kosmogene nuklider blitt benyttet for å tidfeste deglasiasjonen i siste istid (Balco, 2011). Dateringsmetoden har forbedret forståelsen av det globale og regionale mønsteret av ismassenes utbredelse (Hughes *et al.*, 2016), hundreårsskala klimahendelser (Schaefer *et al.*, 2009), topografisk kontroll av isdynamikk (Jonas *et al.*, 2015), og forståelsen av ismassenes betydning av det tidligere globale havnivå (Alley *et al.*, 2005).

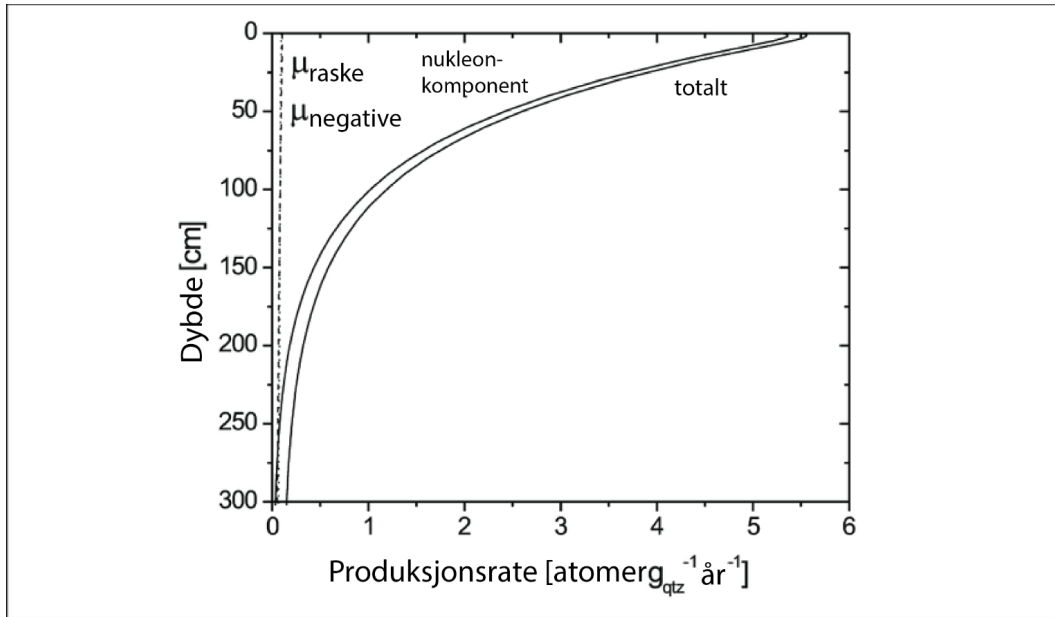
Eksponeringsdatering brukes ofte til å bestemme når isbreer smeltet bort og blottla fjellflater, men kan også brukes for å datere morenerygger, forkastningsflater, skredhendelser, alluviale, lakustrine, og marine systemer (Walker, 2005; Balco *et al.*, 2008). I dag er det ingen andre metoder som direkte kan datere hvor lenge berggrunnsflater eller blokker har vært eksponert, og egner seg derfor godt til rekonstruksjon av deglasiasjonen (Ivy-Ocks & Kober 2008). Ved å måle forholdet mellom ustabile og stabile nuklider (f. eks. $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$), kan en beregne konsentrasjonen av kosmogen ^{10}Be og dermed tiden overflaten har vært eksponert (Lal, 1991).

Jordoverflaten blir konstant bombardert av kosmisk partikkelstråling. Kosmiske partikler med høy energi kolliderer med nuklider i jordens atmosfære, og danner sekundære partikler gjennom en prosess som kalles spallasjon. De sekundære partiklene (nøytroner) har høy energi og sendes mot jordens overflate. ^{10}Be produseres i berggrunnen når høyenergi-nøytroner kolliderer med oksygen og silisium i kvarts, via spallasjon. I tillegg er det en liten andel myonindusert produksjon. Myoner dannes indirekte som et produkt av kosmisk stråling og partikler i atmosfæren. Myoner er elementære partikler som kan penetrere dypere i undergrunnen enn nøytroner (Dunai, 2010).

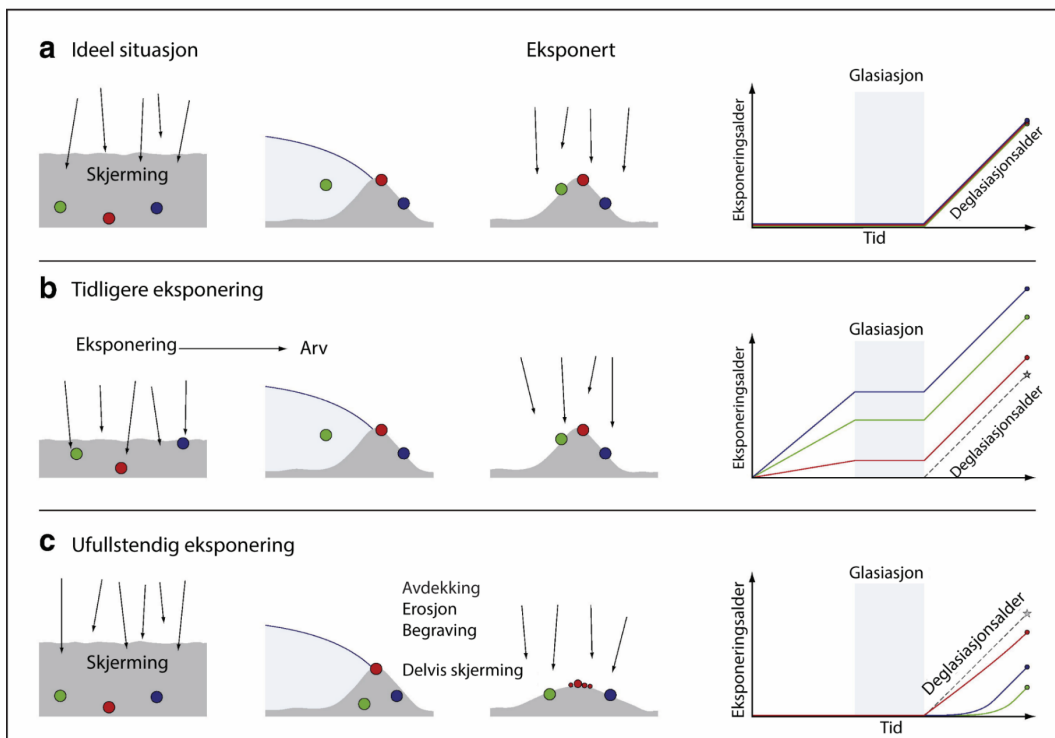


Figur 12: Produksjonsraten til ^{10}Be (at/g) er en funksjon av høyde over havet og breddegrad, og produksjonsraten øker med høyde og breddegrad. Modifisert fra Ivy-Ochs & Kober (2008).

Kvarts egner seg godt til datering da mineralet finnes i de aller fleste geologiske settinger og er resistent mot kjemisk forvitring. Produksjonen av ^{10}Be øker med høyde over havet og med breddegrad (figur 12). Primær kosmisk stråling avbøyes i større grad av magnetfeltet ved ekvator enn ved polene (Bierman, 1994; Ivy-Ochs & Kober, 2008). Den totale produksjonsraten (via spallasjon og myon-produksjon) avtar med dybden i berggrunnen, og er tilnærmet lik null ved en dybde på 3 m (figur 13). ^{10}Be har den lengste halveringstiden av terrestriske *in situ* kosmogene nuklider (1.388 ± 0.018 Ma (Chemeleff *et al.* 2010; Korschinek *et al.* 2010)), men forekommer i små konsentrasjoner på 1×10^6 atomer per gram av bestrålt kvarts (von Blanckenburg *et al.*, 1996). Rekkevidden til dateringsmetoden strekker seg fra noen hundre år til sjelden mer enn 5 Ma, men metodens rekkevidde avhenger allikevel av bergartsforvitring og skjerming (Ivy-Ochs & Kober, 2008). Kvarts må separeres, anrikes og renses fra bergartsprøven, for så å kunne ekstrahere beryllium for analyse av $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ med AMS (accelerator mass spectrometry, akseleratormassespektrometri) (Nishiizumi *et al.*, 2007; Ivy-Ochs & Kober, 2008).



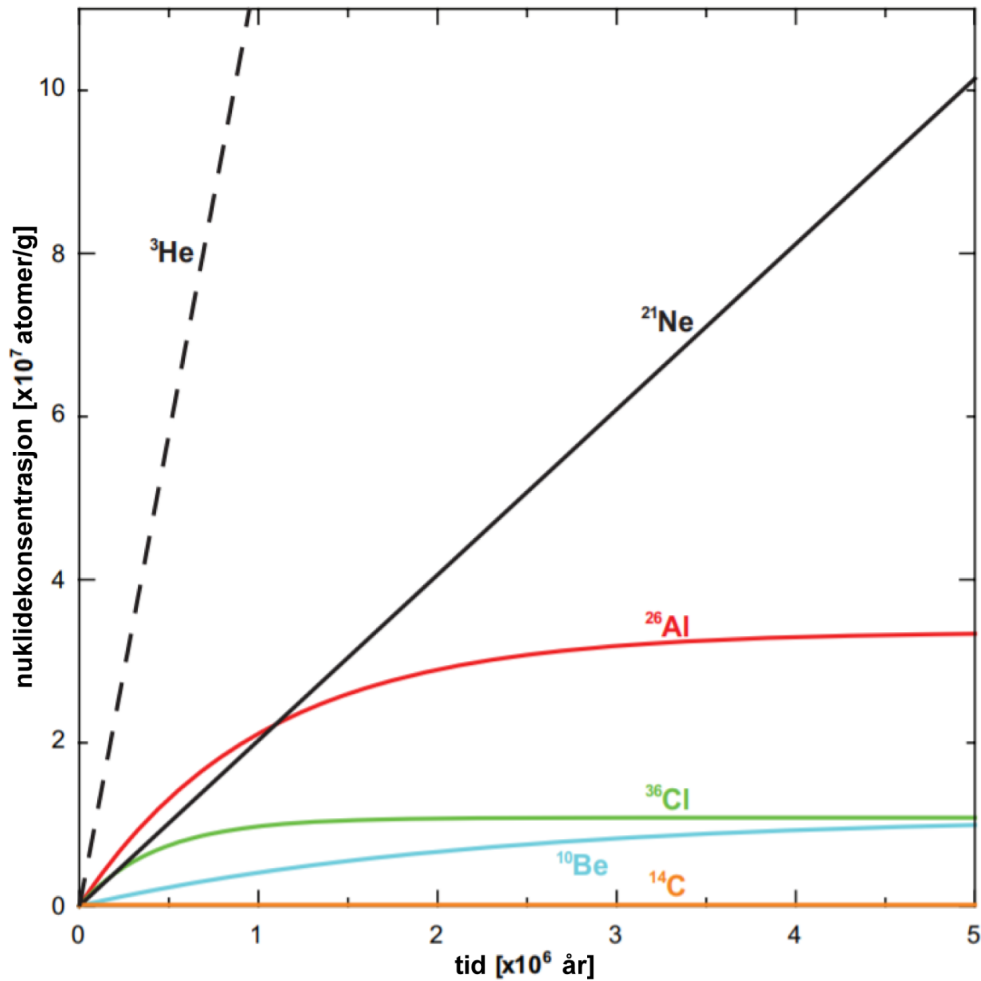
Figur 13: Produksjonsraten til ^{10}Be i kvarts som en funksjon av dybde (havnivå, høye breddegrader). Den totale produksjonen er sammensatt av produksjonen av nøytronspallasjon, hurtige myoner og negative myoner. På meters dybde er produksjonsraten tilnærmet null. Hentet fra Ivy-Ochs og Kober (2008).



Figur 14: Figuren viser prinsippet med tidligere eksponering, ufullstendig eksponering og resulterende tilsynelatende eksponeringsalder. A) Viser en ideell situasjon der en berggrunnsflate/blokkflate har vært skjermet under en glasiasjon og siden deglasiasjonen vært eksponert for kosmisk stråling. B) Dersom erosjonen ikke har vært tilstrekkelig og flaten allerede har vært eksponert for kosmisk stråling før glasiasjonen, kan flaten ha arv. Dette fører til en tilsynelatende for høy eksponeringsalder. C) Dersom en prøve blir fullstendig skjermet før en glasiasjon, men delvis skjermet under deglasiasjonen, vil alderen for deglasiasjonen være for lav. Modifisert fra Heyman et al. (2011).

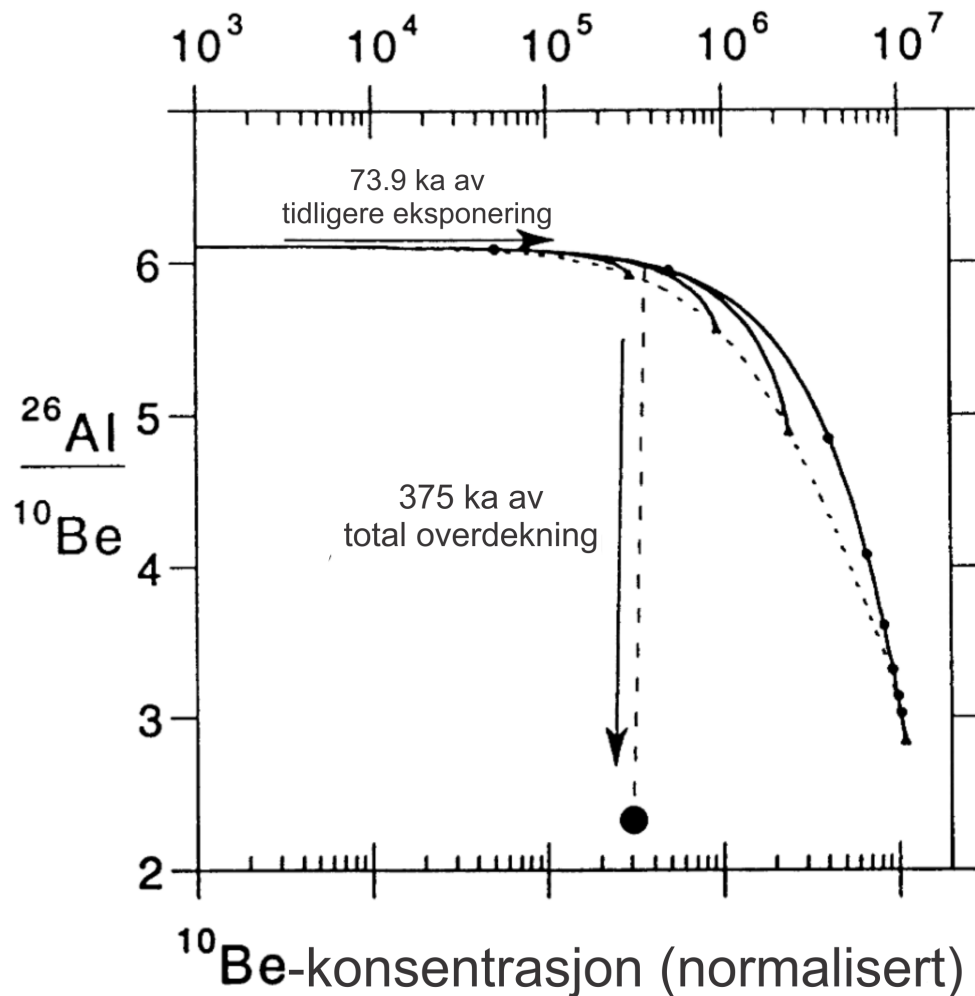
For å kunne benytte eksponeringsdatering er det fire forutsetninger som må oppfylles (Ivy-Ochs & Kober, 2008) (figur 14). For det første må halveringstiden til den kosmogene nukliden være kjent. I tillegg må produksjonsbaner og produksjonshastigheter, inkludert variasjoner i verdensrommet være kjent (samt produksjonsrater med dybde i bergart eller sediment). Konsentrasjonen av ^{10}Be ved eksponering må være lik null, eller så må konsentrasjonen være kjent ved at den kan måles eller estimeres. Bergarten må ha fungert som et lukket system, uten tilførsel av nuklider, annet enn partikkelstrålingen fra verdensrommet eller radioaktiv nedbrytning. Produksjonsraten av ^{10}Be må være kjent for å få en alder.

^{26}Al har en større usikkerhet enn ^{10}Be , og det er derfor få studier som alene baserer seg på konsentrasjonen til ^{26}Al (Dunai, 2010). Punktligheten og reproduserbarheten for ^{10}Be er bedre enn for ^{26}Al . På grunn av en betydelig bakgrunnskonsentrasjon av ^{27}Al som følge av at aluminium er viktig element i samtlige mineraler, må innholdet bestemmes analytisk (Gosse & Philips, 2001). Denne analytiske usikkerheten har en direkte effekt på beregningen av ^{26}Al -konsentrasjoner (Dunai, 2010).



Figur 15: Endring av konsentrasjon av radioaktive nuklider (^{10}Be , ^{26}Al og ^{14}C) og stabile nuklider (^{21}Ne og ^{36}Cl) med økt tid. Sekulær likevekt, hvor produksjonen av radioaktive nuklider er lik radioaktiv nedbrytning, oppstår etter 3-4 ganger halveringstiden. Den sekulære likevektskonsentrasjonen indikerer maksimum grense for alderen som kan måles med en gitt radioaktiv nuklide. Modifisert fra Ivy-Ochs og Kober (2008).

For en kontinuerlig eksponert bergoverflate, vil konsentrasjonen av ^{10}Be øke helt til den når sekulær likevekt, samtidig som forholdet mellom ^{26}Al til ^{10}Be minker da den kortere halveringstiden til ^{26}Al fører til at den oppnår sekulær likevekt først (figur 15). Produksjonsforholdet mellom ^{26}Al og ^{10}Be i en flate antas å være $\sim 6,75$ basert på en rekke studier (Balco *et al.*, 2009; Putnam *et al.*, 2010; Briner *et al.*, 2012; Geohering *et al.*, 2012), og samt oppdatering av AMS-standarder og halveringstiden til ^{10}Be . Basert på analyser fra flater på Grønland forslår imidlertid Corbett *et al.* (2017) at forholdstallet er $7,31 \pm 0,3$.



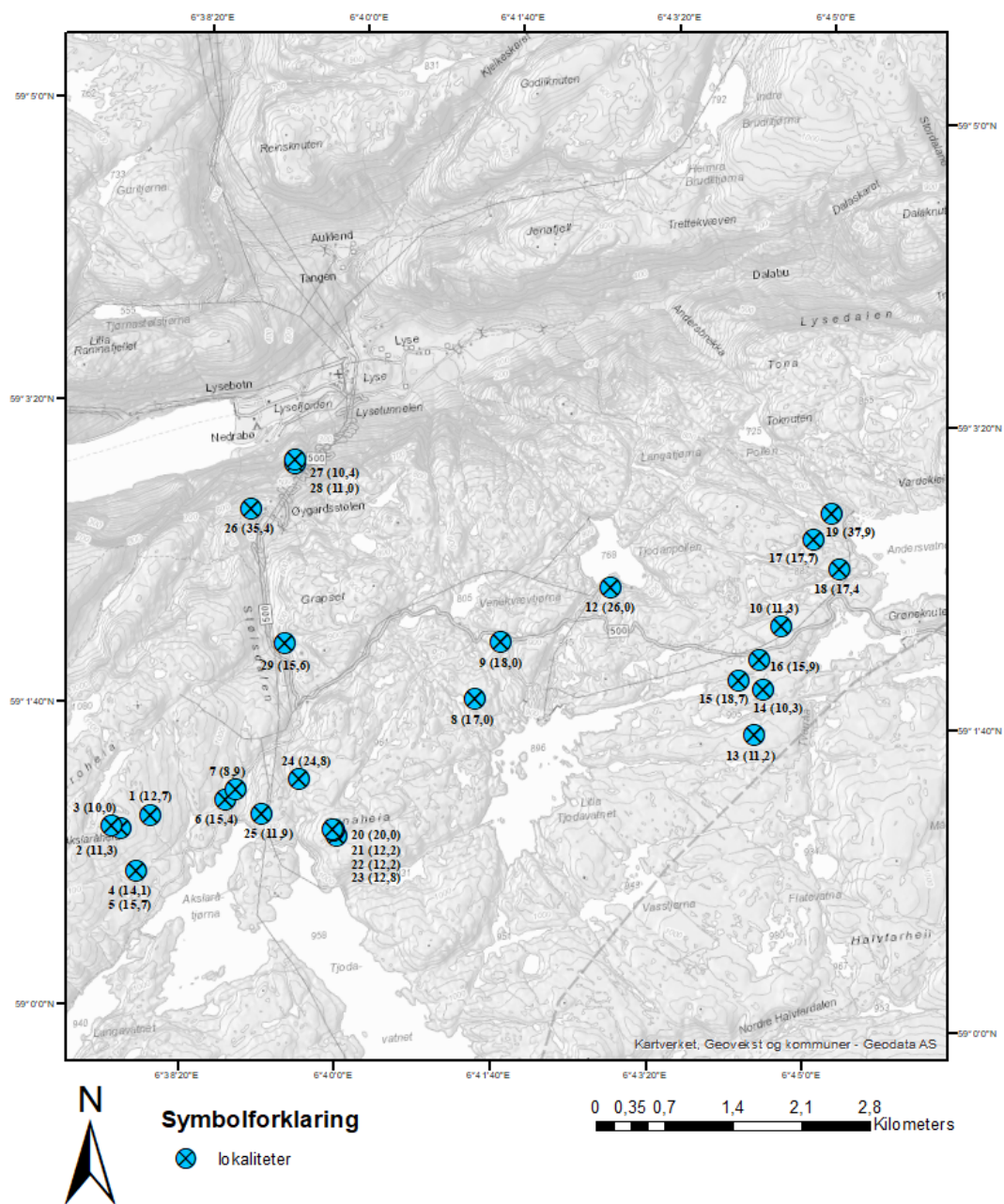
Figur 16: $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forhold plottet mot normalisert ^{10}Be -konsentrasjon. Prøver som plottes under likevektslinjen har hatt en komplisert eksponeringshistorie (f.eks. ved delvis eller total overdekning eller plukking). Det målte forholdet kan forklares med et uendelig antall historier som involverer eksponering, subaerisk erosjon, overdekning eller plukking. Figuren viser et eksempel på fullstendig skjerming. Hvis geologiske observasjoner kan avgjøre hvilke overflateprosesser som er sannsynlig, kan de illustrerte banene den minste eksponeringsalderen, minimum tid for total begravning og gjennomsnittlig plukkedybde. Modifisert fra Gosse & Phillips (2001).

Ved bruk av to eller flere nuklider, som ^{10}Be og ^{26}Al , kan en anslå om en flate har en enkel eller kompleks eksponeringshistorie ved å plote forholdet mellom ^{10}Be og ^{26}Al i et bananplott (Jones *et al.*, 2019) (figur 16). Når en overflate begravnes av sedimenter eller skjermes av is, vil produksjonen stoppe opp, og de radioaktive nuklidene brytes ned med ulik hastighet. Halveringstiden til ^{10}Be er 1,39 Ma, mens ^{26}Al har en halveringstid på 0,71 Ma, og forholdet mellom nuklidene gjenspeiler tiden overflaten har vært skjernet eller begravet (Jones *et al.*, 2019).

Likevekt mellom $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ er representert som den øverste heltrukne linjen i grafen (figur 16). En prøve som plotter på likevektslinjen, verifiserer at erosjonsraten for prøven er lik null og at flaten ikke har vært overdekket under siste eksponering. For å kunne tidfeste deglasiasjonen ved bruk av kosmogene nuklider, må prøvene plote på likevektslinjen. En berggrunnsflate kan ha ulike konsentrasjoner av ^{10}Be og ^{26}Al til tross for kontinuerlig eksponering, av for eksempel subaerisk erosjon. Den nederste heltrukne linjen er bestemt ved å beregne metningen av nuklider fra kontinuerlig eksponering. En flate som er kontinuerlig eksponert etter siste begravning, anses å ha en enkel erosjonshistorie. Når en flate overdekkes og dermed skjermes for kosmisk stråling, brytes ^{26}Al raskere ned enn ^{10}Be . $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet minker med den radioaktive nedbrytningen. Prøven som er plottet langt under likevektslinjen i figur 16, indikerer en komplisert eksponeringshistorie, med en total overdekning på 375 ka.

De vertikale isokronene representerer punkter med lik eksponeringstid, og de horisontale isokronene tid for overdekning. Dersom prøver befinner seg over likevektslinjen, tilsier det at $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet er for høyt, og kan enten antyde målefeil, implisere at prøven en gang befant seg i høyden og var eksponert for en høyere produksjonsrate, eller indikere at prøven ble utsatt for produksjon for en vesentlig lenger periode i dypet. Verdier plottet under likevektslinjen (betegnet som «enkel eksponeringshistorie»), indikerer at overflaten som ble prøvetatt har en kompleks eksponeringshistorie, og har minst vært overdekt en gang før nåværende eksponering.

I forbindelse med prosjektet «*Evolution of mountain topography at the North Atlantic margins*», ledet av David Egholm (Aarhus universitet), er det målt kosmogene nuklider (^{26}Al , ^{10}Be) i 29 bergartsprøver fra Lyse i Forsand kommune (tabell 1, figur 17;18;19). Alle prøvene er hentet fra bergflater, bortsett fra en som er hentet fra en flyttblokk. Resultatet fra eksponeringsdateringene kan fortelle når studieområdet sist ble eksponert, dersom bergflatene ble tilstrekkelig glasialt erodert før eksponering.



Figur 17: Prøvelokalitetene er markert med blå sirkel, hvor 1-29 er prøvenumrene. Tallet i parentes er eksponeringsaldrene uten usikkerhet (ka).

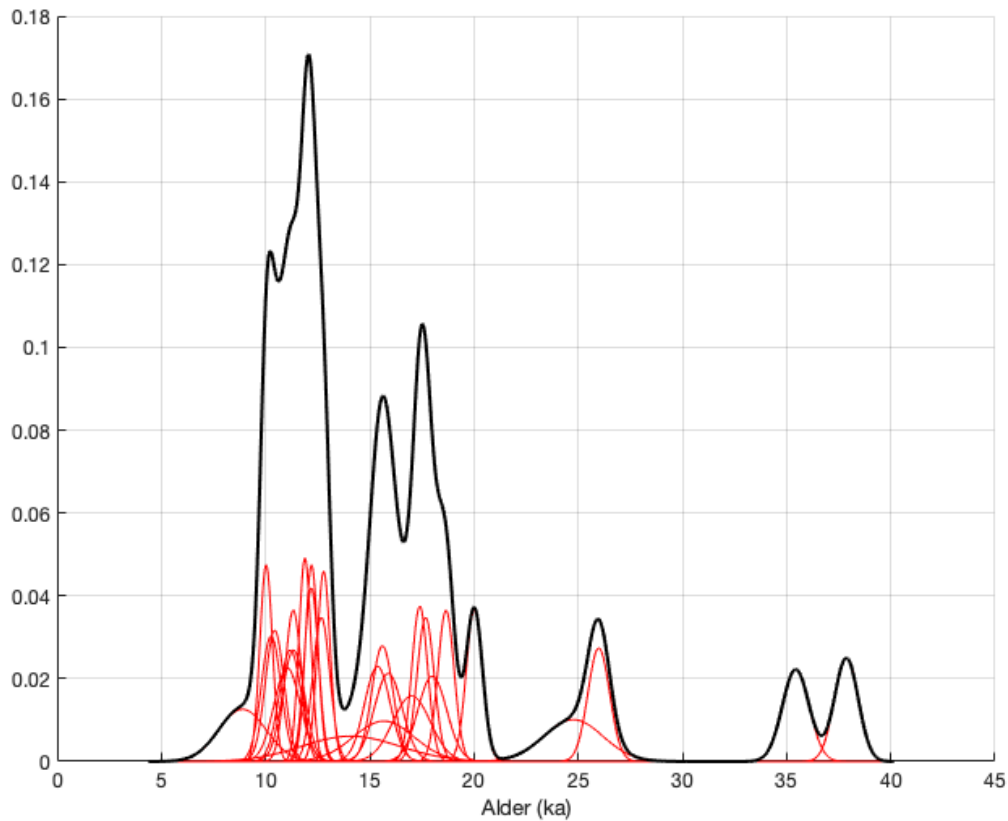
Tabell 1: Upubliserte ^{10}Be - og ^{26}Al -prøvedata og ^{10}Be -aldre fra prosjektet Evolution of mountain topography at the North Atlantic margins (FROST). Prøvelokalitetenes lokalisering er indikert på figur 14. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, med usikkerhet, er beregnet ved bruk av v2 av «balcolatoren» (<http://hess.ess.washington.edu>; Balco et al. 2008). ^{10}Be -aldre er oppgitt med 1-sigma analytisk og systematisk (i parentes) usikkerhet, og er beregnet ved bruk av v3 av «balcolatoren» (Balco et al. 2008). For sammenligning med data fra Briner et al. (2014) er aldrene beregnet ved bruk av vestnorsk ^{10}Be -produksjonsrate (Goehring et al. 2011, tilgjengelig fra <http://calibration.ice-d.org>) og Lm-skalerting (Lal 1991; Stone 2000). Alle prøver er fra berggrunnsflater, bortsett fra LYS_1602 som er en flyttblokk. Merk at ingen korreksjoner er utført for erosjon, snøskjerming eller glasiosostatisk landheving. Alle beregninger er gjort av H. Linge (april 2019).

Prøve-ID *	Høyde (moh.)	Prøve- tykkelse (cm)	Topogr. skjerm.	^{10}Be -kons. (10^4 at/g)**	^{26}Al -kons. (10^4 at/g)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	^{10}Be -alder (ka)
Akslaråheia og Langvassvegen							
LYS 1601	1065	1,5	1,0000	15,14 ± 0,48	106,02 ± 3,13	7,00 ± 0,30	12,68 ± 0,41 (1,07)
LYS 1602	1098	1,5	1,0000	13,90 ± 0,64	95,83 ± 2,54	6,89 ± 0,37	11,34 ± 0,53 (1,03)
LYS 1603	1102	1,5	1,0000	12,34 ± 0,36	86,74 ± 2,91	7,03 ± 0,31	10,03 ± 0,30 (0,84)
LYS 1604	1018	2,0	0,9990	16,09 ± 2,66	113,21 ± 2,73	7,04 ± 1,17	14,09 ± 2,33 (2,58)
LYS 1605	1018	2,8	0,9990	17,79 ± 1,66	128,05 ± 3,05	7,20 ± 0,69	15,67 ± 1,46 (1,91)
LYS 1606	957	2,5	0,9985	16,60 ± 0,67	115,51 ± 3,72	6,96 ± 0,36	15,37 ± 0,62 (1,35)
LYS 1607	945	3,0	0,9970	9,44 ± 1,20	73,76 ± 2,68	7,81 ± 1,03	8,90 ± 1,13 (1,33)
Litla Tjodavatn							
LYS 1608	971	1,5	1,0000	18,77 ± 0,99	121,99 ± 3,25	6,50 ± 0,38	17,01 ± 0,90 (1,61)
LYS 1609	888	3,0	0,9992	18,26 ± 0,70	134,08 ± 3,74	7,34 ± 0,35	18,00 ± 0,69 (1,57)
Tjodanpollen							
LYS 1612	810	2,5	0,9974	24,68 ± 0,49	171,28 ± 5,03	6,94 ± 0,25	25,99 ± 0,52 (2,10)
Mellom Tverråa og Lysevegens høyeste punkt							
LYS 1613	981	3,0	1,0000	12,29 ± 0,58	84,88 ± 2,55	6,91 ± 0,39	11,19 ± 0,53 (1,02)
LYS 1614	927	3,0	0,9999	10,77 ± 0,50	79,26 ± 2,59	7,36 ± 0,42	10,27 ± 0,47 (0,93)
LYS 1615	915	3,0	0,9994	19,37 ± 0,40	127,98 ± 4,67	6,61 ± 0,28	18,66 ± 0,39 (1,51)
LYS 1616	939	3,0	1,0000	16,85 ± 0,71	118,33 ± 3,28	7,02 ± 0,35	15,89 ± 0,67 (1,41)
LYS 1610	936	1,5	1,0000	12,12 ± 0,41	79,67 ± 2,81	6,57 ± 0,32	11,33 ± 0,39 (0,97)
Andersvatnet							
LYS 1617	905	3,0	0,9998	18,21 ± 0,42	116,82 ± 3,15	6,42 ± 0,23	17,68 ± 0,41 (1,44)
LYS 1618	919	3,0	0,9999	18,14 ± 0,39	118,36 ± 2,94	6,53 ± 0,21	17,40 ± 0,38 (1,41)
LYS 1619	932	2,5	1,0000	39,98 ± 0,59	254,26 ± 3,90	6,36 ± 0,14	37,87 ± 0,57 (3,03)
Ørnaheia - Langvassvegen							
LYS 1620	1093	3,5	1,0000	24,08 ± 0,47	148,87 ± 3,90	6,18 ± 0,20	20,02 ± 0,39 (1,61)
LYS 1621	1080	3,0	0,9992	14,56 ± 0,36	92,69 ± 2,62	6,36 ± 0,24	12,21 ± 0,30 (1,00)
LYS 1622	1079	3,5	0,9997	14,49 ± 0,40	91,12 ± 3,68	6,29 ± 0,31	12,20 ± 0,34 (1,01)
LYS 1623	1078	3,0	0,9997	15,24 ± 0,37	96,95 ± 3,10	6,36 ± 0,25	12,79 ± 0,31 (1,05)
LYS 1624	985	3,5	0,9925	27,00 ± 1,53	175,99 ± 4,26	6,52 ± 0,40	24,77 ± 1,41 (2,40)
LYS 1625	1018	3,0	1,0000	13,48 ± 0,32	84,85 ± 2,74	6,30 ± 0,25	11,89 ± 0,29 (0,97)
Stølsdalen - Lysesvingene							
LYS 1629	820	3,5	0,9831	14,63 ± 0,47	96,69 ± 3,17	6,61 ± 0,30	15,61 ± 0,51 (1,32)
LYS 1626	667	4,0	0,9941	29,16 ± 0,52	199,41 ± 3,94	6,84 ± 0,18	35,44 ± 0,64 (2,86)
LYS 1627	438	5,0	0,9754	6,81 ± 0,30	45,34 ± 1,73	6,66 ± 0,38	10,44 ± 0,45 (0,93)
LYS 1628	428	4,0	0,9757	7,19 ± 0,41	43,76 ± 1,88	6,09 ± 0,43	11,04 ± 0,63 (1,07)

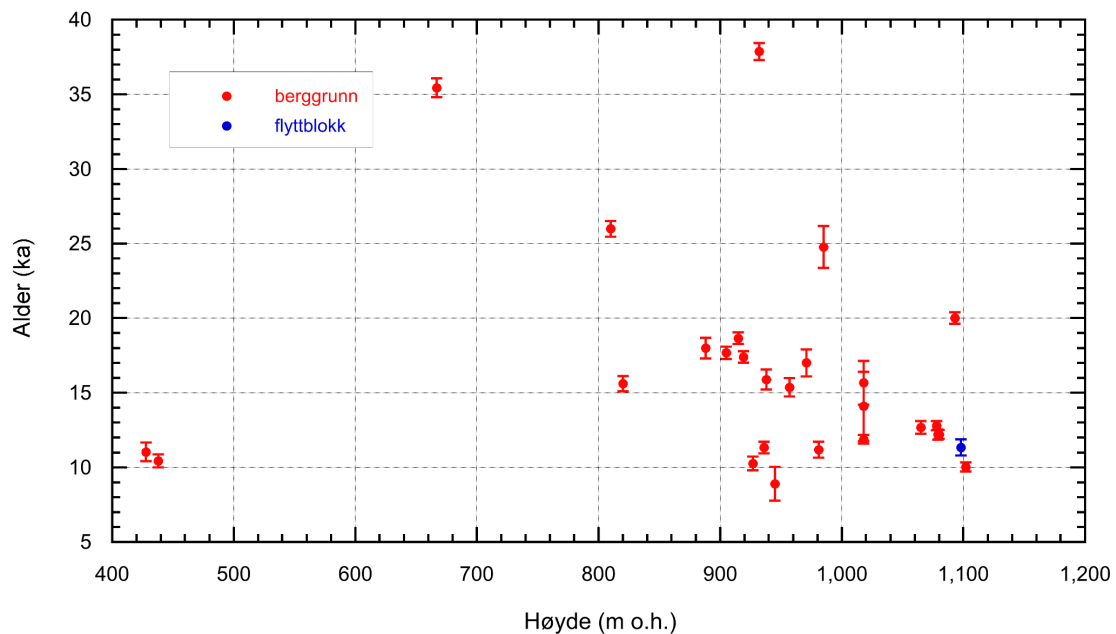
* Prøvematerialet er granitt, se kapittel 5.4 for tynnsliipsbeskrivelser.

** Konsentrasjoner i kursiv indikerer AMS-analyser der Be-fraksjonen ikke har tilfredsstillende presisjon.

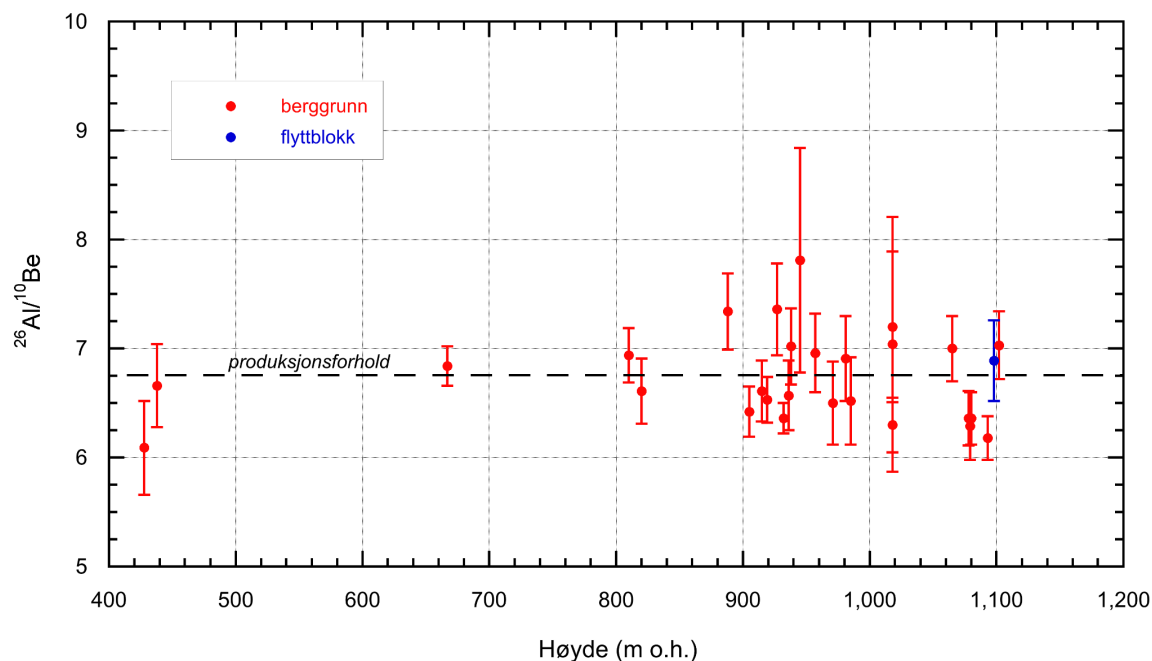
FROST: <https://www.researchgate.net/project/Evolution-of-mountain-topography-at-the-North-Atlantic-margins>



Figur 18: Kameldiagram (frekvensdiagram) som viser fordeling for alle ^{10}Be -aldre med tid. Det er stor spredning i aldre, der fleste aldre faller innenfor tidsintervallet 9-22 ka. Plottet av Henriette Linge ved bruk av matlab-koden til Balco (2001). Upubliserte data fra Henriette Linge (2018).



Figur 19: Eksponeringsaldre plottet med 1-sigma usikkerhet mot høyde over havet. Plottet viser ingen trend, da det er lite sannsynlig at eksponeringsalderen minker med høyde (m o.h.). Eksponeringsaldre foretatt på berggrunn er markert med røde punkter og flyttblokk med blått punkt. Upubliserte data fra Henriette Linge (2018).



Figur 20: $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forhold plottet mot høyde over havet (m o.h.). Produksjonsforholdet som er benyttet for utregningen er satt til $\sim 6,75$. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forhold viser ingen trend med høyde (m. o.h.). Eksponeringsaldre foretatt på berggrunn er markert med røde punkter og flyttblokk med blått punkt. Upublisert data fra Henriette Linge (2018).

Kameldiagrammet viser at det er stor spredning i datasettet, hvor majoriteten av eksponeringsaldrene er målt til å være mellom 10 og 14 ka (figur 18). Eksponeringsaldrene viser ingen trend med høyde (m o.h.) (figur 19). $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet viser heller ingen trend plottet mot høyde (m o.h.) (figur 20). Prøver som plotter over produksjonsforholdet er enten et resultat av målefeil eller at produksjonsforholdet mellom $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ er for høyt. Produksjonsforholdet er satt til 6,75, men anses som noe lavt, da flere prøver plotter over produksjonsforholdet.

4. Metoder

I følgende kapittel gis en introduksjon til metodene som er benyttet for innsamling av data. Det har blitt lagt stor vekt på feltobservasjon i form av forvitring, spekker og glasiiale erosjonsformer. Overflateruheten ble målt ved å benytte profilmal, samt innsamling av schmidthammer-målinger. Strøk- og fall-målinger ble utført for å måle sprekkeorienteringer.

4.1 Feltobservasjon

Feltarbeidet ble gjennomført i to omganger, i august (22.–26.) i 2018 og i september/oktober (27.–5.) i 2018. Under første del av feltarbeidet ble det fokusert på glasiiale erosjonsformer, samt innsamling av schmidthammerdata. Under andre del av feltarbeidet ble det hovedsakelig utført sprekkemålinger og det ble tegnet skisser av overflaten ved bruk av profilmal.

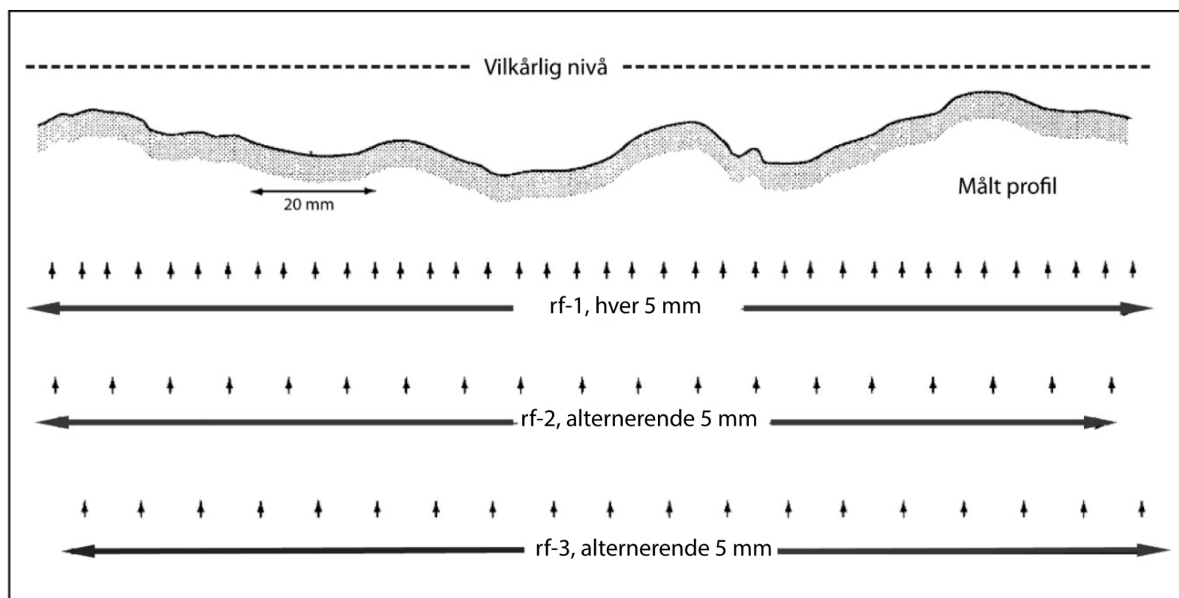
4.1.1 Overflateruhet

Dokumentasjon av overflateruhet

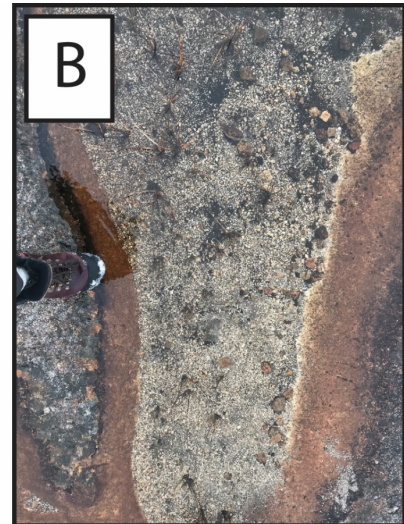
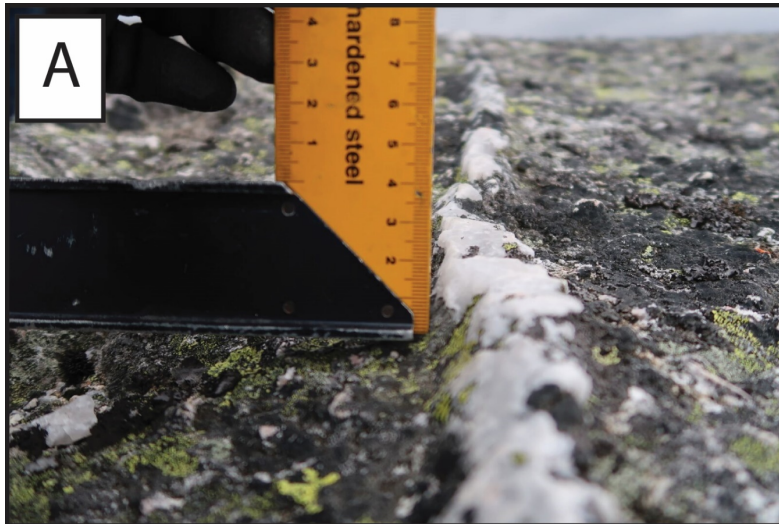
Minimumsforvitring av bergflater kan estimeres ved å måle relieff generert av differensiell forvitring, som høyden til kvartsganger eller flatenes ruhet. Grovkornet granitt er godt egnet for mål av ruhet, da kvarts- og feltspatkrystaller som stikker opp kan brukes som et indirekte mål på forvitring. Målingene av overflatens ruhet ble utført ved å benytte en profilmal (figur 22C). Profilmal måler den relative høyden, og er i denne sammenheng benyttet for å måle ruheten til bergartsoverflater og flyttblokker. Profilmalen består av en linje med 209 fritt bevegende nåler, som presses mot bergflaten for å kunne tegne av overflateprofiler. Profilene ble overført til et millimeterpapir i felt, som la til rette for enkle beregninger av dybden under et vilkårlig nullpunkt. Relieffet er målt med 5 mm intervall og følgende kombinasjoner er benyttet for å utlede ruhetsindekser (figur 21):

1. rf-1: Målte alle verdiene på et 5 mm intervall, på en 19 cm linje.
2. rf-2 og rf-3: Benytter verdier på 1 cm intervall over en 19 cm linje og gir to indekser, ved at punktene alternerer med 5 mm.
3. rf-10: Indeksen representerer ruheten og presenterer målt maksimumrelieff.

Ruheten til bergartsoverflaten øker ved økt kjemisk forvitring, og profilmålinger gir en indirekte indikasjon på kjemisk forvitring. Profilmålinger er utført på flere lokaliteter, for å kunne sammenligne overflateruheten.



Figur 21: Ruhetsberegninger fra profilmål ved å måle dybden av definerte intervall under et nullpunkt. Modifisert fra McCarrol og Nesje (1993).



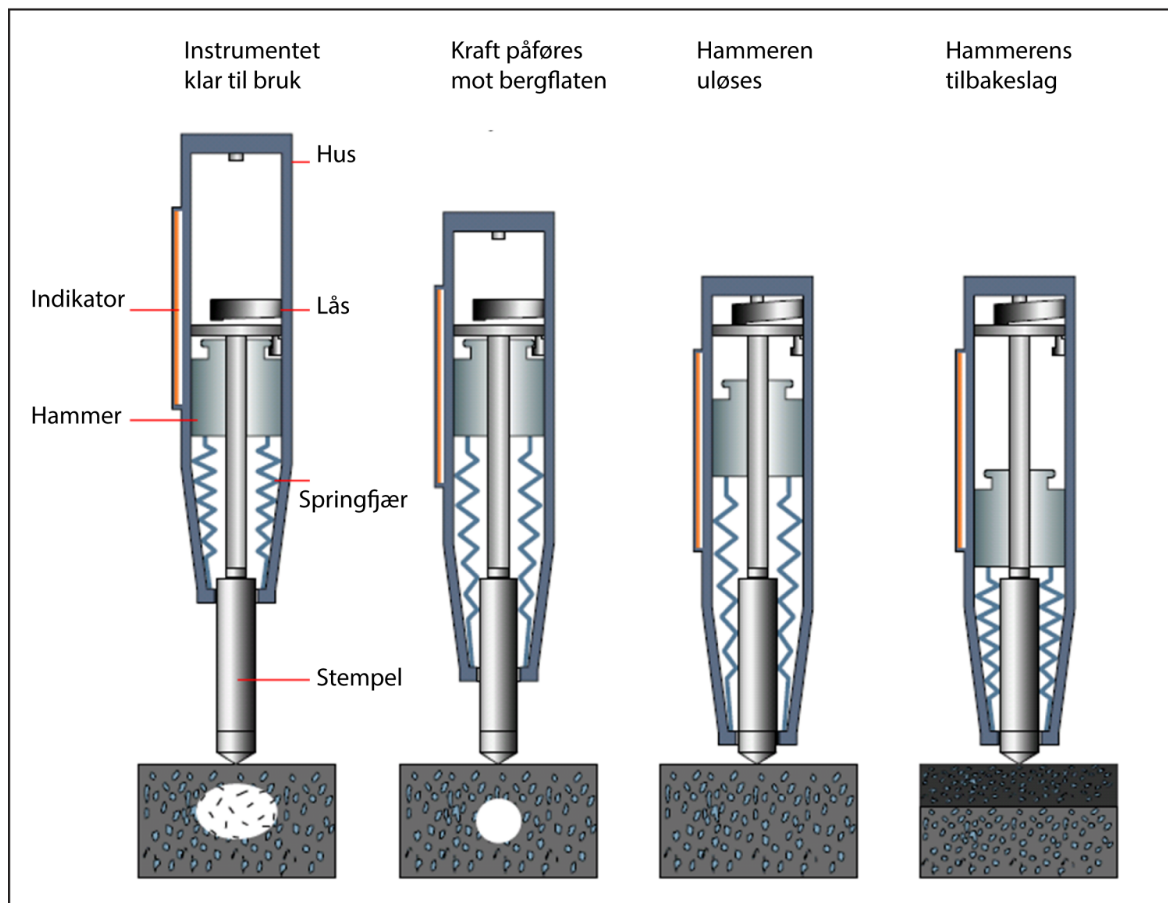
Figur 22: Observasjoner av forvittringsgrad i felt. A) Kvantgang som mål på forvittring. Foto: Henriette Linge B) Forvittringsprodukter av hovedsakelig kvarts og feltspat i en pytt. Foto: Hanna Brække C) Profilmal – måler berggrunnsflatens ruhet. Foto: Hanna Brække

Schmidthammer-måling

Schmidthammer er et måleinstrument som ble oppfunnet på slutten av 1940-tallet for å måle hardheten til betong. Senere har den blitt et vanlig verktøy for å måle hardheten til steinflater (Williams & Robinson, 1983). Schmidthammeren kan brukes til relativ aldersbestemmelse av ulike landformer, avsetninger, samt å estimere styrken til bergartsoverflater (Karaman & Kesimal, 2015). I denne studien er schmidthammer benyttet for å sammenligne forvitningsgrad og ikke for beregning av alder.

En schmidthammer er satt sammen av et hus, en indikator, en lås, en hammer, en springfjær og et stempel, som vist på figur 23. Instrumentet brukes ved å plassere stempelet normalt på berggrunnsflaten, og ved nedpressing utløses det springfjærladde stempelet. Instrumentet har en nedslagsstyrke på 50-250 MPa (Goudie, 2006), og deler av den utløsende energien går tapt som varme og lyd. Måleren registrerer den resterende kraften som blir slått tilbake, og gir et mål på hardhet (Aydin & Basu, 2005). Avstanden på tilbakeslaget kalles R-verdi, og den indikerer hardheten til bergflaten. R-verdien måles fra 0-100, hvorav målinger av harde (ferske) bergartsflater vil gi høye verdier (>40), og sterkt forvitrede bergarter gi lave verdier (<40).

Det eksisterer tre ulike varianter av schmidthammer; N-, L- og P-type. I geomorfologiske sammenhenger benyttes som regel N-typen, på grunn av spennvidden, som gjør det mulig å måle myke og svært harde bergarter. Bergartsoverflater som utsettes for forvitring, svekkes fordi mineralkorn går i løsning som følge av kjemisk forvitring. Ruheten til bergartens overflate gir en indikasjon på forvitningsgraden, ettersom ruheten øker med økt forvitring (Migoń, 2006). Den varierende harheten til mineralene, bestemmer harheten til bergarten (Migoń, 2006). Bergarten i feltområdet, grovkornet granitt, karakteriseres som en hard bergart, og ferske flater gir typisk R-verdier rundt 50-60.



Figur 23: Hovedkomponentene i en schmidthammer og anvendelsen av den på en flate. Modifisert fra Castañeda et al. (2013).

Fordeler og ulemper

Schmidthammeren er lett (2,3 kg), anvendelig og portabel å ta med seg i felt. Instrumentet koster ikke så mye, både med tanke på innkjøp og reparasjon. Ved bruk av schmidthammer kan man foreta mange *in situ*-målinger på kort tid, og metoden er dermed kostnadssparende og effektiv (Goudie, 2006).

Som med de fleste metoder, er det også ulemper ved bruk av schmidthammer. R-verdiene kan lett bli påvirket dersom prøvetagningen ikke blir utført normalt på bergflaten. Målinger som ikke blir utført normalt på bergflaten, kan imidlertid normaliseres med en referanse til den horisontale retningen (Aydin & Basu, 2005). Over tid kan springfjæren svekkes, og hammeren må derfor kalibreres jevnlig for å oppnå pålitelige resultater. Under målingen kan mineralkorn knuses, da vil mer

energi absorberes og R-verdien vil vise et lavere tall. Lav (*Lichenes*) kan også gi for lav R-verdi, ved at nedslaget dempes og energien blir mindre. Det er viktig at bergflaten og porerommene er tørre ved bruk av schmidthammer, hvis ikke vil R-verdiene bli for høye dersom porerommene er fylt med vann. Det samme gjelder vannfylte sprekker, hulrom og andre ujevnheter i berggrunnen (Aydin & Basu, 2005). For enkelte områder er det utarbeidet en graf for å enkelt kunne alderskalibrere målingene, hvor det er et lineært forhold mellom R-verdi og alder. I denne studien er schmidthammer kun benyttet for å sammenligne overflateruhet på ulike lokaliteter.

4.1.2 Strøk- og fallmålinger

Den granittiske berggrunnen i feltområdet er tydelig oppsprukket. I løpet av feltperioden ble det foretatt 89 strøk- og fall-målinger med kompass på 12 ulike lokaliteter. Alle sprekke-målingene er korrigert med 1° magnetisk misvisning. Sprekkene er målt under 2 m, da skråningene som oftest er tilnærmet vertikale. Ut fra en høyoppløselig digital høydemodell (0,5-DTM) tilgjengelig fra 2019 (Kartverket, 2019), ble det målt orienteringen på de største sprekke-dalene.

4.1.3 Geomorfologisk kartlegging

Feltområdet består hovedsakelig av bart fjell, og det ble kartlagt erosjonsformer. Det observeres noe forvittringsmateriale, hovedsakelig bestående av kvarts og feltspat i små forsenkninger. De geomorfologiske erosjonsformene som har blitt dannet under glasialer og interglasialer i kvartær, kan sammen med eksponeringsaldre fra feltområdet gi kunnskap om deglasiasjonen i området, isbevegelsesretninger og i hvor stor grad isen har påvirket landskapsutviklingen.

4.1.4 Kartlegging av erosjonsformer

I forkant av feltarbeidet ble det laget en oversikt over lokalitetene hvor det allerede var utført eksponeringsdateringer. Under feltarbeidet ble det benyttet en

håndholdt GPS (global positioning system) (Garmin Montana 600) for å finne igjen lokaliteter, samt benyttet for å dokumentere geografisk posisjon til lokaliteter. Det ble primært kartlagt isskuringsstriper (mikroskuring), sigdbrudd og plukkekanter.

4.2 Tynnslip

Det ble laget tynnslip av bergartsprøver fra åtte lokaliteter i feltområdet. Alle prøvene er tatt fra de øverste centimeterne av berggrunnsoverflaten. Det ble laget tynnslip for å indentifisere mineralene i bergarten, og for å undersøke mineralsammensetningen og krystallstørrelsen. Tynnslipene ble utført ved å slipe og påføre epoksy gjentatte ganger før bergartsprøvene ble limt på et glass, og deretter kuttet til 30 μ . Prøvene ble preparert på tynnsliplaboratoriet ved GEO, UiB. Tynnslipene er analysert med polarisert og krysspolarisert lysmikroskop, og bildene er tatt med krysspolarisert lys.

5. Resultater

I dette kapitlet vil resultatene fra datainnsamlingen presenteres. I den første delen fremlegges resultater fra den geomorfologiske kartleggingen, og etterfølges av schmidthammer- og sprekkemålinger, samt målinger av forvittringsgraden med profilmal.

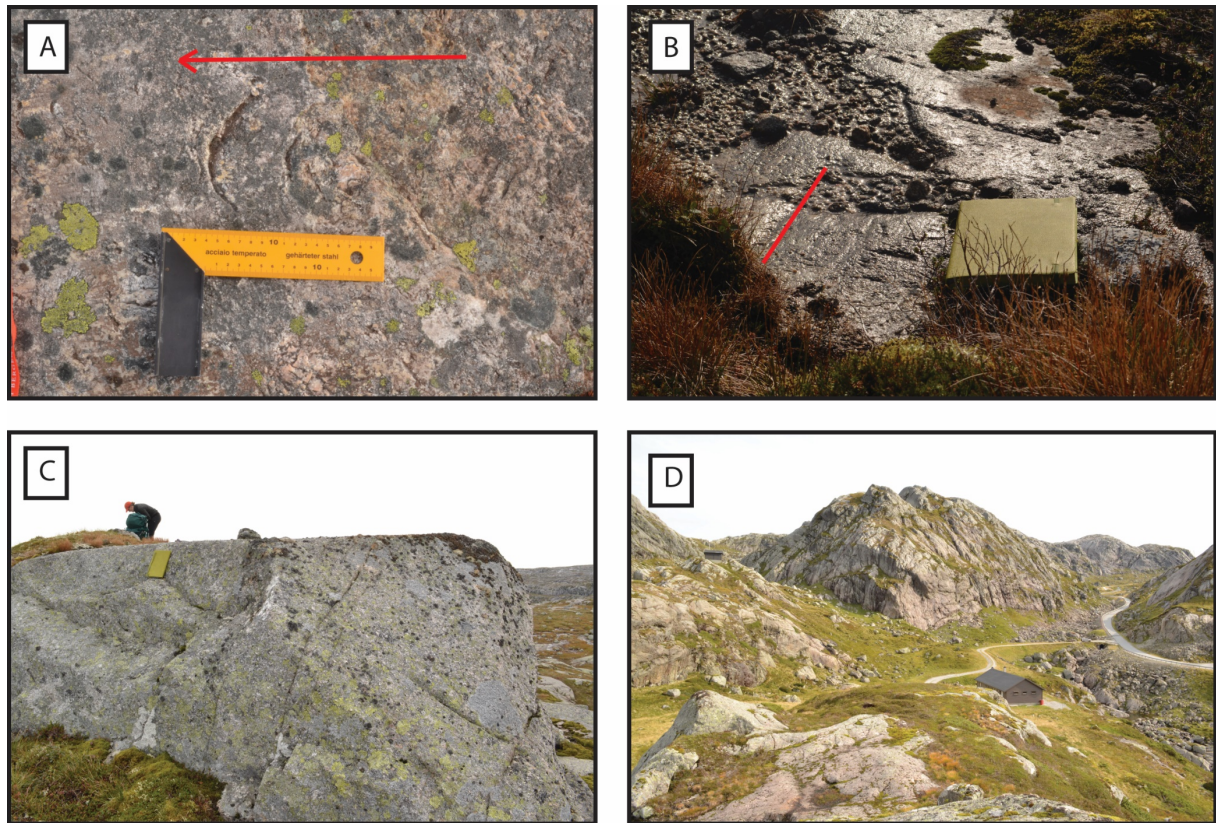
5.1 Geomorfologisk kartlegging

5.1.1 Introduksjon til geomorfologisk kartlegging

Feltområdet består hovedsakelig av bart fjell, og resultatet av den geomorfologiske kartleggingen i Lyseområdet, omhandler erosjonsformer i fast fjell. Det observeres noe forvittringsmateriale i små forsenkninger (figur 22B). De geomorfologiske erosjonsformene har blitt dannet som et resultat av glasial erosjon i kvartær, og kan sammen med eksponeringsaldre fra feltområdet gi kunnskap om deglasiasjonen, isbevegelsesretning og i hvor stor grad isen har påvirket landskapsutviklingen. Erosjonsformene indikerer isbevegelsesretningen i området og er presentert i tabell 1 og i rosedigram; (figur 25).

5.1.2 Kartlegging av erosjonsformer

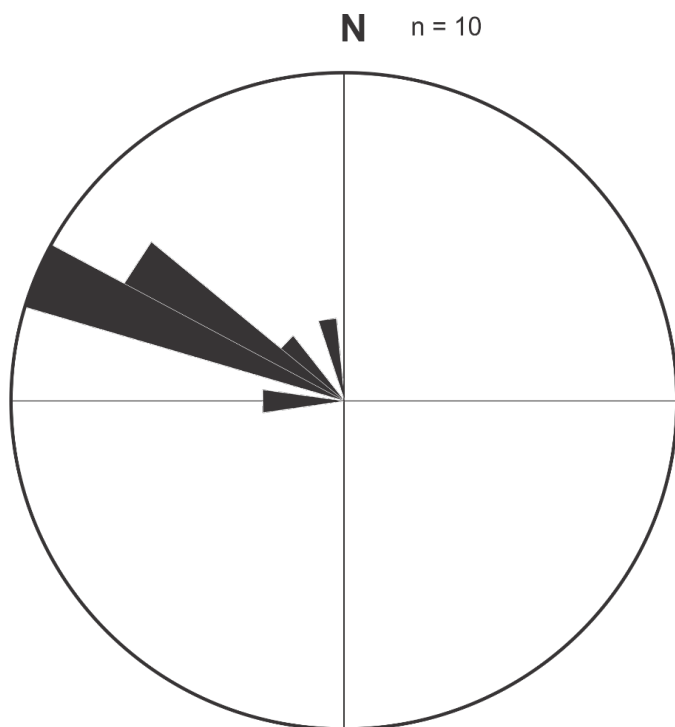
I felt ble det kartlagt erosjonsformer som skuringsstriper (mikroskuring (figur 26)), plukkekanter (figur 24C) og sigdbrudd (figur 24A). Isskuringsstriper (figur 24B) indikerer en isbevegelse parallell med nordvest-sørøst, hvor sigdbrudd og plukkekanter bekrefter en isbevegelsesretning mot nordvest (tabell 2, figur 25;26). I tillegg til å være en retningsindikator, kan plukkekantene fortelle om glasial erosjonsgrad. Samtlige bratte lesider dannet av glasial pukking har en orientering mot nordvest. Området er dominert av sprekkedaler (figur 24D).



Figur 24: Glasiiale erosjonsformer. A) Sigdbrudd som viser isbevegelsesretningen. Breen har beveget seg fra høyre mot venstre. B) Isskuringsstriper mot nordvest. C) Plukkekant. Breen har beveget seg mot oss. D) Daler dannet som et resultat av iserosjon. Foto: Hanna Brække

Tabell 2: Orienteringen av glasiiale erosjonsformer (figur 24).

Prøve-ID	UTM (32v)	Orientering	Erosjonsform
LYS_1617	0371056, 6547486	303	Mikroskuring
LYS_1617	0371056, 6547486	290	Mikroskuring
LYS_1617	0371056, 6547486	298	Mikroskuring
LYS_1617	0371056, 6547486	300	Mikroskuring
LYS_1610	0370517, 6546338	305	Plukkekant
LYS_1610	0370517, 6546338	300	Mikroskuring
LYS_1616	0370310, 6546004	288	Mikroskuring
LYS_1616	0370310, 6546004	275	Mikroskuring
LYS_1609	0367653, 6546179	310	Skuringsstriper
LYS_1609	0365557, 6544416	345	Skuringsstriper



Figur 25: Orientering av glasiere erosjonsformer fra tabell 2 (mikroskuring, skuringsstriper og plukkekanter) som retningsindikatorer for isbevegelsesretningen.



Figur 26: Mikroskuring på feltspatkrystaller, på lokalitet LYS_1619. Rød strek indikerer orienteringen av mikroskuring og bevegelsesretningen til isdekket. Foto: Hanna Brække

5.1.3 Flyttblokker

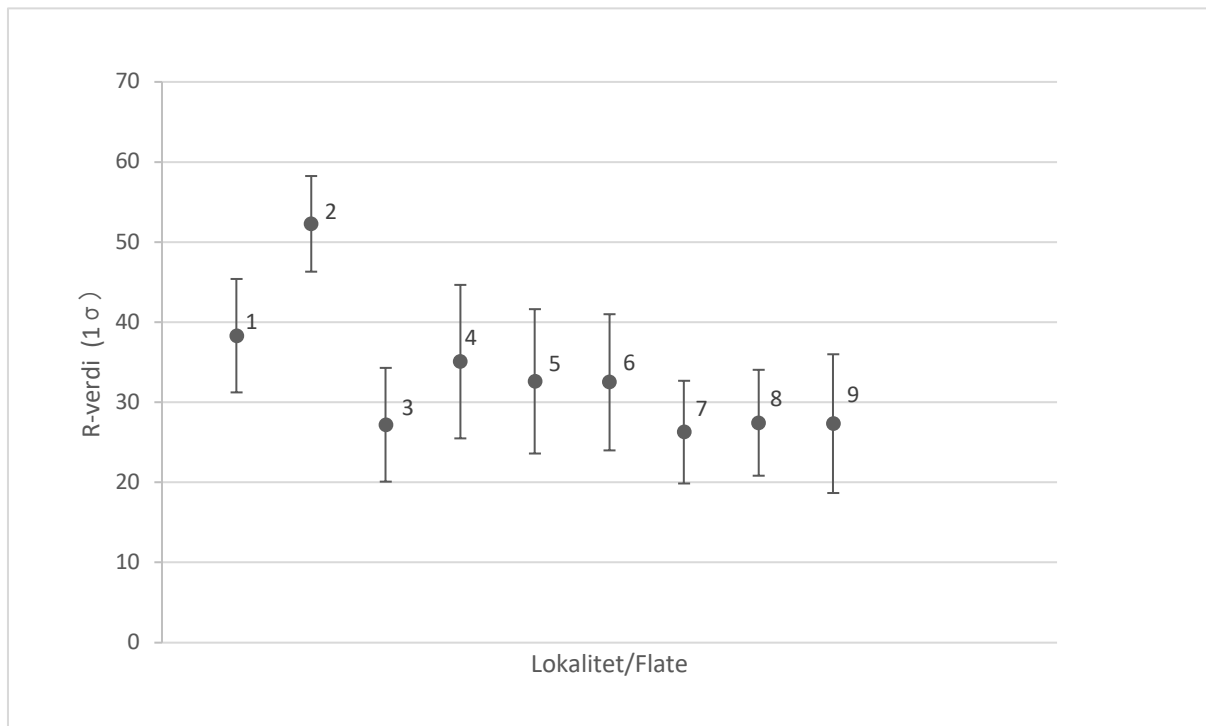
I studieområdet er det mange flyttblokker, både på topper og i forsenkninger. Flyttblokkene har som oftest lik litologi som berggrunnen i området. Noen flyttblokker består av gneis, til tross for at store deler av berggrunnen i feltområdet er granitt (figur 27). Gneis er å finne i ytterkantene av Sirdal magmatiske belte (Slagstad *et al.*, 2018). I henhold til NGU dominerer granitt og gneis flere titalls kilometer i østlig og sørlig retning, som indikerer flyttblokker med annen litologi enn gneis og granitt må være transportert over store avstander.



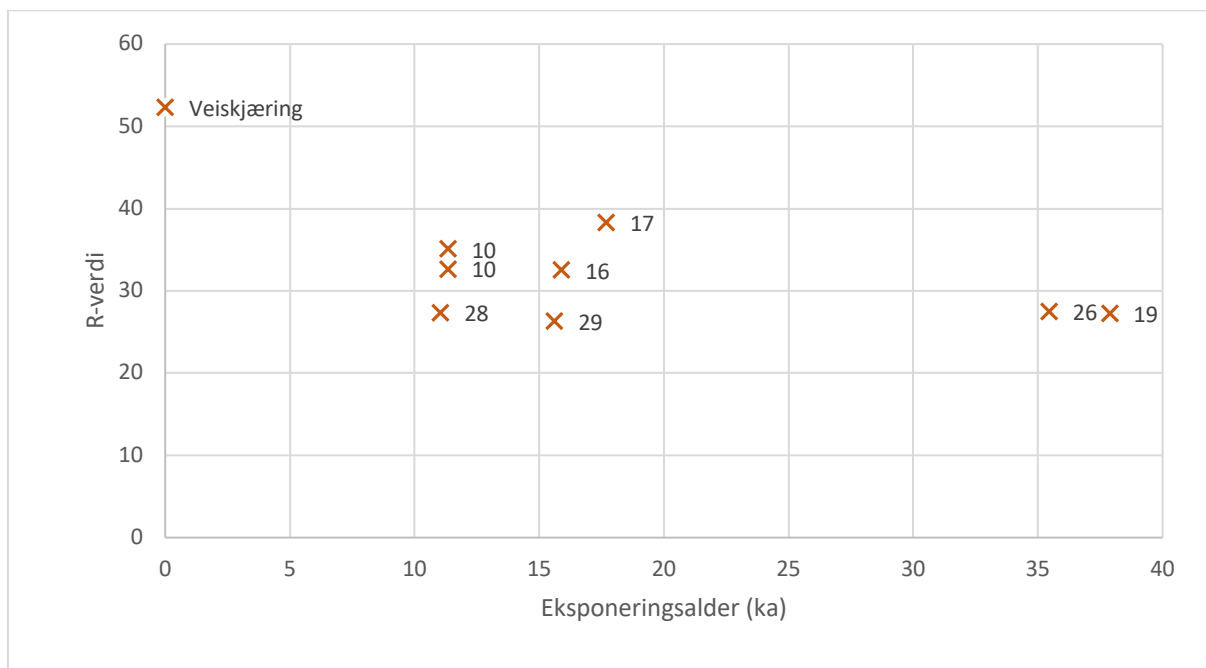
Figur 27: Bildet til venstre viser flere flyttblokker (< 1 m høye) i studieområdet. Flyttblokken avbildet til høyre er av typen båndet gneis. Foto: Hanna Brække

5.2 Schmidhammer-målinger

Avlesning av R-verdier med schmidhammer ble foretatt i nærheten av berggrunnsflatene som tidligere ble aldersbestemt ved eksponeringsdatering. Det ble foretatt målinger ved ni lokaliteter, hvorav lokalitet 2 er på en fersk flate i en veiskjæring (figur 28). Som et resultat av store nedbørsmengder i Lyse, ble det ikke gjennomført like mange målinger som ønskelig. R-verdiene i figur 28 er gjennomsnittet av 50 målinger med et standardavvik på samme bergflate, innenfor omtrent 1 m². Alle schmidhammer-målingene med unntak av lokalitet 2 overlapper med et standardavvik. For enkeltlokalitetene hvor det er målt R-verdier, samt aldersbestemt med eksponeringsdatering, er plottet i figur 29. Datapunktene indikerer at overflateruheten ikke er konsekvent med eksponeringsaldre.



Figur 28: Gjennomsnittlige R-verdier for hver prøvelokalitet (\pm et standardavvik). Lokalitet to overlapper ikke med de andre målingene, og er målt på fersk flate, veiskjæring. De andre målingene er målt på forvitrede berggrunnsflater.



Figur 29: R-verdier plottet mot eksponeringsalder (ka). Tallet ved siden av datapunktene viser prøvelokaliteter, samt veiskjæring.

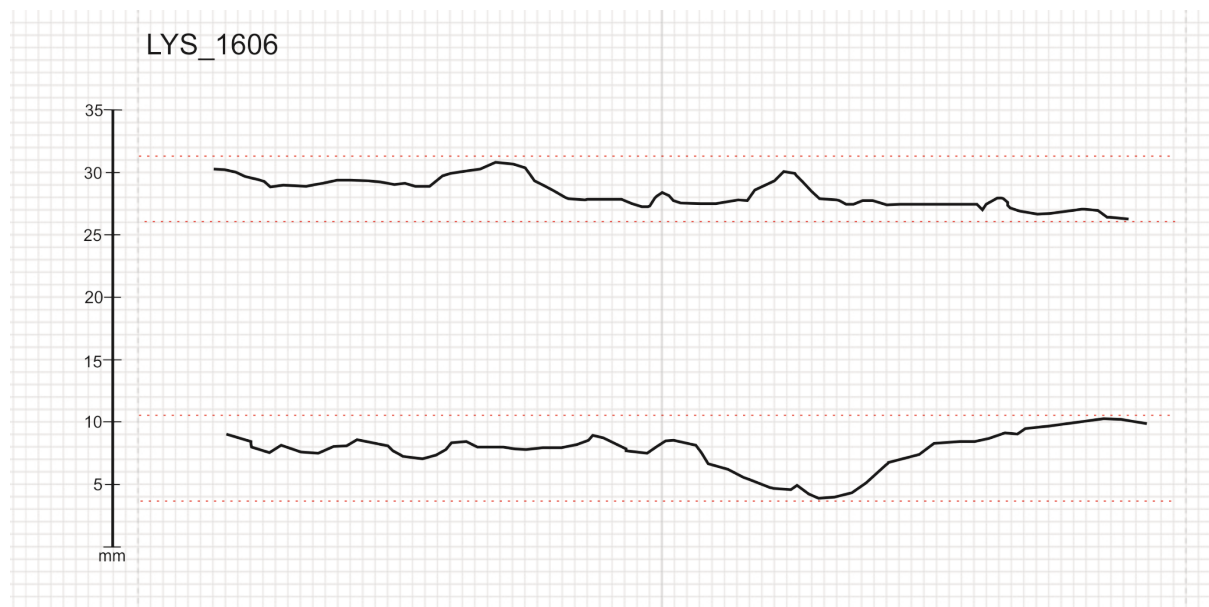
5.3 Profilmal – overflateruhet

Berggrunnsoverflaten er tydelig forvitret som følge av kjemisk forvitring, samtidig som berggrunnen er svært oppsprukket. Det ble observert forvittringsprodukter (grus) på lesiden av flyttblokker, og i fordypninger i landskapet (figur 22B). Profilmalmålingene ble utført på åtte lokaliteter, hvor overflateruhet ble målt på både flyttblokk og på berggrunn på hver lokalitet (figur 30). Målinger med profilmal ble utført for å indirekte sammenligne den kjemiske forvitringen på de ulike lokalitetene. Verdiene er presentert med 5 mm intervall og har senere blitt brukt til å utarbeide ruhetsindekser (figur 21). Ruhetsindeksene viser gjennomsnittet av et intervall, og viser derfor et mer realistisk bilde av gjennomsnittsforvitringen (tabell 3). Ruhetsindeksene er uniforme, hvor alle verdiene er mellom 0,37 og 0,46 cm.

For å sammenligne maksimumsforvitring etter siste glasiering, ble det utarbeidet maksimumsrelieff for flater fra samtlige lokaliteter (bergflater og flyttblokker) (tabell 3). De maksimale profilmalverdiene gir maksimumsrelieff omkring 0,75–1,5 cm. Det ble til gjengjeld målt en kvartarsåre med et relieff på 3 cm, og som dermed representerer maksimum postglasial forvitring (figur 22A).

Tabell 3: Resultat av profilmalmålinger, presentert som ruhetsindekser. Hver ruhetsindeks representerer gjennomsnittet av målte relieffintervall. Profilmalmålinger av blokkflate og bergflate viser maksimal ruhet (differansen mellom laveste og høyeste punkt)

	Rf-1 – gj.snitt	Rf-2 – gj.snitt	Rf-3 – gj.snitt	Blokkflate	Bergflate
LYS_1606	0,41	0,40	0,37	0,75	1
LYS_1607	0,45	0,42	0,39	1,6	1,4
LYS_1609	0,39	0,43	0,44	1,3	1,4
LYS_1612	0,43	0,42	0,40	1,4	1,1
LYS_1629	0,46	0,38	0,45	1,2	1,3
LYS_1610	0,45	0,39	0,40	1,5	1,2
LYS_1616	0,44	0,39	0,38	1	1,1
LYS_1617	0,40	0,43	0,46	1,1	1



Figur 30: Eksempelplot av ruhet på millimeterpapir. Den øverste kurven viser overflateruheten til bergflaten på lokalitet LYS_1606, og den nederste kurven viser ruheten på blokkflaten på samme lokalitet. Overflateprofilen er tegnet av profilmal på millimeterpapir.

5.4 Tynnslipbeskrivelser

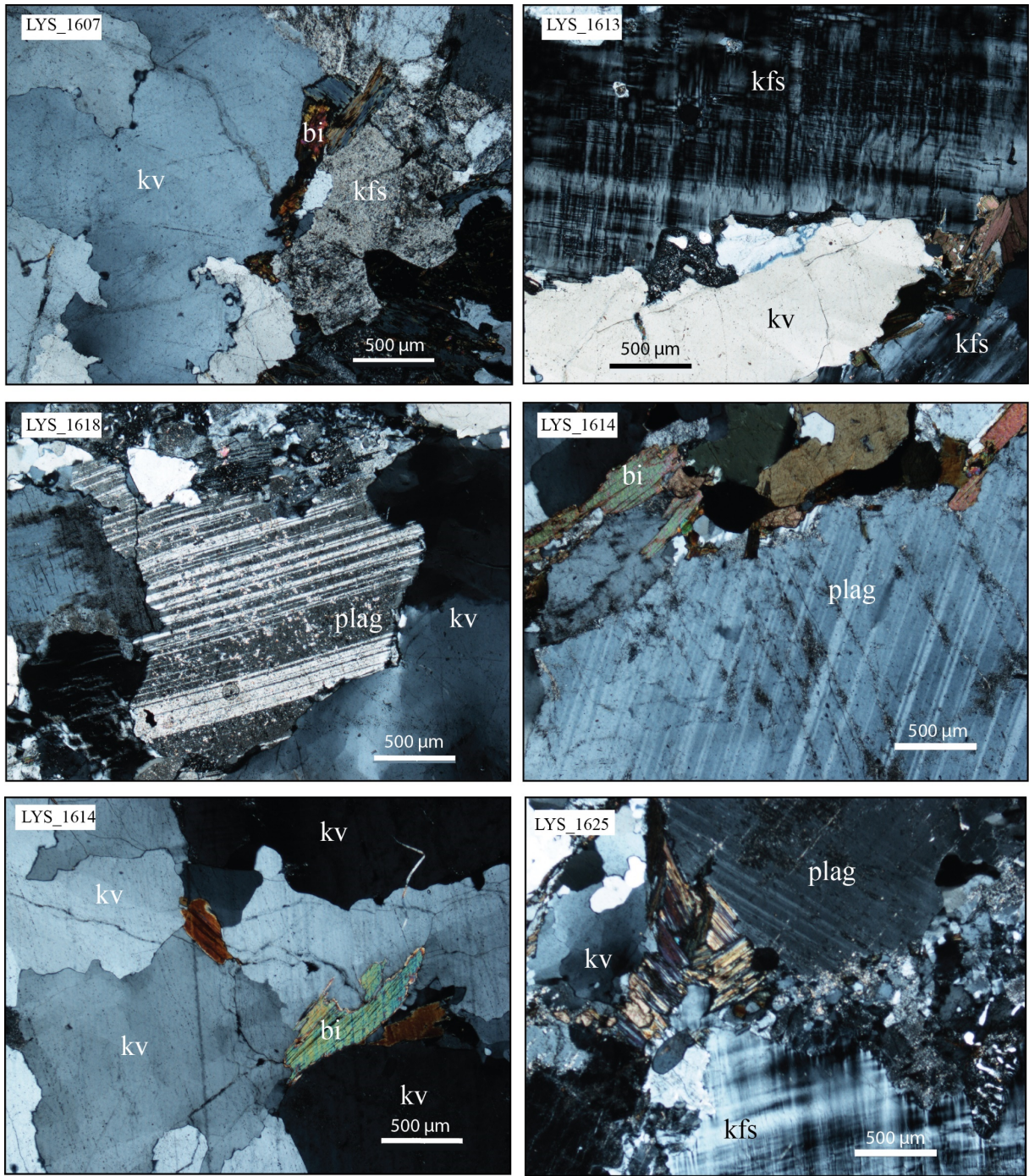
Bergarten til de prøvetatte flatene karakteriseres som grovkornet. Bergarten består i hovedsak av transparente mineraler, hvor de mørke mineralene er biotitt, de hvite er plagioklas og de gjennomsiktige er kvarts og k-feltspat. De hvite og gjennomsiktige mineralene er større enn de mørke, og opptar store deler av tynnslipene. Mineralene ligger tett inntil hverandre, og har en vilkårlig orientering. De samme mineralene går igjen i alle tynnslipsprøvene, og indikerer at mineralsammensetningen til de prøvetatte lokalitetene er tilnærmet homogen.

K-feltspatkrystallene (mikroklin) som observeres i tynnslipet opptrer som fargeløse og delvis skitne. K-feltspatkrystallene utgjør de største krystallene i tynnslipet, og kornstørrelsen varierer fra 5,7 til 19,2 μm (tabell 4). Albitt og perikline tvillinger på tvers av hverandre opptrer relativt hyppig i k-feltspatkrystallene. Det kalles tartanmønster (karakteristisk for mikroklin), og kan observeres for prøven LYS_1625 (figur 31).

Kvartskrystallene i tynnslipet er fargeløse/klar hvite og har få rette kanter. Kornstørrelsen utgjør store krystaller, og varierer fra 4,1 til 6,4 μm (tabell 4).

Plagioklaskrystallene som observeres i tynnslipet har en skitten hvitfarge og er polysyntetisk. Kornstørrelsen varierer fra 1,7 til 3,4 μm og utgjør middels store krystaller (tabell 4).

En kan ut fra mineralsammensetningen anslå at bergarten er granitt. De to største feltspatkrystallene og kvartskrystallene ble målt under lysmikroskop, og var for store til å passe inn i bildeformatet (figur 31).



Figur 31: Forkortelser: kv = kvarts, bi = biotitt, plag = plagioklas, kfs = kalifeltspat. Bildene viser tynnslip sett i lysmikroskop med krysspolarisert lys. Foto: Hanna Brække

Tabell 4: Gjennomsnittslengden av den lengste aksen av de to største mineralkrystallene fra alle tynnslipene.

Prøve-ID	Krystallstørrelse (mm)		
	kvarts	kalifeltspat	plagioklas
LYS_1607	6,2	6,6	1,7
LYS_1608	4,9	7,9	2,3
LYS_1613	4,9	5,7	2,0
LYS_1614	4,2	6,6	3,0
LYS_1618	6,4	8,7	2,1
LYS_1619	5,5	19,2	3,4
LYS_1625	4,1	5,9	2,1
LYS_1628	6,3	6,0	1,9

5.5 Resultat fra strøk- og fall-målinger av sprekker

Sprekkemålingene i felt ble målt for å, om mulig, dokumentere dominerende sprekketrender og generelt få et innblikk i omfanget av sprekker i feltområdet (figur 32). Kun ved observasjon, er det påfallende at området er svært oppsprukket. Området ser ut til være dominert av subvertikale og subhorisontale sprekker, som faller mot ulike retninger, selv over mindre områder.

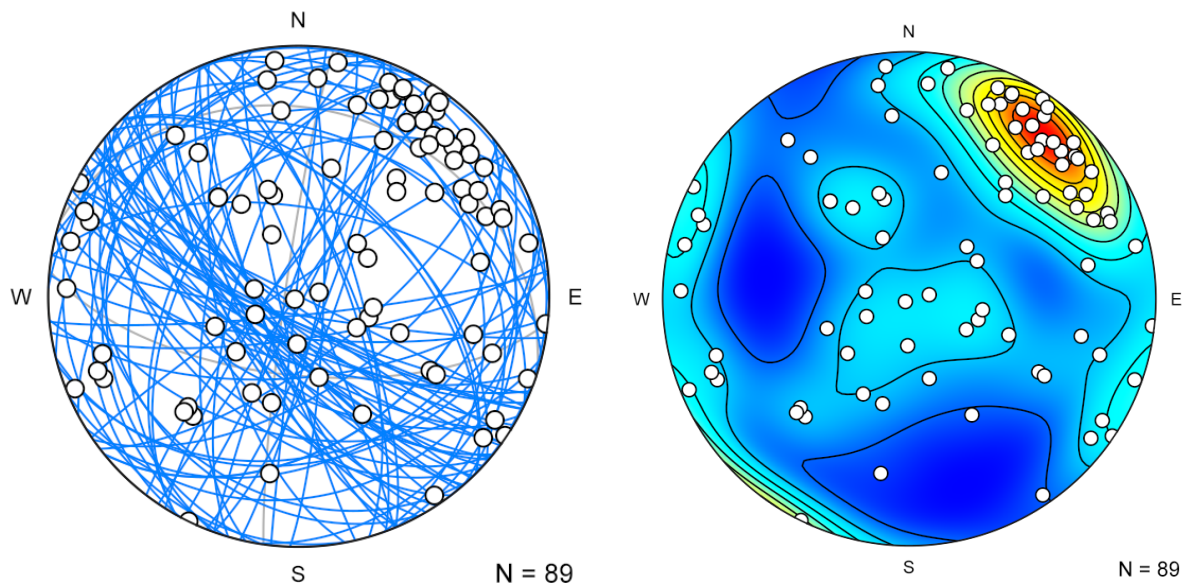


Figur 32: *Bilde av sprekketbredelsen i feltområdet. Sett fra Lyseveien i sør. Foto: Hanna Brække*

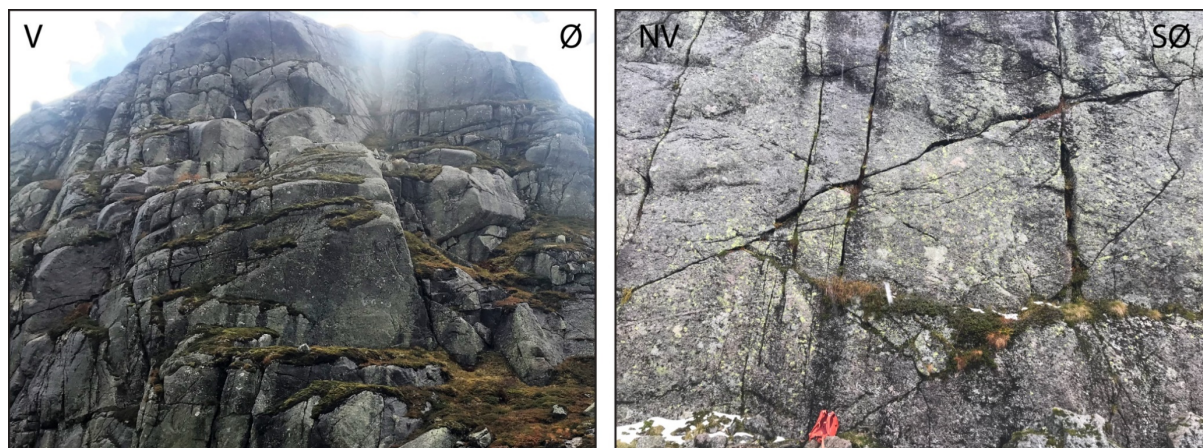
Alle sprekkemålingene fra de ulike lokalitetene ble plottet som plan i et schmidtnett, og som tetthetsplot med poler (figur 33). Sprekkeorienteringene gir et kaotisk inntrykk, og viser at området består av sprekker med ulik helning og orientering. Det observeres en trend med subvertikale sprekker som faller mot nordøst. De samme sprekkeene er plottet med poler i figur 35, gruppert i flere

enkeltlokaliteter. Polene for hver av lokalitetene viser at området er dominert av subvertikale og subhorisontale sprekker.

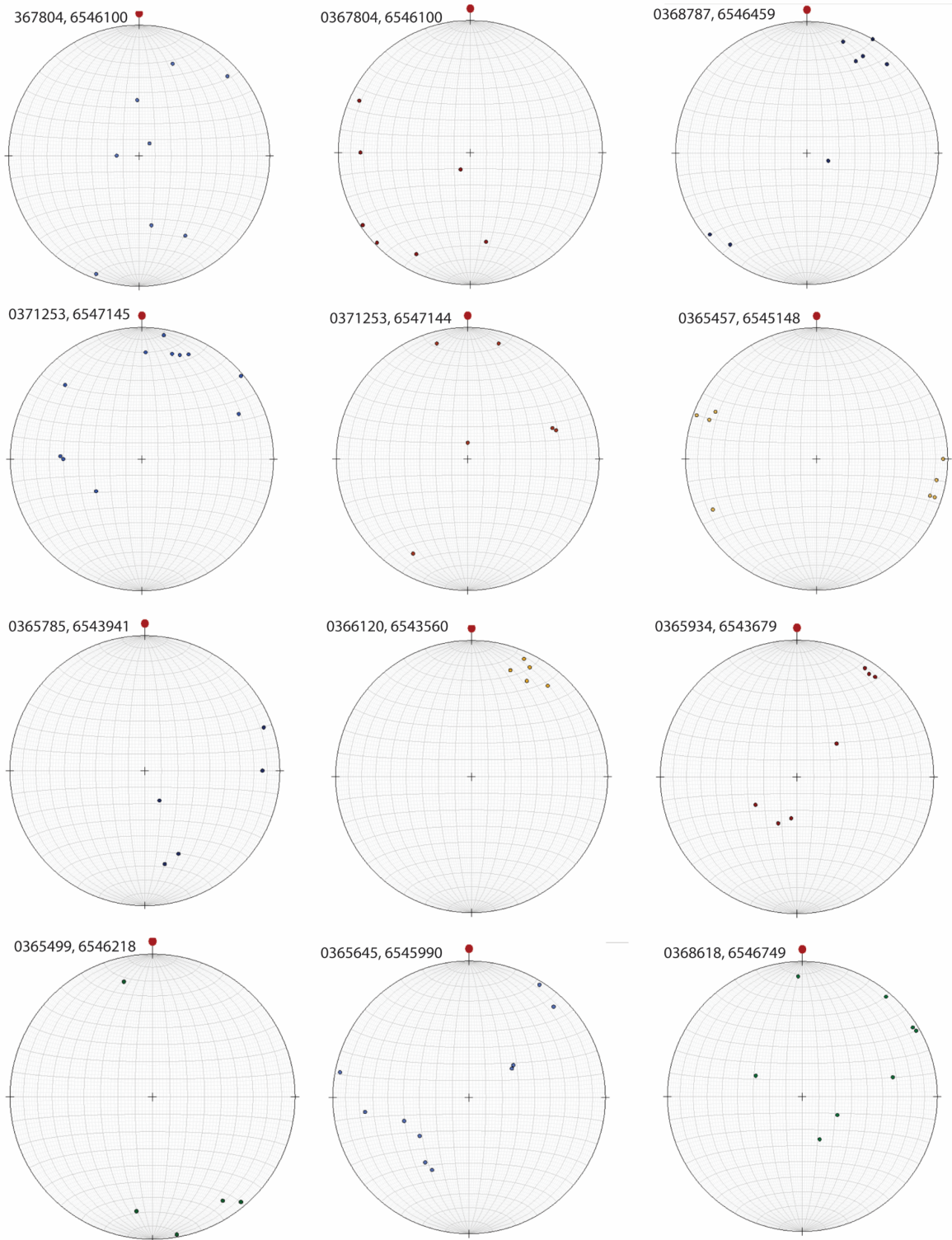
Orienteringen til sprekken varierer fra lokalitet til lokalitet, og til sammen danner sprekken et system som ser ut til å dele berggrunnen i større og mindre blokker over store deler av studieområdet (figur 34).



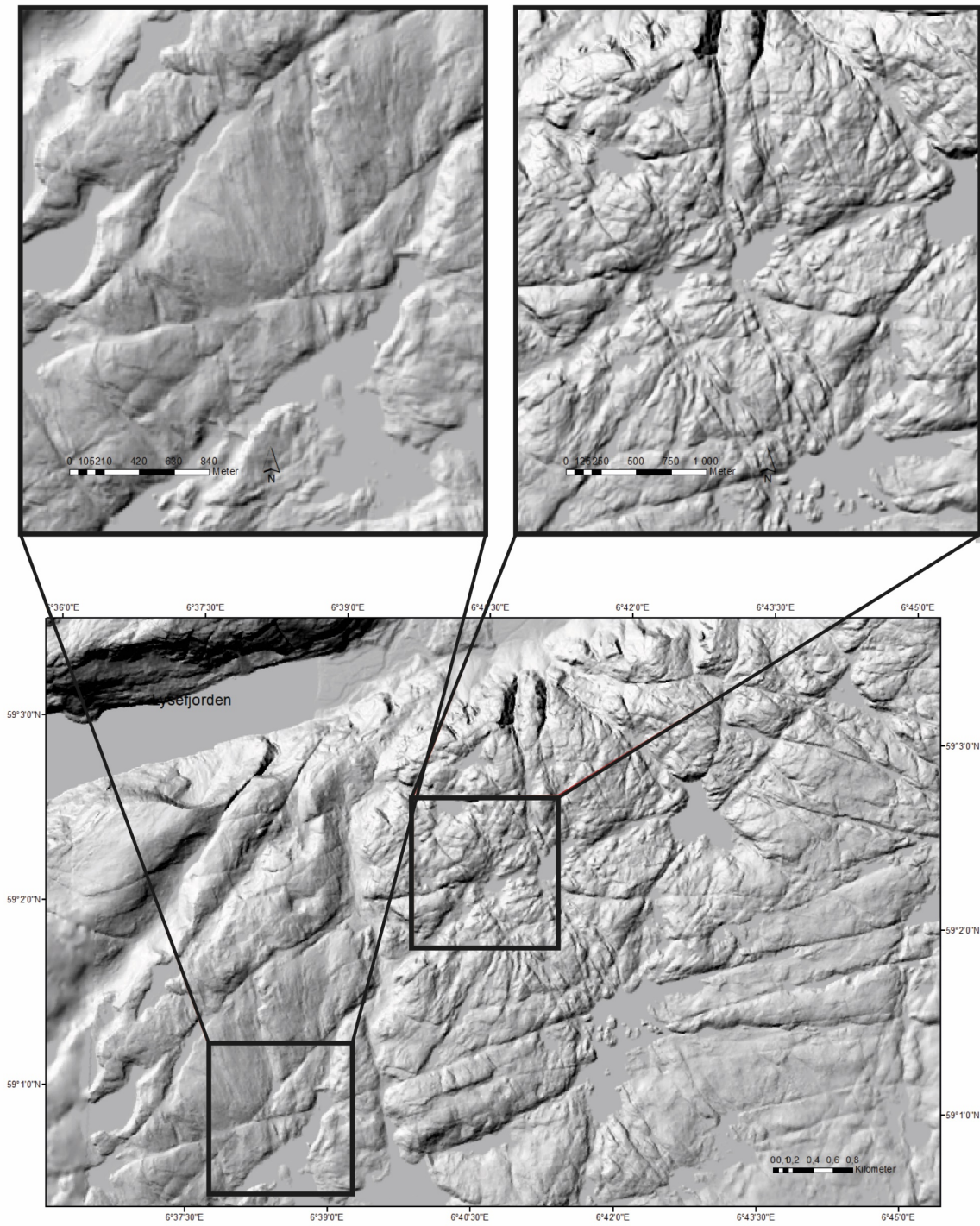
Figur 33: Stereoplot med plan til de målte sprekken til venstre. Plottet viser sprekker med mange ulike orienteringer og helninger, men det er flere sprekker med tilnærmet vertikal helning. Tetthetsplot til høyre med økt tetthet av subvertikale sprekker som faller mot nordøst.



Figur 34: Eksempellokaliteter dominert av subvertikale sprekker og sprekker med ulik orientering. Blokkene som er isolert av sprekker på bildet til venstre er om lag 2-3 m høye. 30 L sekk som målestokk på bildet til høyre. Foto: Hanna Brække

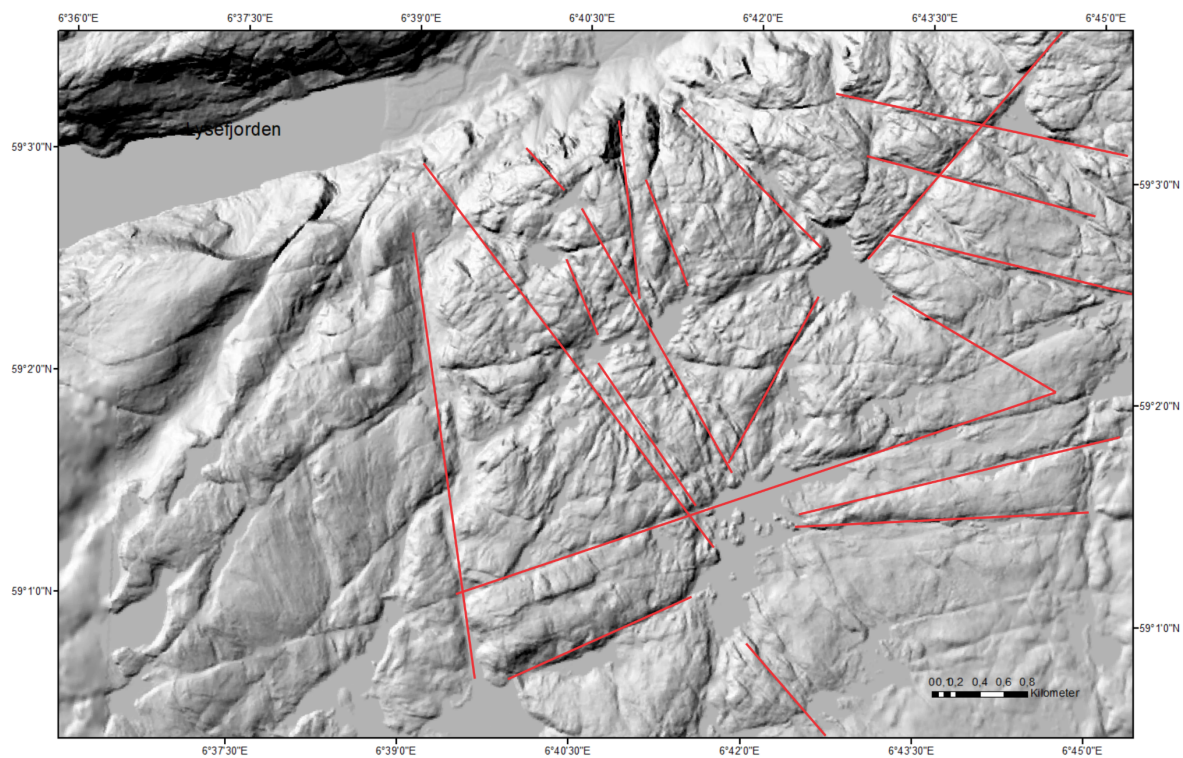


Figur 35: Sprekkemålinger for enkeltlokalteter. Stereoplot viser orienteringen til sprekkene, og sirklene representerer polene til planet, hvor mange av sprekkene enten tilnærmet vertikale eller horisontale.

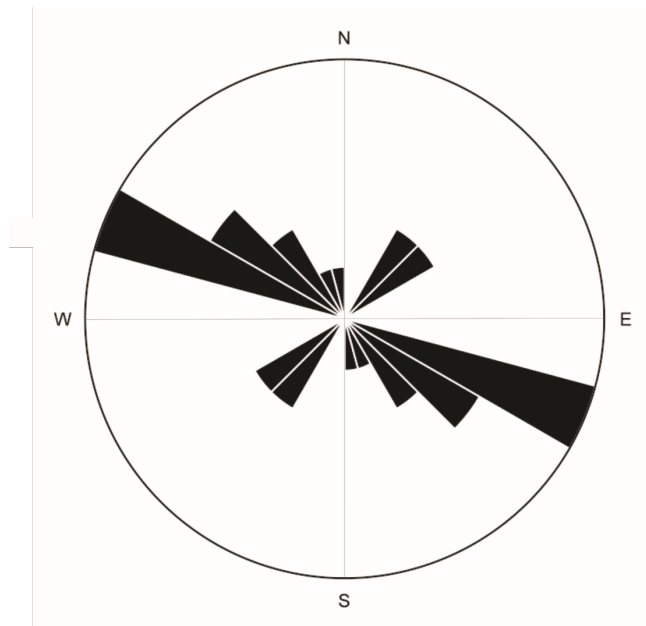


Figur 36: Høyoppløselig digital høydemodell over Lyseområdet. Utsnittet til venstre viser færre sprekker enn området i øst. Utsnittet til høyre er dominert av større sprekketetthet og befinner seg innenfor feltområdet.

På en høyoppløselig digital høydemodell observeres mange ujevnheter og sprekkedaler. I felt ble det observert sprekker med ulik orientering og bredde, hvorav noen sprekker var åpne og andre lukket. På en høyoppløselig digital høydemodell observeres det at området i vest er mindre oppsprukket enn området lenger mot øst (figur 36). Sprekkedaler er markert med rød strek og målt av høyopløsning digital høydemodell (figur 37). De største sprekkedalene er orientert nordvest–sørøst, samtidig som det også observeres sprekkedaler som er parallelle med Lysefjorden (figur 37;38).



Figur 37: De største sprekkedalene (rødt) innenfor feltområdet er markert i rødt på høyoppløselig digital høydemodell.



Figur 38: Orientering til lineamenter av de største sprekkedalene fra området vist i figur 37. Sprekkedalene er målt fra en høyoppløselig digital høydemodell, hvor de største sprekkedalene er målt. Dominerende vest – sørvest og øst – sørøst orienterte sprekkedaler, samt sprekkedaler i nordøst – sørøstlig retning.

6. Diskusjon

I dette kapitlet vurderes resultatene, beskrevet i kapittel 5, mot hverandre for å belyse sprekkenes betydning for glasial erosjon under siste istid, og hvordan landskapet har blitt formet. Hvordan isen har plukket med seg større bergartsfragmenter, og hva som kontrollerer den glasiale plukkingen er to spørsmål som det enda ikke finnes konkrete svar på. Det vil i dette kapitlet også bli diskutert hva som kan være årsaken til at eksponeringsaldrene ikke er uniforme og avviker med deglasiasjonsalderen.

6.1 Sprekker

6.1.1 Sprekker målt i felt

Som presentert i resultatkapitlet er Lyseområdet dominert av sprekker. Sprekker målt i felt ser ut til å ha flere orienteringer, og uten fremtredende sett med sprekker. Det er likevel målt mange subvertikale og tilsvarende horisontale sprekker, men med varierende strøk-orienteringer. Sprekkeorienteringene ser tilfeldige og kaotiske ut med det blotte øyet, men lokalitetsvis kan det observeres trender (figur 35). På ni av 12 enkeltlokalitetene ble det både målt subvertikale og subhorisontale sprekker. Tetthetsplottet viser at flest subvertikale sprekker faller mot nordøst (figur 33). En oppsprukken berggrunn med sprekker av ulike orienteringer er gunstig for glasial plukking. Flere sprekkereetninger fører til at sprekken krysser hverandre og deler opp berggrunnen i flere blokker av forskjellig størrelse. Et slikt sprekkepattern er gunstig for infiltrasjon av vann og for at fryse-tine prosesser skal kunne løsne større bruddstykker.

I henhold til Lamb *et al.* (2015) vil et system med kun en eller to sett med sprekkorienteringer produsere større blokker enn et system med tre eller flere sprekkese. En jevn sprekketetthet med få orienteringer genererer blokker av lik størrelse. De mange sprekkorienteringene i feltområdet ser ut til å ha generert

blokker i flere størrelser, som igjen har dannet et landskap dominert av bratte bruddkanter og flere høyder i det ellers flate terrenget.

De vertikale blotningene var vanskelig å måle i høyden, og derfor er målinger utført under 2 meters høyde fra bakken og opp. De subvertikale sprekkene kunne ofte følges ned til bunnen av blotningen, mens de subhorisontale sprekkene befant seg ofte høyere og utenfor rekkevidde. Datasettet domineres av subvertikale sprekker, som kan være et resultat av at samtlige subhorisontale sprekkene var for høye til å nås.

6.1.2 Sprekkedaler

Store fremtredende sprekkedaler ble målt av en høyoppløselig digital høydemodell, med en dominerende orientering i nordvestlig-sørøstlig retning i likhet med erosjonsformene) (figur 38). Sprekkedalorienteringene avviker fra orienteringen til Lysefjorden (øst-vest), som er den mest fremtredende erosjonsformen i området. En nordvestlig-sørøstlig retning tolkes som et resultat av at isen har erodert svakhetssoner i berggrunnen, da orienteringen av sprekkedalene sammenfaller med orienteringen til de glasiale retningsindikatorerne.

6.1.3 Sprekkes opprinnelse og stressregimer

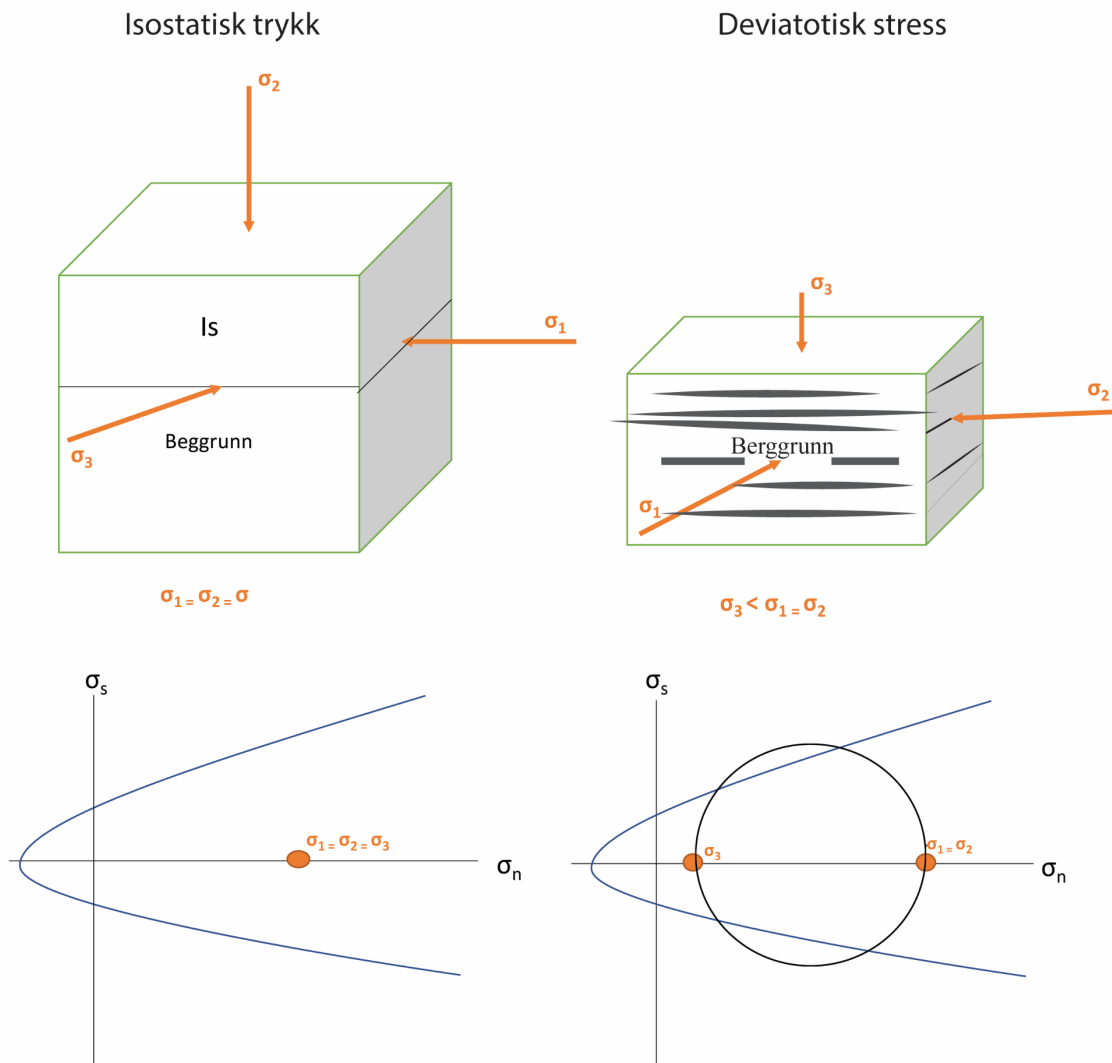
Sprekker genereres av stress i jordskorpen og kan oppstå under mange ulike stress regimer. Det er krevende å fastslå når og under hvilke typer stressregimer de ulike sprekkene har oppstått, spesielt områder uten sett med sprekker. Svakheter (sprekker) i berggrunnen dannes typisk ved heving, nedkjøling eller tektonisk stress (Krabbendam *et al.*, 2017). Det betyr at enkelte sprekker kan strekke seg tilbake til dannelsen av Rodinia for omtrent 1 Ga, mens andre kan ha oppstått under siste istid for kun 20 ka eller som et resultat av isostatisk heving etter siste istid (holocen).

Berggrunnen utsettes for et tre-dimensjonalt stress, bestående av *en* vertikal og *to* horisontale komponenter (Carlsson & Olsson, 1982b). Den vertikale komponenten er styrt av gravitasjonen, og styrken øker med dybde ettersom den overliggende massen øker. De horisontale komponentene for feltområdet, er i dag antakelig kontrollert av tektonikk langt unna, for eksempel fra den Midt-Atlantiske ryggen (Stephansson *et al.*, 1991). En berggrunn påvirket av et isostatisk trykk (likt trykk fra alle kanter) vil være stabil. Det vil sjeldent forekomme en fullstendig likevekt i berggrunnen, men vil være stabil under de rette stressforholdene.

Vertikalt stress skyldes vekten av overliggende masser, enten det er berggrunn eller et tykt isdekke. Når den overliggende ismassen smelter eller den overliggende berggrunnen eroderes bort, avtar det vertikale stresset, og berggrunnen utsettes for et deviatorisk stress (figur 39). Som et resultat av at de horisontale stresskomponentene er større enn den vertikale, kan det forekomme subhorisontale sprekker. Under forutsetning av at ismassen var tung nok til å danne endringer i stressfeltet til berggrunnen under tilbaketrekningen, vil horisontale sprekker akselerere den glasiøse plukkingen. Det er sannsynlig at de horisontale sprekkeene også kan ha blitt dannet under trykkavlastning i tidligere glasiasjoner med massive isdekker, eller som følge av pre-kvartære tektoniske hendelser.

Sprekker eksisterer både i områder som har vært overdekt av is, samt områder som aldri har vært overdekt, og er i henhold til Jahns (1943) og Davis & Reynolds (1996) primært antatt å oppstå av tektonisk stress, heving og nedkjøling, og ikke som et resultat av overliggende ismasser. Carlsson og Ohlsson (1982a) mener derimot at store isdekker kan danne og utvide allerede eksisterende sprekker, og Hallet (1996) impliserer at sprekker kan oppstå på kanten av lesider. Lyseområdet er dominert av glasiøse plukking, og antas å ha vært oppsprukket før kvartær. Det anses som usannsynlig at plukkingen *kun* ble dannet som et resultat av sprekker i kvartær, da sprekker representerer en signifikant mekanisk svakhet sammenlignet med intakte berggrunnsmasser (Matthes, 1972; Rea & Whalley

1996). Det er likevel ikke utenkelig at trykkavlastningen av en 2000 m tung is kan ha generert enkelte sprekker.



Figur 39: Forenklet skisse av stress-komponentene og brudd som forekommer når det vertikale stresset reduseres. Figuren til venstre illustrerer stabil berggrunn med is over. Etter isen smelter bort dannes horisontale sprekker, vinkelrett på σ_3 . Den blå linjen viser bruddkriteriet.

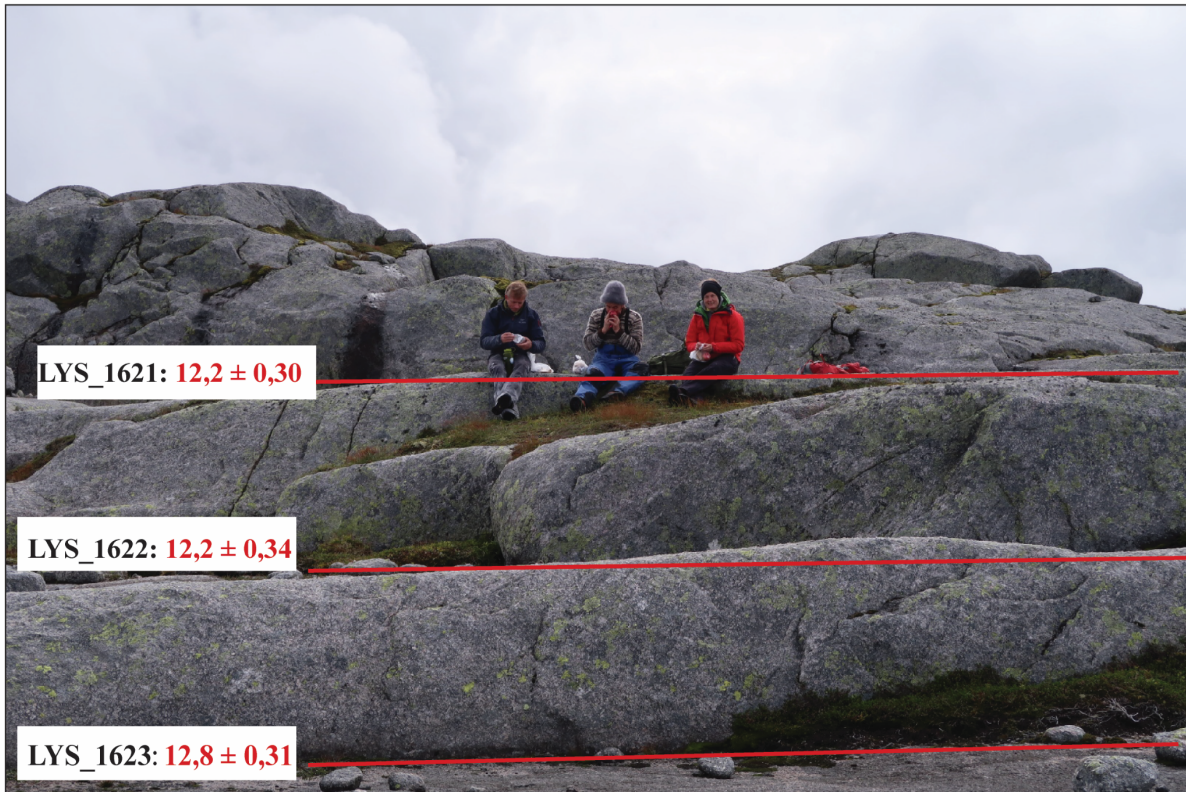
6.2 Glasial erosjon

6.2.1 *Isbevegelsesretning*

Orienteringen til erosjonsformene er nokså entydige og de fleste målingene faller innenfor samme sektor: 270-300° (figur 25). Glasiale erosjonsformer målt i felt indikerer en isbevegelsesretning mot nordvest, basert på mikroskuring, skuringsstriper, plukkekanter og sigdbrudd. Isskuringsstriper (mikroskuring) ble kun observert på store forvittringsresistente kvarts- og feltspatkrystaller, og tolkes som et resultat av postglasial kjemisk forvitring. Isbevegelsen antas å ha vært mot vest, i likhet med Lysefjorden, da isen var på sitt tykkeste. Etter hvert som isen ble tynnere og topografisk styrt, begynte isen å følge svakhetssoner i berggrunnen. Som et resultat av at isen eroderte inn mot fjorden, ble det dannet flere sprekkedaler i nordvestlig-sørøstlig retning.

6.2.2 *Plukking og benking*

Skurte og avrundede topper indikerer isskuring, samtidig som det observeres mange bruddkanter. Benkene i Lyseområdet indikerer en ujevn glasiale erosjon og antyder at isen stedvis har plukket med seg større blokker. Ved Ørneheia mot Langvassvegen (lokalitet LYS_1621, LYS_1622 og LYS_1623) er overflaten til tre benker datert (figur 40). Benken som befinner seg høyest i terrenget er datert til $12,2 \pm 0,30$ ka. Benken som befinner seg 1 m lavere (LYS_1622) er datert til $12,2 \pm 0,34$ ka. LYS_1623 ligger igjen 1 m lavere og er datert til $12,8 \pm 0,31$ ka.



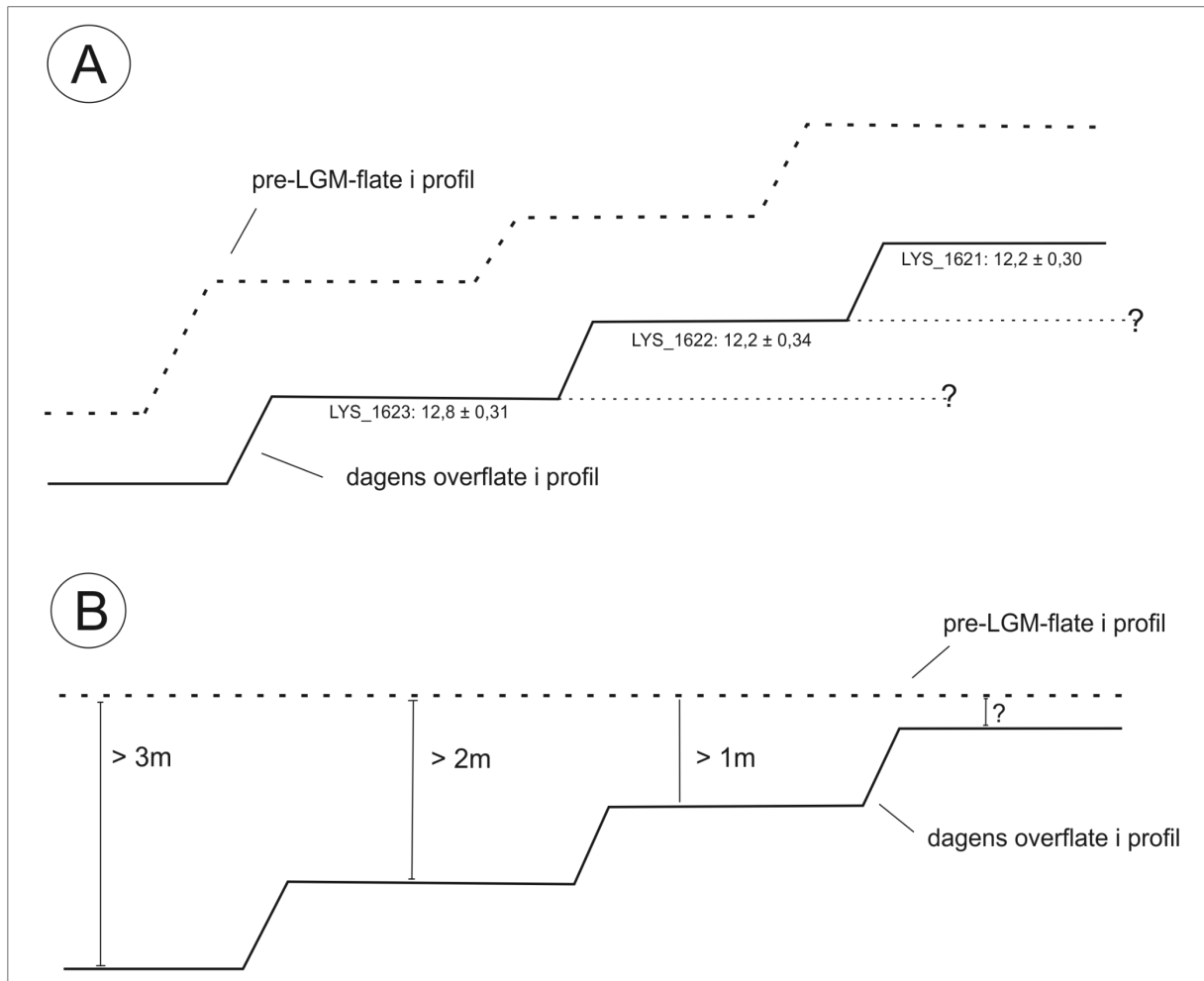
Figur 40: Benker med prøve-ID (svart) og eksponeringsalder i ka (rødt). Det er omkring en meter høydeforskjell mellom benkene. Foto: Henriette Linge

Benkeflatenes eksponeringsaldre overlapper med 1-sigma usikkerhet og aldrene er derfor ikke forskjellig. Eksponeringsaldrene anses som noe høye i forhold til deglasiasjonsaldre fra Briner *et al.* (2014) og Hughes *et al.* (2016).

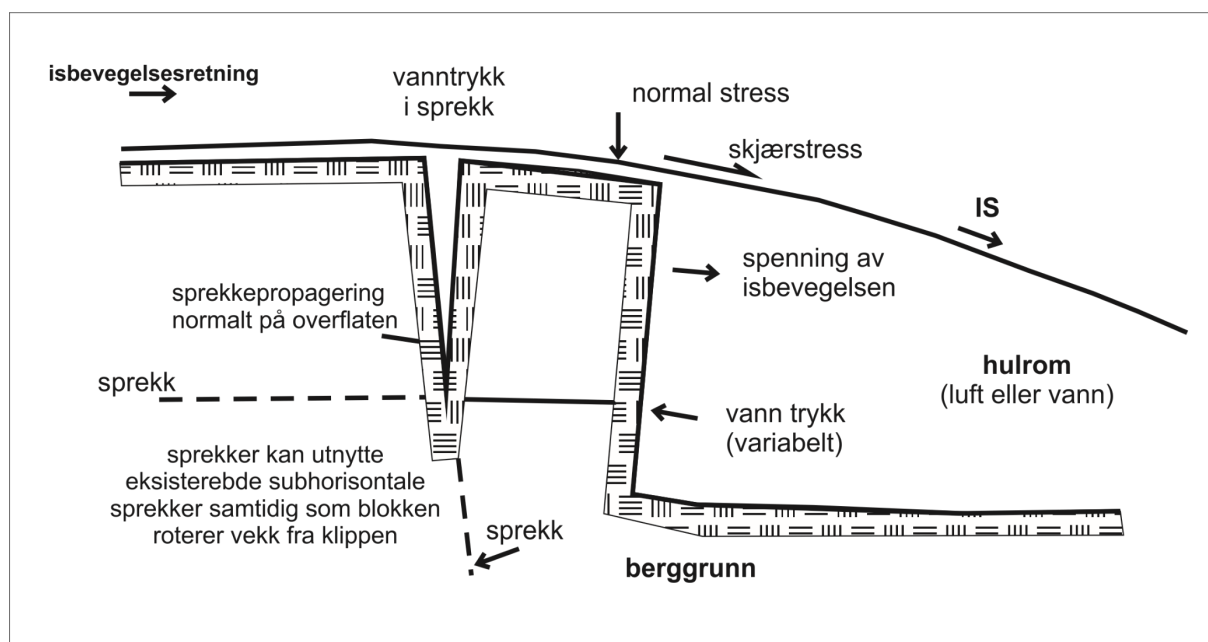
Som vist i figur 41A, kan flaten fra eem ligne dagens overflate. En tilsvarende benking i eem indikerer at hver benk ble erodert omtrent like mye, og som et resultat av dette gitt like eksponeringsaldre. Forutsatt at de vertikale sprekene er av pre-kvartær, samt lignende termale og eroderende forhold, er det sannsynlig at de samme eroderende prosessene også fant sted i tidligere isdekkede intervall.

Dersom en pre-LGM flate var erodert ned til et flatt terreng under eldre isdekkede intervall, hadde en kunne forvente at den nederste benken ble erodert tilstrekkelig (>3 m), i motsetning til den øverste (>1 m). Som et resultat ville den øverste benken inneholdt arv, men ikke den nederste benken som ville vært erodert tilstrekkelig (figur 41B). Dersom den øverste benken ble erodert 2-3 m, og de nedre benkene

desto mer, kunne en forventet lik alder. Det er likevel forventet at løsrivelse og plukking også fant sted ved tidligere overdekninger, heller enn at området ble erodert ned til et flatt terreng.



Figur 41: Skjematisk fremstilling av berggrunnsflaten i profil i pre-LGM og i dag. Den øverste benken (LYS_{1621}) har en eksponeringsalder på $12,2 \pm 0,30$, benken en meter lenger ned i terrenget har en eksponeringsalder på $12,2 \pm 0,34$ og den nederste en eksponeringsalder på $12,8 \pm 0,31$. A) Antar at berggrunnsflaten hadde benke-form før siste istid, og dermed overlappende eksponeringsaldre. B) Antar at berggrunnsflaten ikke hadde benke-form før siste istid, og at breene eroderte berggrunnen ujevnt.

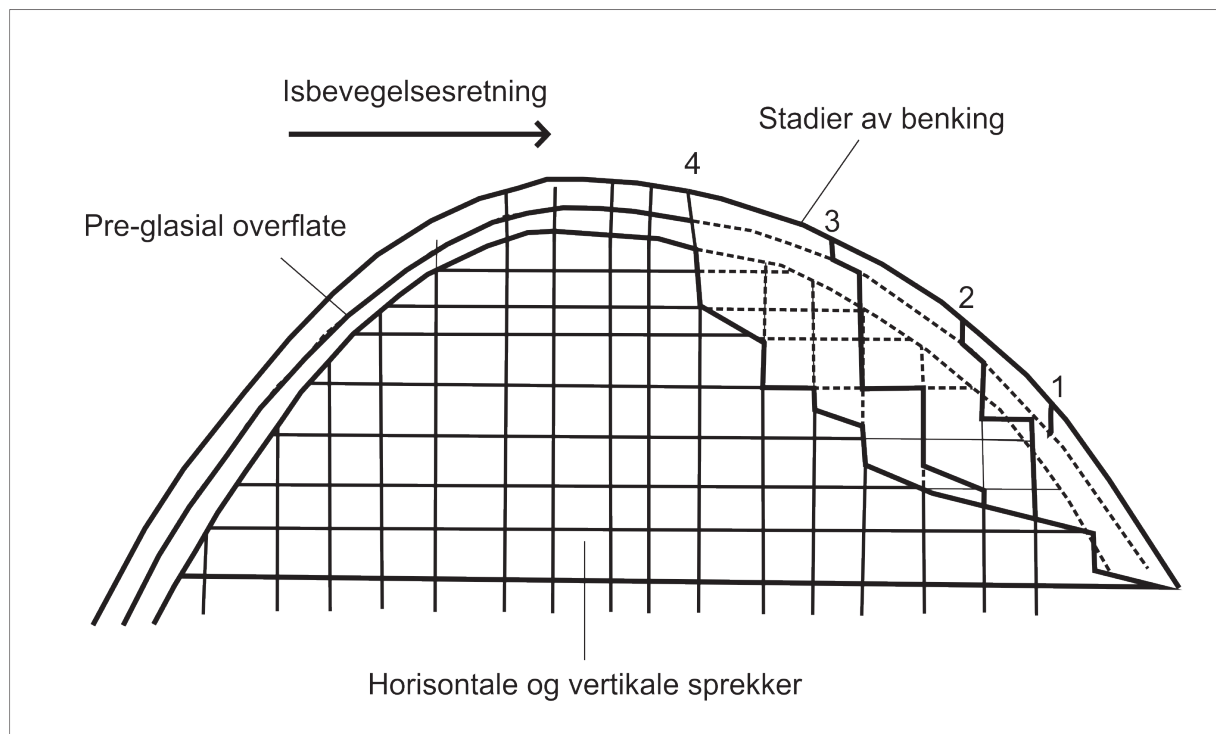


Figur 42: Propagering av sprekker og dannelse av plukking som et resultat av at isen beveger seg over et trinn (benk) i terrenget. Modifisert fra Sugden *et al.* (1992).

Plukking er mest effektivt når bergarter er oppsprukket og når det oppstår trykkvariasjoner på lesider (figur 42) (Sugden *et al.*, 1992). Stresset i berggrunnen øker når de romlige og midlertidige spenningene i fjellet endres. Forskjellen mellom fluktuasjoner i vanntrykk i hulrom og vanntrykk i fjellet er avgjørende for dannelsen av plukking. En plutselig reduksjon i vanntrykk i hulrommene, samtidig som trykket på berggrunnen er uendret, kan føre til dannelse av vertikale sprekker parallele med den vertikale flaten til hulrommet (figur 42). Økt trykk i hulrommet kan til gjengjeld også forhindre at brudd forplanter seg, men vil allikevel føre til løsrivelse av fragmenter, da trekraften øker mens friksjonsmotstanden i berggrunnen reduseres.

Teoretiske studier av isbevegelse over sinusoidale berggrunnsflater viser at større isbevegeshastigheter og bratte vinkler på lesider, danner sprekker nærmere støtsiden (Boulton, 1974). Et område eroderes lettere der det allerede eksisterer erosjonsformer med støt- og lesider. Dannelsen av benking (figur 43), forutsetter at det var ujevnt terreng, også før siste istid. Dersom ujevnheter i terrenget før siste istid er et kriterium for å danne benker, er det lite trolig at berggrunnsoverflaten ble erodert ned til samme nivå som vist i figur 41B, men at

nedadgående vertikale sprekker i berggrunnen er et kriterium for å få dannet benking.

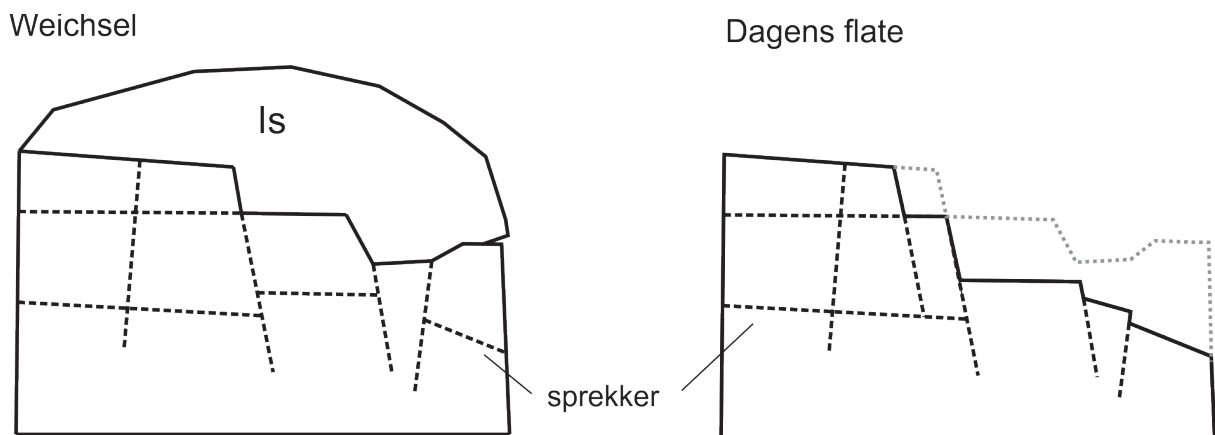


Figur 43: En modell av distribusjonen av sprekker på en høyde i topografien, som viser utviklingen av benker på avrundede overflater. Sprekkene omfatter normal in situ vertikale og horisontale sprekker. Nye sprekker med en annen vinkel kan oppstå som et resultat av rotasjon av blokkene når de løsriveres fra skrånningen. Modifisert fra Sugden *et al.* (1992).

I henhold til Sugden *et al.* (1992) kan benker enten dannes ved at isen genererer horisontale sprekker, eller at det allerede eksisterer horisontale og vertikale sprekker i berggrunnen. Kun noen meter sør for benkene, 13 meter høyere i terrenget, har en flate (LYS_1620) en eksponeringsalder på $20,0 \pm 0,39$ ka. Flaten er jevnere og mer avrundet enn området hvor benkene ble datert. Dette kan indikere lokal plukking under siste istid ettersom flatenes aldre fremstår som tilfeldig med tanke på posisjon og høyde.

6.3 Samspillet mellom sprekker og glasial erosjon

Tilbakekoblinger mellom erosjon av berggrunnen og forplantning av sprekker vil regulere hvordan sprekker påvirker erosjonsraten (Molnar *et al.*, 2004). Forutsatt at sprekker på overflaten kontrollerer den glasiale erosjonen, kan enhver topografisk forstyrrelse av det nærliggende omgivende stressfeltet utøve kontroll på den romlige fordelingen av erosjonen i området. Større blokker med høy kontaktflate med isen vil være spesielt utsatt for plukking (Sugden *et al.*, 1992). I henhold til Düehnforth *et al.* (2010) og Becker *et al.* (2014) vil en berggrunn med høyere sprekketetthet, erodere raskere enn en berggrunn med færre sprekker. Dersom terreng og stress i overflaten samhandler på en måte som åpner subvertikale sprekker, kan plukking effektiviseres og lokaliseres ved at området som allerede er oppsprukket eroderes i større grad (figur 44).



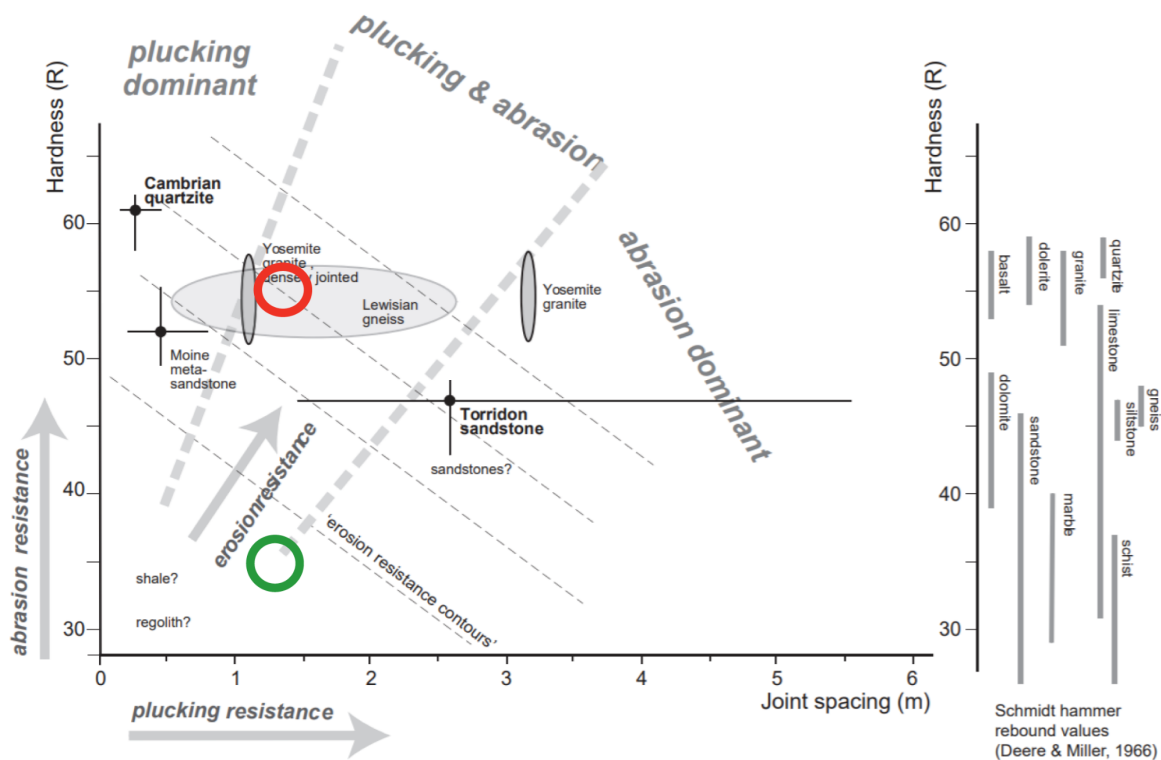
Figur 44: Illustrerer hvordan isen lettere kan erodere en oppsprukken berggrunn med flere sprekkeorienteringer (sorte stiplede linjer), og hvordan erosjonen følger sprekkemønsteret. Den grå stiplede linjen viser overflateprofilen for glasial plukking. Som et resultat kan det dannes benker, og løsrivelse av blokker i ulik størrelse har ført til en ujevn glasial erosjon.

Tektonisk stress danner grunnlaget for utformingen av landskapet, hvor sprekker antas å være den dominerende kontrollen av erosjonsrater (Molnar *et al.*, 2007). Hooyer *et al.* (2012) indikerer at isen kan benytte allerede eksisterende sprekker i berggrunnen, som kan være avgjørende for glasial plukking. Krabbendam *et al.* (2017) beskriver at glasial plukking av en intakt berggrunn med få brudd er

vanskelig, hvis ikke umulig, i harde bergarter, og vektlegger viktigheten av oppsprukken berggrunn for mekanismene for glasiale erosjon.

Modellen til Hallet (1996) bygger på modellen til Iverson (1991), og er en analytisk modell av glasial plukking, som foreslår at ikke bare oppsprekking, men også utvidelse av sprekker har stor betydning for plukke-prosesser og høye erosjonsrater. Modellen foreslår at selv intakte og massive bergarter med minimal oppsprekking, kan plukkes ved at sprekkeene utvides. Iverson (2012) utviklet en mer holistisk modell for å beskrive plukking, med et fokus på variabilitet i berggrunnstyrke for å beskrive det ikke-lineære forholdet mellom erosjonsrate og isbevegelseshastighet. I henhold til Addison (1981) har glasial erosjon blitt kontrollert av strukturer i berggrunnen, heller enn omvendt.

I Lyseområdet antas det å være gamle sprekker, i tillegg til progradering av eldre sprekker som er hovedårsaken til ujevn glasial plukking. Den massive bergarten i feltområdet, viser hverken tegn til lagdeling eller foliasjon. En kan derfor anta at allerede eksisterende sprekker har utgjort en viktig rolle for plukkehendelser i kvartær. I tillegg til progradering av sprekker, er det kjent at isbreer benytter seg av allerede eksisterende sprekker, og kan i noen tilfeller isolere blokker (Hooyer *et al.*, 2012). Hvilke sprekkeorienteringer som i forhold til isbevegelsesretningen favoriserer glasial plukking er ennå ikke kjent (Scott & Whol, 2018). Det er allikevel sannsynlig at høy sprekketetthet og ulike sprekkeorienteringer vil føre til økt glasial erosjon ved at enkelte områder er dominert av isolerte blokker av ulik størrelse.



Figur 45: Skjematisk diagram som viser forholdet mellom hardhet, avstand mellom sprekker og dominerende erosjonsprosess under subglasiale forhold. Den røde sirkelen representerer en bergart av granitt med 1 m avstand mellom sprekken. Den grønne sirkelen representerer målte R-verdier plottet mot 1 m sprekkeavstand. Modifisert fra Krabbendam og Glasser (2011)

I henhold til Krabbendam og Glasser (2011) er massive og harde bergarter med høy sprekketetthet godt egnet for glasial plukking fremfor abrasjon (figur 45). Ut fra feltobservasjoner, kan en konkludere med at både plukking og abrasjon, men primært plukking, har påvirket landskapsutviklingen i Lyseområdet. Med et utgangspunkt i målte R-verdier, indikerer figur 45 at Lyseområdet er dominert av abrasjon, uavhengig av tykkelsen mellom sprekken. Dette kan være et resultat av at R-verdiene for området er noe lave på grunn av den grovkornede bergarten, eller at modellen ikke har tatt høyde for harde bergarter som er forvitret.

6.4 Kjemisk forvitring

6.4.1 Postglasial forvitring

Kjemisk forvitring akselererer desintegrering av mineralkorn ved at oppløsning av mindre mineralkorn fører til at større kvarts- og feltspatkrystaller løsrives og avsettes i forsenkninger i berggrunnen. Som et resultat av granulering av kvartskrystaller (og dermed tap av ^{10}Be), vil eksponeringsalderen være for ung. En ujevn kjemisk forvitring i området, kan medføre sprikende eksponeringsaldre. Det er krevende å estimere et nøyaktig mål på forvitring, når forvittringsmateriale ofte samles i forsenkninger og inkorporeres i vannstrømmer og elver (figur 22B). I felt ble det målt en kvartsgang som stakk opptil 3 cm over berggrunnen (figur 22A). Det forventes at berggrunnsoverflaten ble skurt ned til samme nivå under siste istid, og at forvittringsrelieffet som observeres på flatene i dag, er postglasialt. Med dette tatt i betraktning gir kvartsgangen maksimum erosjonsrate på omkring 3 mm/ka. Samspillet mellom oppløsning (kjemisk forvitring) og løsrivelse av mineralkorn (mekanisk forvitring) fører til effektivisert forvitring og økt overflateruhet. Den postglasiale erosjonsraten kan derfor antas å være høyere enn erosjonsraten som ble observert i felt.

Det er av interesse å slå fast om den kjemiske forvitringen er lik over hele området, for å kunne inkludere eller utelukke den kjemiske forvitringen som en forklaring på spredning i eksponeringsaldre. Schmidhammer-målinger er best egnet for finkornede bergarter, da store mineralkorn vil føre til varierende resultater (Hucka, 1965). Den grovkornede granitten i feltområdet grenser til porfyrisk, og er i teorien dårlig egnet for å få pålitelige resultater ved bruk av schmidhammer. Dette spesielt med tanke på alderskalibrering, men også for å kunne sammenligne hardheten til bergarten. Alle schmidhammer-målingene overlapper med unntak av målingen utført på fersk flate. Som forventet, er R-verdien til målingen foretatt i veiskjæringen høyere enn de andre målingene. Dette impliserer at schmidhammer-målingene kan benyttes som en forvittringsindikator på grovkornede bergarter, til tross for at presisjonen er lavere enn for finkornede bergarter. Til gjengjeld egner prøvene seg godt for sammenligning, ettersom

bergarten er relativt homogen over hele feltområdet. Tynnslipene viser at bergarten er granitt, med store feltspat-, kvarts- og plagioklaskrystaller. Tynnslipene dekker kun et lite område (2×3 cm) og viser kun en begrenset del av bergarten. En kan likevel hevde at store krystaller av kvarts og feltspat kontrollerer den kjemiske forvitringen av berggrunnsoverflaten.

Profilmålinger ble utført for å konstatere ruheten, som også gir en indirekte indikasjon på den kjemiske forvitringen av berggrunnsflatene. Resultatene av ruhetsindeksene indikerer en jevnt over høy forvitringsgrad av berggrunnsflatene og flyttblokkene. Ruheten til berggrunnsflatene sammenlignet med flyttblokkene, antyder at begge har blitt påvirket av kjemisk forvitring i like stor grad. En kan likevel ikke fastslå at den kjemiske forvitring kun har funnet sted etter siste istid. Det er lite sannsynlig at flyttblokker fra en tidligere glasiasjon har overlevd den siste, når området i sin helhet er glasialt erodert i stor grad.

De relative målingene av berggrunnsflatene ved bruk av schmidthammer og profilmal antyder en jevn kjemisk forvitring over hele feltområdet. Betydelige nedbørs- og snømengder gjennom store deler av året øker den kjemiske forvitringen, etterfulgt av desintegrering av store mineralkrystaller. Forvittringshuden øker i tykkelse når forvittringsfronten beveger seg vertikalt nedover i berggrunnen, ved at mineralkorn desintegrerer, samtidig som oppløsning av mineraler fortsetter. Forvittringshatigheten øker raskt etter eksponering, men avtar etterhvert (Betts & Latta, 2000). Den vertikale migrasjonen av forvittringsfronten gjør det vanskelig å kvantifisere den totale forvitringen, og kan verken detekteres ved bruk av profilmal eller schmidthammer.

Tabell 5: Sammenligner alder for eksponering for prøve LYS 1607 og LYS 1619 med og uten forvitring. Med en forvitring på 3 mm/ka gir det en økt eksponeringsalder på 0,204 ka for LYS 1607 og 4,073 ka for LYS 1619. Dette tilsvarer en økning med 2,8% og 10,6%.

Prøve-ID	¹⁰ Be-alder		
	Uten forvitring	Med forvitring (3 mm/ka)	Differanse (ka)
LYS 1607	8,895 ± 1,134	9,099 ± 1,187	0,204
LYS 1619	37,872 ± 0,565	41,945 ± 0,697	4,073

For å tallfeste hva en forvittringsrate på 3 mm/ka har å si for de beregnede eksponeringsaldrene, ble forvittringsrate inkludert i balcolatoren:

$$3 \text{ mm} = 0,3 \text{ cm}/1000 \text{ år} = 3 \times 10^{-4} \rightarrow 0,0003 \text{ cm/år} = 0,3 \text{ mm/ka}$$

For flate LYS 1607 er alderen i tabell 5 underestimert med 2.3 % sammenlignet med alder korrigert for en jevn subaerisk forvittringsrate på 3 mm/ka, mens flate LYS_1619 er underestimert med 10.6 % (tabell 5). LYS 1607 overlapper uansett (med eller uten korreksjon for forvitring) med deglasiasjonsalder fra Briner et al., mens LYS 1619 blir ytterligere for gammel dersom den korrigeres for forvitring. Aldre beregnet uten korreksjon for forvitring er underestimert, og er derfor for unge. Dette betyr avviket fra deglasiasjonsalderen for LYS 1619 øker, og kan derfor ikke være årsaken til avviket.

6.4.2 *Interglasial/-stadial og preglasial forvitring*

«knock-and-lochan»-landskap

Krabbendam og Bradwell (2014) sammenligner gneisområde i NV Skottland med et i Sør-Afrika. Landskapet («knock and lochan») er å finne på begge steder, og karakteriseres som et ujevnt og oppsprukket terreng med lite vegetasjon. Områdene befinner seg på ulike breddegrader med ulike klimatiske forhold. Landskapet i NV Skottland har blitt glasialt erodert i kvartær, i motsetning til Sør-Afrika som ikke har vært overdekket av is. I henhold til Krabbendam og Bradwell (2014) er landskapet dannet som et resultat av flere prosesser. Den øverste delen av berggrunnen antas å ha vært dypforvitret saprolitt med irregulær forvittringsfront før kvartær, og blitt dannet som følge av preglasial kjemisk forvitring over lenger tid. I NV Skottland har glasieringer i tidlig kvartær fjernet det forvitrede materialet, og etterlatt seg en oppsprukket og undulerende overflate, før glasieringer fortsatte å forme landskapet.

I henhold til Lidmar-Bergström (1995) er forvittringsfronten i Sør-Sverige et resultat av dypforvitret gneis i mesozoikum (251-65 Ma), fra sen trias til sen kritt. Resultatet av dypforvitring, hvor forvittringsmaterialet senere har blitt fjernet, dannet et ujevnt landskap med steile vegger og avrundede topper, i likhet med Lyseplatået.

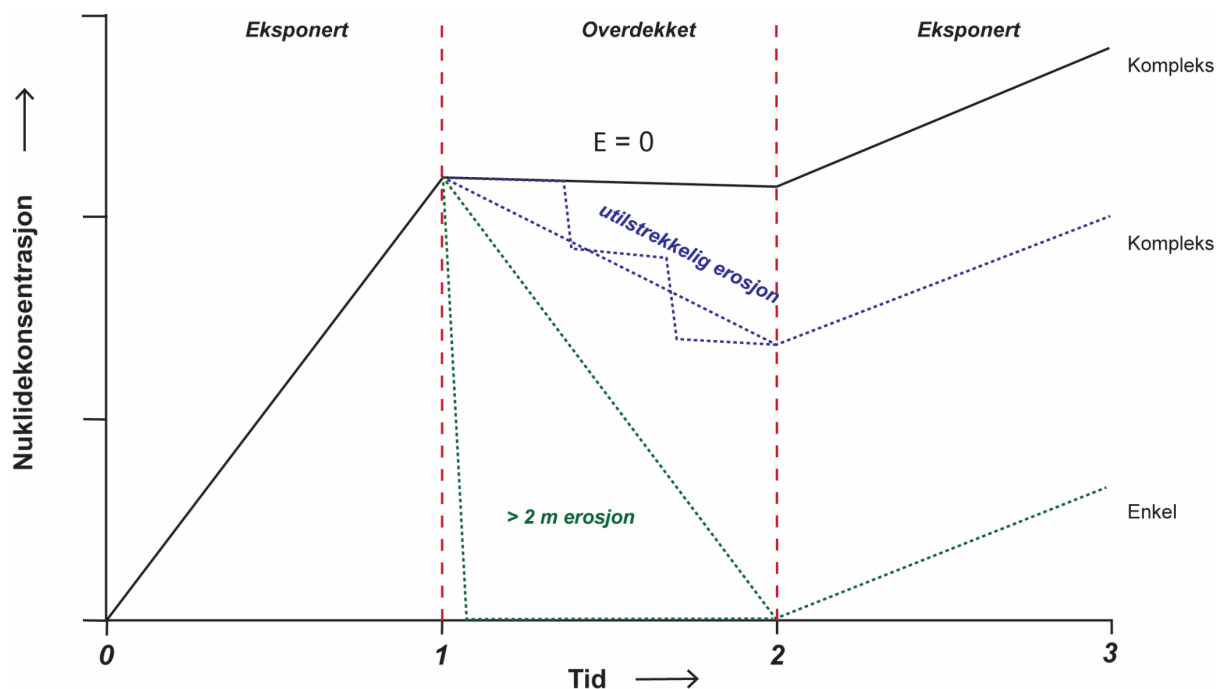
Landskapet beskrevet i artikkelen ligner landskapet i Lyse, til tross for at bergarten i feltområdet hovedsakelig er granitt og befinner seg høyere over havet. En kan ikke utelukke at Lyseområdet var dypforvitret i mesozoikum, da den høye sprekketettheten er antatt å være pre-kvartær. Kombinasjonen av sprekker og mye nedbør favoriserer kjemisk forvitring. Dersom det er dyptgående sprekker nedover i berggrunnen, vil det være forventet at isen lettere kunne plukke, også etter at det preglasiale forvittringsmaterialet ble fjernet. Glasiert erosjon har siden modifisert landskapet, hvor grad av glasiert modifikasjon avhenger av det subglasiale temperaturregimet og strømningshastighet (Krabbendam & Bradwell, 2014).

6.5 Tolkning av data fra kosmogene nuklider

6.5.1 Enkeltnuklide data

Deglasiasjonen

I henhold til Briner *et al.* (2014), ble Lysebotn isfri omkring 10-11 ka basert på ^{10}Be -aldre fra berggrunnsflater og flyttblokker i Lysebotn. Dette indikerer at de prøvetatte flatene har en enkel eksponeringshistorie (figur 46). Aldrene for deglasiasjon stemmer også godt overens med flere studier som tar for seg deglasiasjonen langs norskekysten (f.eks. Mangerud, 1970; Lohne *et al.*, 2012). I DATED-prosjektet har Hughes *et al.* (2016) rekonstruert det eurasiske isdekket for hvert 1000 år fra 25 ka frem til 10 ka, og i fire valgte tidsperioder tilbake til 40 ka, på bakgrunn av en rekke aldersbestemmelser i Nord-Europa, hvorav mesteparten var fra Norge. DATED-1 av Hughes *et al.* 2016 inkluderer alt som publisert av data før 2013, og resulterte i en tidsdatabase i GIS. Aldrene stammer fra en rekke ulike metoder som U-serie, OSL/TL-, ^{14}C - og eksponeringsdatering, hentet fra flere publiserte studier.



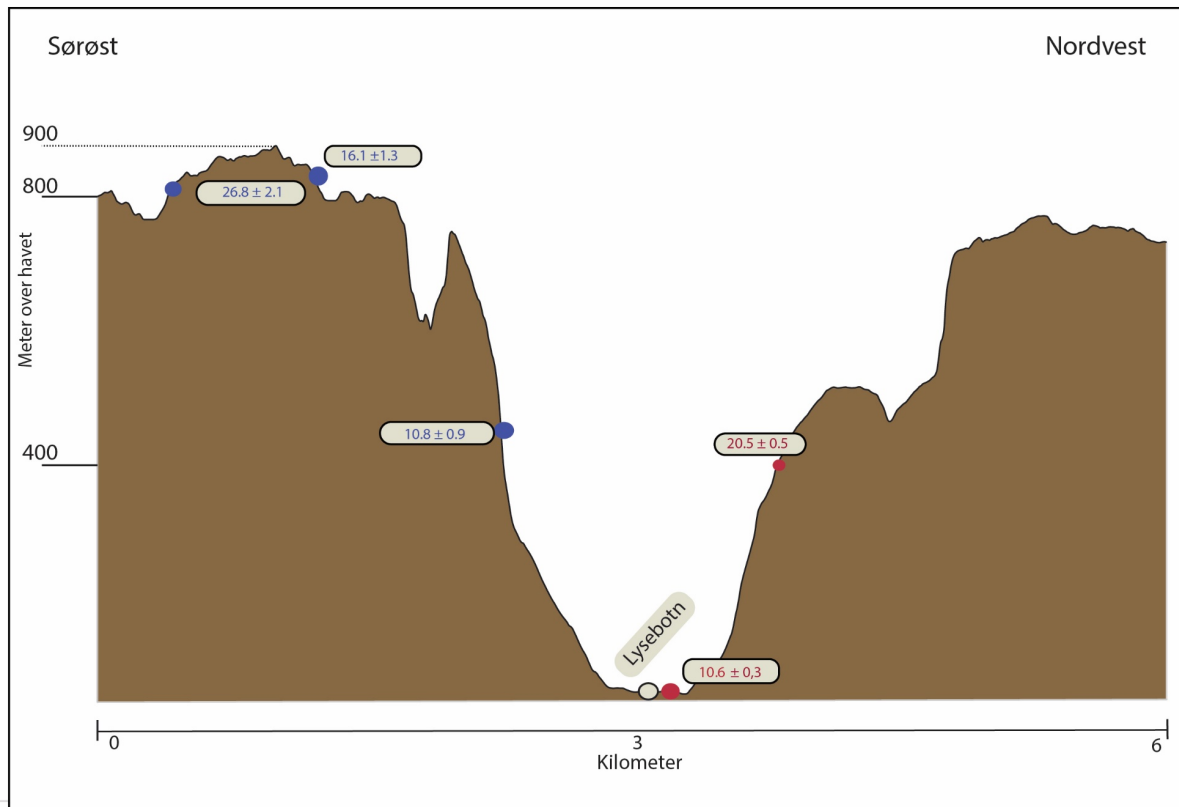
Figur 46: Nuklidekonsentrasjonen øker ved eksponering fra $t=0$ til $t=1$. Dersom området overdekkes og eroderes tilstrekkelig (> 2 m), kan en estimere hvor lang tid det har gått siden området ble eksponert sist (enkel eksponeringshistorie (grønn linje)). Dersom området ikke er erodert (sort linje), eller erodert utilstrekkelig (blå kurve), vil bergoverflaten ha nedarvede nuklider fra tidligere eksponering.

Eksponeringsaldrene fra Lyse-området representerer deglasiasjonen av et mindre område som avviker med 30 ka, hvorav den laveste alderen indikerer en deglasiasjon på 9 ka og den høyeste på 39 ka. Som nevnt i kapittel 3.4, krever aldersbestemmelse ved hjelp av kosmogene nuklider at tidligere eksponert berggrunn eroderes vertikalt 2-3 m for at en flate ikke skal inneholde målbare konsentrasjoner av kosmogene nuklider når den på nytt eksponeres (Heyman *et al.*, 2011). Ettersom deglasiasjonen anslås å ha funnet sted omkring 10-11 ka, indikerer eksponeringsalderen fra Lysebotn en tilsynelatende for høy konsentrasjon av ^{10}Be for samtlige flater, bortsett fra en prøve datert til 9 ka, og dermed en komplisert eksponeringshistorie (figur 46).

Til tross for at ismarginer og deglasiasjonshistorien til isdekket i LGM er relativt godt dokumentert fra feltobservasjoner, er istykkelsen mindre kjent (Goehring *et al.*, 2008). Istykkelsen til det skandinaviske isdekket i sen-weichsel (LGM) er omdiskutert (Boulton *et al.*, 2001). Vorren *et al.* (1977) anslår en istykkelse på 3000 m; Briner *et al.* (2014) 2000 m, mens Lambeck *et al.* (2002) foreslår 1500 m.

Dannelsen av glasiøle landformer som plukkekanter, sigdbrudd og skuringsstriper, avhenger av at bresålen er over trykksmeltepunktet for å generere smelte- og fryseprosesser. Selve Lysefjorden har et maksimum relieff på ~1400 m fra fjordbunnen og opp til høyeste topp. Det antas at isen har hatt en viss tykkelse og vært varmbasert i gjentatte glasiøler for å kunne erodere så store mengder materiale. Spredning i eksponeringsaldre som følge av et tynt og ikke-kontinuerlig isdekke, anses som usannsynlig.

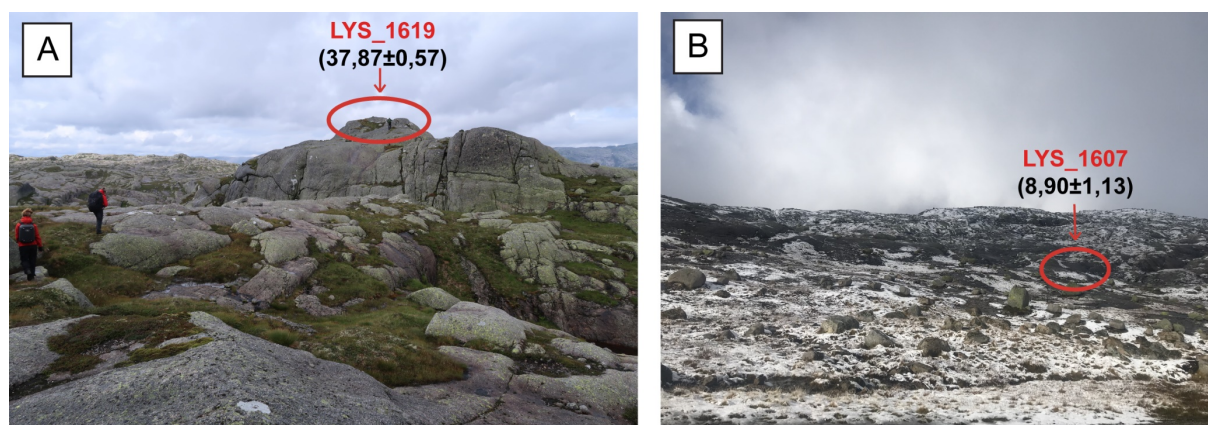
Eksponeringsaldrene er ikke konsekvente med høyde over havet (figur 47). Lyseområdet i sin helhet indikerer at toppene har blitt erodert av isen, da de har en avrundet form og skurt berggrunnsflate. En vertikal nedsmelting anses derfor som usannsynlig. Et kaldbasert isdekke som er fastfrosset til underlaget vil smelte vertikalt ned, før isen eventuelt kan gå over til å bli varmbasert under deglasiølen. En vertikal nedsmelting av isdekket ville i teorien ført til at de høyeste toppene ble isfrie først, og dermed hatt en høyere konsentrasjon av ^{10}Be (figur 47). Det største relieffet mellom enkeltlokalitetene er kun 670 m, og det anses som usannsynlig at dette ville gitt betydelig utslag. Hvis en likevel skulle anta at området smeltet ned vertikalt, kunne eventuell arv fra forrige isfrie periode utgjøre en større forskjell enn tidsdifferansen mellom høyeste og laveste prøvelokalitet.



Figur 47: Skjematisk fremstilling av topografien fra sørøst til nordvest. Punkter i blått representerer ^{10}Be -aldre (upubliserte data, H. Linge). Aldrene markert i rødt er hentet fra Briner et al. (2014). Det er ingen sammenheng mellom høyde over havet og eksponeringsalder. Høydeprofil hentet fra hoydedata.no

Lokal plukking under siste istid resulterte i varierende grad av arv i dagens bergflater. Som beskrevet i delkapittel 6.3, har sprekker med ulike orienteringer ført til at isen lett kunne plukke med seg blokker av ulik størrelse. Enkelte blokker kan tenkes å ha vært 2-3 m tykke utfra sprekkemønsteret, og er dermed nok til at enkelte flater ikke inneholder arv fra tidligere episoder med eksponering. En stor spredning i eksponeringsalder som følge av lokal plukking, er en sannsynlig forklaring.

Enkle forklaringsmodeller (uten erosjon)



Figur 48: A) Prøvelokaliteten (LYS_1619) som befinner seg på toppen av en liten (2x6 m) isolert knaus (932 m oh.) gir en eksponeringsalder på $37,87 \pm 0,57$ ka. Foto: Henriette Linge B) Prøvelokaliteten (LYS_1607) befinner seg på et flatere område og gir en eksponeringsalder på $8,90 \pm 1,13$ ka. Foto: Hanna Brække

En modell av utvikling av kosmogene nuklider er laget for å forklare eksponeringsaldrene. Det er vanskelig å databehandle utviklingen av kosmogene nuklider over tid når flaten antas å ha blitt erodert, samtidig som konsentrasjonen øker med tid. Eksponeringsdatering av prøvelokalitet LYS_1619 befinner seg på en isolert høyde (figur 48A), og gir en tilsynelatende alder på $37,87 \pm 0,57$, om lag 27 ka eldre enn hva som er den forventede eksponeringsalderen for området. LYS_1607 befinner seg på en flate i et søkk (figur 48B), og har en eksponeringsalder på $8,90 \pm 1,13$ ka, noe lavere enn hva som er forventet i området.

Modellene er basert på utviklingen av ^{10}Be -konsentrasjon, uten erosjon. Alle modellene forutsetter at det var tilstrekkelig med erosjon i saale, slik at flater eksponert i begynnelsen av eem ikke hadde målbare konsentrasjoner av kosmogene nuklider (ingen arv). Desintegrasjonskonstanten til ^{10}Be er $(4,998 \pm 0,043) \times 10^{-7} \text{ år}^{-1}$ (Chmeleff *et al.* 2010; Korchiek *et al.* 2010). Produksjonsraten er satt til ~ 10 at/g ved bruk av balcolatoren og den globale ^{10}Be produksjonsraten (Borchers *et al.* 2016). Det er plausibelt at den totale produksjonsraten til ^{10}Be i intervallet fra tidlig eem til i dag er lavere enn beregnet, 10 atomer/g år, på grunn av snøskjerming. 9 atomer/g år ligner dagens effektive produksjonsrate. Forutsatt at det ikke var erosjon i glasiøse perioder, og 30 % lavere ^{10}Be -produksjon i alle isfrie intervall, gir det en produksjonsrate på 7,0 atomer/g år. Modellen bruker

sum av produksjon og nedbrytning av ^{10}Be fra eem og frem til i dag. Glasiasjonshistorie med isfrie og isdekkede intervall er basert på et tid-distanse-diagram modifisert fra Vorren og Mangerud (2007) (figur 49).

For å kunne forklare den tilsynelatende eksponeringsalderen er det konstruert tre ulike modeller (tabell 6, figur 50). Modellene bruker ulike produksjonsrater: 10 atomer/g \times år (modell 1), 9 atomer/g \times år (modell 2) og 7 atomer/g \times år (modell 3). Modellene er igjen delt opp i fem ulike hendelsesforløp, ut ifra når de ble tilstrekkelig glasialt erodert (tabell 6):

- a:** foreslår at det ikke har vært erosjon siden saale glasiasjonen
- b:** kun erosjon i den første stadiale perioden etter eem
- c:** kun erosjon i post-børup stadial
- d:** kun erosjon i post-odderade stadial
- e:** kun erosjon i MIS 2 (fra siste istid maksimum til starten av yngre dryas)

Estimert ^{10}Be -konsentrasjon for definerte historier (fra eem til i dag) (gitt at det ikke har vært erosjon), er vist i tabell 6. Modell 1, forslår at det ikke har vært erosjon siden saale, eller at det kun har vært erosjon i post-børup stadial, samsvarer med målt konsentrasjon for LYS_1619 ($(4,00 \pm 0,6) \times 10^5$ at/g). For LYS_1607 (med en konsentrasjon på $(9,44 \pm 1,1) \times 10^4$ at/g), kan enkelte modeller samsvare med den målte verdien. At det ikke har vært erosjon siden før ålesund-interstadial for alle produksjonsrater, og at det ikke har vært erosjon siden før holocen for modell med produksjonsrater 10 og 9 atomer/g \times år, samsvarer også med målt verdi. Det er tatt høyde for usikkerheten til de målte verdiene.

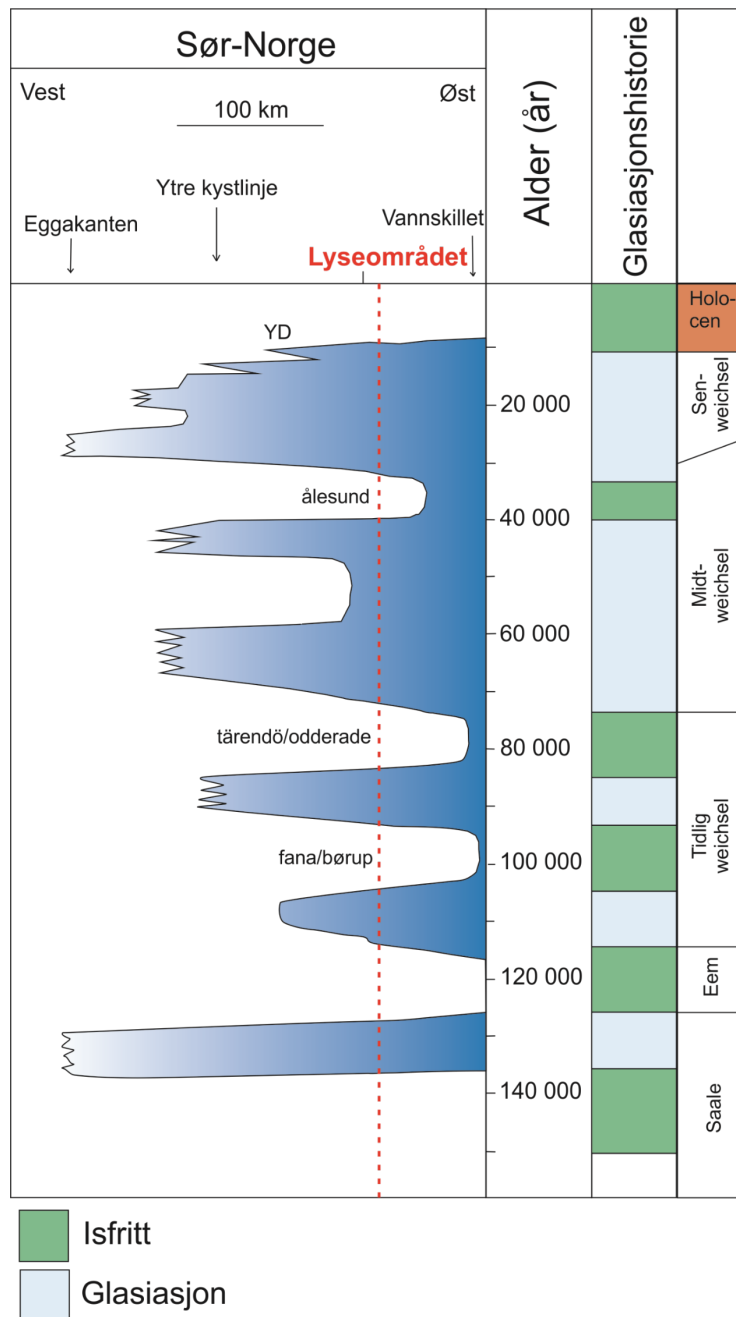
For flaten som viser en eksponeringsalder på ~ 37 ka (LYS_1619), indikerer modellen at flatene kan sist være glasialt erodert i saale, eller post-børup stadial. Hvis dette er tilfellet, indikerer det at skuringsstriper observert i felt, ble dannet i saale eller post-børup. Tilsvarende for flaten som viser en eksponeringsalder på ~ 9 ka, og som dermed indikerer at skuringsstripene enten er dannet før ålesund interstadial eller før holocen. Til tross for at det var få synlige skuringsstriper i feltområdet, er det lite sannsynlig at skuringsstripene er bevart fra saale (380-113 ka) (Cohen & Gibbard, 2011).

For prøve LYS_1607 er den målte ^{10}Be -konsentrasjon lavere enn de andre utregnete konsentrasjonene fra flater i samme høydeområde. At den målte ^{10}Be -konsentrasjon er lavere enn de fleste utregnete konsentrasjonene i modellen, indikerer at prøveflaten (LYS_1619) ble delvis erodert i samtlige isdekkede intervall fra eem og frem til i dag. Det er imidlertid flere lokale usikkerheter som ikke er inkludert i modellene, deriblant reduksjon i produksjonsraten på grunn av snøskjerming (trolig på omkring 10% i holocen), og postglasial landheving, samt tap av nuklider ved subaerisk og glasial erosjon.

De forenklete modellene gir ikke en realistisk forklaring på utviklingen av ^{10}Be -konsentrasjonene i området. Modellene indikerer at berggrunnsflatene har en mer komplisert historie enn kun produksjon og desintegrasjon i isfrie intervall og desintegrasjon i overdekkede intervall. Det er lite trolig at skuringsstriper har blitt bevart siden saale med tanke på den høye forvittringsraten. En vertikal nedsmelting i alle glasiøle intervall etter saale, er heller ikke en realistisk forklaring. Dowdeswell *et al.* (2010) beskriver at glasial erosjon er en viktig mekanisme for langsiktig denudasjon av landskapet, noe som også antas å være tilfellet for Lyseområdet.

Som beskrevet i delkapittel 3.4, er det flere parametere som ikke er tatt med i beregningen i utregning av eksponeringsaldre. Snøskjerming i samtlige isfrie perioder vil redusere produksjonen av kosmogene nuklider, og gi lavere eksponeringsaldre. Erosjon og forvitring vil også føre til reduksjon, ved at ^{10}Be transporteres som forvittrings- og erosjonsmateriale. Det er forventet at produksjonsraten var lavere da terrenget befant seg nærmere havnivå, før glasio-isostatisk landheving. Dette ville også ført til en reduksjon i ^{10}Be -konsentrasjon og dermed gitt lavere eksponeringsaldre. Parameterne som ikke er tatt med i utregningen av eksponeringsaldre, har ført til underestimerte eksponeringsaldre. Ved å ta snøskjerming, glasio-isostatisk landheving og forvitring med i betraktningen, ville aldrene blitt høyere. Kjemisk forvitring og glasio-isostatisk landheving er antatt å være tilnærmet konstant over hele feltområdet, og kan ikke alene forklare spredningen i eksponeringsaldre, kun at alle aldrene sannsynligvis

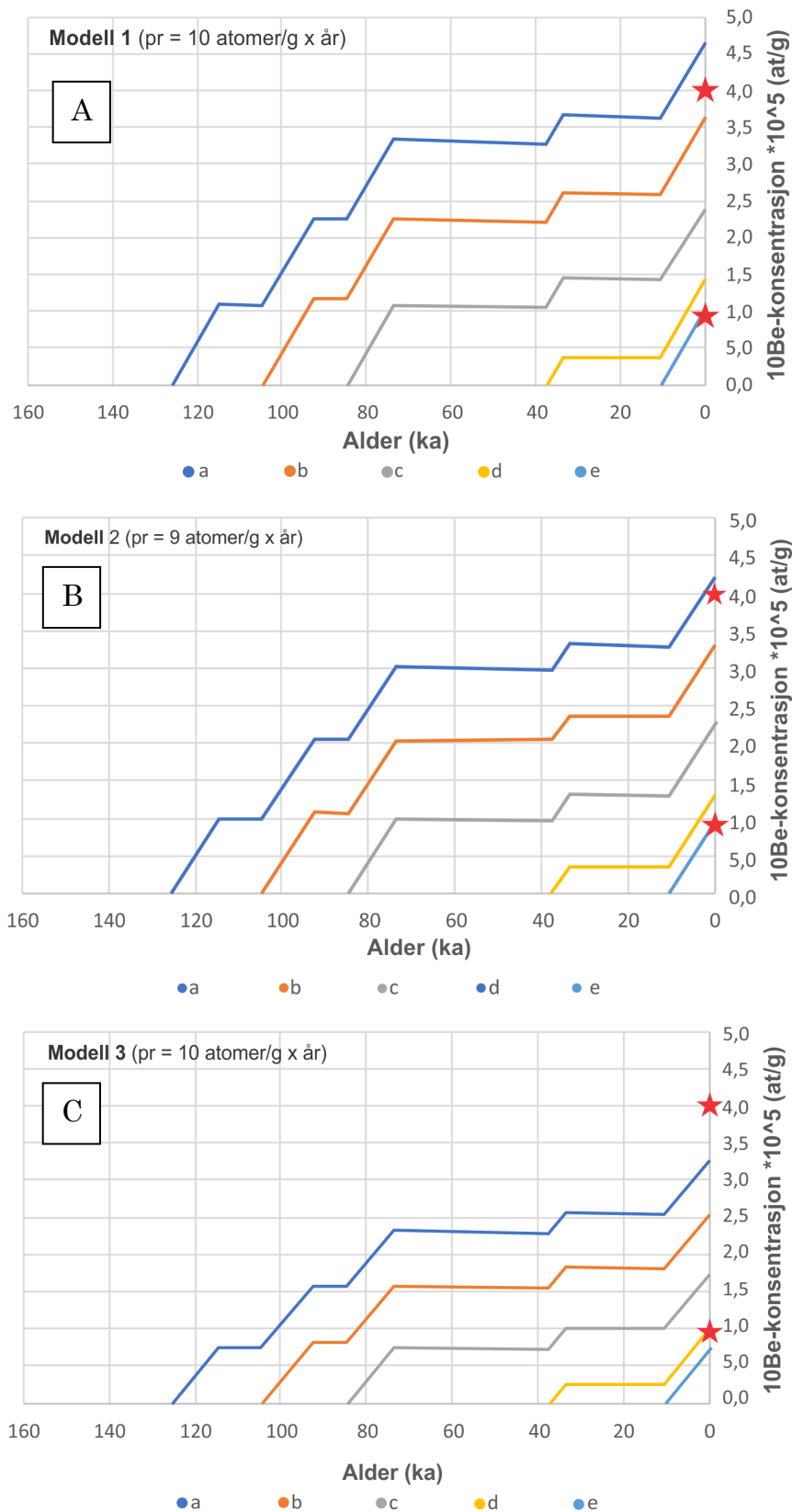
er underestimert. Snødybde kunne utgjort en lokal forskjell, ved at store mengder snø la seg i forsenkninger, mens utsatte topper var snøfrie. Dette ser ikke ut til å være tilfellet i feltområdet, da to av de eldste prøvene befinner seg på eksponerte topper. Plukking er derfor den eneste ukjente faktoren som kan påvirke ^{10}Be -konsentrasjonen lokalt.



Figur 49: Tid-distanse-diagram viser hvordan innlandsisen varierte gjennom siste istid (Lyseområdet markert med stiplet rød linje). Kurvene er en skematisk fremstilling av innlandsisens utbredelse. Det var f. eks. ingen innlandsis i eem (mellomistiden). Deretter begynte breene å vokse frem for 117 ka i Lyseområdet. Lyseområdet antas å være isfritt for omtrent 10 ka. Modifisert fra Vorren og Mangerud (2007).

Tabell 6: Beskrivelse av ulike modeller for utvikling av ^{10}Be -konsentrasjon over tid, i likhet med figur 50. Målt ^{10}Be -konsentrasjon er $(4,00 \pm 0,6) \times 10^5$ at/g for LYS_1619 og $(9,44 \pm 1,1) \times 10^4$ at/g for LYS_1607. Tabellen viser sum ^{10}Be -konsentrasjonen som følge av produksjonen og nedbrytningen under isfrie perioder og perioder dekket av is. Venstre kolonne beskriver ulike erosjonshistorier.

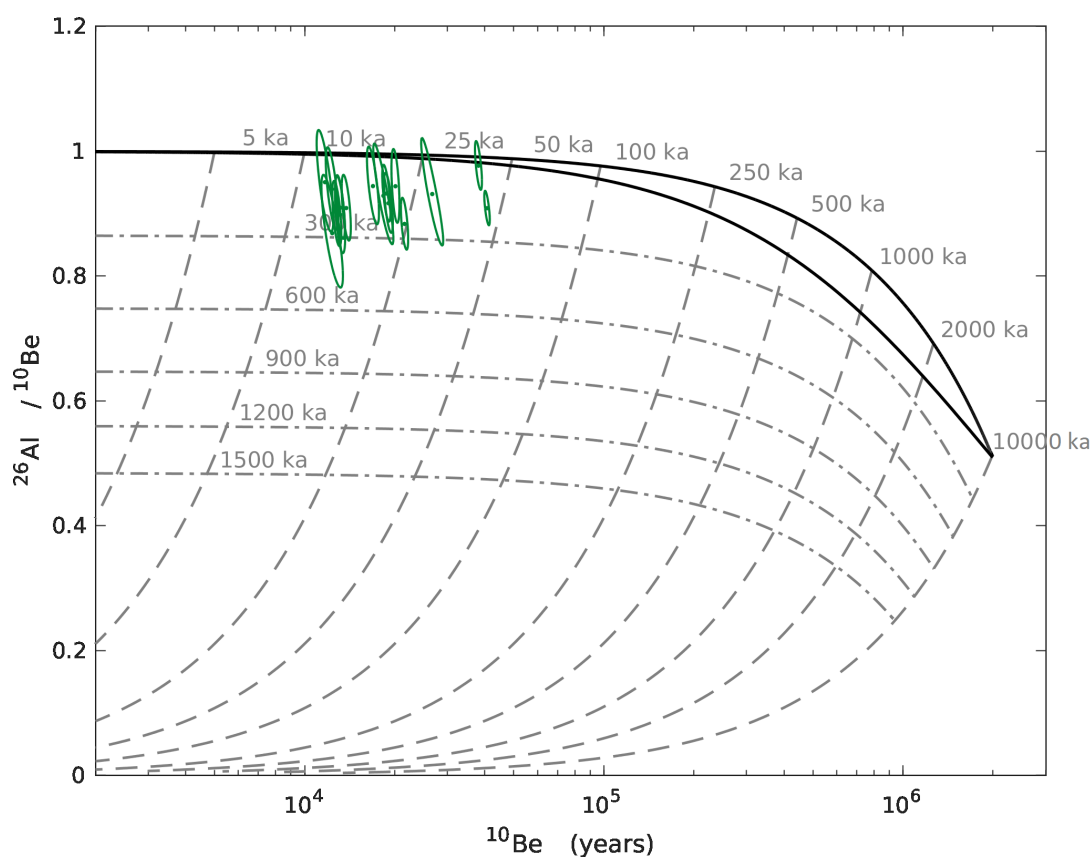
Erosjonshistorie	Modell 1 (at/g) Pr = (10 atomer/g × år)	Modell 2 (a/g) Pr = (9 atomer/g × år)	Modell 3 (at/g) Pr = (7 atomer/g × år)
a) Ingen erosjon siden før eem interglasiale periode	$4,72 \times 10^5$	$4,25 \times 10^5$	$3,31 \times 10^5$
b) Ingen erosjon siden før fana/brørup interstadiale periode	$3,69 \times 10^5$	$3,32 \times 10^5$	$2,58 \times 10^5$
c) Ingen erosjon siden før tärendö/odderade interstadiale periode	$2,55 \times 10^5$	$2,29 \times 10^5$	$1,78 \times 10^5$
d) Ingen erosjon siden før ålesund interstadial	$1,49 \times 10^5$	$1,34 \times 10^5$	$1,04 \times 10^5$
e) Ingen erosjon siden før holocen interglasiale periode	$1,10 \times 10^5$	$9,87 \times 10^4$	$7,68 \times 10^4$
LYS_1619 (37,87±0,57) ka	Målt konsentrasjon	$(4,00 \pm 0,6) \times 10^5$ at/g	
LYS_1619 (8,90±1,13) ka	Målt konsentrasjon	$(9,44 \pm 1,1) \times 10^4$ at/g	



Figur 50: Sum av produksjon og nedbrytning av ¹⁰Be over tid. Hver farge representerer utviklingen av konsentrasjon etter siste episode med tilstrekkelig glasiel erosjon. Se tabell 6 for glasiasjonshistorier a-e. Røde stjerner representerer de målte konsentrasjonene av prøvene LYS_1619 og LYS_1607. A) Viser total konsentrasjon av ¹⁰Be med en produksjonsrate på 10 atomer/g x år. B) Tilsvarende med en produksjonsrate på 9 atomer/g x år. C) Tilsvarende med en produksjonsrate på 7 atomer/g x år.

6.5.2 Parede nuklidedata

Bananplottet er laget ved hjelp av iceTEA («Tools for Exposure Ages»), og er et nettbasert verktøy for å visualisere forholdet mellom flere kosmogene nuklider. Verktøyet iceTEA er tilgjengelig på nett (<http://ice-tea.org>), eller som en MATLAB© kode. Følgende parametere velges for hver prøve: prøvenavn; lengdegrad; breddegrad, høyde (m o.h.); prøvetykkelse; skjermingsfaktor; ^{10}Be -konsentrasjon (med usikkerhet); ^{26}Al -konsentrasjon (med usikkerhet); år prøvetatt; prøvevekt; mineralvekt. Det ble benyttet Lm-skalering for produksjon av ^{10}Be og ^{26}Al ved spallasjon. «Lm-skalering» er tidsavhengig og inkluderer variasjon i intensitet av det magnetiske feltet (Jones et al., 2019). Bananplottet bruker globale produksjonsrater fra Borchers *et al.* (2016). Prøvekonsentrasjonene av ^{10}Be og ^{26}Al er plottet i et diagram med to nuklider (bananplot) ved å benytte funksjonen «Plot isotope concentrations».



Figur 51: Et to-nuklider-diagram, laget i iceTEA (bananplot) avslører at de fleste prøveflatene har en kompleks historie. Nuklidene ^{10}Be og ^{26}Al er målt i samme prøve, og viser dermed forholdet mellom nuklidekonsentrasjonene, som igjen gir en indikasjon på den relative varigheten av et isdekket område, og om landskapet var utsatt for erosjon eller ikke. De grønne sirklene under likevektslinjen impliserer en komplisert begravingshistorie og at området har vært begravet minst en gang siden sist det ble eksponert.

Gjentatte episoder med overdekning og eksponering gjennom glasiale/stadiale og interglasiale/interstadiale perioder kan bevises ved å vurdere forholdet mellom forskjellige nuklider (Schaefer et al., 2016). For denne studien er det benyttet forhold mellom konsentrasjoner av ^{10}Be og ^{26}Al .

Plottet beskriver summen av antall eksponerings- og overdekningsepisoder. Alle prøvene bortsett fra fem prøver faller innenfor en eksponeringstid mellom 10 og 25 ka. Tilsvarende gjelder tid for overdekning, hvorav alle bortsett fra fem prøver har vært begravet mellom 10 ka og 300 ka. De fleste prøvene plotter under likevektslinjen, som indikerer at berggrunnsflaten har vært overdekket minst en gang under siste glasiasjon (Jones *et al.*, 2019). Det målte $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -forholdet viser ikke tegn til forlenget overdekning under en ikke-erosiv is, og de høye forholdstallene antas å være et resultat av utilstrekkelig erosjonen under siste istid (< 2-3 m).

Plottet avslører at de prøvetatte flatene har ulike eksponeringshistorier. Få av datapunktene faller innenfor området som anses å ha en enkel eksponeringshistorie (på likevektslinjen). De fleste av punktene faller under likevektslinjen (figur 51). Flere av punktene plotter over likevektslinjen, men er ikke inkludert i figur 51, fordi de mest sannsynlig er et resultat av målefeil eller at produksjonsforholdet mellom $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ er høyere enn 6,75 (figur 20). Denne problemstillingen faller imidlertid utenfor omfanget av denne oppgaven.

Ved å vurdere hvordan ^{10}Be -konsentrasjon kan utvikles over tid etter en gitt glasiasjonshistorie (tabell 5, figur 50), og av hvordan flatenes målte $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -verdier plotter i banaplottet (figur 51), er det åpenbart at det høytliggende lavrelieff-landskapet sør for Lysebotn har en kompleks landskapshistorie. Ytterligere informasjon om landskapshistorien, som total varighet av eksponering, total varighet av overdekning, samt sannsynlige subaeriske og subglasiale erosjonsrater, kan best skaffes til veie ved bruk av numerisk simulering. Dette er også FROST-prosjektets formål, og utenfor omfanget av dette masterprosjektet.

7. Konklusjon

Resultatene, tolkningen og diskusjonen fra denne studien er summert som følgende:

- Sprekker i Lyseområdet er kaotiske og uten fremtredende trender. Majoriteten av sprekkeene er likevel subvertikale og subhorisontale, hvor den største andelen av sprekkeene faller mot nordøst. Varierende sprekkeorienteringer har isolert blokker av ulik størrelse, og ført til lokal og ujevn plukking.
- Isskuringsstriper, sigdbrudd og plukkekanter indikerer at isen beveget seg fra sørøst til nordvest (inn mot Lysefjorden) i siste istid. Isbevegelsesretningen og sprekkeorienteringer sammenfaller (mot nordvest), og antyder at isen har fulgt svakhetssoner i berggrunnen og dannet sprekkedaler som et resultat av glasial erosjon.
- Mikroskuring på store felt- og kvartskrystaller, samt få isskuringsstriper indikerer høy grad av kjemisk forvitring. Ruhetsmålinger med profilmal og schmidthammer indikerer jevn kjemisk forvitring i hele feltområdet. Forutsatt at bergflaten ble abradert under siste istid, antas postglasial forvitring å være høy grunnet mye nedbør, samtidig som store kvarts- og feltspatkrystaller desintegrerer etter hvert som de mindre resistente mineralene løses opp. Maksimum forvittringsrate observert i felt er 0,3 mm/ka.
- Avvik i tilsynelatende deglasiasjonsaldre skyldes at prøveflatene inneholder arv, som følge av utilstrekkelig erosjon i siste istid.
- Spredning i datasettet som et resultat av plukking støttes av bananplott, hvor plottet antyder at flatene har en komplisert eksponeringshistorie. Eksponeringsdateringer plottet under likevektslinjen i bananplott, indikerer at flatene har hatt minst én fase med overdekning, og blitt glasialt og subaerisk erodert. Ettersom kjemisk forvitring, snøskjerming og endring i produksjonsrate (som et resultat av glasio-isostatisk landheving) kun har ført til en uniform underestimert av eksponeringsaldrene, er plukking den eneste faktoren som alene kan forklare spredningen.

Forslag til videre arbeid

I avslutningsfasen for dette masterprosjektet foreslås følgende punkter for videre arbeid:

- Konfigurasjon og endringsrater i landskapet avhenger av forvitring og erosjon av berggrunnen. Scott og Wohl (2018) indikerer at fysiske diskontinuiteter som sprekker påvirker forvittrings- og erosjonsrater. Det er likevel usikkert i hvor stor grad sprekkegeometri påvirker hvilke erosjonsprosesser som opptrer. Det er derfor viktig at flere områder med lik og ulik berggrunnsgeologi blir undersøkt i forhold til sprekkeorientering, sprekketetthet, forvittringsformer og glasiale erosjonsformer for å kunne avgjøre hva som er den dominerende faktoren for landskapsutvikling.
- Det ble nylig etablert en høyoppløselig digital høydemodell over feltområdet. Det ville vært nyttig å utarbeide et helningskart i GIS fra den høyoppløselige digitale høydemodellen, for å kunne observere om plukkekanter følger isbevegelsesretningen. Samtlige smale daler og erosjonsformer vil være synlig på en høyoppløselig digital høydemodell. Sprekke dalorienteringer og orienteringer av storskala plukkekanter kan fortelle om isen har fulgt sprekkedaler.
- De målte sprekke representerer kun deler av feltområdet (hovedsakelig de to nederste meterne av blotningene). Flere sprekke målinger og lokaliteter ville vært gunstig for å forbedre datasettet og konstatere med større sikkerhet at sprekketrender varierer for hver lokalitet.
- I henhold til Krabbendam og Glasser (2011) vil avstanden mellom sprekker sammen med hardheten til bergarten avgjøre om erosjonsprosessen er dominert av abrasjon eller plukking. Avstanden mellom sprekke kan enten måles i felt eller på kart med høy oppløsning.
- Det ville vært en fordel å foreta schmidthammermålinger på alle lokalitetene for å få et fullstendig datasett å sammenligne med eksponeringsaldrene.
- Krabbendam *et al.* (2017) beskriver konkave merker (halvmåneformede bruddmerker) som faller med isbevegelsesretningen. Bruddmerkene

dannes subglasialt under isbreer, og beskriver bevegelsesretningen til isbreen, i tillegg til å gi en indikasjon på mengden av bergartsfragmenter som ble fjernet. Det er foreslått at bruddmerker er dannet på grunn av stor grad av kontakt mellom underlaget og klaster i isen. Når inkorporerte klaster i bresålen nærmer seg subvertikale sprekker, vil stressfeltet i berggrunnen endres, og brudd vil forekomme. Det kunne vært nyttig å kartlegge slike bruddmerker, da det er få bevarte skuringsstriper i feltområdet. Til gjengjeld vil bruddmerker påvirkes av sprekkeorienteringer, og vil i den grad bare vise en omtrentlig isbevegelsesretning. Bruddmerker gir et bevis på at store blokker har vært inkorporert i bresålen, samt informasjon om karakteren til det subglasiale materiale.

- I henhold til Lamb *et al.* (2015) vil blokkstørrelsen avhenge av hvor mange sprekkeorienteringer det er i området. For å kunne underbygge teorien, kan en måle blokkstørrelser på ulike lokaliteter. Forskjellen på blokkstørrelser kan gi en indikasjon på hvor jevn den glasiøle plukkingen har vært. En svakhet ved denne metoden vil være at en ikke kan vite om blokker har vært transportert over lengre avstander.
- Geokjemiske analyser kan benyttes for å kvantifisere kjemisk forvitring. Sammenligning av grunnstoffsanalyse og grunnstoffkonsentrasjoner i forvitningsfronten og i en uforvitret del av berggrunnen, kan fastslå hvilke grunnstoffer som har blitt mobilisert og i hvor stor grad. En kan også foreta isotopanalyse av vannprøver i området, og sammenligne mobile grunnstoffer. Ionefattig vann i Lysevassdraget utgjorde et problem for laksestammen der før kalking ble igangsatt. Vassdraget har vært overvåket siden 1994 og har prøvetakingsstasjoner for blant annet vannkjemi. En kobling mellom vannkjemi i vassdraget og kjemisk forvitring i nedbørfeltet kunne derfor være av interesse.

8. Referanseliste

- Addison, K.** (1981). The contribution of discontinuous rock-mass failure to glacier erosion. *Annals of Glaciology* 2, 3-10.
- Alley, R. B., Clark, P. U., Huybrechts, P. & Joughin, I.** (2005). Ice sheet and sea-level changes. *Science* 310, 456-460.
- Alley, R. B., Cuffey, K. M., Evenson, E. B., Strasser, J. C., Lawson, D. E. & Larson, G. J.** (1997). How glaciers entrain and transport basal sediment: physical constraints. *Quaternary Science Reviews* 16, 1017-1038.
- Andersen, B. G.** (1981). Late Weichselian ice sheets in Eurasia and Greenland. I Denton, G. & Hughes, J. (red). *The last great ice sheets* (s. 3-66). John Wiley & Sons, New York.
- Anderson, R. S. & Anderson, S. P.** (2010). Weathering. I *Geomorphology* (s.160-211). Cambridge: Cambridge University Press.
- Arguez, A. & Vose, R. S.** (2011). The definition of the standard WMO climate normal: The key to deriving alternative climate normals. *Bulletin of the American Meteorological Society* 92, 699-704.
- Atkins, C. B., Barrett, P. J. & Hicock, S. R.** (2002). Cold glaciers erode and deposit: Evidence from Allan Hills, Antarctica. *Geology* 30, 659-662.
- Aydin, A., & Basu, A.** (2005). The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology* 81, 1-14.
- Bagdonas, D., Frost, C. & Fanning, C.** (2016). The origin of extensive Neoproterozoic high-silica batholiths and the nature of intrusive complements to silicic ignimbrites: Insights from the Wyoming batholith, U.S.A. *American Mineralogist* 101, 1321-1331.
- Balco, G.** (2011). Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010. *Quaternary Science Reviews* 30, 3-27.
- Balco, G., Stone, J., Lifton, N. & Dunai, T.** (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174-195.
- Becker, R. A., Tikoff, B., Riley, P. R. & Iverson, N. R.** (2014). Preexisting fractures and the formation of an iconic American landscape: Tuolumne Meadows, Yosemite National Park, USA. *GSA Today* 24, 4.
- Benn, D. I. & Clapperton, C. M.** (2000). Pleistocene glacial-tectonic landforms and sediments around central Magellan Strait, southernmost Chile: evidence for fast outlet glaciers with cold-based margins. *Quaternary Science Reviews* 19, 591-612.
- Benn, D., & Evans, D. J.** (2014). *Glaciers and glaciation* (2. utg.). Oxfordshire, England: Routledge.

- Betts, M. W. & Latta, M. A.** (2000). Rock surface hardness as an indication of exposure age: an archaeological application of the Schmidt Hammer. *Archaeometry* 42, 209-223.
- Bierman, P. R.** (1994). Using *in situ* produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 13885-13896.
- Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Philips, F., Schaefer, J. & Stone, J.** (2016). Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quaternary Geochronology* 31, 188-198.
- Boulton, G. S.** (1972). The role of thermal regime in glacial sedimentation. *Polar geomorphology* 4, 1-19.
- Boulton, G. S.** (1974). Processes and patterns of glacial erosion. I Coates, D. R. (red). *Glacial geomorphology* (s. 41-87). Springer, Dordrecht.
- Boulton, G. S.** (1979). Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of glaciology* 23, 15-38.
- Boulton, G. S., Dongelmans, P., Punkari, M. & Broadgate, M.** (2001). Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary science reviews* 20, 591-625.
- Boulton, G. S., Smith, G. D., Jones, A. S. & Newsome, J.** (1985). Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets. *Journal of the Geological Society* 142, 447-474.
- Briner, J. P., Svendsen, J., Mangerud, J., Lohne, & Young, N.** (2014). A ¹⁰Be chronology of south-western Scandinavian Ice Sheet history during the Lateglacial period. *Journal of Quaternary Science* 29, 370-380.
- Briner, J. P. & Swanson, T. W.** (1998). Using inherited cosmogenic ³⁶Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. *Geology* 26, 3-6.
- Briner, J. P., Young, N. E., Goehring, B. M. & Schaefer, J. M.** (2012). Constraining Holocene ¹⁰Be production rates in Greenland. *Journal of Quaternary Science* 27, 2-6.
- Büdel, J.** (1982). Climatic geomorphology. Princeton: Princeton University Press (Translation of Klima-geomorphologie, Berlin-Stuttgart: Gebrüder Borntraeger, 1977.). *Progress in physical geography* 30, 99-103.
- Bybee, G., Ashwal, L., Shirey, S., Horan, M., Mock, T. & Andersen, T.** (2014). Pyroxene megacrysts in Proterozoic anorthosites: Implications for tectonic setting, magma source and magmatic processes at the Moho. *Earth and Planetary Science Letters* 389, 74-85.
- Carlsson, A. & Olsson, T.** (1982a). Rock bursting phenomena in a superficial rock mass in southern central Sweden. *Rock Mechanics* 15, 99-110.
- Carlsson, A. & Olsson, T.** (1982b). High rock stresses as a consequence of glaciation. *Nature* 298, 739-742.

- Castañeda, A., Corvo, F., Howland, J. & Pérez, T.** (2013). Atmospheric Corrosion of Reinforced Concrete Steel in Tropical Coastal Regions. *Engineering Journal* 17, 1-18.
- Chandler, D. M., Wadham, J. L., Lis, G. P., Cowton, T., Sole, A., Bartholomew, I., Telling, J., Nienow, P., Bagshaw, E. B., Mair, D., Vinen, S. & Hubbard, A.** (2013). Evolution of the subglacial drainage system beneath the Greenland Ice Sheet revealed by tracers. *Nature Geoscience* 6, 195.
- Chemeleff, J. von Blankenburg, F., Kossert, K. & Jakob, D.** (2010). Determination of the ^{10}Be half-life by Multicolor ICP-Mass Spectrometry and Liquid Scintillation Counting. *Geochemica et Cosmochimica* 73, A221.
- Cohen, K. M. & Gibbard, P.** (2011). Global Chronostratigraphy Correlation Table for the Last 2.7 Million Years, version 2019 QI-500. *Quaternary International*. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>
- Coint, N., Slagstad, T., Roberts, N. M. W., Marker, M., Røhr, T. & Sørensen, B. E.** (2015). The Late Mesoproterozoic Sirdal Magmatic Belt, SW Norway: Relationships between magmatism and metamorphism and implications for Sveconorwegian orogenesis. *Precambrian Research* 265, 57-77.
- Corbett, L. B., Bierman, P. R., Rood, D. H., Caffee, M. W., Lifton, N. A. & Woodruff, T. E.** (2017). Cosmogenic $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ surface production ratio in Greenland. *Geophysical Research Letters* 44, 1350-1359.
- Cowton, T., Nienow, P., Bartholomew, I., Sole, A. & Mair, D.** (2012). Rapid erosion beneath the Greenland ice sheet. *Geology* 40, 343-346.
- Cuffey, K. & Alley, R. B.** (1996). Is erosion by deforming subglacial sediments significant? (Toward till continuity). *Annals of Glaciology* 22, 17-24.
- Cuffey, K. M., Conway, H., Gades, A. M., Hallet, B., Lorrain, R., Severinghaus, J. P. & White, J. W. C.** (2000). Entrainment at cold glacier beds. *Geology* 28, 351-354.
- Davis, G.H. & Reynolds, S. J.** (1996). *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley, New York.
- Dolui, G., Chatterjee, S. & Chatterjee, N.D.** (2016). Geophysical and geochemical alteration of rocks in granitic profiles during intense weathering in southern Purulia district, West Bengal, India. *Modeling Earth Systems and Environment* 2, 1-22.
- Dowdeswell, J. A., Ottesen, D. & Rise, L.** (2010). Rates of sediment delivery from the Fennoscandian Ice Sheet through an ice age. *Geology* 38, 3-6.
- Düehnforth, M., Anderson, R., Ward, D. & Stock, G.** (2010). Bedrock fracture control of glacial erosion processes and rates. *Geology* 38, 423-426.
- Dunai, T. J.** (2010). *Cosmogenic Nuclides: Principles, concepts and applications in the Earth surface sciences*. Cambridge: University Press.
- Glasser, N. & Bennett, M.** (2004). Glacial erosional landforms: Origins and significance for palaeoglaciology. *Progress in Physical Geography* 28, 43-75.

- Glasser, N., Crawford, K.R., Hambrey, M.J., Bennett, M.R. & Huddart, D.** (1998). Lithological and structural controls on the surface wear characteristics of glaciated metamorphic bedrock surfaces: Ossian Sarsfjellet, Svalbard. *Journal of Geology* 106, 319-330.
- Glasser, N. F. & Warren, C. R.** (1990). Medium scale landforms of glacial erosion in south Greenland; process and form. *Geografiska Annaler: Series A. Physical Geography* 72, 211-215.
- Goehring, B. M., Brook, E. J., Linge, H., Raisbeck, G. M. & You, F.** (2008). Beryllium-10 exposure ages of erratic boulders in southern Norway and implications for the history of the Fennoscandian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 27, 320-336.
- Gordon, J. E.** (1981). Ice-Scoured Topography and its Relationships to Bedrock Structure and Ice Movement in Parts of Northern Scotland and West Greenland. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 63, 55-65.
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M.** (2001). Terrestrial *in situ* cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475–1560.
- Goudie, A.** (2006). The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography* 30, 703-718.
- Gower, C.** (1990). Middle Proterozoic evolution of the eastern Grenville Province and Grenvillian-Sveconorwegian orogenesis. *Atlantic Geology* 26, 287-288.
- Hall, K., Thorn, C., Matsuoka, N. & Prick, A.** (2002). Weathering in cold regions: Some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography* 26, 577-603.
- Hallet, B.** (1981). Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice. *Annals of Glaciology* 2, 23-28.
- Hallet, B.** (1996). Glacial quarrying: A simple theoretical model. *Annals of Glaciology* 22, 1-8.
- Heyman, J., Stroeven, A., Harbor, J. & Caffee, M.** (2011). Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 71-80.
- Hooyer, T. S.** (2012). Control of glacial quarrying by bedrock joints. *Geomorphology* 153-154, 91-101.
- Hucka, V.** (1965). A rapid method of determining the strength of rocks *in situ*. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 2, 127-134.
- Hughes, A., Gyllencreutz, R., Lohne, &., Mangerud, J. & Svendsen, J.** (2016). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1-45.
- Iverson, N. R.** (1991). Potential effects of subglacial water-pressure fluctuations on quarrying. *Journal of Glaciology* 37, 27-36.
- Iverson, N. R.** (2012). A theory of glacial quarrying for landscape evolution models. *Geology* 40, 679-682.

- Ivy-Ochs, S. & Kober, F.** (2008). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Quaternary Science Journal* 57, 179-209.
- Jahns, R. H.** (1943). Sheet structure in granites: its origin and use as a measure of glacial erosion in New England. *The Journal of Geology* 51, 71-98.
- Jansen, J. D., Codilean, A. T., Stroeven, A. P., Fabel, D., Hättestrand, C., Kleman, J., Harbor, J. M., Heyman, J., Kubik, P. W. & Xu, S.** (2014). Inner gorges cut by subglacial meltwater during Fennoscandian ice sheet decay. *Nature communications* 5, 3815.
- 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.
- Johansson, M., Migoń, P. & Olvmo, M.** (2001). Development of joint-controlled rock basins in Bohus granite, SW Sweden. *Geomorphology* 40, 145-161.
- Karaman, K. & Kesimal, A.** (2015). A comparative study of Schmidt hammer test methods for estimating the uniaxial compressive strength of rocks. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 74, 507-520.
- Knudsen, C.** (2006). *Glacier Dynamics and Lateglacial Environmental Changes: Evidences from SW Norway and Iceland.* (Doktorgradsavhandling). University of Bergen, Bergen.
- Koppes, M. N. & Montgomery, D. R.** (2009). The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nature Geoscience* 2, 644.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U. C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, I., Dillmann, G., Lierse von Gostomski, Ch., Kossert, K., Maita, M., Poutivtsev, M. & Remmert, A.** (2010). A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Inst. and Methods in Physics Research* 268, 187-191.
- Krabbendam, M. & Bradwell, T.** (2011). Lateral plucking as a mechanism for elongate erosional glacial bedforms; explaining megagrooves in Britain and Canada. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1335-1349.
- Krabbendam, M. & Bradwell, T.** (2014). Quaternary evolution of glaciated gneiss terrains: pre-glacial weathering vs. glacial erosion. *Quaternary Science Reviews* 95, 20-42.
- Krabbendam, M. & Glasser, N. F.** (2011). Glacial erosion and bedrock properties in NW Scotland: Abrasion and plucking, hardness and joint spacing. *Geomorphology* 130, 374-383.
- Krabbendam, M., Bradwell, T., Everest., J. D. & Eyles, N.** (2017). Joint-bounded crescentic scars formed by subglacial clast-bed contact forces: Implications for bedrock failure beneath glaciers. *Geomorphology* 290, 114-127.
- Kram, P., Hruska, J., Wenner, B. S., Driscoll, C. T. & Johnson, C. E.** (1997). The biogeochemistry of basic cations in two forest catch-ments with contrasting lithology in the Czech Republic. *Bio-geochemistry* 37, 173–202.

- Kump, L., Brantley, S. & Arthur, M.** (2000). Chemical weathering, atmospheric CO₂, and climate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28, 611-667.
- Lal, D.** (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: *In situ* nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424-439.
- Lamb, M. P., Finnegan, N. J., Scheingross, J. S. & Sklar, L. S.** (2015). New insights into the mechanics of fluvial bedrock erosion through flume experiments and theory. *Geomorphology* 244, 33-55.
- Lambeck, K., Esat, T. M. & Potter, E. K.** (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, 199.
- Li, Z., Bogdanova, S., Collins, A., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fritzsims, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K. & Vernikovsky, V.** (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research* 160, 179-210.
- Lidmar-Bergström, K.** (1995). Relief and saprolites through time on the Baltic Shield. *Geomorphology* 12, 45-61.
- Lindström, E.** (1988). Are roches moutonnées mainly preglacial forms? *Geografiska Annaler* 70A, 323-331.
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I.** (2012). Timing of the younger dryas glacial maximum in western Norway. *Journal of Quaternary Science* 27, 81-88.
- Mangerud, J.** (1970). Late Weichselian vegetation and ice-front oscillations in the Bergen district, western Norway. *Norsk geografisk tidsskrift* 24, 121-148.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J. I.** (2011). Glacial History of Norway. *Elsevier* 15, 279-298.
- Matthes, F. E.** (1972). Geologic history of the Yosemite Valley. I Embleton, C. (red). *Glaciers and Glacial Erosion* (s. 98-118). London: Palgrave.
- Matsuoka, N.** (2008). Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994–2006) observations. *Geomorphology* 99, 353-368.
- McCarroll, D. & Nesje, A.** (1993). The vertical extent of ice sheets in Nordfjord, western Norway: Measuring degree of rock surface weathering. *Boreas* 22, 255-265.
- Migoñ, P.** (2006). *Granite landscapes of the world*. Oxford: Oxford University Press.
- Millot, R., Gaillardet, J., Dupré, B. & Allègre, C. J.** (2002). The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 83-98.

- Molnar, P.** (2004). Interactions among topographically induced elastic stress, static fatigue, and valley incision. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 109.
- Molnar, P., Anderson, R. S. & Anderson, S. P.** (2007). Tectonics, fracturing of rock, and erosion. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112. doi:10.1029/2005JF000433
- Nesje, A. & Sejrup, H.** (1988). Late Weichselian/Devensian ice sheets in the North Sea and adjacent land areas. *Boreas* 17, 371-384.
- Nesje, A.** (2012). *Brelære: Bre, landskap, klimaendringer og datering* (2. utg.). Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M. W., Southon, J. R., Finkel, R. C. & McAninch, J.** (2007). Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 258, 403-413.
- Oliva, P., Viers, J. & Dupré, B.** (2003). Chemical weathering in granitic environments. *Chemical Geology* 202, 225-256.
- Ollier, C. & Clayton, K.** (1984). *Weathering* (2. utg.). London: Longman.
- Phillips, E., Everest, J. & Diaz-Doce, D.** (2010). Bedrock controls on subglacial landform distribution and geomorphological processes: Evidence from the Late Devensian Irish Sea Ice Stream. *Sedimentary Geology* 232, 98-118.
- Putnam, A. E., Schaefer, J. M., Barrell, D. J. A., Vandergoes, M., Denton, G. H., Kaplan, M. R., Finkel, R. C., Schwartz, B.M., Goehring B. M. & Kelley, S. E.** (2010). In situ cosmogenic ¹⁰Be production-rate calibration from the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Geochronology* 5, 392-409.
- Olvmo, M., Lidmar-Bergström, K. & Lindberg, G.** (1999). The glacial impact on an exhumed sub-Mesozoic etch surface in southwestern Sweden. *Annals of Glaciology* 28, 153-160.
- Rastas, J. & Seppälä, M.** (1981). Rock jointing and abrasion forms on roches moutonnées, SW Finland. *Annals of Glaciology* 2, 159-163.
- Rea, B. R.** (1994). Joint control in the formation of rock steps in the subglacial environment. I Robinson, D.A. & Williams R. B. G (red.). *Rock weathering and landform evolution* (s.473-486). Chinchester, United Kingdom: Wiley.
- Rea, B.R. & Whalley, W.B.** (1996). The role of bedrock topography, structure, ice dynamics and preglacial weathering in controlling subglacial erosion beneath a high-latitude, maritime ice field. *Annals of Glaciology* 22, 121-125.
- Riebe, C. S., Kirchner, J. W. & Finkel, R. C.** (2004). Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 547-562.
- Riihimaki, C. A., MacGregor, K. R., Anderson, R. S., Anderson, S. P. & Loso, M. G.** (2005). Sediment evacuation and glacial erosion rates at a small alpine glacier. *Journal of Geophysical Research* 110. doi:10.1029/2004JF000189

- Schaefer, D. & Domroes, M.** (2009). Recent climate change in Japan—spatial and temporal characteristics of trends of temperature. *Climate of the Past* 5, 13-19.
- Schaefer, J. M., Finkel, R. C., Balco, G., Alley, R. B., Caffee, M. W., Briner, J. P., Young, N. E., Gow, A. J. & Schwartz, R.** (2016). Greenland was nearly ice-free for extended periods during the Pleistocene. *Nature* 540, 252-255.
- Scott, D. N. & Wohl, E. E.** (2018). Bedrock fracture influences on geomorphic process and form across process domains and scales. *Earth Surface Processes and Landforms* 44, 27-45.
- Seppälä, M. V. J.** (2016). Lidar-based detection and interpretation of glaciotectonic features of the morainic topography of Finland. *Journal of Geological Research* 2016, 2-10.
- Sharp, M., Dowdeswell, J. A. & Gemmell, J. C.** (1989). Reconstructing past glacier dynamics and erosion from glacial geomorphic evidence: Snowdon, North Wales. *Journal of Quaternary Science* 4, 115-130.
- Stephansson, O., Ljunggren, C. & Jing, L.** (1991). Stress measurements and tectonic implications for Fennoscandia. *Tectonophysics* 189, 317-322.
- Stroeven, A. P. & Kleman, J.** (1999). Age of Sirius Group on Mount Feather, McMurdo Dry Valleys, Antarctica, based on glaciological inferences from the overridden mountain range of Scandinavia. *Global and Planetary Change* 23, 231-247.
- Sugden, D. E.** (1977). Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurentide ice sheet at its maximum. *Arctic and Alpine Research* 9, 21-47.
- Sugden, D., Denton, G. & Marchant, D.** (1991). Subglacial Meltwater Channel Systems and Ice Sheet Overriding, Asgard Range, Antarctica. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 73, 109-121.
- Sugden, D. E., Glasser, N. F. and Clapperton, C. M.** (1992). Evolution of large roche moutonneés. *Geografiska Annaler* 74, 253-64.
- Sulebak, J.** (2007). *Landformer og prosesser: En innføring i naturgeografiske tema*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Slagstad, T., Roberts, N. M. W., Coint, N., Hoy, I., Sauer, S., Kirkland, C. L., Marker, M., Rohr, T. S., Henderson, L. H. C., Stormoen, M. A., Skar, Ø., Sørensen, B. E., Bybee, G.** (2018). Magma-driven, high-grade metamorphism in the Sveconorwegian Province, southwest Norway, during the terminal stages of Fennoscandian Shield evolution. *Geosphere* 14, 861-882.
- von Blanckenburg, F., Belshaw, N. & O'Nions, R.** (1996). Separation of Be-9 and cosmogenic Be-10 from environmental materials and SIMS isotope dilution analysis. *Chemical Geology* 129, 93-99.
- Vorren, T. O.** (1977). Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas* 6, 247-257.

- Vorren, T. O. & Mangerud, J.** (2007). Istider kommer og går. I Ramberg, I. B., Bryhni, I. og Nøttvedt, A. (red). *Landet blir til - Norges geologi* (478-531). Trondheim: Norges geologiske forening.
- Walker, M.** (2005). *Quaternary dating methods*. Chichester, United Kingdom: John Wiley and Sons.
- Waller, R.** (2001). The influence of basal processes on the dynamic behaviour of cold-based glaciers. *Quaternary International* 86, 117-128.
- Whalley, W. B.** (1982). Crack propagation and associated weathering in igneous rocks. *Zeitschrift fur Geomorphology* 26, 33-53.
- Whipple, K. X., Hancock, G. S. & Anderson, R. S.** (2000). River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin* 112, 490-503.
- White, A. F., Blum, A. E., Bullen, T. D., Vivit, D. V., Schulz, M. & Fitzpatrick, J.** (1999). The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks. *Geochimica et Cosmochimica* 63, 3277-3291.
- Williams, R. & Robinson, D.** (1983). The effect of surface texture on the determination of the surface hardness of rock using the schmidt hammer. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 289-292.
- Zumberge, J. H.** (1955). Glacial Erosion in Tilted Rock Layers. *The journal of geology* 63, 149-158.

Nettbaserte kart og tjenester

Kartverket (2018a) Norgeskart. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no>
(Hentet: 20/10-2018)

Kartverket (2018b) Høydedata. Tilgjengelig fra: <https://www.hoydedata.no>
(Hentet 20/10-2018)

Kartverket (2019) Høydedata. Tilgjengelig fra: <http://www.hoydedata.no>
(Hentet: 30/3-2018)

Meteorologisk institutt (2018) eKlima: Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner. Tilgjengelig fra: <https://www.eklima.no> (Hentet: 10/10-2018)

NGU (2019) Berggrunn: Nasjonal berggrunnsdatabase. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/
(Hentet: 17/1-2018)

Norge i bilder (2018) Norge i Bilder. Kartverket, NIBIO og Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeibilder.no/> (Hentet 5/12-2018)