

# **Kartlegging av skredavsetninger langs Kjøsnesfjorden i et klimaperspektiv**

Mastergradsoppgave i kvartærgeologi og paleoklima



**Marie Hesjedal**

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2022

## Sammendrag

Skred er den største geofaren i Norge. Særlig på Vestlandet er skredfaren stor, og langs fjorder og daler er skredavsetninger vanlig. Gjennom kartlegging og studier av tidligere skredhendelser økes kunnskapen om skredtypenes forekomst og løsneforhold, som kan bidra til å unngå skredulykker. De ulike skredtypene, som deles inn i snøskred, skred fra fast fjell og løsmasseskred, lager karakteristiske spor i landskapet og kan kategoriseres på bakgrunn av morfologiske og sedimentologiske trekk.

I denne masteroppgaven er det gjennomført skredkartlegging langs deler av Kjøsnesfjorden i Sunnfjord kommune i Vestland, basert på feltobservasjoner og fjernanalyser. Under feltarbeidet ble det gjort morfologiske og sedimentologiske undersøkelser av skredavsetningene for å studere de ulike skredprosessene, i tillegg til studier av høyoppløselige høydemodeller og flyfoto. Resultatet av skredkartleggingen er presentert i et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger, i målestokk 1 : 10 000. For å rekonstruere en kronologi over skredaktiviteten langs Kjøsnesfjorden gjennom holocen ble det brukt schmidthammerdatering (SHD).

Basert på de undersøkelser som er gjort er det identifisert avsetninger fra steinsprang og -skred, snø-, sørpe- og flomskred. Hele studieområdet er preget av steinsprangaktivitet og det går en sammenhengende talus langs hele den kartlagte strekningen. Områdene preget av snøskredavsetninger er lokalisert lengst vest og øst i studieområdet, mens det bratteste partiet på midten er dominert av skred fra fast fjell. Hele området er også preget av erosjon fra sørpe- og eller flomskred. Basert på SHD er 23 skredavsetninger med deres 95 % konfidensintervall datert med et aldersintervall fra  $6670 \pm 1209$  år til  $210 \pm 919$  år. SHD-aldrene indikerer at steinsprangaktiviteten har vært jevn gjennom midtre og sen holocen, men at den var noe forhøyet fra 5–8 ka, og det er dermed ikke noen tydelig trend å spore her. Snøskredaktiviteten har vært lav i midtre holocen og forhøyet fra ~ 4 ka. Den lave aktiviteten i midtre holocen kan knyttes til et varmt klima med lite vinternedbør, mens den forhøyede aktiviteten fra ~ 4 ka korresponderer med overgangen til et kjøligere klima med hyppige klimatiske fluktuasjoner og neoglasial vekst av isbreer. Skredkronologien indikerer dermed at det er en sammenheng mellom skredaktivitet og klimatiske forhold. Andre studier om skred i holocen på Vestlandet viser en lignende trend. Basert på spor fra nylig skredaktivitet og rapporterte skredhendelser de siste tiår, er skredaktiviteten langs Kjøsnesfjorden høy i dag som en følge av topografi og klimatiske forhold.

## Abstract

Avalanches are the most common geohazard in Norway, especially in Western Norway. Avalanche deposits are common along fjords and valleys, and through mapping and studies of previous events, we increase our knowledge about the occurrence and trigger mechanisms of different avalanche types. Based on morphological and sedimentological features, different types of avalanches can be categorized, as they leave characteristic footprints on the landscape.

In this master's thesis, avalanche mapping has been conducted along parts of the Kjøsnestfjord in Sunnfjord municipality, Vestland, based on field observations and remote sensing analysis. During the fieldwork, morphological and sedimentological analysis of the avalanche deposits were conducted in order to study the various avalanche processes, in addition to studies of high-resolution elevation models and aerial photographs. The results of the avalanche mapping are presented in a detailed Quaternary geological map focusing on slopes, at a scale of 1:10 000. To reconstruct a chronology of avalanche activity along the Kjøsnestfjord through the Holocene, I have used Schmidt-hammer surface-exposure dating (SHD).

Based on the above, deposits of snow avalanches, rockfall, rockslides and debrisflows have been identified. The entire study area is subject to rockfall activity and there is a continuous talus along the entire mapped section of the fjord. The areas characterized by avalanche deposits are located furthest west and east in the study area, while the steepest part in the middle is dominated by rockfall and rockslides. The entire study area is also subject to erosion from slushflows and/or debrisflows. Based on SHD, 23 avalanche deposits with their 95 % confidence interval are dated within a range of  $6670 \pm 1209$  years to  $210 \pm 919$  years. The SHD ages indicate that the rockfall activity has been steady throughout the middle and late Holocene, but that it was somewhat elevated from 5–8 ka, and thus there is no clear trend to be traced here. Snow avalanche activity has been low in the middle Holocene and elevated from ~ 4 ka. The low activity in the middle Holocene can be linked to a warm climate with low winter precipitation, while the elevated activity from ~ 4 ka corresponds to the transition to a cooler climate with frequent climatic fluctuations and neoglasial glacier growth. The chronology thus indicates that there is a connection between avalanche activity and climatic conditions. Comparison with other studies on avalanches in the Holocene in Western Norway shows a similar trend. Based on evidence of recent avalanche activity and reported avalanche events in recent decades, avalanche activity along the Kjøsnestfjord is high today as a result of topography and climatic conditions.

## Forord

Masteroppgaven min markerer avslutningen på 7 års studier, fordelt på 12 år. Veien hit har vært lang og kronglete, inkludert 2 år med SARS covid-19 restriksjoner og digitale løsninger, og det er en rekke personer jeg ønsker å takke for deres bidrag til at dette var mulig.

Først vil jeg takke min hovedveileder, professor Jostein Bakke ved institutt for geovitenskap, for gode tilbakemeldinger på strukturering av resultatene mine og for at jeg fikk muligheten til å delta i dette prosjektet. Jeg vil også rette en stor takk til min medveileder, professor Atle Nesje ved institutt for geovitenskap, for særdeles raske og gode tilbakemeldinger, gode samtaler på ditt kontor og for oppmuntrende ord underveis i forløpet. Jeg setter stor pris på din raske respons og at døren til ditt kontor alltid står åpen for en prat. Takk også til professor Benjamin Robson ved institutt for geovitenskap, for god hjelp med ArcGIS Pro når jeg støtte på problemer jeg ikke klarte å løse selv.

Den største takken rettes likevel til mine foreldre, Arild og Margun Sigurdson Hesjedal. Å bli alenemor til en liten gutt midt i studieløpet hadde vært en mye større utfordring uten dere som har stilt opp med både husly og som barnevakter sent og tidlig. På grunn av dere har jeg også gode minner fra feltarbeidet, som dere begge stilte opp på med glede for at det skulle la seg gjennomføre med en baby på 7 måneder på slep. Tusen takk også til pappa, som pensjonert geolog har stilt opp som ivrig feltassistent og som med entusiasme har lest gjennom hvert ord jeg har skrevet. Igjen og igjen.

Takk også til min søster, Kristine Hesjedal Twomey, og mine venninner Margrethe Sæterdal Bøyum og Erika af Geijerstam for korrekturlesing av oppgaven og støttende ord underveis.

Til slutt en takk til min sønn, Johannes Hesjedal, som har vært den største motivasjonen det siste året, og som har hjulpet meg å holde motet oppe i tunge perioder. Nå kan resten av livet vårt begynne.

Bergen, juni 2022.

Marie Hesjedal



# Innholdsfortegnelse

|  |            |
|--|------------|
| <b>Sammendrag</b>                                    | <b>I</b>   |
| <b>Abstract</b>                                      | <b>II</b>  |
| <b>Forord</b>  | <b>III</b> |
| <b>Kapittel 1 – Introduksjon</b>                     | <b>1</b>   |
| <b>1.1 Formål og problemstillinger</b>               | <b>2</b>   |
| <b>Kapittel 2 – Områdebeskrivelse</b>                | <b>4</b>   |
| <b>2.1 Geografi og topografi</b>                     | <b>4</b>   |
| <b>2.2 Berggrunnsgeologi</b>                         | <b>6</b>   |
| <b>2.3 Løsmasser</b>                                 | <b>7</b>   |
| 2.3.1 Glasiasjonshistorie                            | 8          |
| <b>2.4 Klima</b>                                     | <b>10</b>  |
| 2.4.1 Holocene klima- og brevariasjoner              | 11         |
| 2.4.2 Dagens klima                                   | 12         |
| 2.4.3 Klimaprognoser for Vestland                    | 14         |
| <b>2.5 Skredsikring langs Kjøsnestfjorden</b>        | <b>15</b>  |
| <b>Kapittel 3 – Skred</b>                            | <b>17</b>  |
| <b>3.1 Klassifisering av skredprosesser</b>          | <b>17</b>  |
| <b>3.2 Skråningsstabilitet og utløsning av skred</b> | <b>17</b>  |
| <b>3.3 Skred fra fast fjell</b>                      | <b>19</b>  |
| 3.3.1 Steinsprang og steinskred                      | 20         |
| 3.3.2 Fjellskred                                     | 21         |
| <b>3.4 Løsmasseskred</b>                             | <b>22</b>  |
| 3.4.1 Jordskred/grunne utglidninger                  | 22         |
| 3.4.2 Grov massestrøm/flomskred                      | 23         |
| <b>3.5 Snøskred</b>                                  | <b>25</b>  |
| 3.5.1 Løssnøskred                                    | 27         |
| 3.5.2 Flakskred                                      | 27         |
| 3.5.3 Sørpeskred                                     | 29         |
| 3.5.4 Glideskred                                     | 30         |
| <b>Kapittel 4 – Metoder</b>                          | <b>31</b>  |
| <b>4.1 Skredkartlegging</b>                          | <b>31</b>  |
| 4.1.1 Kvantærgeologisk kartlegging                   | 31         |

|                   |   |           |
|-------------------|---|-----------|
| 4.1.2             | Detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt, skredutsatt terreng | 32        |
| 4.1.3             | Beskrivelse av sedimentære parametere                               | 33        |
| 4.1.4             | Høydemodeller og ortofoto   | 34        |
| 4.1.5             | Terrengmodeller i ArcGIS  | 35        |
| <b>4.2</b>        | <b>Schmidthammer</b>  | <b>36</b> |
| 4.2.1             | Funksjon  | 36        |
| 4.2.2             | Feilkilder  | 37        |
| 4.2.3             | Statistiske parametere  | 38        |
| 4.2.4             | Estimere alder med Schmidthammer                                    | 40        |
| 4.2.5             | Kalibreringskurve for Kjøsnestfjorden                               | 41        |
| <b>Kapittel 5</b> | <b>– Resultater</b>   | <b>43</b> |
| <b>5.1</b>        | <b>Lokalitet 1 – Svarthammargjølet</b>                              | <b>44</b> |
| 5.1.1             | Feltobservasjoner   | 44        |
| 5.1.2             | Kornformanalyser  | 47        |
| 5.1.3             | Schmidthammermålinger   | 47        |
| 5.1.4             | Lengde- og tverrprofil  | 48        |
| 5.1.5             | Ortofoto  | 50        |
| 5.1.6             | Tolkning  | 51        |
| <b>5.2</b>        | <b>Lokalitet 2 – Vikane 2</b>                                       | <b>52</b> |
| 5.2.1             | Feltobservasjoner   | 52        |
| 5.2.2             | Kornformanalyser  | 54        |
| 5.2.3             | Schmidthammermålinger   | 55        |
| 5.2.4             | Lengde- og tverrprofil  | 56        |
| 5.2.5             | Ortofoto  | 57        |
| 5.2.6             | Tolkning  | 58        |
| <b>5.3</b>        | <b>Lokalitet 3 – Stølgjelet</b>                                     | <b>59</b> |
| 5.3.1             | Feltobservasjoner   | 59        |
| 5.3.2             | Kornformanalyser  | 62        |
| 5.3.3             | Schmidthammermålinger   | 63        |
| 5.3.4             | Lengde- og tverrprofil  | 64        |
| 5.3.5             | Ortofoto  | 66        |
| 5.3.6             | Tolkning  | 66        |
| <b>5.4</b>        | <b>Lokalitet 4 – Vikane 1</b>                                       | <b>67</b> |
| 5.4.1             | Feltobservasjoner   | 67        |
| 5.4.2             | Kornformanalyser  | 69        |
| 5.4.3             | Schmidthammermålinger   | 69        |
| 5.4.4             | Lengde- og tverrprofil  | 69        |
| 5.4.5             | Ortofoto  | 71        |

|  |            |
|--|------------|
| 5.4.6 Tolkning                             | 72         |
| <b>5.5 Lokalitet 5 – Svåvikja</b>          | <b>72</b>  |
| 5.5.1 Feltobservasjoner                    | 72         |
| 5.5.2 Kornformanalyser                     | 74         |
| 5.5.3 Schmidthammermålinger                | 75         |
| 5.5.4 Lengde- og tverrprofil               | 75         |
| 5.5.5 Ortofoto                             | 77         |
| 5.5.6 Tolkning                             | 77         |
| <b>5.6 Lokalitet 6 – Streksvora 1 og 2</b> | <b>78</b>  |
| 5.6.1 Feltobservasjoner                    | 78         |
| 5.6.2 Kornformanalyser                     | 81         |
| 5.6.3 Schmidthammermålinger                | 81         |
| 5.6.4 Lengde- og tverrprofil               | 82         |
| 5.6.5 Ortofoto                             | 84         |
| 5.6.6 Tolkning                             | 84         |
| <b>5.7 Lokalitet 7 – Bjørnebakk</b>        | <b>85</b>  |
| 5.7.1 Feltobservasjoner                    | 85         |
| 5.7.2 Kornformanalyser                     | 88         |
| 5.7.3 Schmidthammermålinger                | 89         |
| 5.7.4 Lengde- og tverrprofil               | 89         |
| 5.7.5 Ortofoto                             | 90         |
| 5.7.6 Tolkning                             | 91         |
| <b>5.8 Lokalitet 8 – Kattasva</b>          | <b>92</b>  |
| 5.8.1 Feltobservasjoner                    | 92         |
| 5.8.2 Kornformanalyser                     | 95         |
| 5.8.3 Schmidthammermålinger                | 95         |
| 5.8.4 Lengde- og tverrprofil               | 96         |
| 5.8.5 Ortofoto                             | 98         |
| 5.8.6 Tolkning                             | 98         |
| <b>5.9 Lokalitet 9 – Føreneset</b>         | <b>99</b>  |
| 5.9.1 Feltobservasjoner                    | 99         |
| 5.9.2 Kornformanalyser                     | 104        |
| 5.9.3 Schmidthammermålinger                | 105        |
| 5.9.4 Lengde- og tverrprofil               | 106        |
| 5.9.5 Ortofoto                             | 109        |
| 5.9.6 Tolkning                             | 109        |
| <b>5.10 Sammenstilling av resultater</b>   | <b>110</b> |
| 5.10.1 Schmidthammermålinger               | 110        |

|   |            |
|---|------------|
| 5.10.2 Lengdeprofiler _____                                     | 116        |
| 5.10.3 Nedslagsfelt _____                                       | 119        |
| 5.10.4 Skredkartlegging _____                                   | 120        |
| <b><i>Kapittel 6 – Diskusjon</i></b> _____                      | <b>122</b> |
| <b>6.1 Morfologiske og sedimentære trekk</b> _____              | <b>122</b> |
| 6.1.1 Feilkilder og utfordringer _____                          | 122        |
| 6.1.2 Snøskred _____  | 123        |
| 6.1.3 Skred fra fast fjell _____                                | 125        |
| 6.1.4 Løsmasseskred _____                                       | 127        |
| <b>6.2 Schmidthammer</b> _____                                  | <b>128</b> |
| 6.2.1 Feilkilder _____  | 128        |
| 6.2.2 Usikkerhet i resultatene _____                            | 129        |
| <b>6.3 Skredhendelser i holocen</b> _____                       | <b>130</b> |
| <b>6.4 Skredaktivitet i dag og prognose for fremtiden</b> _____ | <b>137</b> |
| <b>6.5 Evaluering av skredkartlegging</b> _____                 | <b>139</b> |
| <b><i>Kapittel 7 – Konklusjon</i></b> _____                     | <b>140</b> |
| <b>7.1 Forslag til videre arbeid</b> _____                      | <b>141</b> |
| <b><i>Referanseliste</i></b> _____                              | <b>143</b> |

## Kapittel 1 – Introduksjon

Norge består av et imponerende landskap med høye fjell og dype daler, bratte skråninger og spisse tinder, og selv om det er vakkert å se på, legger det også til rette for den største geofaren i Norge: skred. De geologiske, topografiske og klimatiske forholdene, og særlig de bratte fjell- og dalsidene på Vestlandet, gjør at skredfaren her er stor, og ifølge Furseth (2006) har nesten 2500 mennesker mistet livet i skredulykker de siste 200 årene. Snøskred er den skredtypen som tar flest liv i Norge, og siden høsten 2008 melder varsom.no (2022) at 656 personer er skredtatt og at 96 er døde som følge av snøskred. Utløsning av skred er ofte knyttet til ekstremvær, og det er forventet en økning av ekstremvær, både i hyppighet og dimensjon pga. klimaendringer (Hanssen-Bauer m.fl., 2015). En forventet økning i skredaktivitet som følge av klimaendringer sammenfaller likevel ikke med ulike geologiske arkiv, som viser at skredaktiviteten har vært lav i den varmeste perioden de siste 10 000 år.

Skred i seg selv er i utgangspunktet uproblematisk, og skredprosesser har i lang tid har vært med på å forme landskapet. Det er først når skredprosessene er aktive i områder der folk, bygninger og infrastruktur er eksponert for dem, eller når mennesker oppsøker skredutsatte områder, at de blir et problem. For å unngå skredulykker må utsatte områder unngås, eller sikringstiltak gjennomføres, og det er derfor viktig å ha kunnskap om skredtypenes forekomst og løsneforhold for å bedre kunne forstå og forutse skredulykker og gjennomføre tiltak for å unngå faren. Dette oppnås gjennom skredkartlegging.

Rv. 5 langs Kjøsnesfjorden (figur 1.1) er en svært skredutsatt veistrekning hvor det i flere omganger opp gjennom tidene er gjennomført en rekke sikringstiltak. Likevel går det fortsatt skred som påvirker infrastrukturen. Statens vegvesen har vurdert at det beste alternativet er å sikre hele veistrekningen fra Lunde til Kjøsnes i tunell (REF). Byggingen startet i 2019 og nærmer seg slutten i 2022. Landskapet og naturkreftene er imponerende og lokker turister til å ferdes og oppholde seg langs «gamleveien» utenfor Stølsnestunnelen, som skal bli til gang- og sykkelveg. Denne anses dog som så risikabel i dag at Statens vegvesen besluttet å stenge den for all ferdsel i juli 2021. Langs den gjenværende strekningen mellom Stølsnestunnelen og Kleivatunnelen er det i arbeidet med denne oppgaven gjennomført detaljert skredkartlegging.

Skredprosesser kan klassifiseres på bakgrunn av materialet som raser ut, og prosessene deles ofte inn i skred fra fast fjell, løsmasseskred og snøskred. Disse kategoriene kan videre deles inn etter størrelse, vanninnhold og bevegelsesdynamikk, som for eksempel steinsprang,

steinskred, jordskred, flomskred, sørpeskred og flakskred. De forskjellige prosessene har ulike landskapsendrende effekt og lager karakteristiske geomorfologiske og sedimentologiske avsetninger. Det er dermed mulig å skille hvilke prosesser som har vært aktive i et område gjennom detaljert skredkartlegging.



Figur 1.1 Kjøsnestjorden sett fra sørøst. Foto: Gunnar Lotsberg. Eier: Statens vegvesen Region Vest.

## 1.1 Formål og problemstillinger

Formålet med denne masteroppgaven er å identifisere og kartlegge ulike skredprosesser langs Kjøsnestjorden og ved hjelp av schmidthammerdatering (heretter forkortet SHD) forsøke å avgjøre når de forskjellige prosessene har vært aktive. Problemstilling og underproblemstillinger formulert i denne oppgaven er:

*Gjøre rede for skreddannende prosesser og deres hyppighet langs Kjøsnestjorden i holocen i et klimaperspektiv.*

1. *Hvilke skredprosesser har ført til dannelsen av de holocene skredavsetningene langs Kjøsnestjorden?*
2. *Når har de ulike skredprosessene vært aktive, og i hvilken grad er disse prosessene aktive i dag?*

3. *Har skredfrekvensen i området endret seg over tid, og har den vært påvirket av klimaendringer?*
4. *Hvor pålitelig er bruk av schmidthammer for å datere ulike skredavsetninger og anslå skredfrekvensen i området?*

For å besvare problemstillingene er det utarbeidet et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger ved å kartlegge skredtypenes morfologi og sedimentologi gjennom feltarbeid, studie av flyfoto og utarbeiding av ulike terrengmodeller i ArcGIS Pro. Videre er det gjennomført SHD på ulike skredavsetninger for å forsøke å redegjøre for når de ulike prosessene har vært aktive. Resultatene fra dateringen er deretter satt i en geologisk og paleoklimatisk kontekst og sammenlignet med andre studier om skredaktivitet på Vestlandet for å avgjøre hvor pålitelig denne metoden er. Til sist er ortofoto fra i dag og ca. 70 år tilbake i tid sammenlignet, og rapporterte skredhendelser i skredregistrering.no (2022) konferert for å avdekke nylig aktivitet i området. Fysiske spor etter nylig skredaktivitet i området, som sår i underlaget, bøyd/knekt vegetasjon og ferske bruddflater i utløpssonen, er forsøkt kartlagt.

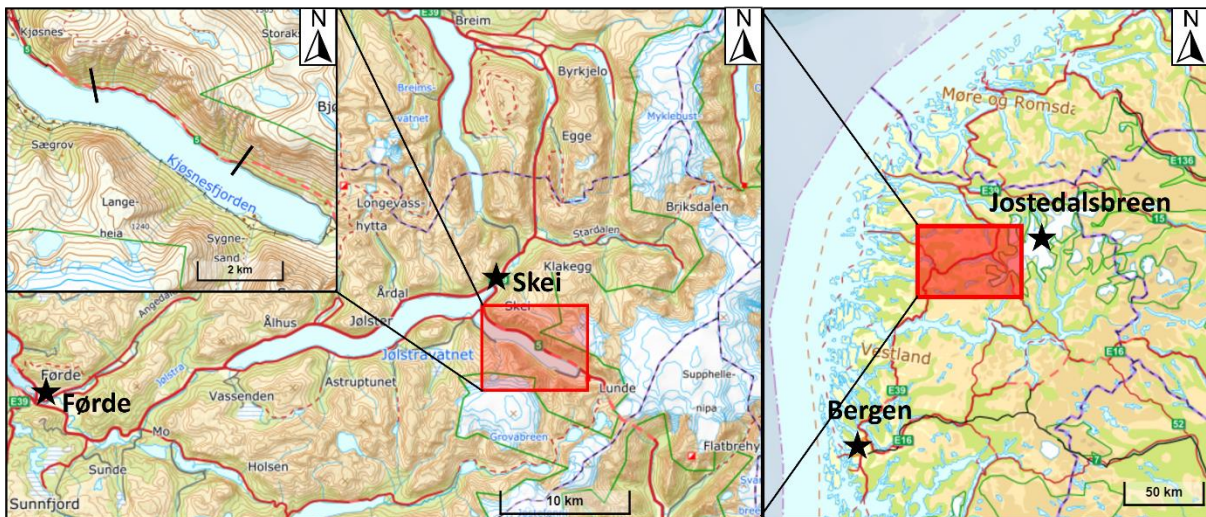


## Kapittel 2 – Områdebeskrivelse

I dette kapittelet beskrives områdets topografi, berggrunnsgeologi, deglasiasjonsforløp og klimatiske forhold. Dette er alle faktorer det er viktig å ha kunnskap om for å kunne forklare skredaktiviteten, både med hensyn på hvilke skredtyper som utløses og deres frekvens.

### 2.1 Geografi og topografi

Kjøsnesfjorden ligger i Sunnfjord kommune i Vestland fylke og utgjør den østligste og trangeste delen av Jølstravatnet (206-207 moh.). Den er ca. 150 m dyp (149 m på det dypeste) og 9 km lang, og strekker seg fra Lunde i sørøst til Kjøsnes i nordvest. Jostedalsbreen, Norges største isbre, ligger like øst for Kjøsnesfjorden, med utløperen Marabreen som henger over kanten innerst i dalen og forsyner Kjøsnesfjorden med brevann. Tilløp av brevann kommer også fra Grovabreen, som ligger i fjellmassivet sør for fjorden. For de vågale går det en luftig tur opp Lundeskaret innerst i dalen, og herfra er det flere muligheter for spektakulære turmål i høyfjellet. Studieområdet er ca. 4 km langt og ligger langs rv.5 på nordøstre side av Kjøsnesfjorden, mellom Kleivatunnelen og Stølsnestunnelen (figur 2.1). Rv. 5 er en viktig del av øst-vest sambandet for Sogn og Fjordane med tilknytning til korridoren Oslo-Bergen. Hele strekningen i studieområdet er beiteområde for geiter i beitesesongen, og vegetasjonsdekket er derfor sannsynligvis noe påvirket av dette.

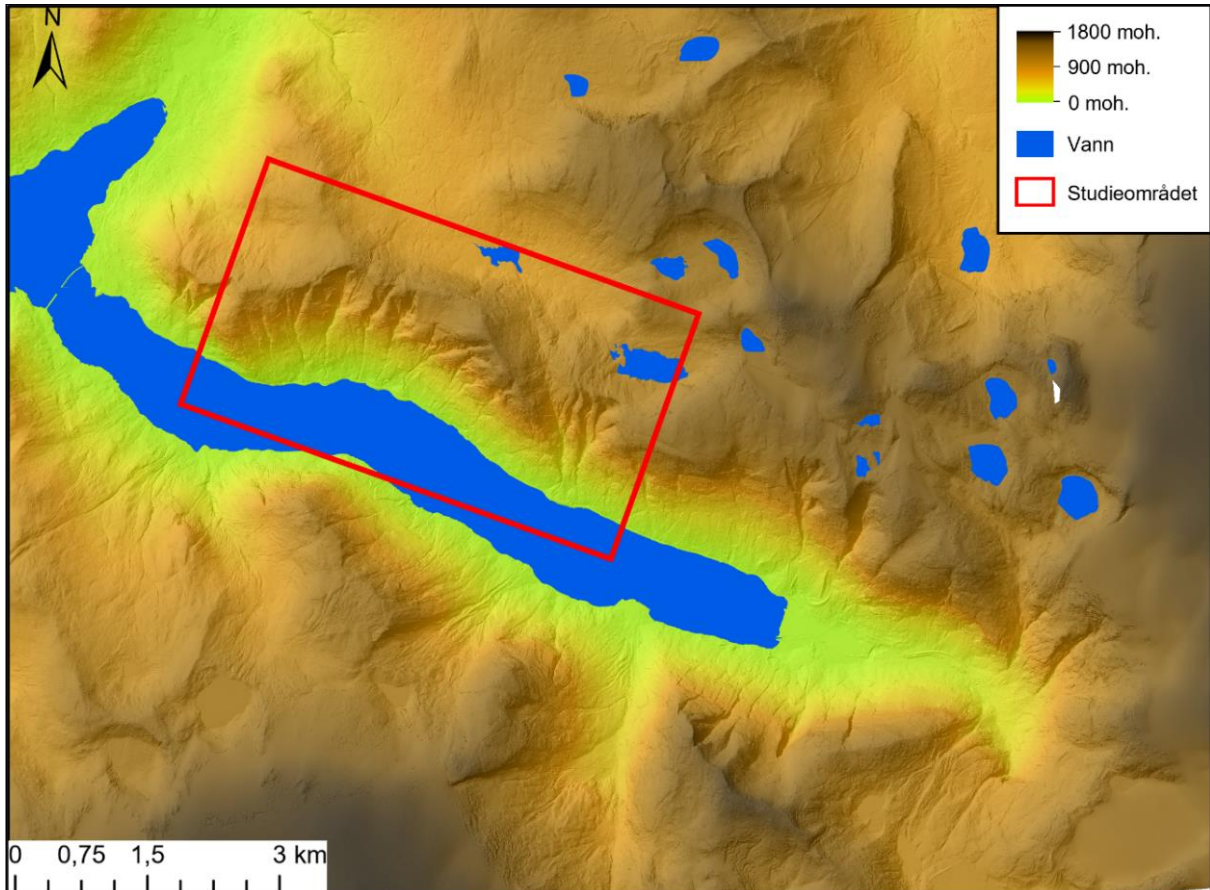


Figur 2.1 Kjøsnesfjorden strekker seg fra Kjøsnes i nordvest til Lunde i sørøst, og studieområdet ligger langs den nordøstre siden av fjorden mellom sørøstre utløp av Kleivatunnelen og nordvestre utløp av Stølsnestunnelen, markert med sorte streker. Kartene er hentet fra norgeskart.no (Kartverket, 2022b).

På begge sider av fjorden er det bratte, høye fjell, og det alpine landskapet med tinder, egger og hengende daler gir området et høyt relieff som strekker seg fra 207 moh. ved fjorden, til 1551 moh. på Bjørga i nord og 1548 moh. på Syngesandsnipa i sør. De høyeste toppene like

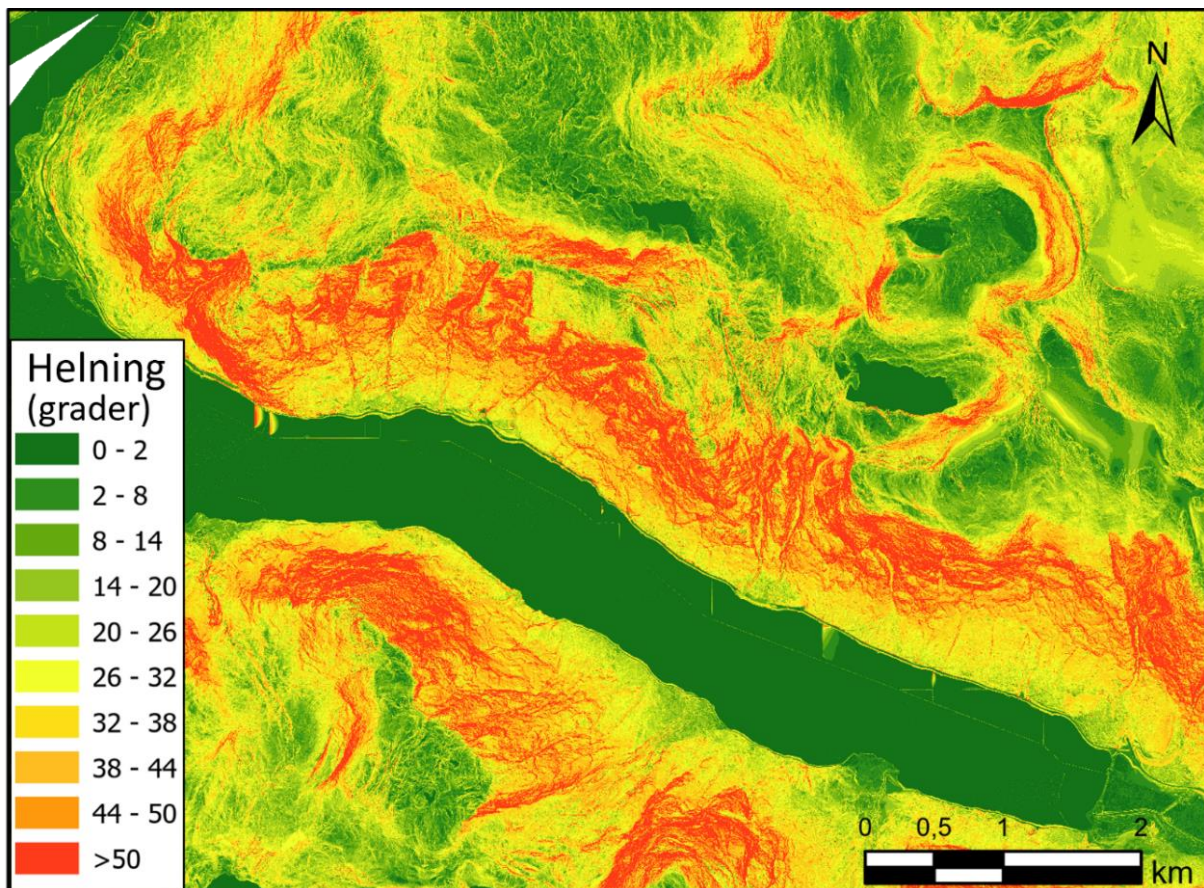


over studieområdet er Kleivafjellet på 1057 moh. lengst vest, Høgenipa på 1307 moh. lengst øst og Skafonnfjellet på 1162 moh. som utgjør fjellryggen mellom disse. Figur 2.2 viser en terrengmodell hvor høydedata og skyggerelieff er kombinert. De høyeste og mørkeste områdene øst og sør i figuren er henholdsvis Jostedalsbreen og Grovabreen.



Figur 2.2 Høyde- og terrengmodell av området rundt Kjøsnestjøen med studieområdet markert med en rød firkant. Kartet er utarbeidet i ArcGIS Pro ved å kombinere en skyggemodell og en digital terrengmodell (DTM) med en oppløsning på 1 x 1 m, hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2022a).

Dalsiden over studieområdet er svært bratt med slakere helning mot vannet. Den øverste delen av fjellsiden har helning på 50–70°, mens helningen i den nederste delen er ca. 20–40°. Skråningsgradienten i området er illustrert i figur 2.3, som viser et helningskart med 10 gradientgrupper laget i ArcGIS Pro. Ovenfor den bratte dalsiden er det et platå med flere små vann, og langs studieområdet går det flere gjel fra dette platået ned langs dalsiden.



Figur 2.3 Helningskart for studieområdet med 10 gradientgrupper viser at dalsiden over studieområdet er svært bratt, med et platå ovenfor. Kartet er utarbeidet i ArcGIS Pro fra en DTM med oppløsning på 1 x 1 m fra hoydedata.no (Kartverket, 2022a).

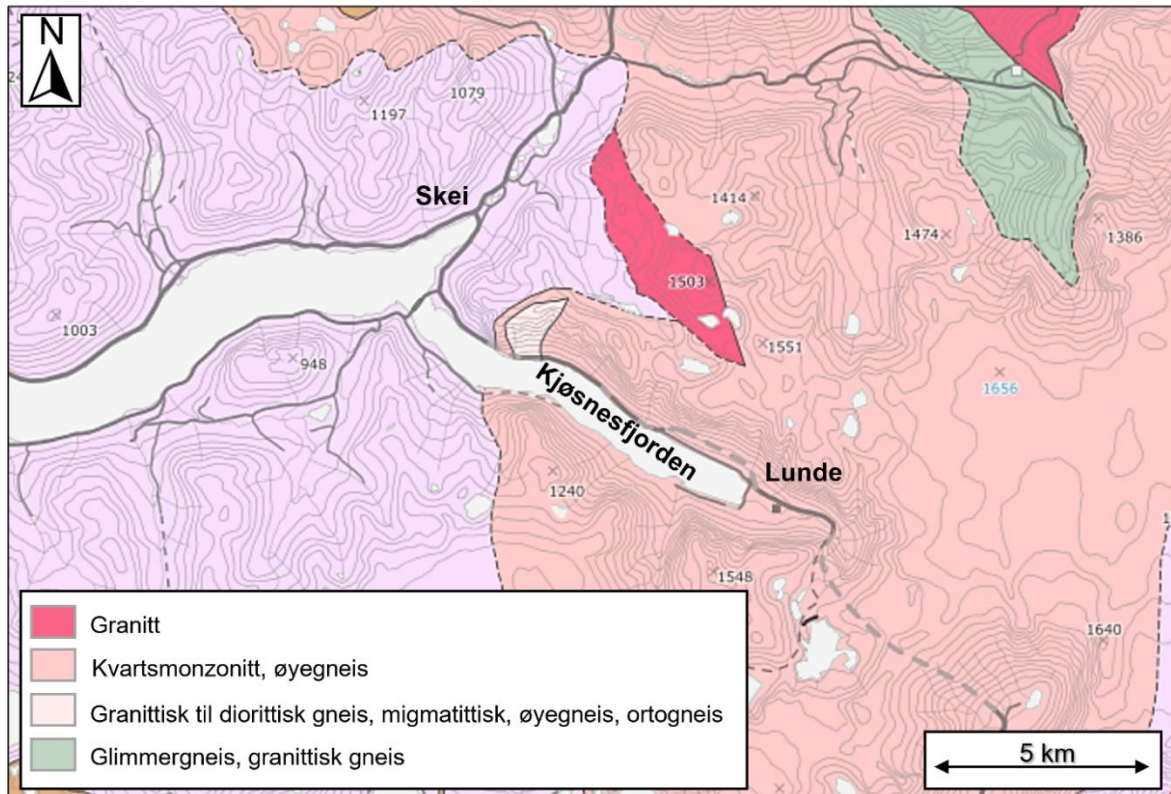
## 2.2 Berggrunnsgeologi

Sunnfjord kommune ligger i den vestre gneisregionen vest for det kaledonske skyvedekket (Fossen m.fl., 2013a), og er ifølge Bryhni (1966) og Bryhni & Grimstad (1970) en del av det nedre komplekset–Jostedalskomplekset. Berggrunnen her består i hovedsak av prekambriske bergarter med høyt innhold av kvarts og feltspat, og figur 2.4 viser at området i stor grad består av gneis og monzonitt. Gneisen er trolig av proterosoisk alder (1680–1600 Ma) og ble trolig omdannet og deformert under dannelsen av den kaledonske fjellkjeden ~ 500–405 Ma (Fossen m.fl., 2013a; Fossen m.fl., 2013b) mens den grovkornede kvartsmonzonitten, som størstedelen av studieområdet består av og dermed er kilden til skredmaterialet, trolig ble omdannet ~990–920 Ma (Carswell, 1973; NGU, 2021a, 2022a).

Strukturelt bærer gneisregionen preg av å være påvirket av langvarige duktile og sprø tektoniske hendelser etter den post-orogene kollapsen av den kaledonske fjellkjeden, som har ført til en rekke strukturelle svakhetssoner i berggrunnen (Fossen m.fl., 2013a). Disse svakhetssonene har senere blitt utvidet av glacial erosjon gjennom en rekke glasieringsforløp



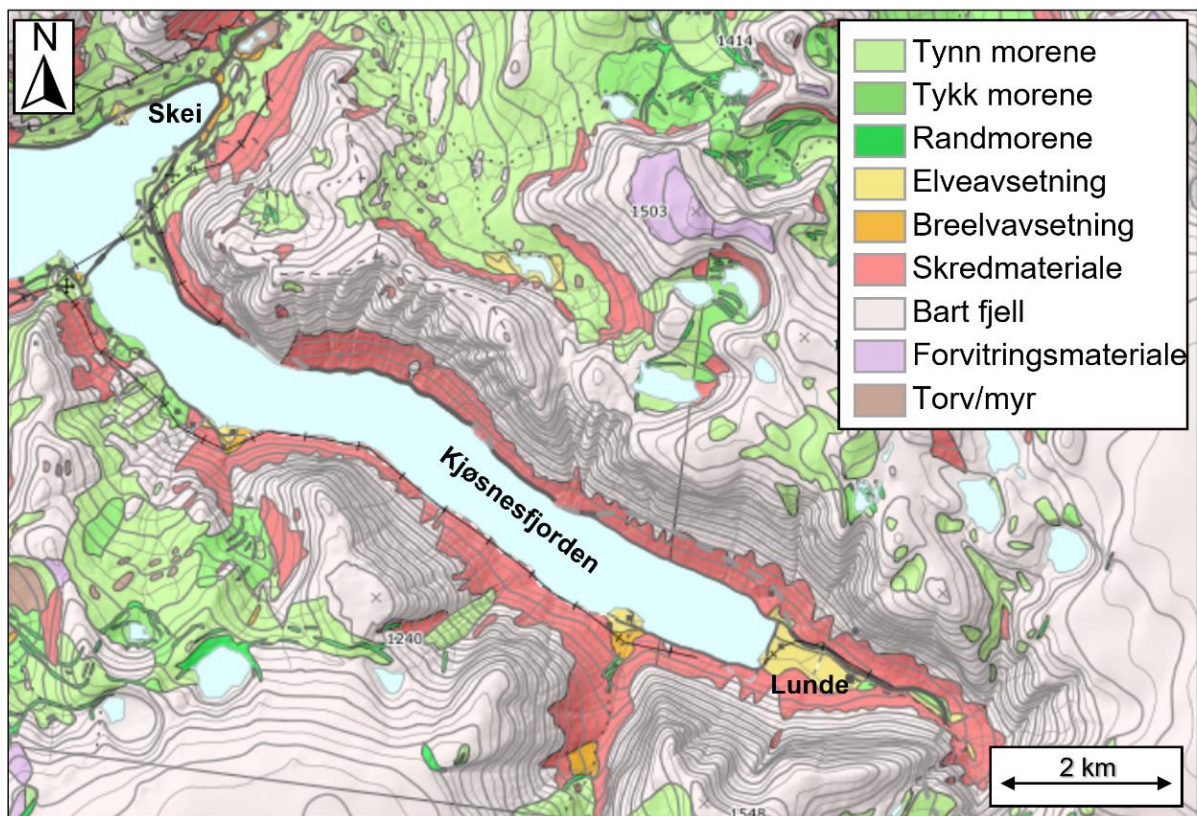
og bidratt til å danne det store relieffet (Holtedahl, 1967; Nesje m.fl., 1992). Ifølge SVV (2012) er fjellsidene preget av dalsideparallel oppsprekking som faller bratt ned mot fjorden.



Figur 2.4 Berggrunnskart over studieområdet, modifisert fra NGUs nasjonale berggrunnsdatabase (NGU, 2022a)

## 2.3 Løsmasser

Løsmassene langs Kjosnesfjorden består i hovedsak av skredmateriale som er avsatt fra bratte dalsider og gjel langs fjorden. Ellers er store deler av området bart fjell, og kilden til skredmaterialet er fragmenter av grunnfjellet (figur 2.5). På platåene over fjorden er det kartlagt noe morenemateriale i varierende mektighet, samt noe skredmateriale, torv/myr og elveavsetning. På den høyeste toppen nord for studieområdet er det kartlagt forvittringsmateriale. Løsmassedekket i området stammer fra siste istid og holocen, og kunnskap om isens utbredelse og deglasiasjonsforløp er avgjørende for å forstå fordelingen av de ulike løsmassetypene.

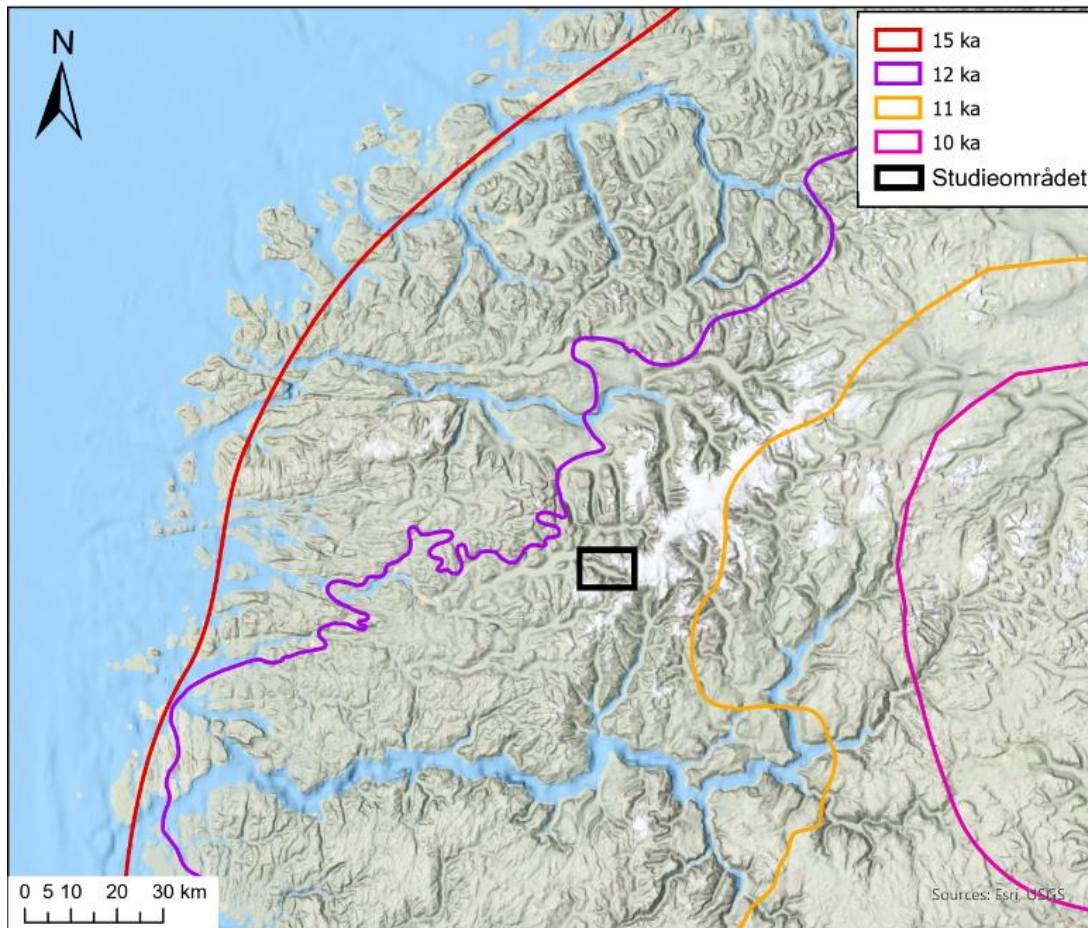


Figur 2.5 Løsmassekart over studieområdet, hvor skredmateriale dominerer langs dalsidene. De bratte fjellsidene består hovedsakelig av bart fjell, og på platåene ligger det morenemateriale. Modifisert fra (NGU, 2022b).

### 2.3.1 Glasiasjonshistorie

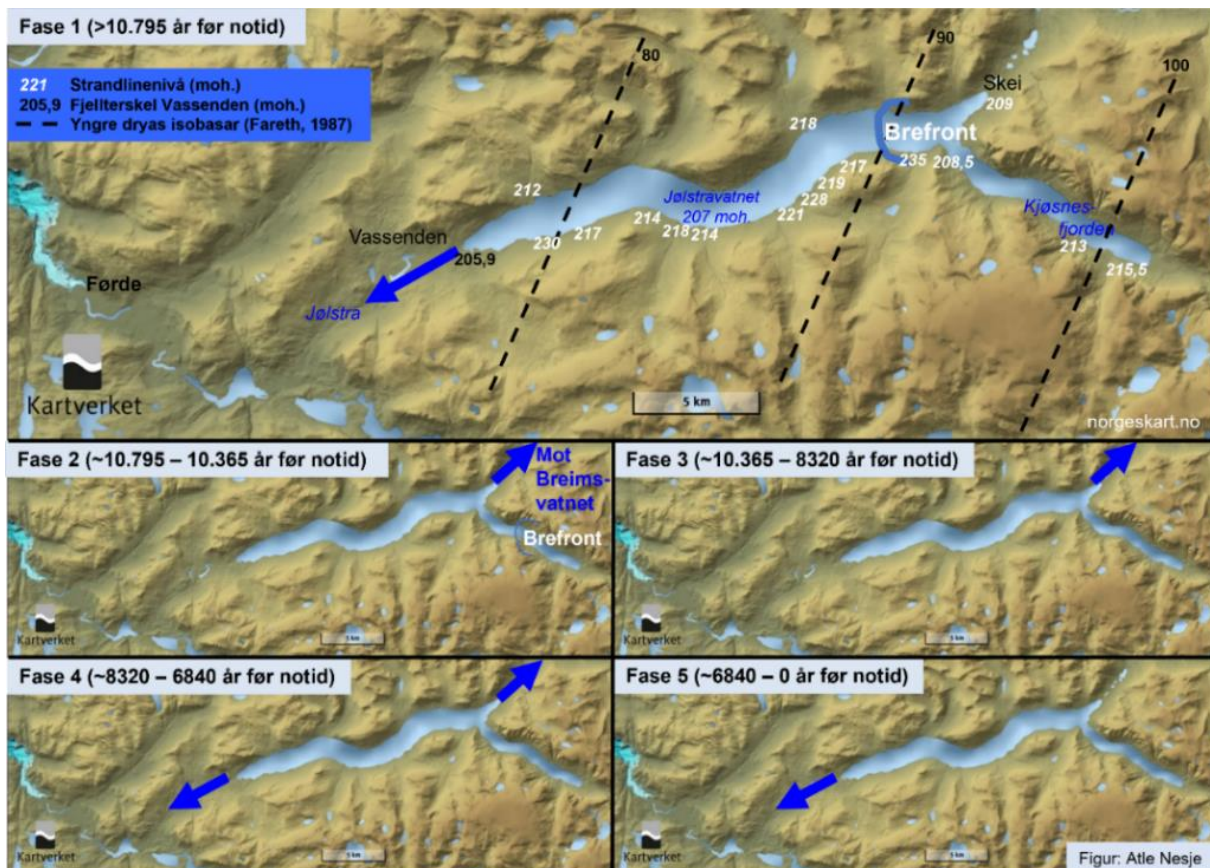
Siste istids maksimum (LGM) var i sen weichsel for ca. 20 000 kalenderår siden. På dette tidspunktet var den skandinaviske innlandsisen på sitt største på Vestlandet, og hele kysten var dekket av is (Svendsen m.fl., 2004; Mangerud m.fl., 2016). Etter LGM fulgte en hurtig oppvarming hvor isen begynte å trekke seg tilbake, og kysten på Vestlandet ble isfri i bølling-interstadialen for omtrent 14 800 kalenderår siden (Mangerud m.fl., 2013). Gjennom sen weichsel fortsatte deglasiasjonen med høyfrekvente, kortvarige klimafluktasjoner og tilhørende brefremstøt, hvor det største brefremstøtet var i yngre dryas (YD), ca. 11 500 kalenderår før nåtid (Mangerud m.fl., 2013; Mangerud m.fl., 2016). Hughes m.fl. (2015) har laget en database, DATED-1, med dateringsresultater fra flere publiserte studier som har blitt brukt til å rekonstruere utviklingen av det eurasiske isdekket. Fra denne databasen er ismarginens plassering i tidsrommet 15–10 ka rekonstruert og illustrert i figur 2.7.





Figur 2.7 Modifisert versjon av deglasiasjonsforløpet langs vestkysten av Norge i tidsrommet 15–10 ka, studieområdet er markert med en svart firkant. Kartet er konstruert med data om isens utstrekning fra DATED-1 databasen (Hughes m.fl., 2015).

Etter avsetningen av Nor-morenen i YD (Mangerud m.fl., 1978; Fareth, 1987) trakk breene i Førdefjorden og Nordfjorden seg tilbake til Jølstravatnet. Isen trakk seg deretter videre tilbake inn i Kjøsnesfjorden og området blir regnet som isfritt omkring 10 360 kalenderår før nåtid i preboreal (Klakegg & Rye, 1990). Jølstravatnets dreneringshistorie deles ifølge Klakegg (1981) og Klakegg & Rye (1990) inn i 5 faser, som er illustrert av Atle Nesje i figur 2.8. Her fremkommer det at Kjøsnesfjorden ble isfri i fase 3.



Figur 2.8 Jølstravatnets dreneringshistorie etter siste istid, som viser at brefronten lå i ytterkant av studieområdet mot vest i fase 2 og at området langs Kjøsnestjøfjorden var isfritt i fase 3. Figuren er laget av Atle Nesje, basert på Klakegg & Rye (1990).

## 2.4 Klima

Klimatiske forhold har stor innvirkning på skredaktiviteten i et område, noe som er vist i flere studier om temaet (Grove, 1972; Blikra & Nemec, 1998; Blikra & Selvik, 1998; Braathen m.fl., 2004; Nesje m.fl., 2007; Vasskog m.fl., 2011). Skredstørrelse, frekvens og type skred er knyttet til værforhold som nedbør, vind og temperatur. Klimaet i Norge og resten av verden er i stadig endring, noe som vil kunne påvirke skredaktiviteten. Løsmasseskred kan knyttes til perioder med hyppig ekstremnedbør, da de ofte utløses etter store nedbørsmengder (Rapp & Nyberg, 1981; Blikra & Nemec, 1998; Sletten m.fl., 2003; Sletten & Blikra, 2007; Matthews m.fl., 2009). Ifølge Grove (1972), Blikra & Nemec (1998), Blikra & Selvik (1998), Nesje m.fl. (2007) og Vasskog m.fl. (2011) øker snøskredaktiviteten når klimaet blir kaldere og/eller når nedbøren i form av snø øker. Utløsning av skred fra fast fjell settes i sammenheng med små og store strukturelle svakhetssoner i berggrunnen (Braathen m.fl., 2004). Dette påvirkes av ekstremnedbør og temperaturfluktuasjoner gjennom endring av permafrost og økt frostsprenging, økt poretrykk etter regn eller snøsmelting og termal ekspansjon av berggrunnen (Blikra & Nemec, 1998; Braathen m.fl., 2004; Matthews m.fl., 2018). Det er

derfor viktig å ha kunnskap om både klimavariasjoner gjennom holocen, dagens klima og klimaprognoiser for fremtiden for å kunne studere og forsøke å forutse skredaktiviteten i studieområdet.

#### **2.4.1 Holocene klima- og brevariasjoner**

Holocen deles inn i tre perioder: tidlig (11,7–8,3 ka), midtre (8,3–4,3 ka) og sen (4,3 ka–i dag) og gjennom hele holocen har klimaet på Vestlandet vært preget av store fluktuasjoner.

Klimaet i denne perioden er rekonstruert gjennom blant annet studier av isbreer (Nesje & Kvamme, 1991; Nesje m.fl., 1991; 2008; Nesje, 2009), og siden klimatiske faktorer som sommertemperatur og vinternedbør i stor grad påvirker massebalansen i breene (Nesje m.fl., 1991; 2001; 2008; Nesje, 2009), er isbreer en god proksi for rekonstruksjon av paleoklimaet. I tillegg til studier av isbreer er klimarekonstruksjonen i holocen også basert på biologiske proksier (Bjune m.fl., 2005) og studier av innsjøsedimenter (Nesje m.fl., 2001; Dahl m.fl., 2002; Bjune m.fl., 2005; Vasskog m.fl., 2011).

Etter brefremstøtet i yngre dryas steg sommertemperaturene på den nordlige halvkule, og innlandsisen trakk seg hurtig tilbake i overgangen til tidlig holocen (Nesje m.fl., 2008; Nesje, 2009). Ifølge Dahl m.fl. (2002) fulgte en rekke brefremrykk knyttet til flere kortvarige kuldeperioder den glasielle tilbaketrekningen, før isen ifølge Bakke m.fl. (2005a; b) smeltet helt bort for omtrent 9600 kalenderår siden. Basert på pollen- og makrofossilanalyse av innsjøsedimenter på Vestlandet har Bjune m.fl. (2005) rekonstruert juli-middeltemperaturen i holocen, og ifølge denne var tidlig holocen preget av et kaldt og tørt klima fra ca. 11.500–8000 kalenderår før nåtid.

Klimaet i midtre holocen var ifølge Bjune m.fl. (2005) varmt og fuktig. Denne perioden, som er kjent som det holocene klimaoptimum, var den varmeste siden siste istid med juli-middeltemperatur på 1,5–2° høyere enn i dag, og ifølge Nesje (2009) var Jostedalsbreen helt smeltet bort mellom 7300 og 6100 kalenderår før nåtid. Rundt 6000 kalenderår før nåtid begynner breen igjen å vokse i det Nesje & Kvamme (1991) og (Nesje, 2009) kaller starten på den neoglasiale perioden. Denne følges av flere høyfrekvente klimatiske svingninger og neoglasiasjoner. Ifølge Bjune m.fl. (2005) var klimaet varmt og vått til 4000 kalenderår før nåtid.

Sen holocen har vært preget av et kaldere og fuktigere klima, med flere klimaflyktuasjoner og neoglasiasjoner (Nesje & Kvamme, 1991; Bjune m.fl., 2005; Nesje m.fl., 2008; Nesje, 2009),



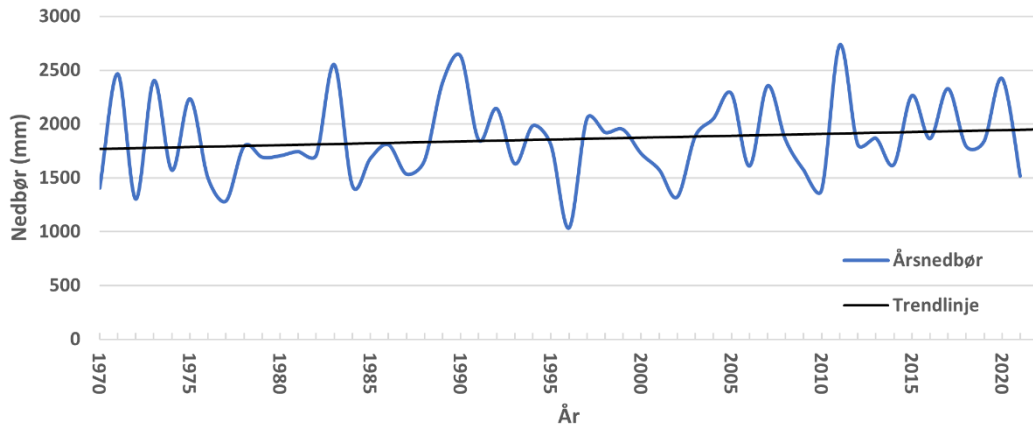
med ‘den lille istid’ (LIA) som neoglasialt maksimum på 1800-tallet (Bakke m.fl., 2005b) som følge av økt vinternedbør (Nesje m.fl., 2001; Nesje & Dahl, 2003; Nesje m.fl., 2008; Nesje, 2009). Ifølge Nesje (2009) og Nesje & Dahl (2003) har isbreene avtatt signifikant i størrelse etter ‘den lille istid’, den siste tiden som følge av den globale oppvarmingen.

#### **2.4.2 Dagens klima**

For å danne et bilde av dagens klima er det hentet informasjon fra meteorologiske målestasjoner i nærheten av studieområdet. De ulike stasjonene måler ikke nødvendigvis de samme værelementene, og det har derfor vært nødvendig å hente data fra forskjellige stasjoner. En av målestasjonen som ligger nærmest studieområdet er Lundebotn (346 moh.), som ligger ca. 4 km sørøst for studieområdet. Denne stasjonen har bare vært i drift siden desember 2014 og har dermed ikke relevante temperatur- eller nedbørsdata, men data herfra er brukt til å studere vindstyrke og -retning i området. Målestasjonen Skei I Jølster (205 moh.) ligger ca. 4 km nordvest for studieområdet. Stasjonen har vært i drift siden 1969, og herfra er det hentet årsnedbørdata tilbake til 1970. Ved denne stasjonen er det ikke målt temperatur, og temperaturdata ble derfor hentet fra målestasjonene Fjærland–Skarestad og Fjærland–Bremuseet (10 og 3 moh.). Stasjonene ligger ca. 25 km sørøst for studieområdet og har vært i drift fra henholdsvis 1952 til 2005 og 2005 til i dag. For å beregne klimastatistikk brukes såkalte «klimanormaler», som utgjør gjennomsnittsverdien på ulike værparametere i en 30-års periode. Den nyeste klimanormalen er fra 1991–2020, og temperaturdata fra de to stasjonene i Fjærland er slått sammen for å dekke hele denne perioden.

Ekstrapolert årsnedbør ved Skei i Jølster fra 1970 og frem til i dag er presentert i figur 2.9. Her fremkommer det at det har vært stor variasjon i årsnedbøren i dette tidsrommet, med laveste måling i 1996 med 1035 mm og høyeste i 2011 med 2734 mm. Trendlinjen viser en økning i årlig nedbør i perioden fra 1760 mm/år til 1950 mm/år, og at det i løpet av denne perioden har vært tre år med mer enn 2500 mm; 1983, 1990 og 2011.





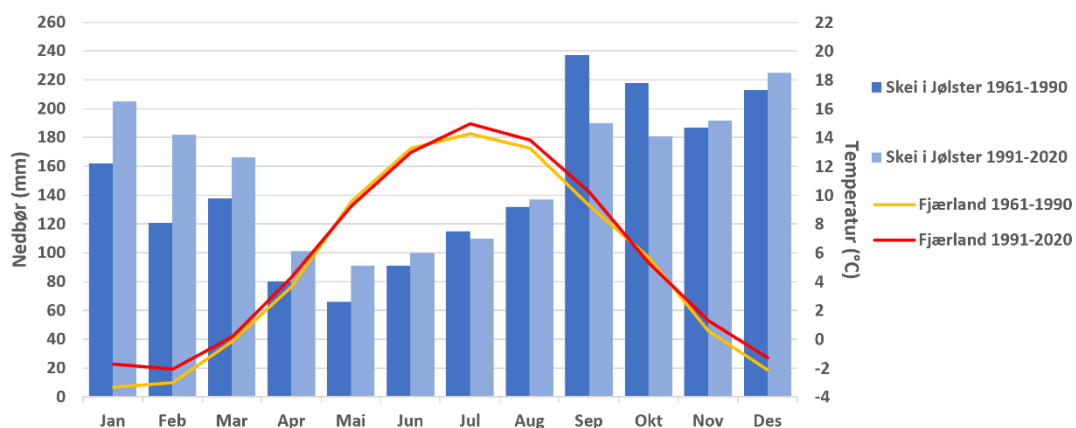
Figur 2.9: Ekstrapolert årsnedbør for Skei i Jølster målestasjon, (1970-d.d.). Nedbørsdataen viser en økning i årlig nedbør fra 1760 til 1950 mm/år, og tre år med mer enn 2500 mm; 1983, 1990 og 2011. Data fra seklima.met.no (2022).

Figur 2.10 viser månedsnormaler for nedbør fra målestasjonen på Skei i Jølster og ekstrapolert middeltemperatur fra de to stasjonene i Fjærland, begge fra normalperiodene 1961–1990 og 1991–2020. I normalperioden 1961–1990 var gjennomsnittlig årsnedbør 1760 mm med september, oktober og desember som de mest nedbørsrike månedene.

Årsmiddeltemperaturen var på 5,1°C, med juli som varmeste måned med 14,3°C og januar som kaldeste med -3,3°C. I normalperioden 1991–2020 var gjennomsnittlig årsnedbør

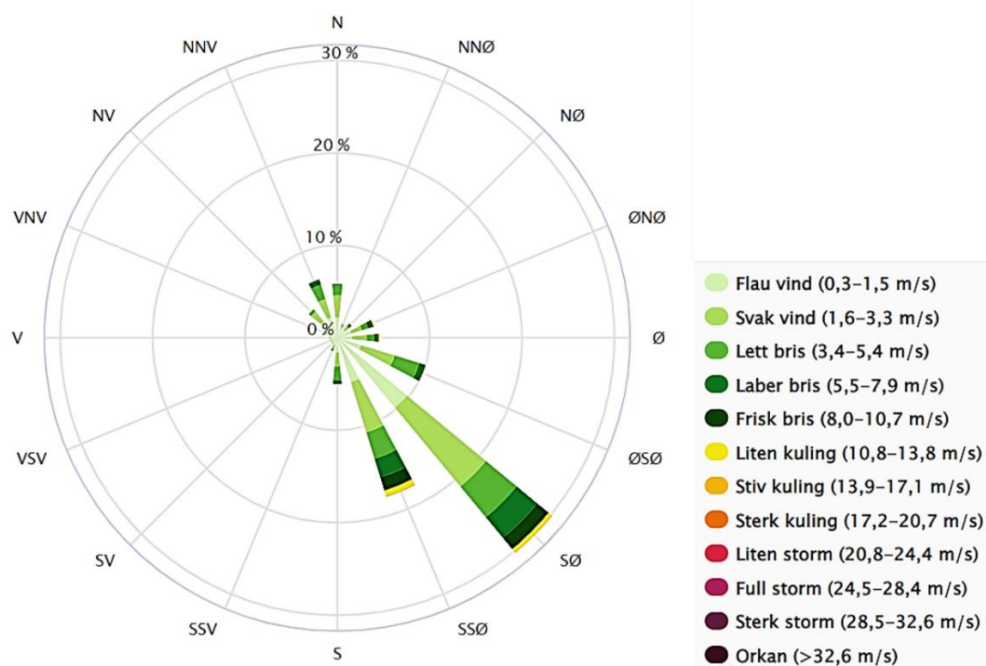
1880 mm med september, desember og januar som de mest nedbørsrike månedene.

Årsmiddeltemperaturen var på 5,6°C med juli som varmeste måned med 15°C og februar som kaldeste med -2°C.



Figur 2.10: Månedsnormaler for middeltemperatur og nedbør fra målestasjonene på Skei i Jølster og Fjærland i normalperiodene 1961–1990 og 1991–2020. Nedbør- og temperaturdata er hentet på seklima.met.no (2022).

I tillegg til nedbør og temperatur kan også vindretning være en viktig faktor når det kommer til snøtransport og -akkumulasjon, da snøen ofte legger seg og pakkes til fokksnø i le-vendte skråninger (Rapp, 1959; NVE, 2011d). Ved målestasjonen Lundebotn er vinddata samlet inn fra 2016 til i dag, og i figur 2.11 er disse målingene samlet i en vindrose som viser middelvind og vindretning i akkumulasjonssesongen fra oktober til april i årene 2016–2022. Her fremkommer det tydelig at den dominerende vindretningen er fra sørøst. Ifølge SVV (2012) kommer det om vinteren ofte kraftige snøbyger fra vest/nordvest, med påfølgende omslag til mildvær og regn, med tendens til milde fønvinder.



Figur 2.11 Vindrose fra målestasjonen på Lundebotn som viser middelvind og retningen vinden kommer fra under akkumulasjonssesongen fra 1. oktober til 30. april i årene 2016 til 2022. Vinddata er hentet fra seklima.met.no (2022).

### 2.4.3 Klimaprognoser for Vestland

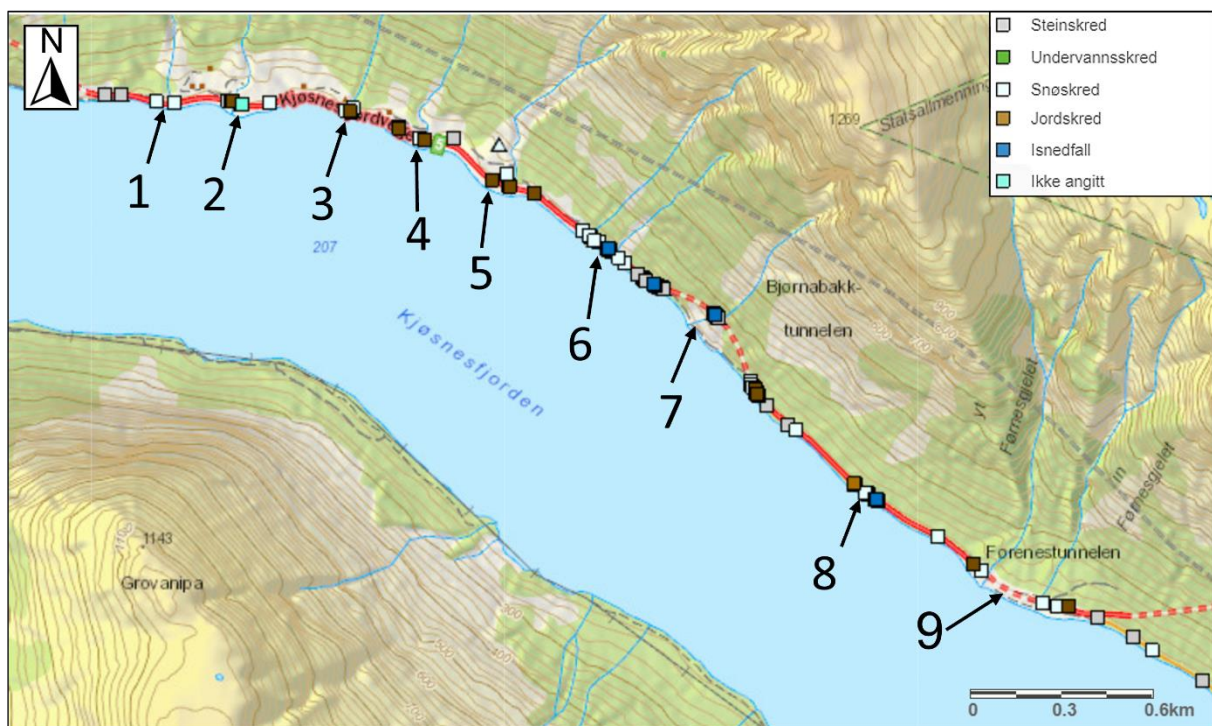
Klimaprognosen som blir presentert her er basert på klimaprofilen for Sogn og Fjordane (KSS, 2021) og rapporten «Klima i Norge 2100» av Hanssen-Bauer m.fl. (2015). I denne rapporten er klimautviklingen for normalperioden 2071–2100 beregnet med 1971–2000 som referanseperiode. Den presenterer ulike scenarioer for klimagassutslipp og tallene som brukes i denne oppgaven er fra middelveien i RCP4.5 (små utslippsendringer fram til 2050) og RCP8.5 ('business as usual'). Framskrivningene er i stor grad basert på FN's klimapanel's 5. hovedrapport.

I Hanssen-Bauer m.fl. (2015) er det for Sogn og Fjordane beregnet at årsnedbøren vil øke med mellom 8 og 17 % av referansenormalen mot slutten av dette århundret. Det er også beregnet

endring for «kraftig nedbør», som kan ha en økning i antall døgn på mellom 41 og 86 %, i tillegg til at nedbørsmengden på dager med «kraftig nedbør» kan stige med 8 til 14 %. KSS (2021) varsler at middeltemperaturen for året i Sogn og Fjordane er beregnet å øke med ca. 4,0 °C, og at klimautviklingen vil kunne føre til en vesentlig økning i ekstrem nedbør, regnflom og jord-, flom- og sørpeskred, og en mulig vesentlig økning i tørke om sommeren og snøskred. Det er forventet lite endring i vind og steinskred, men det kan likevel bli en økning i steinsprangaktivitet.

## 2.5 Skredsikring langs Kjøsnesfjorden

Rv.5 langs Kjøsnesfjorden er preget av høy skredaktivitet, og ifølge skredregistrering.no (2022) har det i studieområdet de siste 35 årene blitt registrert hele 118 skredhendelser. Figur 2.12 viser hvordan disse hendelsene er fordelt på den delen av strekningen som går gjennom studieområdet, med de ulike lokalitetene markert med tall. Av disse 118 skredhendelsene er 56 registrert som snøskred, 23 som steinskred, 18 som steinsprang, 15 som løsmasseskred, 2 som sørpeskred, det er én registrering hver av lite fjellskred, jordskred og tørt flakskred, samt ett som ikke er spesifisert. Det er i tillegg registrert sju isnedfall som ikke er inkludert i oversikten.



Figur 2.12 Oversikt over skredhendelser registrert hos skredregistrering.no (2022) og hvordan de er fordelt på strekningen som går gjennom studieområdet. De ulike lokalitetene som er beskrevet nærmere i denne oppgaven er markert med tall.

På grunn av den høye skredaktiviteten langs traseen er det gjort en rekke sikringstiltak. Det er etablert lede- og fangvoller mot snø-, sørpe og flomskred ved lokalitet 1, 2, 3, 4 og 5, og fanggjerdene ved lokalitet 9 og over tunnelinnslaget mellom lokalitet 4 og 5. Ved lokalitet 6 ble det i 1978 åpnet et skredoverbygg i betong, som i 2000 ble forlenget. Lokalitet 7 ligger på utsiden av en tunnel i fjellet (Bjørnebakktunnelen) som ble åpnet i 1981 og forlenget med en portal i østenden i 1994. En løsmassetunnel (Førenestunnelen) som skal føre de to skredløpene ved lokalitet 9 over vegen, ble åpnet i 1997 (SVV, 2012). Øst for studieområdet ligger den 969 m lange Stølsnestunnelen som ble åpnet i 1983. På tross av alle disse sikringstiltakene anses skredfaren og -frekvensen som såpass høy at det eneste tiltaket som kan sikre den godt nok er å legge hele traseen i tunnel. Arbeidet med den nye Kjøsnestunnelen, som blir en forlengelse av den eksisterende Stølsnestunnelen, startet i 2019 og er antatt åpnet i 2022 (SVV, 2014; Hoseth m.fl., 2015; SVV, 2015).

## Kapittel 3 – Skred

Naturfenomenet skred er en gravitasjonsdrevet massebevegelse der materialer plutselig beveger seg ned en skråning på land og/eller under vann. Det er ofte flere aktive prosesser som skjer samtidig, og massene kan være tørre eller våte, bestå av bergartsfragmenter, løsmasser, snø/is eller en kombinasjon av disse. Vanninnholdet kan variere og hendelsene er ofte en blanding av flom og skred (Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2011a; Jensen m.fl., 2015).

### 3.1 Klassifisering av skredprosesser

Det er gjort flere forsøk på å etablere en klassifisering av skred, og Varnes (1978), NVE (2011a) og Hungr m.fl. (2014) bruker alle tre hovedgrupper basert på materialet til skredmassene: *fast fjell*, *løsmasser* og *snø/is*. Videre brukes forskjellige parametere for å klassifisere undergrupper, som dynamikk, volum, massetetthet, kornstørrelse og vanninnhold. Internasjonalt brukes den oppdaterte Varnes-klassifikasjonen (Hungr m.fl., 2014), men i denne masteroppgaven vil klassifikasjonen presentert i NVE (2011a) bli brukt (figur 3.1).

| Fast fjell  | Løsmasser        |                         | Snø                |
|---|------------------|-------------------------|--------------------|
|   | Grove            | Fine                    |                    |
| <b>Steinsprang</b><br>$<100 \text{ m}^3$          | <b>Jordskred</b> |                         | <b>Løssnøskred</b> |
| <b>Steinskred</b><br>$100 - 100\,000 \text{ m}^3$ |                  |                         | <b>Flakskred</b>   |
| <b>Fjellskred</b><br>$>100\,000 \text{ m}^3$      | <b>Flomskred</b> | <b>Kvikkleire-skred</b> | <b>Sørpeskred</b>  |

Figur 3.1: Klassifisering av skredtyper basert på NVE sitt klassifiseringssystem. Systemet er delt inn i tre hovedgrupper basert på materialet som raser ut. Disse er igjen klassifisert basert på skredets volum, massetetthet, vanninnhold og kornstørrelse. Modifisert fra NVE (2011a).

### 3.2 Skråningsstabilitet og utløsning av skred

Skråningsstabilitet er en kompleks problemstilling og blir styrt av flere forskjellige faktorer. Utløsning av et skred forekommer når de *drivende kreftene* blir større enn de *motsettende kreftene*. Når gravitasjon trekker på masser i en skråning oppstår en skjærkraft, og det er denne som utgjør de drivende kreftene. Samtidig oppstår det friksjon mellom massene og

underlaget, som sammen med kohesjon i løsmassene utgjør de motsettende kreftene (Braathen m.fl., 2004; Van Beek m.fl., 2008; De Blasio, 2011). Hvordan disse kreftene påvirker massene i en skråning er vist i figur 3.2 hvor økt gradient og større masse øker skjærstyrken, og svekker stabiliteten.

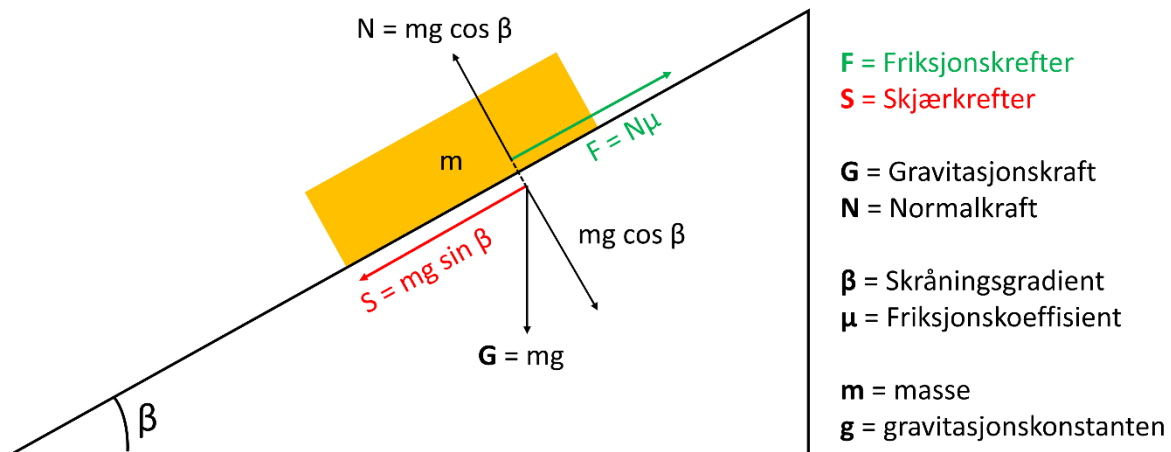


Fig. 3.2: Kreftene som virker på en masse i en skråning. Gravitasjons- og skjærkraften er de drivende kreftene og friksjon er den motstående kraften. Modifisert fra De Blasio (2011) og Cutnell & Johnson (2012).

Det er gravitasjonskraften som er den største drivende kraften, og mens faktorer som topografi, klima og geologi også påvirker skråningsstabiliteten, er det en økning i vanntrykk og vannmetning som er to av de viktigste faktorene for svekking av gravitasjonskraften (Braathen m.fl., 2004; Van Beek m.fl., 2008; De Blasio, 2011; Saintot m.fl., 2011; Fischer m.fl., 2012). Ifølge De Blasio (2011) styrker derfor vegetasjon skråningsstabiliteten gjennom absorpsjon av vann, i tillegg til rotforsterkning og støtte. Kohesjon og friksjon avhenger ifølge Moser & Hohensinn (1983) og NVE (2011b) også av løsmassenes kornstørrelse og -form og underlagets morfologi. I tillegg til naturlige faktorer kan også menneskelige inngrep påvirke skråningsstabiliteten i stor grad. Det kan være blant annet byggeaktiviteter, avskoging og endring av den naturlige dreneringen (Van Beek m.fl., 2008).

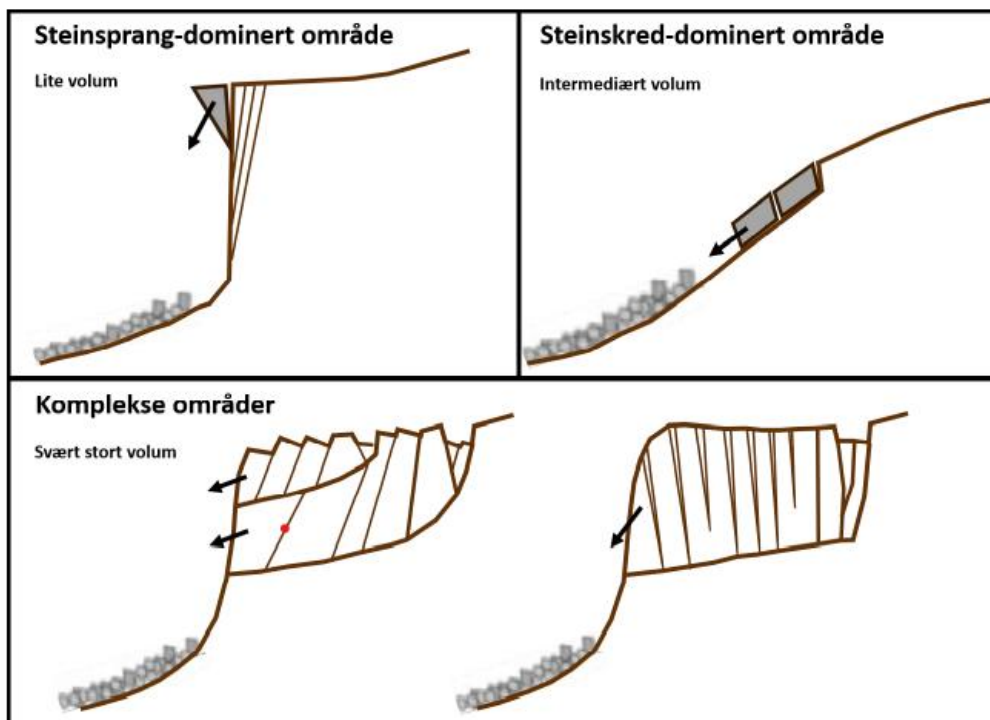
I en ustabil skråning skilles det mellom prosessene som fører til at fragmenter løsner fra berggrunnen (*forberedende*) og prosessene som utløser skredet (*utløsende*) (Rapp, 1960; L'Heureux & Johansson, 2016). De forberedende prosessene kan ifølge Luckman & Fiske (1997) være langvarig fysisk og kjemisk forvitring, hvor termal ekspansjon anses som den viktigste prosessen. De utløsende er gjerne ytre påvirkning i form av ekstremhendelser som kraftig nedbør, jordskjelv, sterk vind og fall av snø/is, eller fjerning av masse (Rapp, 1960; Sandersen, 1997; Sletten m.fl., 2003; L'Heureux & Johansson, 2016; Hilger m.fl., 2018).



### 3.3 Skred fra fast fjell

Med skred fra fast fjell menes at skredmaterialet har sitt opphav i berggrunnen, og at skredet utløses direkte derfra. Skredene forekommer i bratte, ustabile dalsider hvor små eller store deformasjoner/sprekker har blitt dannet langs svakhetssoner. Disse kan være dannet ved forvitring og erosjon, og kan svært raskt utvikle seg og føre til skred av ulike typer (Rapp, 1960; Braathen m.fl., 2004; NVE, 2011c). Hovedårsakene til forekomst av skred fra fast fjell er topografiske og geologiske faktorer slik som helningsvinkel, litografi, forekomst av svakhetssoner og forvittrings- og/eller abrasjonsprosesser langs bruddflatene. De utløsende faktorene er oftest økt vanntrykk i svakhetssoner, frostsprengning, erosjon, rotsprenging og menneskelig aktivitet (NVE, 2011c).

Det er foreslått flere forskjellige måter å klassifisere skred fra fast fjell på. Rapp (1960) klassifiserer dem basert på skredenes bevegelsesmønster og bruker steinsprang («rock fall») om skred der bevegelsen er hovedsakelig fallende og rullende, og steinskred («rock slide») om større, mer glidenende skred. Braathen m.fl. (2004) baserer klassifiseringen basert på løsneområde (figur 3.3), mens NVE (2011c) og NGI (2014) baserer inndelingen etter volum. I denne oppgaven brukes klassifiseringen til NVE (2011c), hvor *steinsprang* brukes om ras av masser mindre enn  $100 \text{ m}^3$ , *steinskred* om masser mellom  $100$  og  $100\,000 \text{ m}^3$  og *fjellskred* om volum større enn  $100\,000 \text{ m}^3$ .



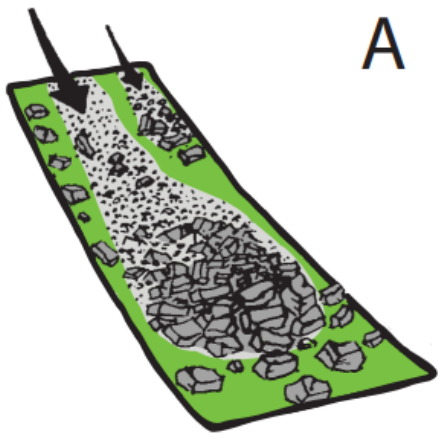
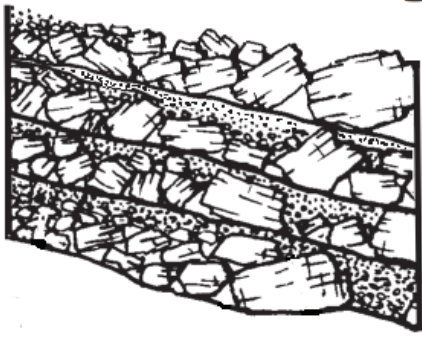
Figur 3.3 Typiske løsneområder for skred fra fast fjell. Figuren er modifisert av Hardeng (2018) fra Braathen m.fl. (2004)

### 3.3.1 Steinsprang og steinskred

*Steinsprang* er når enkeltblokker av små volum under 100 m<sup>3</sup> løsner og faller fra en bratt fjellside av oppsprukken berggrunn (Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2011c). De forekommer oftest i skrånninger med helninger på over 60 grader med sprekkesoner som vanligvis går sub-parallelt med fjellsiden (Braathen m.fl., 2004). Enkeltplokkene vil etter de har løsnet falle, sprette og rulle ned til terrenget flater ut. Der blokkene treffer terrenget dannes det som oftest sår i løsmasser, berggrunn og vegetasjon (Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2011c). Steinsprang følger ikke et veldefinert, underliggende plan (Day, 1997), og i forhold til steinskred blir blokkene mindre fragmentert under prosessen og er ofte intakte (NVE, 2011c). Morfologiske og stratigrafiske trekk som er karakteristisk for steinsprangavsetninger er illustrert i figur 3.4.

*Steinskred* består av en mer sammenhengende masse bergartsfragmenter med volum opptil flere hundretusen kubikkmeter, og forekommer oftest langs en svakhetszone. På grunn av volumet kolliderer blokkene med hverandre på veien ned, og det kan skape økt moment, mer fragmentering, blokkene kan endre retning, tape energi og stoppe opp. Større steinskred kan også rive med seg løsmasser. Dette fører også til at steinskred har lengre utløpslengde (Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2011c). Der det ofte går steinskred dannes det som regel en kjegleformet ur av umodne, kantede steiner og blokker preget av fallsortering, der de groveste fragmentene ligger nederst. Uren er ofte åpen i bunn, med spredte blokker (Rapp, 1959; Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2011c). På grunn av de kantede fragmentene har skrånningen ofte en høy kritisk vinkel (Abrahams m.fl., 1985; Parsons & Abrahams, 1987), og ifølge Blikra & Nemec (1998) kan urer være stabile med skråningsgradier mellom 24 og 45 grader.



| Steinsprang   |   |
|---|---|
|  <p style="text-align: right; font-size: 2em;">A</p>   |  <p style="text-align: right; font-size: 2em;">B</p>  |
| Morfologiske trekk  | Stratigrafiske trekk  |
| <ul style="list-style-type: none"> <li>- Fallsortering</li> <li>- Variert utløpslengde</li> <li>- Spredte klaster</li> <li>- Lobeformet oppsamling av løsmasser, med spredte utløpsklaster</li> <li>- Umoden tekstur, hovedsakelig kantede klaster</li> <li>- Blokker og større steiner viser til en a(t)-orientring, men kan ha a(t)b(i) når klaster avsettes isolert i front</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>- Dårlig sortert med kornstørrelser fra blokk til sand</li> <li>- Umoden tekstur med kantete klaster</li> <li>- Klastestøttet og ofte åpent hulrom, som kan være fylt med vannavsatt stein til sand</li> <li>- Innfylling kan også være resedimentert organisk jord</li> </ul> |

Figur 3.4 A: Morfologiske trekk som er karakteristisk for steinsprangavsetninger. B: Stratigrafiske trekk som er karakteristisk for steinsprangavsetninger. Figuren er modifisert av Mangersnes (2020) fra Blikra & Nemeč (1998).

### 3.3.2 Fjellskred

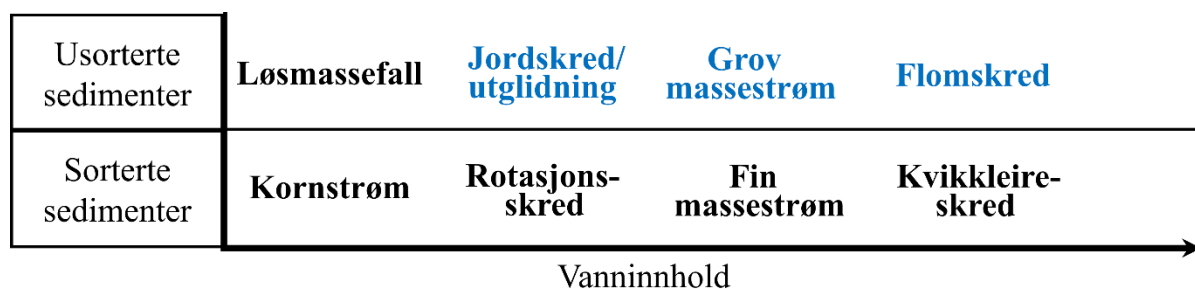
*Fjellskred* er den største og mest destruktive skredtypen med det største skadepotensialet, og blir beskrevet som en svært rask massebevegelse av store mengder berggrunnsfragmenter (Hungre m.fl., 2001; Braathen m.fl., 2004). De er ikke bare ødeleggende i seg selv, men kan også føre til sekundærhendelser som tsunamier (Blikra m.fl., 2002; Braathen m.fl., 2004) og store flomhendelser ved oppdemming av elver (Rapp, 1960; Wassmer m.fl., 2004). Fjellskred forekommer etter en plutselig kollaps i et stort, ustabil fjellparti, beveger seg ifølge NVE (2011c) ekstremt hurtig i turbulente bevegelser og er langt mer mobile enn steinsprang og steinskred. Det er som oftest dyptgående svakhetssoner som forkastningssoner og andre komplekse strukturer i berggrunnen som er utgangspunktet for utglidningen (Braathen m.fl., 2004; Saintot m.fl., 2011). Selve utløsningen derimot kan være forårsaket av ekstremhendelser som jordskjelv, kraftig nedbør eller hurtig snøsmelting som fører til rask

økning i poretrykket i sprekkene (Blikra m.fl., 2002). Den store massen fører til høy kinetisk energi, som gjør at skredet kan bevege seg uavhengig av topografien og gir svært lang utløpslengde. Skredene lager store tungeformede løber av usorterte, kantede fragmenter, har bratt front, og kan avsettes opp mot den distale dalsiden (Rapp, 1960; Aa m.fl., 2007).

### 3.4 Løsmasseskred

*Løsmasser* er definert som alle typer masser, både grov- og/eller finkornede, som ligger over fast fjell: stein, grus, sand, silt, leire, jordsmonn med høyt innhold av organisk materiale (torv), samt masser som er deponert av mennesker. De beskrives ut fra hvordan de er dannet/avsatt. *Løsmasseskred* er alle typer skred i løsmasser (NVE, 2013a).

Løsmasseskred kan differensieres på bakgrunn av flere forhold, blant annet kornstørrelse, terrengform og vanninnhold. Dette gir ulikheter i løsneforhold, utløsningsmekanisme, bevegelse, utløpsdistanse og avsetningsform (NVE, 2013a) og det er gjort flere forsøk på å klassifisere dem. NVE (2011a) klassifiserer løsmasseskred basert på kildemateriale og vanninnhold, Blikra m.fl. (1989) og Blikra & Nemec, (1998; 2000) basert på vanninnhold og fysiske egenskaper og Hungr m.fl. (2014) basert på løsmasstype og utløsningsmekanismer. I denne oppgaven brukes det en versjon modifisert fra NVE (2011a) og Hardeng (2021b) beskrevet i figur 3.5, og jeg kommer videre i dette kapittelet til å beskrive de typene som er relevante for feltområdet.



Figur 3.5 Forslag til klassifisering av løsmasseskred basert på sorteringsgrad og vanninnhold. Prosessene som er aktuelle og som vil bli beskrevet nærmere, er uthevet i blått. Modifisert fra Hardeng (2021b).

#### 3.4.1 Jordskred/grunne utglidninger

*Jordskred* er en plutselig og rask utglidning utenfor definerte vannveier, av grov- og/eller finkornede løsmasser, vegetasjon og vann. De starter ofte i et punkt eller langs en halvsirkelformet bruddkant, og utløses oftest i bratte fjellsider med løsmasser og skråningsgradient over 30 grader som følge av at løsmassene blir vannmettet og poretrykket

øker (NVE, 2011b, 2013a). Det økte vanninnholdet i massene fører til at vekten øker og kohesjonen i løsmassene og friksjonen mot underlaget blir redusert (Moser & Hohensinn, 1983). I områder hvor det er lite til ingen vegetasjon eller et tynt dekke av løsmasser på glatt fjell kan de likevel forekomme i slakere skråninger ned til 20-25 grader. I slike områder kan de også utløses som følge av uheldige menneskelige inngrep (NVE, 2011b, 2013a). De fleste jordskred har glideplan grunnere enn 5 m, og forekommer oftest i moreneavsetninger i områder med bratte skråninger, løsmassedekke og raviner (NVE, 2013a). Skredet oppfører seg som en rask massestrøm nedover fjellsiden, og river med seg alt av vegetasjon og løsmasser underveis mens det vokser seg bredere og etterlater et langt og smalt arr i terrenget. På grunn av dette går det sjelden skred samme sted flere ganger, men senere skred kan bevege seg inn i skredbanen og utvikle seg til et flomskred der. I bunnen av skredbanen hopper skredmaterialet seg opp og avsettes som en tungeformet rygg med de groveste materialene nederst (NVE, 2013a).

*Grunne utglidninger* er et mindre jordskred av løsmasser som glir langsomt langs et glideplan. De er sjelden dypere enn 0,5–2,3 m og har en liten utstrekning på opptil 30 m (Caine, 1980; NVE, 2011b). Grunne utglidninger forekommer særlig på våren når det fortsatt er tele i bakken, og det øverste laget med løsmasser blir mettet av regn og snøsmelting. Det impermeable telelaget fører til at vannet ikke kan trenge lenger ned, og vil dermed fungere som et glideplan (NVE, 2013a).

### **3.4.2 Grov massestrøm/flomskred**


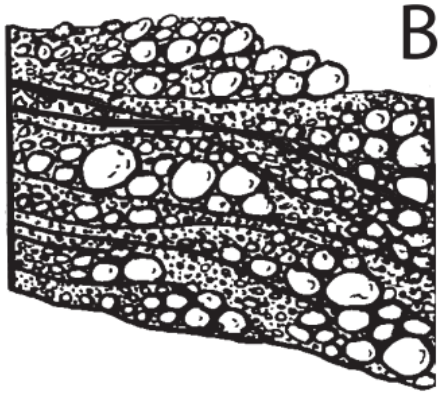
Når skredmassene blir så overmettet av vann at de oppfører seg som en flomstor elv, blir skredtypen betegnet som et *flomskred* (NVE, 2011b). Flomskred er hurtige og følger klart definerte vannveier som elve- og bekkeløp, raviner og gjel, også der det ikke er permanent vannføring. De forekommer i bratte, flomstore bekke- og elveløp på 25-45° og dannes som følge av fall i løsmassens skjærstyrke på grunn av økt poretrykk i forbindelse med intens nedbør eller snøsmelting (Campbell, 1975; Matthews m.fl., 2009). Dette kan igjen føre til aktiv undergraving og erosjon av elveløpet som tilfører sedimenter til vannmassene (NVE, 2011b). Den tilnærmet konstante tilførselen av sedimenter og vegetasjon gjør at volumet kan øke betraktelig (NVE, 2011b). De river med seg det meste både i og langs løpet på sin vei, og kan transportere store mengder løsmasser, større steinblokker, trær og annen vegetasjon (NVE, 2013a). Massene som transporteres i bekke- og elveløp kan også tilføres ved at jordskred og grunne utglidninger raser ned i løp (Blikra, 1990). Skredmasser, snø og vegetasjon kan demme opp vann i elveløpet, og ved dambrudd kan det forekomme en bølge

med vann nedover elveløpet. I slike tilfeller kan flomskred forekomme uten kraftig regn eller snøsmelting (NVE, 2013a). Menneskelige inngrep som fører til vannakkumulasjon på nye steder eller fjerning av vegetasjon som fungerer stabiliserende på løsmassene kan også være utløsende faktorer for slike skred (NVE, 2011b).

Denne skredtypen kan ifølge Hardeng (2021a) deles inn etter viskositet, hvor høy-viskøse skred betegnes som *grov massestrøm*, mens lav-viskøse skred kalles *flomskred*. De tyktflytende grove massestrømmene er løsmasser som har fått rask tilførsel av vann, mens tyntflytende flomskred er flomstore bekker som har fått rask tilførsel av løsmasser. Jeg kommer ikke til å skille mellom de to typene, men omtale begge som flomskred.

På grunn av det høye vanninnholdet kan flomskred ha svært stor rekkevidde (NVE, 2013a). Langs skredløpet avsettes de usorterte skredmassene som *leveer* når de groveste massene i front blir skjøvet til side av raskere, finere sedimenter lenger bak i strømmen. I front av skredet dannes det tungeformede vifter. Ved rotpunktet, på toppen av viften, blir kanalen bredere og skredmassene sprer seg utover og mister energi. De groveste sedimentene blir avsatt der, mens finere masser flyter videre og avsettes utover viften (Sharp, 1942; Pierson, 1980; Blikra m.fl., 1989; NVE, 2011b, 2013a). Morfologiske og stratigrafiske trekk som er karakteristisk for flomskredavsetninger, er illustrert i figur 3.6.

Det er mange likheter mellom jordskred og flomskred, slik som bevegelse, materiale, utløsende faktorer og skadepotensiale, og det er ofte en glidende overgang mellom dem basert på vanninnhold, mobilitet og utvikling av bevegelsen (NVE, 2013a).

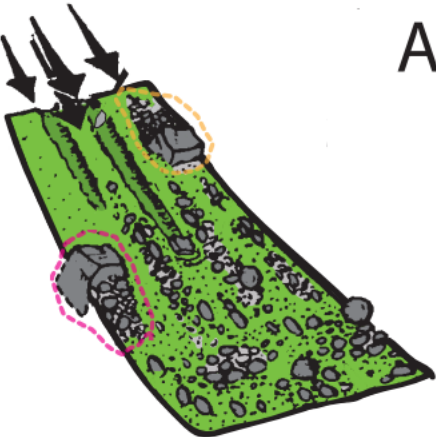
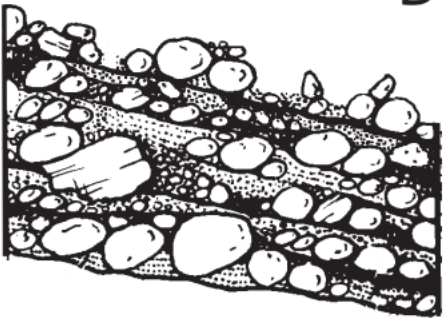


| Lav-viskøse flomskred  |   |
|--|---|
|  <p style="text-align: right; font-size: 2em;">A</p>  |  <p style="text-align: right; font-size: 2em;">B</p>  |
| Morfologiske trekk   | Stratigrafiske trekk  |
| <ul style="list-style-type: none"> <li>- Avlange, tungeformede lober</li> <li>- "Spill-over" lober</li> <li>- Levéer</li> <li>- a(t)- orientering i front og i øvre deler av frontloben</li> <li>- a(p)(i)- orientering i "halen"</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>- Linseformede lag med "imbrikeret" stabling</li> <li>- Frontlober er vanligvis klaststøttet med blokk til stein</li> <li>- "Halen" som er oppover i skråningen er matriks- til klaststøttet med stein</li> <li>- Normalgradering er vanlig</li> <li>- a(p)(i)- orientering</li> </ul> |

Figur 3.6 A: Morfologiske trekk som er karakteristisk for avsetninger fra flomskred. B: Stratigrafiske trekk som er karakteristisk for avsetninger fra flomskred. Figuren er modifisert av Mangersnes (2020) fra Blikra & Nemec (1998).

### 3.5 Snøskred

Når våt eller tørr snø glir ut langs et glideplan utløses et *snøskred*. Glideplanet kan være et snølag lenger nede i snødekket, en berggrunnsflate eller en løsmasse- og/eller vegetasjonsdekket overflate (Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2011d). Snøskred er den skredtypen som tar flest menneskeliv i Norge og fører til størst materiell skade ifølge NVE (2011d). Av de ca. 30 000 skredhendelsene som er registrert i skreddatabasen (skredregistrering.no, 2022) er mer enn en tredjedel snøskred.

Med sine karakteristiske avsetninger og svært erosive egenskaper er snøskred også en viktig landskapsendrende agens. Det er sjeldent snøskred er eneste aktive agens i en kolluvial avsetning, men de kan føre til store modifikasjoner (Rapp, 1960; Luckman, 1977; Gardner, 1983; Blikra & Nemec, 1998; Laute & Beylich, 2014). Morfologiske og stratigrafiske trekk som er karakteristisk for flomskredavsetninger er illustrert i figur 3.7.

| Snøskred  |  |
|---|--|
|  <p style="text-align: right; font-size: 2em;">A</p>   |  <p style="text-align: right; font-size: 2em;">B</p>   |
| Morfologiske trekk  | Stratigrafiske trekk   |
| <ul style="list-style-type: none"> <li>- Spredte klaster</li> <li>- Utsmeltningsklaster i ustabile posisjoner</li> <li>- "Løsmassskygger" (  )</li> <li>- "Løsmassehaler" (  )</li> <li>- Langsgående nedskjæringer, løsmasserygger og klast-tykke levéer</li> <li>- "Toolmark" nedskjæringer</li> <li>- Hovedsakelig kaotisk utsmeltningsorientering</li> <li>- Spredte og flekkete løber</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>- Utydelige grenser</li> <li>- Utsmeltningsklaster i prekære posisjoner</li> <li>- Klaster er kantet til kantrundet avhengig av klide</li> <li>- Dårlig sortert med spredte klaster og soner med grus, ofte innfylt av vann-avsatt sand.</li> <li>- Sanden er massiv, men kan være stratifisert i store hulrom</li> </ul> |

Figur 3.7: A: Morfologiske trekk som er karakteristisk for avsetninger fra snøskred. B: Stratigrafiske trekk som er karakteristisk for avsetninger fra snøskred. Figuren er modifisert av Mangersnes (2020) fra Blikra & Nemeč (1998)

Ifølge Blikra & Nemeč (1998) er snøskredenes fysiske egenskaper og geomorfologiske påvirkning i stor grad avhengig av snøens reologi, som bestemmes av snøkrystallenes bindinger, struktur, størrelse, form og pakningsgrad. Snøens mekaniske egenskaper er i hovedsak basert på de klimatiske forholdene når den ble avsatt, og på grunn av at snø i samme snødekke kan akkumuleres under forskjellige værforhold, samt at værforholdet kan variere mellom hvert snøfall, vil snødekket vanligvis være lagdelt med klare skiller mellom snølagene. Etter avsetning vil snøen også gradvis rekrystalliseres og bli mer kompakt, som bidrar til lagdelingen (Salm, 1982; Blikra & Nemeč, 1998).

Snøskred deles vanligvis i to hovedtyper; *løssnøskred* og *flakskred*. I nyere tid har man også begynt å bruke betegnelsen *glideskred* for flakskred som løsner mot bakken når snødekket siger nedover, sprekker opp, og til slutt løsner (varsom.no, 2021).



De to førstnevnte kan videre deles i våte og tørre skred basert på vanninnhold, og blir skredmassene vannmettet oppstår sørpeskred (Rapp, 1960; Hopfinger, 1983; Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2011d). Hvilken type skred som utløses, og skredenes størrelse og frekvens, er ifølge Luckman (1977;1978) avhengig av topografiske og klimatiske forhold. For at et skred skal utløses forutsettes det ifølge NVE (2016) at snødekket er ustabil og at skråningen er brattere enn 30 grader. Snødekket regnes som ustabil når kreftene som holder snøen igjen ikke lenger overgår kreftene som trekker snøen nedover skråningen.

### 3.5.1 Løssnøskred

*Løssnøskred* er skred i løs snø med liten fasthet og hvor det er liten sammenheng mellom snøkrystallene. Det kan for eksempel være fersk nysnø som sklir ut før snøen har satt seg, eller våt snø som på grunn av snøsmelting eller regnvær har fått redusert kohesjon.

Løssnøskred opptrer ofte som en lokal utglidning fra et punkt i bratte fjellsider, og får vanligvis en pæreform etter hvert som mer snø blir dratt med (NVE, 2011d). Intense snøfall, direkte solinnstråling og regn kan føre til utløsning som følge av at tettheten og snøsiget øker i takt med økende vanninnhold, samtidig som styrken av bindingene mellom snøkornene avtar (NVE, 2016). Utløses tørre løssnøskred i puddersnø eller eldre løssnø, omtales de ofte som *pudderskred*. Disse har som oftest lite erosiv effekt langs skredløpet da de som regel går langs snødekkets overflate (Luckman, 1977; Blikra m.fl., 1989; Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2016).

Selv om løssnøskred som oftest er små og harmløse, kan de bli store hvis de løsner og starter høyt oppe i en dalside. Da kan de dra med seg mye snø i utløpsområdet og oppnå hastigheter på opptil 60 m/sek (NVE, 2011d). I de tilfellene skredet i tillegg består av tørr snø kan det dannes en skredsky, eller et *skredgufs*. Denne oppstår ifølge Hopfinger (1983) som følge av at fine og lette snøpartikler virvles opp og beveger seg som en luftbåren masse mens de groveste og tyngste snøkrystallene blir værende igjen langs underlaget. Skredgufs beveger seg raskere og lengre enn selve skredet, og kan knekke trær, lyktestolper og andre ting som står i veien (NVE, 2011d).

### 3.5.2 Flakskred

Ifølge NVE (2011d) er det *flakskred* som oftest fører til dødsulykker og skader på bygninger. De kan bli flere kilometer brede, og snømengden i skredet kan bli betydelig. Som navnet tilsier består skredene av ett eller flere større og mindre flak av snø, og flakene glir ut langs en

glideflate. Bruddkanten er som regel markant, står  $\sim 90^\circ$  på underlaget, er som regel 0,2–5 m dyp, og kan være fra noen meter til over en kilometer lang. Glideplanet kan være et svakt sjikt, et løsere lag eller et lag med is lenger nede i snødekket, overgangen mellom to lag med vesentlig forskjell i fasthet, eller en berggrunnsflate eller løsmassedekke ved bakkenivå (NVE, 2011d, 2016).

Flaskred har størst frekvens i le-vendte skråninger med lite eller ingen trær og en helning på  $35\text{--}45^\circ$ , men de kan også forekomme mellom  $25\text{--}50^\circ$  (Martinelli, 1974; Luckman, 1977).

Utglidningen forekommer oftest på grunn av et plutselig skjærbrudd i glidesjiktet, som følge av akkumulasjon av snø i le-områder. Akkumulasjonen kan foregå enten som nedbør i form av nysnø eller gjennom vindtransport av snø som allerede ligger tilgjengelig i terrenget (NVE, 2016). Vindtransporten fører til at snøkrystallenes opprinnelige form blir avrundet gjennom kollisjon mellom flere snøkrystaller. Videre pakker vinden snøen til fokksnø med vesentlig høyere massetetthet og skjærstyrke enn løs puddersnø i le-vendte skråninger, bekkeløp og forsenkinger i terrenget (Rapp, 1959; NVE, 2011d). Ifølge Blikra & Nemec (1998) kommer akkumulasjon av snø også til å føre til økt vekt, og et skred vil løses ut dersom dette skjer raskere enn snøen klarer å stabilisere seg.

På veien nedover brytes skredmassene opp i blokker av kompakt snø og blir liggende blokkvis når skredet stopper opp (Rapp, 1960; NVE, 2016). Skredmassene blir avsatt i tungeformede lober på grunn av at snømassene i midten av skredet har størst fart og dermed får lengst utløpslengde (Rapp, 1960; Blikra & Nemec, 1998).

Flaskred kan deles opp i *tørre* og *våte* flaskred. De tørre skredene forekommer oftest på vinteren når temperaturen holder seg under null over lengre tid (NVE, 2011d), og utløses ifølge Martinelli (1974) og Luckman (1977) på grunn av strukturelle svakheter nedover i snødekket, skavlbrudd og rask tilførsel av snø. Ifølge NVE (2011d) er en kombinasjon av nedbør og sterk vind også en utløsende faktor. De våte skredene forekommer oftest på våren når temperaturen holder seg over null over lengre tid (NVE, 2011d), og utløses ifølge Blikra m.fl. (1989) og NVE (2011d) på grunn av økt innhold av vann og vekt som følge av regnvær og tilsig av smeltevann. Våte flaskred løsner ofte helt ned til underlaget, og kombinert med høyere massetetthet og skjærstyrke har de ifølge Rapp (1960) større landskapsendrende effekt enn tørre flaskred. Blir vanntilførselen stor nok kan de utvikle seg til sørpeskred (Blikra & Selvik, 1998).



### 3.5.3 Sørpeskred

*Sørpeskred* har stort skadepotensiale. De fører ofte til skader på både mennesker og infrastruktur, og kan komme svært overraskende på da de kan nå ned til områder uten snø (NVE, 2013b). Sørpeskred er hurtige, flomlignende skred, og forekommer når snøen er vannmettet. Ifølge Blikra & Nemeč (1998) blir snø betegnet som sørpe når vanninnholdet er over 25 %. Sørpeskred har høy hastighet og tetthet, noe som gir skredet høy energi og erosjonsevne og er dermed en viktig landskapsendrende agens (Gardner, 1983). Hastigheten kan bli over 100 km/t, og med stor rekkevidde stopper de ofte ikke før de treffer vann (elv/innsjø/fjord). De følger som oftest etablerte vannveier som elve- og bekkeløp, og kan bli utløst på relativt slake skråninger mellom 5 og 25 grader, hvor 15 grader er det mest vanlige (NVE, 2013b).

Når snøen smelter eller blir tilført vann, brytes bindingene mellom snøkrystallene og snøens skjærstyrke og stabilitet reduseres (Luckman, 1977; Salm, 1982); Blikra & Nemeč (1998); (NVE, 2011d). Ifølge Blikra & Nemeč (1998) fungerer også vann i snøens porerom som en film som holder snøkrystallene separert. Utløsning av sørpeskred forekommer når det tilføres mer vann enn det som dreneres bort, ofte på grunn av et impermeabelt underlag som tele eller berggrunn som hindrer drenering. Den raske tilførselen av vann kan komme fra perioder med kraftig regn, eller som følge av intens snøsmelting ved brå temperaturøkninger (Blikra & Nemeč, 1998; Lied & Kristensen, 2003; NVE, 2013b). Nysnø og grovkornet snø med lite fasthet har lettest for å bli vannmettet (NVE, 2013b), og fjellsider som vender mot vinden er ifølge Lied & Kristensen (2003) mest utsatt for snøsmelting på grunn av økt nedbørsaktivitet og varmetilførsel fra luften. I tilfeller der et snøskred demmer opp en elv, vil det også kunne utløses sørpeskred som følge av at snødemningen brytes når snøen er vannmettet. Dette kan skje i all slags vær, noe som gjør at sørpeskredet kan komme overraskende på (NVE, 2013b).

Den vannmettede snøen er nærmest flytende og kan dra med seg store mengder løsmasser, trær og steinblokker i flere kilometer nedover i stor bredde over et vannmettet område (NVE, 2013b). Sørpeskred har derfor mange likhetstrekk med flomskred, med avsetninger av klastestykke langsgående leveer og loper, og kan være vanskelig å identifisere lenger nede i løpet (Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2013b). Ifølge Blikra & Nemeč (1998) vil dog matriksen i avsetningen (snøen) smelte bort etter avsetningen og vaske ut et eventuelt sandinnhold som avsettes i front. Morfologiske og stratigrafiske trekk som er karakteristisk for sørpeskredavsetninger, er illustrert i figur 3.8.

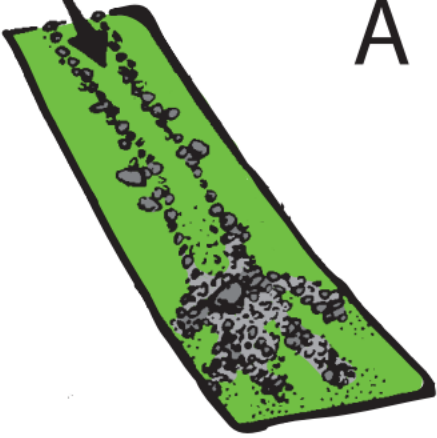

| Sørpeskred   |  |
|--|--|
|  <p style="text-align: right; font-size: 2em;">A</p>  |  <p style="text-align: right; font-size: 2em;">B</p>   |
| Morfologiske trekk   | Stratigrafiske trekk   |
| <ul style="list-style-type: none"> <li>- Klast-tykke levéer</li> <li>- Forgreinede løber med utvasket sand i front</li> <li>- a(p)- orientering, men dette forsvinner ofte ved utsmelting</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>- Dårlig sortert med spredte klaster og soner med grus, ofte innfylt av vannavsatt sand</li> <li>- Sanden er massiv, men kan være stratifisert i store hulrom</li> <li>- Linser med sand ned skråningen</li> <li>- Resedimentert organisk jord</li> </ul> |

Fig. 3.8. A: Morfologiske trekk som er karakteristisk for avsetninger fra sørpeskred. B: Stratigrafiske trekk som er karakteristisk for avsetninger fra sørpeskred. Figuren er modifisert av Mangersnes (2020) fra Blikra & Nemeč (1998).

### 3.5.4 Glideskred

*Glideskred* er veldig uforutsigbare med tanke på når de utløses, men forekommer gjerne på samme sted år etter år. De utløses når et lag av snø glir på et glatt underlag, som for eksempel bratte svaberg eller gressbakker. Dette skjer som følge av at tyngdekraften overstiger friksjonen som holder snøen igjen, og det oppstår gjerne tydelige sigesprekker i snøen før skredet løsner. Snødekket mot bakken er vått, og faren for glideskred er større i områder med milde og nedbørsrike vintre der det ikke var tele i bakken før snøen kom. Det er stor variasjon i når og hvor skredene går, både når på dagen, ulike himmelretninger og varierende skråningsgradient (varsom.no, 2021).

## Kapittel 4 – Metoder

Dette kapittelet tar for seg metodene som er blitt brukt i forbindelse med skredkartlegging og estimering av alder på skredavsetningene. Potensielle feilkilder vil bli presentert og drøftet når resultatene diskuteres i kapittel 6.

### 4.1 Skredkartlegging

I forbindelse med kartlegging av skredavsetningene har jeg brukt NGU sin standard for detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt, skredutsatt terreng (NGU, 2021b). Metoder for å avgjøre løsmassenes avsettende agens er basert på geomorfologiske og sedimentologiske egenskaper, og resultatet av skredkartleggingen presenteres i et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger som viser hvilke løsmasser, avsetnings- og erosjonsformer man finner i feltområdet. Dette gir en god indikasjon på hvilke geologiske prosesser som har vært aktive i området og hvilke agenser som dominerer (Fredin m.fl., 2014), og selv om det ikke gir direkte informasjon om skredfare, er det et svært nyttig verktøy for arealplanlegging og utarbeiding av skredfarekart (Blikra, 1990; Rubensdotter m.fl., 2016).

#### 4.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging

Ifølge Fredin m.fl. (2014) gir kvartærgeologiske kart informasjon om løsmassene og landformene i et område ved bruk av fargepolygoner, linjer og punktsymboler. Kartene kan blant annet være nyttige i forbindelse med kartlegging av naturressurser, arealplanlegging, ressursdisponering av ulike løsmasser og vurdering av geofarer (Ross m.fl., 1974; Fredin m.fl., 2014). Områdets geologiske historie kan også tolkes ved hjelp av kartene basert på like landformer og jordarters beliggenhet i forhold til hverandre kan gi innsikt i isbrebevegelser, og fluviale sedimenter og skredavsetninger gir innsikt i hvor og hvilke typer massebevegelser som har funnet sted i holocen. Kartleggingen utføres hovedsakelig i målestokk 1 : 200 000, 1 : 50 000 og 1 : 20 000, avhengig av ønsket detaljnivå, nøyaktighet og mengde informasjon (Fredin m.fl., 2014).

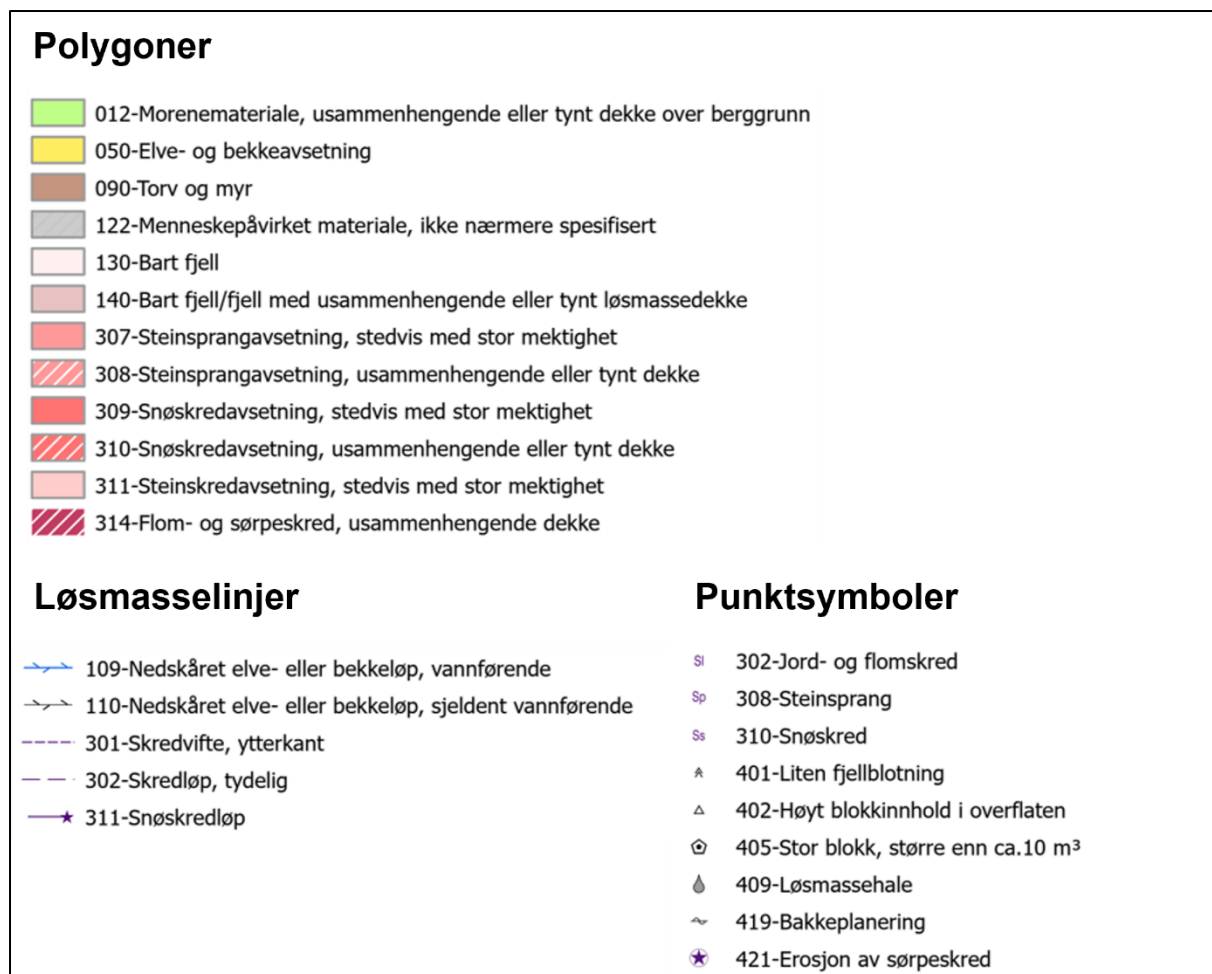
Løsmasser klassifiseres i ulike jordarter på bakgrunn av deres *genese* (avsettende agens) (Fredin m.fl., 2014). De vanligste avsettende agensene i Norge er isbreer (*morenemateriale*), breelver (*glasifluviale sedimenter*), bresjø (*glasilakustrine sedimenter*), innsjøer (*lakustrine sedimenter*), elver og bekker (*fluviale sedimenter*), hav (*marine sedimenter*), skred (*skredavsetninger*) og vind (*eoliske sedimenter*). Siden de ulike prosessene har ulike transportmekanismer og kompetanse vil jordartene kunne skilles fra hverandre basert på

sedimentære egenskaper som kornstørrelse, rundingsgrad, sortering og plassering. Jordartenes utbredelse markeres på kartet med fargepolygoner. Landformer markeres med linjesymboler og punktsymboler (Fredin m.fl., 2014).

#### **4.1.2 Detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt, skredutsatt terreng**

Det stilles store krav til kvalitet og nøyaktighet ved skredfarekartlegging i bratt terreng (NVE, 2020). For å kunne lage kart som gir mer detaljert informasjon om skråningsprosesser, har NGU utviklet et nytt produkt: *Detaljerte kvartærgeologiske kart i bratt, skredutsatt terreng* (NGU, 2021b). Kartproduktet har større fokus på geologi og landskapsformer som har betydning for skredfare, noe som er svært nyttig i forbindelse med faresonekartlegging, da det gir en større mulighet for en detaljert kartlegging av skredutsatte områder (Rubensdotter m.fl., 2016; NGU, 2021b). I tillegg til NGUs standardsymboler har den detaljerte standarden et bredere utvalg av punkter, linjer og fargepolygoner som blant annet gjør det mulig å skille avsetninger og erosjon fra skred mot andre avsettende agenser, samt skille avsetninger av skred basert på skredprosessen(e). NGUs standardsymboler for detaljert kartlegging finnes i vedlegg 1. Kartleggingen gjennomføres i målestokk 1 : 10 000. I tillegg til data innhentet ved feltarbeid utarbeides kartproduktet basert på flyfototolkning og undersøkelser basert på høyoppløselige digitale høydemodeller (DEM) (Rubensdotter m.fl., 2016).

Under kartleggingen til denne oppgaven ble NGUs standardsymboler for detaljert kartlegging med fokus på skråningsprosesser brukt som utgangspunkt. Figur 4.1 viser polygoner, linjesymboler og punktsymboler som ble brukt i utarbeidelsen av det kvartærgeologiske kartet. Aktuelle lokaliteter var på forhånd plukket ut basert på flyfoto (norgebilder.no, 2022) og terrengmodeller (Kartverket, 2022a), og det ble i felt tegnet en skisse utfra observasjoner på hver av disse lokalitetene. I ettertid ble det ferdige produktet utarbeidet i ArcGIS med utgangspunkt i skissen, feltnotater, flyfoto og terrengmodeller.



Figur 4.1 Polygoner, linjesymboler og punktsymboler tilknyttet NGU sin SOSI-standard for detaljert kartlegging av skråningsprosesser i bratt terreng brukt i kartleggingen over studieområde. Punktsymbolet 409 er egenprodusert.

#### 4.1.3 Beskrivelse av sedimentære parametere

Ulike prosesser påvirker sedimentene på ulik måte, og det er derfor nødvendig å undersøke avsetningenes sedimentære parametere for å kunne tolke den avsettende agensen. De sedimentære parametere som er undersøkt er *kornstørrelse*, *sortering* og *rundingsgrad*.

Undersøkelser var kun mulig på overflaten da det er svært vanskelig å grave i sedimentene. Mye vegetasjon gjorde det dog problematisk å gjennomføre undersøkelsene også her. Det var derfor bare de ferskeste avsetningene, og de avsetningene som var blottlagt ved erosjon gjennom skred- og fluviale prosesser, som var tilgjengelig for undersøkelse.

For å beskrive *kornstørrelser* er Wentworth (1922) kornstørrelsesinndeling benyttet. Denne består av seks hovedgrupper: leire (< 0,004 mm), silt (0,004–0,063 mm), sand (0,063–2 mm), grus (2–64 mm), stein (64–256 mm) og blokk (> 256 mm). *Sorteringen* beskriver i hvilken grad kornene i sedimentet har samme form og størrelse, og *rundingsgraden* beskriver



sedimentenes kornform. Under massetransport blir sedimentene utsatt for både fysisk og kjemisk forvitring som påvirker kornformen, og rundingsgraden reflekterer derfor transportmekanismen og -lengden (Blikra & Nemeč, 1998). For å bestemme rundingsgraden i felt ble det gjennomført kornformanalyser (rundingsanalyser) på et tilfeldig utvalg steiner i et område på ca. 1 m<sup>2</sup>. Det ble plukket ut ca. 50 steiner på hvert område, og størrelsen på utvalget (> 64 mm og < 250 mm) varierte etter hva som var tilgjengelig der. Undersøkelsene ble gjort på overflaten av de kolluviale skråningene og i erosjonskanalene. Det ble benyttet fire rundingsgrader: kantet (K), kantrundet (KR), rundet (R) og godt rundet (GR), som illustrert i fig. 4.2.

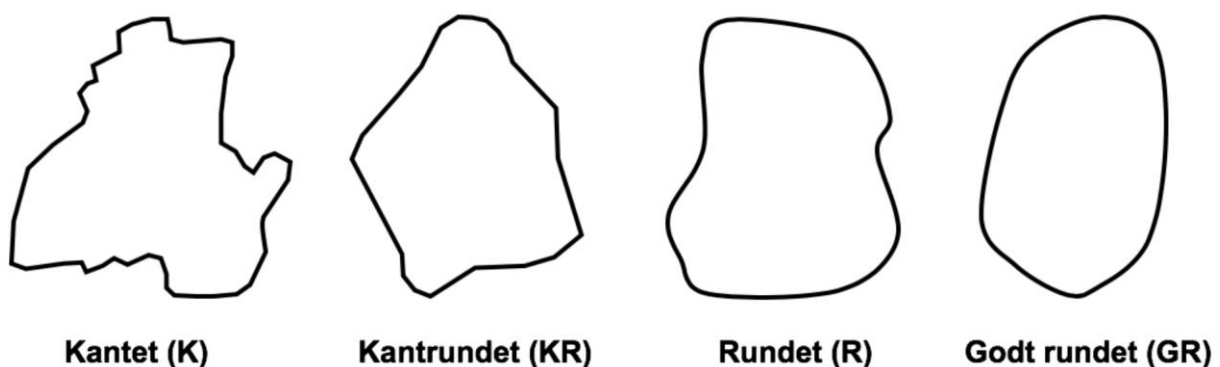


Fig. 4.2: Klassifisering av sedimentenes rundingsgrad er basert på fire rundingsgrader. Modifisert fra Bergersen (1970) og Lindholm (1987).

#### 4.1.4 Høydemodeller og ortofoto

I forkant av feltarbeidet ble digitale høydemodeller (DEM) fra [hoydedata.no](http://hoydedata.no) studert for å få et overblikk over feltområdet og for å identifisere interessante strukturer som kunne være aktuelle å studere nærmere i felt. Høydemodellene er basert på LiDAR-data ('Light Detection and Ranging').

På [norgebilder.no](http://norgebilder.no) (2022) er det samlet ortofoto (målestokkriktige flyfoto) fra forskjellige årstall, og over deler av feltområdet finnes det ortofoto fra 1957 (Jølster), 2004 (Jotunheimen), 2010 (Jølster) og 2020 (Sunnfjord Stad), og hele feltområdet fra 1966 (Kjøsnesfjorden), 2004 (Jotunheimen), 2006 (Jølster), 2010 (Sogn), 2015 (Sogn), 2017 (Sogn) og 2017 (Jølster Eid Gloppen). Det er veldig varierende kvalitet på de forskjellige bildene, og de jeg vurderte til å ha tilfredsstillende kvalitet for å bli brukt i oppgaven, er 1957 (Jølster), 1966 (Kjøsnesfjorden) og 2017 (Sogn). Ved å sammenligne disse med hensyn til vegetasjon og endring i geomorfologi kan man få indikasjoner på skredaktiviteten i perioden mellom

tidspunktene når bildene er tatt. Disse bildene representerer også perioder før og etter det er gjort sikringstiltak i feltområdet. Sammenligning på disse områdene vil derfor gi en indikasjon på hvordan skredavsetningen så ut før de menneskelige inngrepene.

#### 4.1.5 Terrengmodeller i ArcGIS

Ulike skredprosesser skaper ulike avsetnings- og erosjonsspor i landskapet, og kartlegging av geomorfologi er derfor en viktig del av skredkartlegging (Blikra, 1990). I felt kan disse landformene være vanskelig å identifisere på grunn av vegetasjon, vinkel og dårlig fremkommelighet, og det kan derfor være nyttig å utarbeide digitale terrengmodeller (DTM) over området for å få bedre overblikk over eventuelle strukturer. Til denne oppgaven har jeg utarbeidet terrengmodellene skyggerelieff ('*hillshade*') og helningskart ('*slope*'), samt modellert nedslagsfeltene til de ulike lokalitetene ('*watershed*') i ArcGIS Pro.

For å lage terrengmodellen skyggerelieff i ArcGIS Pro ble «Spatial Analyst»-verktøyet «Hillshade», som finnes i kategorien «Surface», brukt. Dette verktøyet bruker lyskildens (solens) relative posisjon til å «skyggelegge» terrenget, slik at den delen av terrenget som vendes bort fra solen blir skyggelagt og den som vender mot solen blir belyst. Verktøyet tilbyr to måter å lage skyggene på: den tradisjonelle som bruker høyde- og asimutegenskapene til én lyskilde for å simulere solens posisjon, og den multidireksjonelle som kombinerer flere lyskilder. Høyden er lyskildens vinkel på horisonten, og blir uttrykt i positive grader fra 0 ved horisonten til 90 når solen står normalt på terrenget. Asimuten representerer solens relative posisjon langs horisonten i grader fra 0360. Vinkelen er målt med urviseren hvor 0 er i nord, 90 er øst, 180 er sør og 270 er vest. Produktet er en gråskala 3D-modell av terrengets overflate som kan gjøre det lettere å se geomorfologiske trekk i landskapet (Esri Resources, 2022a).

For å lage helningskart i ArcGIS Pro ble «Spatial Analyst»-verktøyet «Slope», som også finnes i kategorien «Surface», brukt. Dette verktøyet bruker høydeverdiene i nabocellene til å beregne gradienten i rastercellene, og illustrerer skråningsgradienten i området (Esri Resources, 2022b).

For å modellere nedslagsfeltet til de forskjellige lokalitetene i ArcGIS Pro ble «Spatial Analyst»-verktøyet «Watershed», som finnes i kategorien «Hydrology», brukt. Dette verktøyet bruker data fra verktøyene «Flow direction» og «Flow accumulation» for å lage en modell over området som drenerer til et bestemt punkt (vannskille) (Esri Resources, 2022c).

## 4.2 Schmidthammer

Ved å måle hardheten (R-verdien) på fjell- og steinoverflater med en Schmidthammer kan man estimere hvor lenge overflatene har vært eksponert. Alderestimeringen baserer seg på at R-verdien avtar lineært som følge av kjemisk forvitring over tid, og målinger med en Schmidthammer kan dermed estimere hvor lenge en bergartsoverflate har vært eksponert (Colman, 1981; Matthews & Shakesby, 1984; McCarroll, 1991; Matthews & Wilson, 2015; Wilson m.fl., 2019; Matthews m.fl., 2020a). Schmidthammeren ble oppfunnet av Ernst Schmidt på slutten av 1940-tallet, og var opprinnelig brukt i byggindustrien for å måle hardhet på betong (Goudie, 2006). Senere har den blitt tatt i bruk i geomorfologi for å måle hardhet på bergartsoverflater (Aydin & Basu, 2005), og den har blant annet blitt brukt til datering av glasiale landformer (Matthews & Shakesby, 1984; Matthews m.fl., 2014; Matthews & Wilson, 2015), avsetninger etter skred fra fast fjell (Matthews m.fl., 2018; Wilson m.fl., 2019), snøskredavsetninger (Matthews m.fl., 2015; Matthews m.fl., 2020a) og alluviale vifter (Matthews m.fl., 2020b). Til denne oppgaven er det tatt målinger på skredavsetninger med en Schmidthammer type N for å beregne alder på disse.

### 4.2.1 Funksjon

Innen geomorfologi er det type N som er mest vanlig å bruke (Goudie, 2006), og de ulike mekaniske komponentene er fremstilt i fig. 4.3. Inne i hammerhuset er det et springfjærladd stempel og dette blir utløst når hammeren presses normalt mot en bergartsoverflate. Under sammenstøtet vil deler av energien bli omgjort til varme og lyd, noe vil absorberes gjennom plastisk deformasjon av bergartsoverflaten, mens den resterende energien vil føre stampelet tilbake. Avstanden på tilbakeslaget kalles R-verdi (fra engelsk: R = rebound) og kan leses av i indikatorvinduet på en skala fra 10-100. Det er denne energien som representerer bergartens hardhet, hvor harde bergarter har høyere verdi enn myke (Aydin & Basu, 2005; Goudie, 2006).

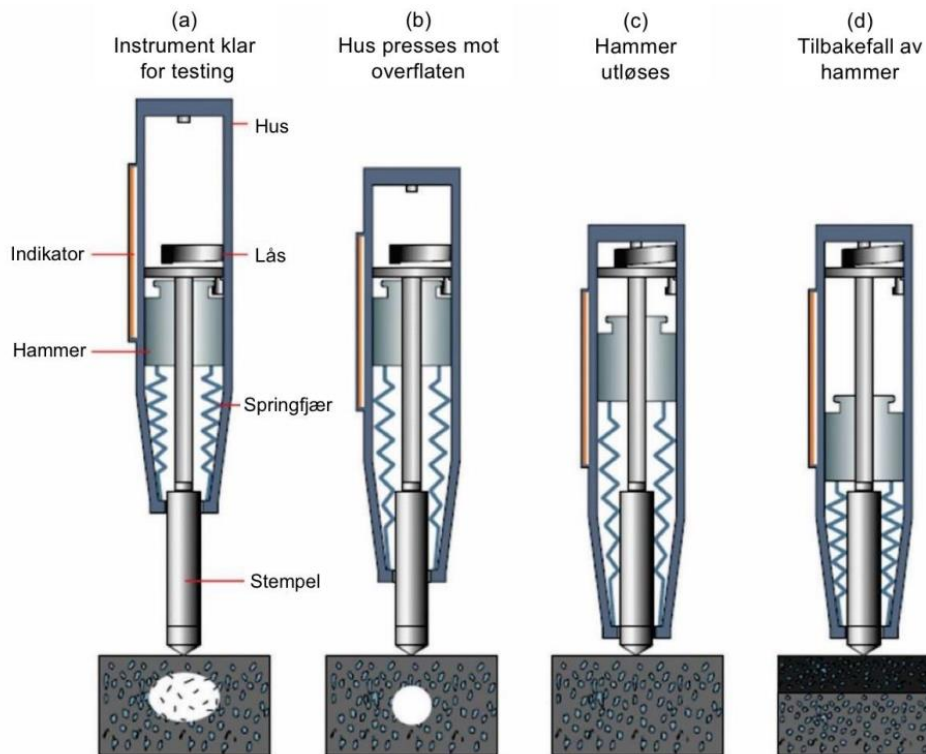


Fig. 4.3 De mekaniske hovedkomponentene i en schmidthammer, utført på en jevn og horisontal overflate. Figur fra Då (2020)

#### 4.2.2 Feilkilder

Schmidthammeren er et sensitivt instrument, og det er flere potensielle feilkilder å ta hensyn til for å oppnå best mulig resultat. Ulike bergarter har forskjellige forvittringsrater og det er derfor viktig å utføre målinger som skal sammenlignes på bergarter av samme litologi i det samme eller et nærliggende område. Harde mineraler er mer motstandsdyktig mot forvitring enn myke og gir dermed høyere R-verdier, og bergarter med større kornstørrelse gir større spredning i målingene enn mer finkornede bergarter (McCarroll, 1989, 1991; Aydin & Basu, 2005; Goudie, 2006). Schmidthammeren er også veldig sensitiv for ujevnheter (ruheten) i underlaget og vil påvirkes av teksturen på overflaten som måles. Folierte og inhomogene bergarter er derfor lite egnet (Goudie, 2006). Når stampelet treffer en ujevn overflate, kan biter av bergarten bli knust før det når helt ned til overflaten. Dette fører til tap av energi og vil gi lavere R-verdi og større spredning i målingene enn ved målinger gjort på rette og jevne overflater (McCarroll, 1989, 1991; Aydin & Basu, 2005; Goudie, 2006). Gjentatte målinger gjort på samme sted på bergartsoverflaten kan også føre til forhøyede verdier, da forvittringshuden blir påvirket av foregående målinger. Målingen bør også utføres med hammeren normalt på underlaget.

For å unngå at kraften fra slaget fører til bevegelse i underlaget bør blokkene det tas målinger på være minst 25 kg (Goudie, 2006). De bør også være fri for sprekker og hulrom (Aydin & Basu, 2005) og uten mose og lav (Goudie, 2006). Målinger bør heller ikke utføres for nær kanten på blokkene, da energien kan spres og føre til for lave verdier (Day & Goudie, 1977, referert til i: Aydin & Basu, 2005). Ifølge Sumner & Nel (2002) gir økt vanninnhold lavere verdier, og målinger bør derfor utføres på tørre overflater. For å unngå instrumentfeil kan det være nødvendig å kalibrere schmidthammeren før bruk (McCarroll, 1987).

### 4.2.3 Statistiske parametere

**Maks- og minimumsverdi** representerer den høyeste og laveste verdien og viser hvor stor spredning det er i målingene i et datasett.

**Gjennomsnittet** ( $\bar{x}$ ) er den mest «typiske» verdien i et datasett: summen av alle tallene dividert på antall målinger ( $n$ ) (Moore m.fl., 2017).

$$\bar{x} = (x_1 + x_2 + x_3 + \dots + x_n)/n$$

**Medianen** er den verdien som ligger midt i datasettet når verdiene sorteres etter stigende rekkefølge, med like mange verdier som er lavere og høyere (Moore m.fl., 2017).

**Varians** (var) beskriver spredningen i et datasett fra gjennomsnittet, mens **standardavvik** (SD, fra engelsk: standard deviation) er kvadratroten av variansen og definerer verdiens gjennomsnittlige avstand fra gjennomsnittet. I et normalfordelt datasett vil 68% av målingene ligge innenfor ett standardavvik ( $\pm 1SD$ ), og 95 % innenfor to standardavvik ( $\pm 2SD$ ) fra gjennomsnittet (Moore m.fl., 2017).

$$\text{Var} = \frac{\sum(x - \bar{x})^2}{n - 1}$$

$$SD = \sqrt{\frac{\sum(x - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

**Standardfeil** (SE, fra engelsk; standard error) angir feilmarginen av en måling og er en funksjon av standardavvik og antall målinger (standardavviket dividert med kvadratroten av antall målinger).

$$SE = \frac{SD}{\sqrt{n}}$$



**Skjevhet og kurtose** beskriver frekvensfordelingen til et datasett. **Skjevhet** beskriver graden av, eller mangelen på, symmetri på en fordeling i forhold til gjennomsnittet, og forteller om verdiene er jevnt fordelt på begge sider av gjennomsnittet, eller forskjøvet mot en av sidene (Čisar & Čisar, 2010). Er verdiene forskjøvet mot minimumsverdien slik at kurven strekker seg mot venstre er skjevheten positiv, og er de forskjøvet mot maksimumsverdien slik at den strekker seg mot høyre, er skjevheten negativ. Jo nærmere 0 skjevheten er, jo mer symmetrisk er fordelingen (Čisar & Čisar, 2010; Devore & Berk, 2012). I figur 4.4 er ulike verdier av skjevhet illustrert.

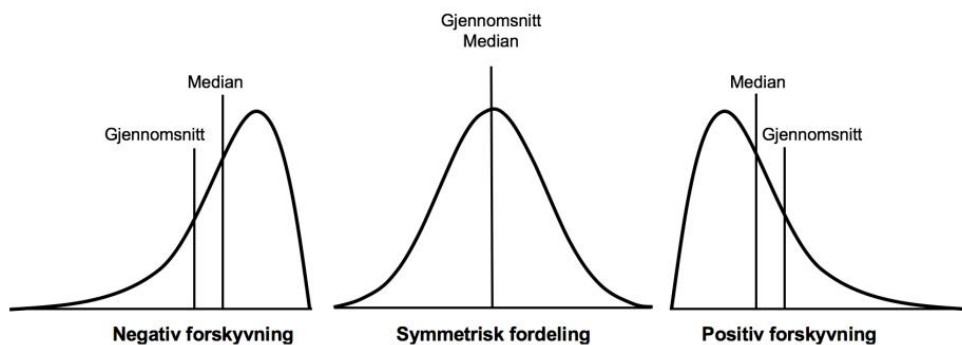


Fig. 4.4: Kurvene illustrerer de forskjellige skjevhetstypene: symmetrisk fordeling, negativ og positiv forskyvning. Figur fra Då (2020), modifisert fra Doane & Seward (2011).

**Kurtose** beskriver spredningen av verdiene mellom ytterpunktene, og er et mål på hvordan verdiene skiller seg fra en normalfordeling hvor kurtosen er 0. Dersom verdiene er mer samlet rundt gjennomsnittet, vil kurven få en spissere og tynnere form enn normalfordelingen, og kurtosen er positiv. Er de mer spredt vil kurven få en flatere form, og kurtosen er negativ. I figur 4.5 er ulike verdier av skjevhet illustrert.

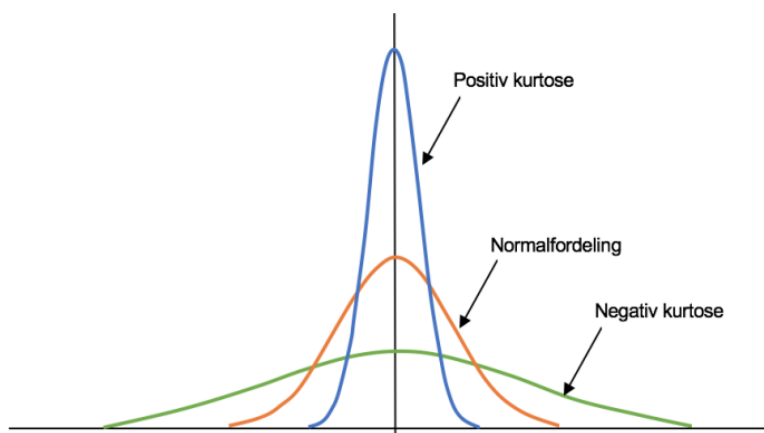


Fig. 4.5: Positiv og negativ kurtose sammenlignet med en normalfordelingskurve. Figur fra Då (2020), modifisert fra Čisar & Čisar (2010).

#### 4.2.4 Estimere alder med Schmidhammer

For å kunne estimere numerisk alder på en bergart gjennom eksponeringsdatering med en Schmidhammer må det konstrueres en kalibreringskurve. Denne kurven tar utgangspunkt i to referansepunkter med kjent alder ved hjelp av en annen uavhengig dateringsmetode, og beskriver forholdet med R-verdi ( $x$ ) og alder på bergartsoverflaten ( $y$ ) (Matthews & Owen, 2010). Ifølge Colman (1981), Matthews & Owen (2010) og Matthews & Wilson (2015) vil det være et lineært forhold mellom de to referansepunktene, gitt at forvittringsraten har vært konstant, og man kan dermed måle hvilken som helst overflate i området, plote R-verdien ( $x$ ) på kurven og lese av alderen på y-aksen (fig. 4.6). Man antar at forvittringsraten har vært konstant i holocen og senglacial tid, og blokker eksponert i denne perioden vil derfor være godt egnet til SHD (Matthews & Owen, 2010; Matthews m.fl., 2015; Matthews m.fl., 2018; Wilson m.fl., 2019; Matthews m.fl., 2020a; Matthews m.fl., 2020b).

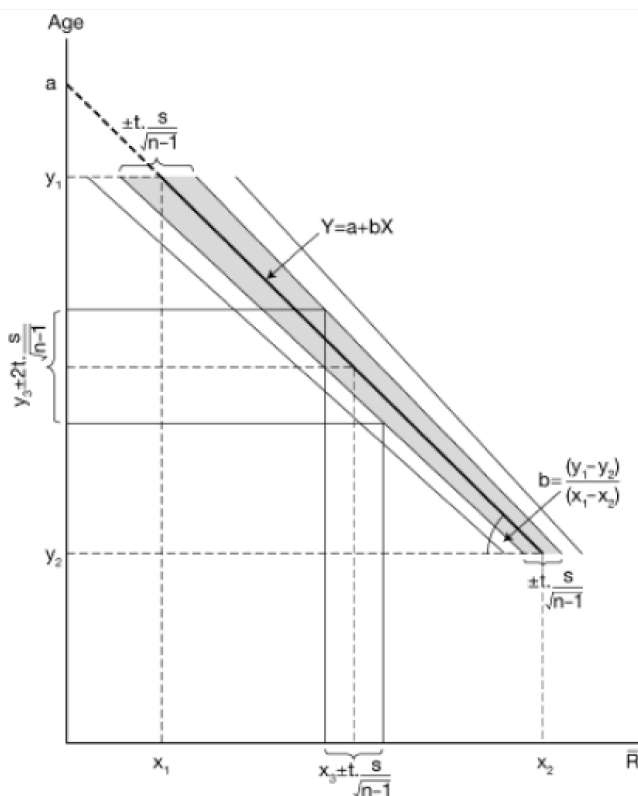


Fig. 4.6: Skjematisk diagram som viser prinsippet bak etablering av en kalibreringskurve. X-aksen representerer gjennomsnittlig R-verdi, y-aksen representerer alder og det grå feltet representerer 2SE. Her kan R-verdien ( $x$ ) på en overflate med ukjent alder plottes inn og alderen leses av på y-aksen. Hentet fra Matthews & Owen (2010).

Den lineære formelen for kalibreringskurven er:

$$y = a + bx$$

der  $y$  er bergartsoverflatens alder,  $x$  er den gjennomsnittlige R-verdien,  $a$  er skjæringspunktet (konstant) og  $b$  er stigningstallet. Stigningstallet for de to kontrollpunktene er definert av:

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

der  $y_1$  og  $y_2$  representerer alder og  $x_1$  og  $x_2$  representerer gjennomsnittlig R-verdi for henholdsvis gammelt og ungt kontrollpunkt. Skjæringspunktet beregnes ved substitusjon i kalibreringsligningen.

Usikkerheten knyttet til de to kontrollpunktene og deres alder avgjør usikkerheten til kalibreringskurven ( $C_c$ ):

$$C_c = C_o \left( \frac{(C_o - C_y)(R_s - R_o)}{(R_y - R_o)} \right)$$

der  $C_o$  og  $C_y$  er 95 % konfidensintervallet og  $R_o$  og  $R_y$  er gjennomsnittlig R-verdi for henholdsvis det gamle og det unge referansepunktet, og  $R_s$  er gjennomsnittlig R-verdi for prøveoverflaten.

Standardfeilen til prøven ( $C_s$ ) er beregnet utfra stigningstallet til kalibreringskurven ( $b$ ), antall målinger ( $n$ ) og standardavviket:

$$C_s = b \left( \frac{SD}{\sqrt{(n-1)}} \right)$$

Den totale usikkerheten til kalibreringskurven ( $C_c$ ) og prøven ( $C_s$ ) utgjør 95 % konfidensintervallet for prøvens alder ( $C_t$ ):

$$C_t = \sqrt{(C_c^2 + C_s^2)}$$

#### 4.2.5 Kalibreringskurve for Kjøsnestfjorden

For å lage kalibreringskurven for Kjøsnestfjorden ble det brukt to overflater med kjent verdi som ytterpunkter. Ved Bustegen (lok 0.1) mellom Vikane 1 og Stølskjelet ble det observert skuringsstriper etter isbreen på fast fjell. Dette ble derfor brukt som det «gamle» referansepunktet og gitt alderen 10 360 år ( $y_1$ ) ettersom området, som nevnt i kapittel 2.2.2,

ble regnet som isfritt da. Målingene her gir en gjennomsnittlig R-verdi på 30,86 ( $x_1$ ). Ferske blokker ved den nye tunnelåpningen mot Skei (lok. 0.0) sprengt ut i forbindelse med byggingen av den nye tunnelen representerer det «unge» referansepunktet på 0 år ( $y_2$ ). Målingene her gir en gjennomsnittlig R-verdi på 50,92 ( $x_2$ ). Forutsatt at forvittringsraten er lineær, gir disse verdiene den lokale kalibreringskurven vist i figur 4.7 og kalibreringsformelen  $y = 26298 - 516,45x$ .

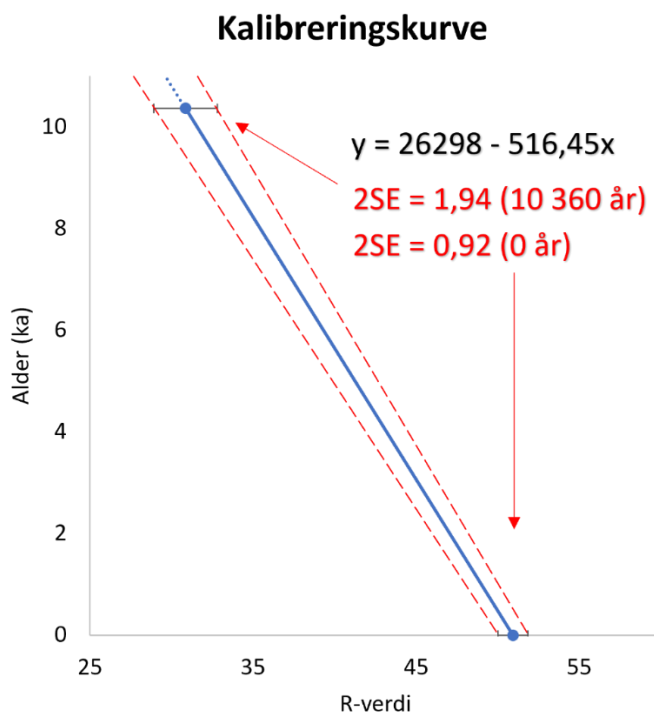
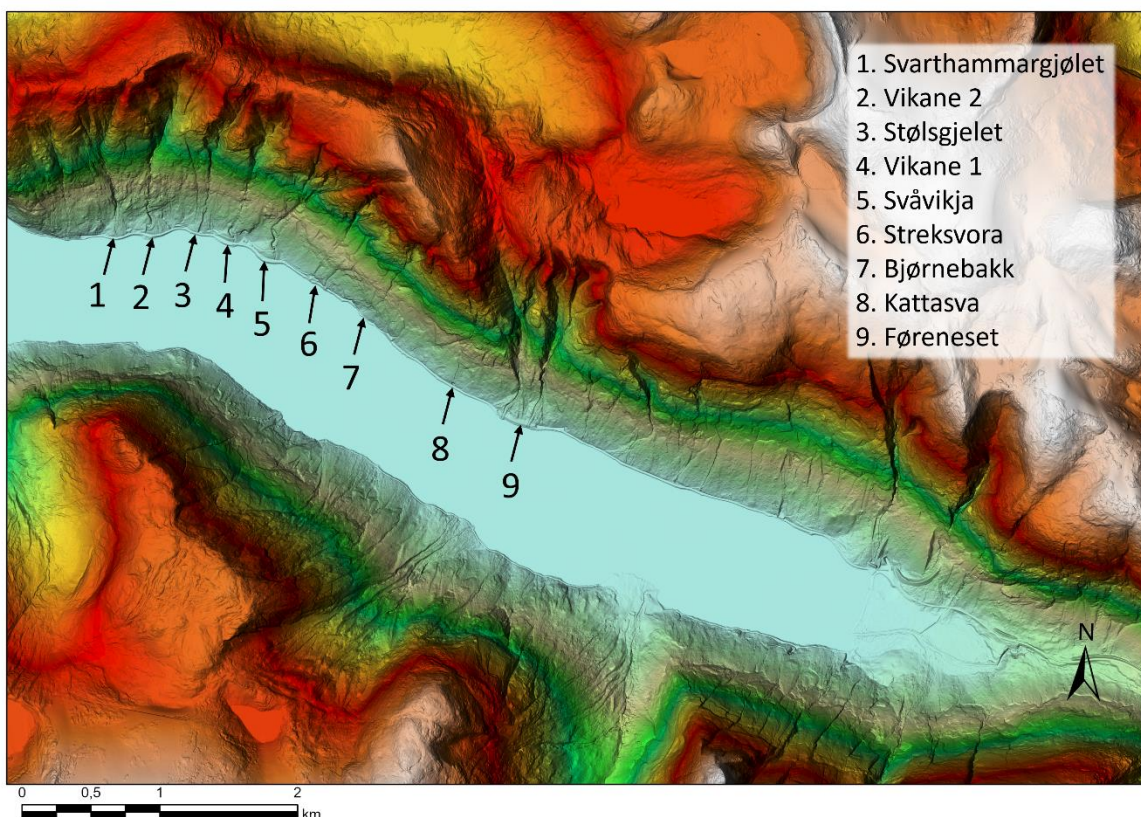


Fig.4.7: Kalibreringskurve for Kjøsnestfjorden.

## Kapittel 5 – Resultater

I dette kapitlet vil resultater fra feltarbeid gjennomført i perioden 19.29. august 2021 presenteres, samt resultater fra fjernanalyser og sammenstilling av data gjort i ettertid. Figur 5.1 viser et oversiktsbilde av de forskjellige lokalitetene, og tabell med UTM, høyde over havet og hvilke undersøkelser som er utført for samtlige del-lokaliteter er å finne i vedlegg 2. Under hver lokalitetsbeskrivelse er det gjort tolkninger for å forsøke å avgjøre hvilke skredprosesser som dominerer på de ulike lokalitetene. Denne tolkningen er videre brukt for å avgjøre hvilken hovedprosess (snøskred, skred fra fast fjell eller løsmasseskred) som har avsatt blokkene det er gjort schmidthammermålinger på, slik at resultatene fra aldersestimeringen kan sammenlignes med andre studier i kapittel 6. De enkelte SHD-resultatene blir presentert under hver lokalitet, mens sammenstillingen av resultatene blir fordypet i et eget underkapittel (5.10.1). Resultatet av skredkartleggingen er vist i kapittel 5.10.4. som et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger. Feltarbeidet ble gjennomført i strålende sol etter en lang periode uten nedbør, noe som kan forklare hvorfor bekkeløpene som ble observert i studieområdet i stor grad var tørre.



Figur 5.1 Skyggerelieff over studieområdet med nummererte lokaliteter, modellert i ArcGIS med høydedata fra hoydedata.no med oppløsning på 1 x 1 m (Kartverket, 2022a).



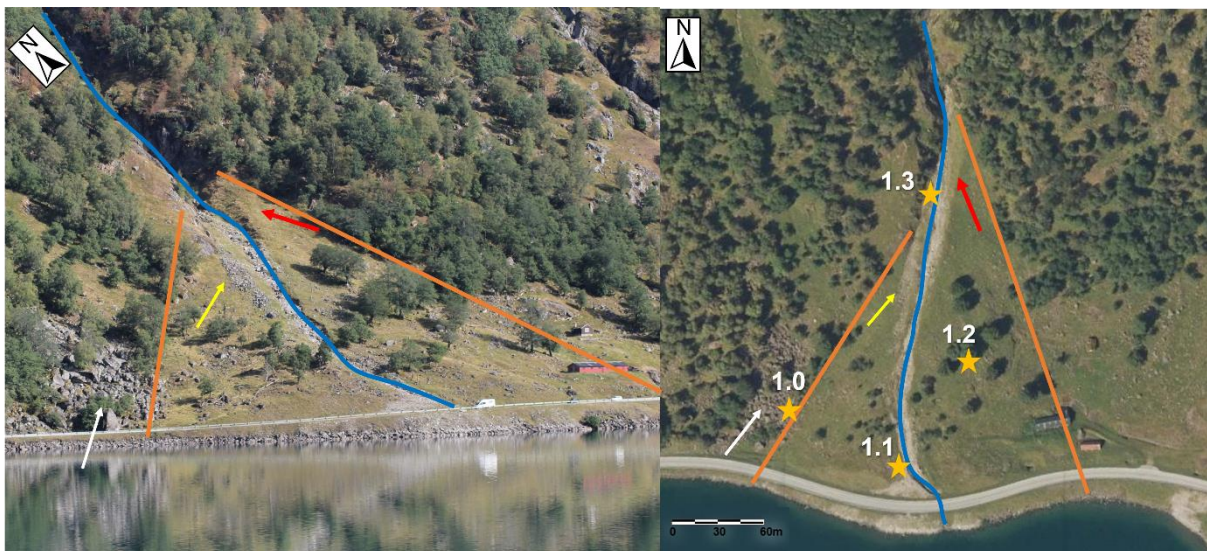
## 5.1 Lokaltet 1 – Svarthammargjølet

Koordinater: UTM 32V 367818 682578

### 5.1.1 Feltobservasjoner

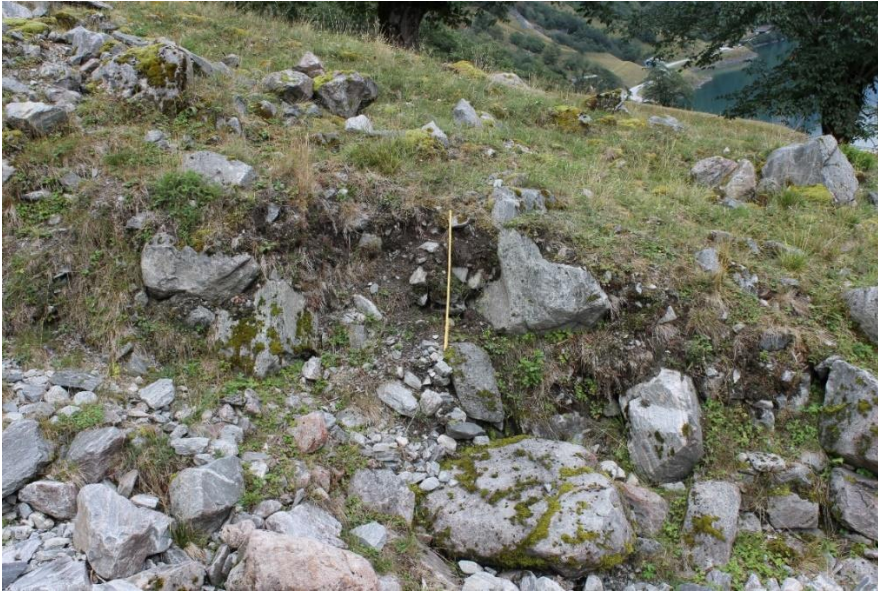
Lokaltet 1 (figur 5.1.1) ligger lengst vest i feltområdet, ca. 150 m fra Kleivatunnelens sørøstre tunnelinngang langs rv.5. Det ble observert en konveks vifteform som er ca. 240 m lang fra toppen av viften til vannet, ca. 230 m bred på det bredeste ned mot vannet og som har en skråningsgradient på ca. 20°. Viftens høyeste punkt ligger ca. 290 moh. Vest for viften ligger en ur bestående av store, kantede til kantrundede blokker med diameter fra 1 til 5 m. En lignende ur, dekket av noe mer vegetasjon, kan ses øst for viften.

Fra rotpunktet og sørover mot fjorden går det et bekkeløp langs overflaten på viften som kanaliserer skred fra et gjel som ligger 1000-1100 moh. i fjellet over viften (figur 5.10.11). I øverste del av bekkeløpet renner det noe vann, men det forsvinner ned i grunnen og dreneres gjennom vifteavsetningene. Øverst på viften, på bekkeløpets vestre side, går det en langsgående rygg av blokker parallelt med bekkeløpet (figur 5.1.9) og på østre side går det en høy (ca. 5 m høy øverst), gresskledt rygg. På nederste halvdel av viften går det en lignende, men mindre rygg på bekkeløpets vestre side. De to gresskledte ryggene tolkes som levere. Blotninger i bekkeløpet tyder på at viften består av usortert, kantrundet materiale i alle kornstørrelser (figur 5.1.2).



Figur 5.1.1 Lokaltet 1–Svarthammargjølet. Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer spor etter bekkeløp, rød pil peker på rygg øverst på viften, gul pil peker på løsmassehale, hvit pil peker på ur vest for viften og gule stjerner markerer del-lokaliteter. Til venstre: Foto Marie Hesjedal. Til høyre: Flyfoto modifisert fra norgebilder.no (2022).





Figur 5.1.2 Blotning i bekkeløpets østre side som tyder på at viften består av usortert, kantrundet materiale i alle størrelser. Målestokken er 1 m.

Parallelt med, og vest for, bekkeløpet ligger en stor blokk (ca. 3 m i diameter) med en hale av mindre blokker som bygges over denne (løsmassehale, figur 5.1.3). Stort sett hele viften er gresskledt og på størstedelen av viften er det lite til ingen vegetasjon høyere enn gress, annet enn litt spredte trær på midtre del. Spredt rundt på nederste del av viften ligger flere kantede blokker i ulik størrelse som både er delvis gresskledt, og som ligger oppå vegetasjonen. (figur 5.1.4). Langs bekkeløpet på nederste del av viften ligger det flere gamle trær som er veltet eller knekt (figur 5.1.5)



Figur 5.1.3 Stor blokk med «hale» av mindre blokker (løsmassehale). Målestokken er 1 m.



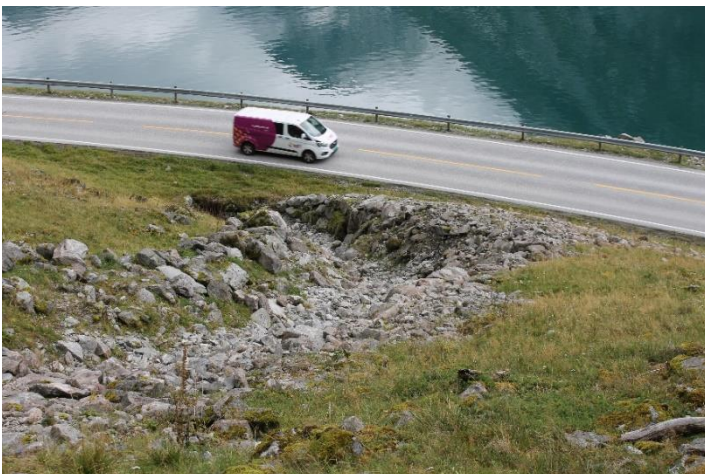


Figur 5.1.4 Kantede blokker som ligger spredt rundt oppå vegetasjonen på nederste del av viften. Målestokken er 18 cm.



Figur 5.1.5 Veltede trær langs bekkeløpets østre side på nederste del av viften.

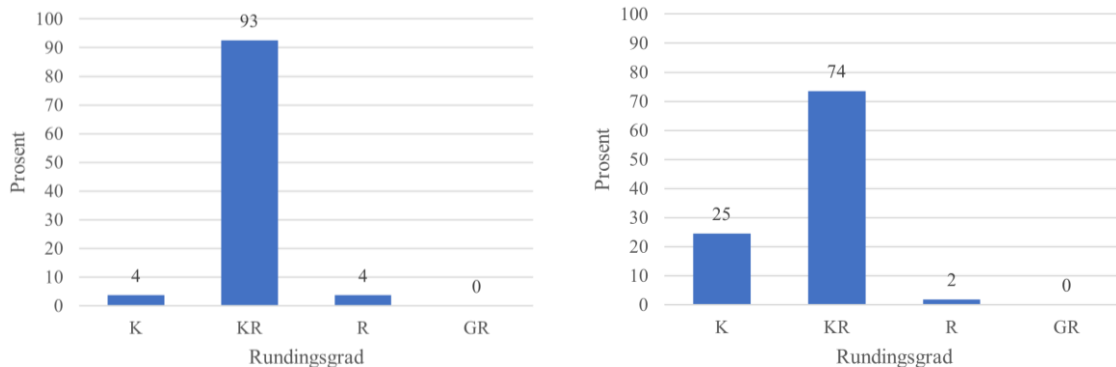
Nederst mot veien er det bygget en ledevoll med stikkrenne som leder vannet ned i et rør som går under veien og ut i vannet (figur 5.1.6).



Figur 5.1.6 Ledevoll og stikkrenne nederst på viften som leder vannet under veien.

### 5.1.2 Kornformanalyser

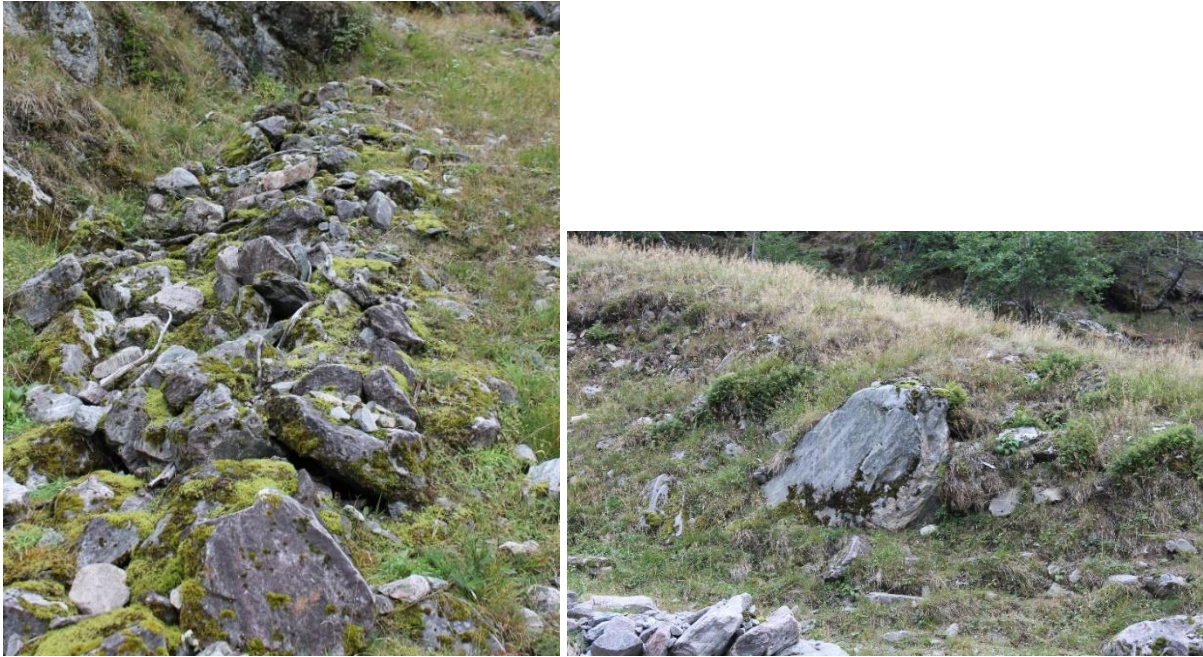
Det ble gjennomført kornform- (rundings-) analyser ved del-lokalitet 1.1 nederst på viften og del-lokalitet 1.3 øverst på viften, begge steder på utsiden av bekkeløpet (figur 5.1.7). Her fremkommer det at sedimentene begge steder består primært av kantrundet materiale, men at det i øverste del er en større andel som er kantet.



Figur 5.1.7 a og b Resultat av kornformanalyse ved del-lokalitet 1.1 nederst på viften (venstre) og 1.3 øverst på viften (høyre). Analysen er begge steder gjennomført på utsiden av bekkeløpet og viser at sedimentene primært består av kantrundet materiale, men at andelen som er kantet er større øverst på viften.

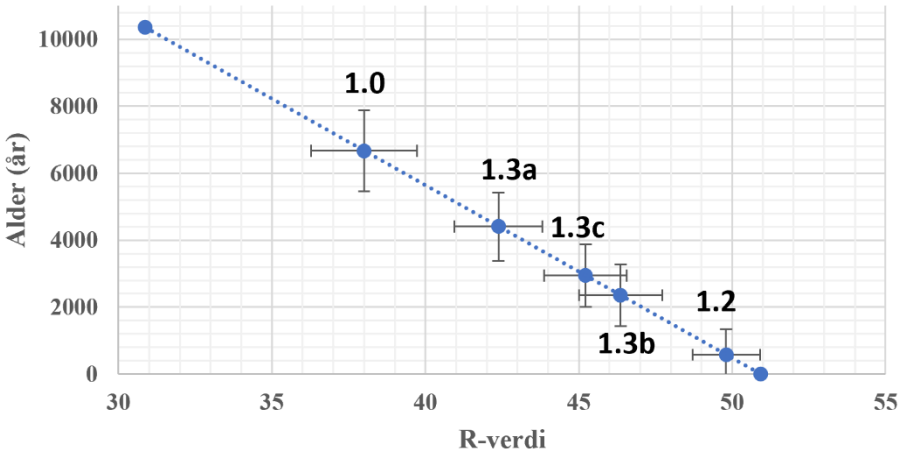
### 5.1.3 Schmidthammermålinger

Det ble foretatt Schmidthammermålinger fem steder på lokalitet 1. Ved del-lokalitet 1.0 ble det tatt målinger på en stor blokk (ca. 5 m i diameter) i uren vest for viften og ved del-lokalitet 1.2 ble det tatt målinger på en kantet blokk (ca. 50 cm i diameter) som lå oppå gresset (figur 5.1.4). Ved del-lokalitet 1.3 ble det foretatt målinger på tre steder: på blokker (ca. 2 m i diameter) som lå i bunnen av og midt i bekkeløpet (1.3a), på blokker (ca. 50 cm i diameter) i den langsgående, klast-tykke ryggen like vest for bekkeløpet (1.3b, figur 5.1.9) og på blokker (ca. 2 m i diameter) som var blottet i leveen øverst på østsiden av bekkeløpet (1.3c, figur 5.1.10). Det ble tatt 50 målinger på hvert sted. Alder ved 1.0 ble beregnet til  $6670 \pm 1209$  år, 1.2 til  $580 \pm 760$  år 1.3a til  $4410 \pm 1021$  år, 1.3b til  $2355 \pm 917$  år og 1.3c til  $2940 \pm 932$  år. Resultatene er fremstilt i figur 5.1.11.



Figur 5.1.9 (venstre) Del-lokalitet 1.3b, blokker i langsgående rygg vest for og parallelt med bekkeløpet.

Figur 5.1.10 (høyre) Del-lokalitet 1.3c, blokk blottet i leveen øverst på østsiden av bekkeløpet

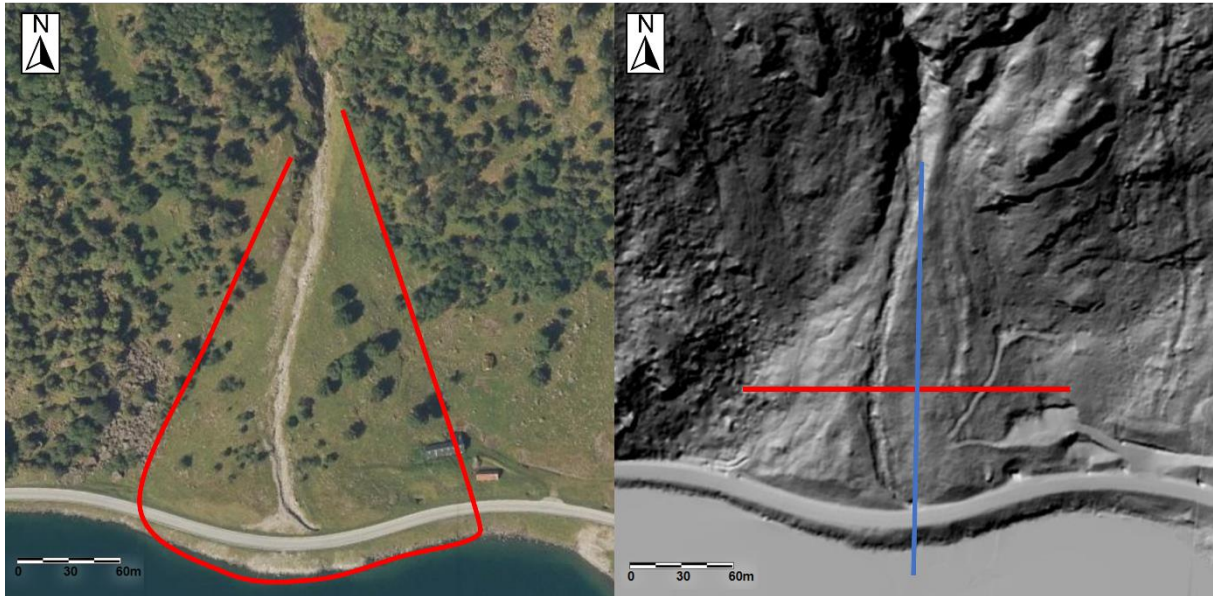


Figur 5.1.11 SHD-resultater ved lokalitet 1 vist med  $\pm 2SE$  for R-verdi og  $\pm Ct$  for alder. Alder ved 1.0 ble beregnet til  $6670 \pm 1209$  år, 1.2 til  $580 \pm 760$  år 1.3a til  $4410 \pm 1021$  år, 1.3b til  $2355 \pm 917$  år og 1.3c til  $2940 \pm 932$  år.

### 5.1.4 Lengde- og tverrprofil

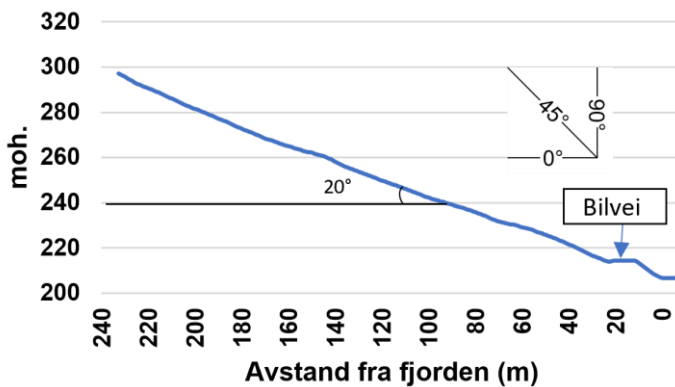
Det er også utarbeidet lengde- og tverrprofil utfra høydemodeller på hoydedata.no som vist i figur 5.1.11.





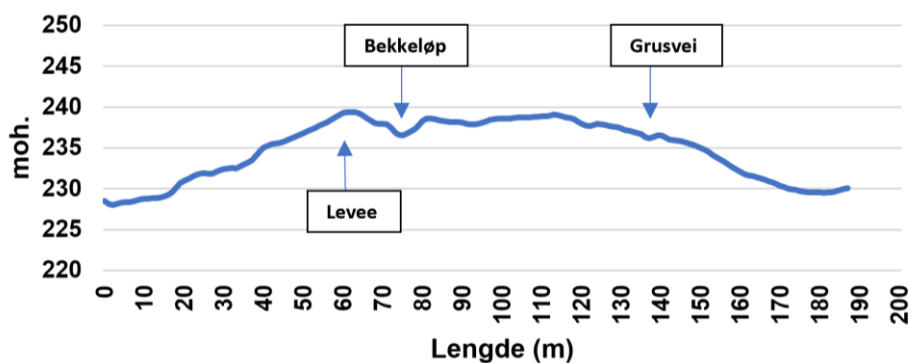
Figur 5.1.11 Flyfoto (venstre) som viser vifteformasjonens utbredelse, med vannet som naturlig avgrensning distalt. På DTM (høyre) er lengdeprofil markert med blå strek og tverrprofil med rød strek. Bildene er modifisert fra Kartverket (2022a).

Lengdeprofilet viser en jevn utbygging av viften frem til den treffer bilveien og deretter fjorden, som vist i figur 5.1.12. Skråningsgradienten er på ca.  $20^\circ$ .



Figur 5.1.12 Lengdeprofil av viften på lokalitet 1 viser en jevn utbygging av viften frem til bilveien og fjorden, med en skråningsgradient på ca.  $20^\circ$ .

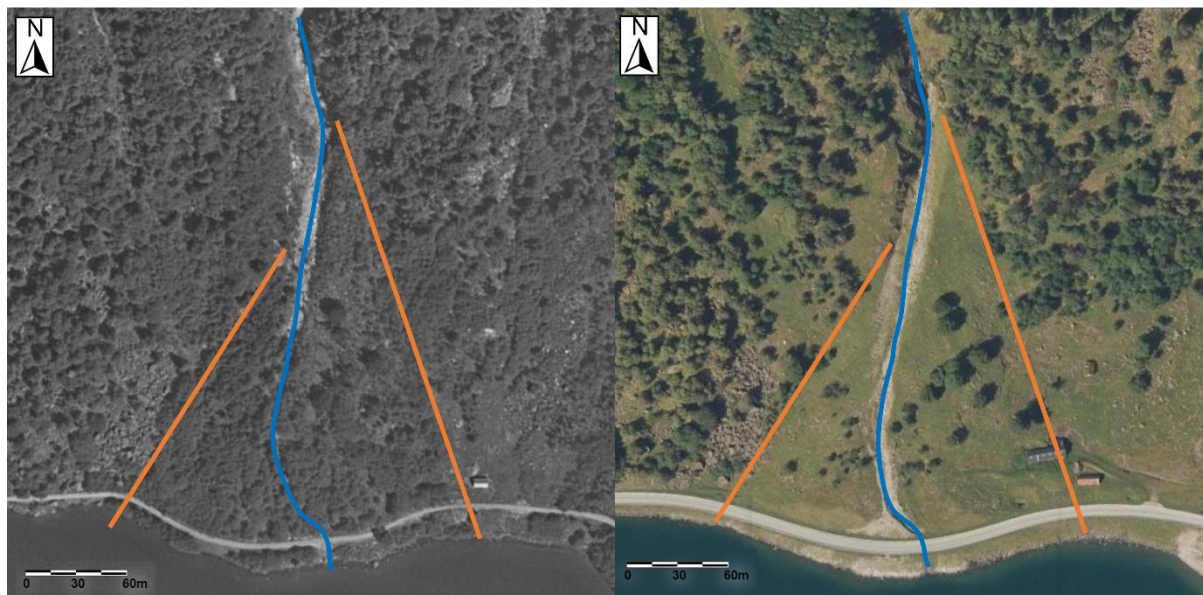
Tverrprofilet viser at viften har en tydelig konveks form og en høyde på ca. 10 m, med flere ujevnheter i form av forsenkninger fra blant annet bekkeløpet (ca. 3-5 m dyp) og en grusvei som krysser viften, og forhøyninger hvor den tydeligste er leveen på bekkeløpets vestre side (figur 5.1.13). Tverrprofilet er lokalisert på nederste halvdel av viften.



Figur 5.1.13 Tverrprofilen fra lokalitet 1, orientert fra vest til øst, viser en tydelig konveks form på viften med en tydelig forsenking fra bekkeløpet og en tydelig forhøyning fra leveen på bekkeløpets vestre side. Profilet krysser også en grusvei.

### 5.1.5 Ortofoto

Det er også gjort sammenligning av ortofoto fra 2017 (Sogn) og 1957 (Jølster) som fremstilt i figur 5.1.14. Sammenligningen viser at det er vesentlig mindre vegetasjon i 2017 på hele viften, og særlig på nedre del, men at de største trærne står igjen. Vegetasjonen utenfor viften er noe redusert på østre side, hvor det også på bildet fra 2017 er satt opp et nytt geitefjøs. Utover endring i vegetasjon er det ingen endringer å spore her.



Figur 5.1.14 Til venstre: Ortofoto fra 1957 (Jølster). Til høyre: Ortofoto fra 2017 (Sogn). Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløpet. Sammenligning av bildene viser at det er en vesentlig reduksjon av vegetasjon på hele viften, og særlig på nedre del. Bildene er modifisert fra norgeibilder.no (2022).



### 5.1.6 Tolkning

Basert på de undersøkelsene som er gjort tolkes denne lokaliteten til å være snøskreddominert med preg av flomskred/sørpeskred i bekkeløpet. Tolkningen er basert på funn av dårlig sortert materiale med rundingsgrad kantet til kantrundet, langsgående rygg av blokker, langsgående løsmassehale, lite vegetasjon på viften med bøyde/knekte trær, spredte, kantede blokker som ligger oppå områder med vegetasjon, en tydelige vifteform av tykke (ca. 10 m) løsmasser, samt den slake skråningsgradienten på 20° som alle er beskrevet som morfologiske og sedimentologiske trekk på snøskred i kapittel 3.5. Viften tolkes også som påvirket av flomskred/sørpeskred basert på leveene i øvre østre og nedre vestre del, og den kraftige erosjonen i bekkeløpet som tyder på høyt innhold av vann i skredmassene. Blokkene utenfor viften mot vest er tolket som en del av en eldre, bakenforliggende talus som går langs hele fjorden mellom lokalitetene, avsatt som en følge av gjentatte steinsprang og/eller -skred.

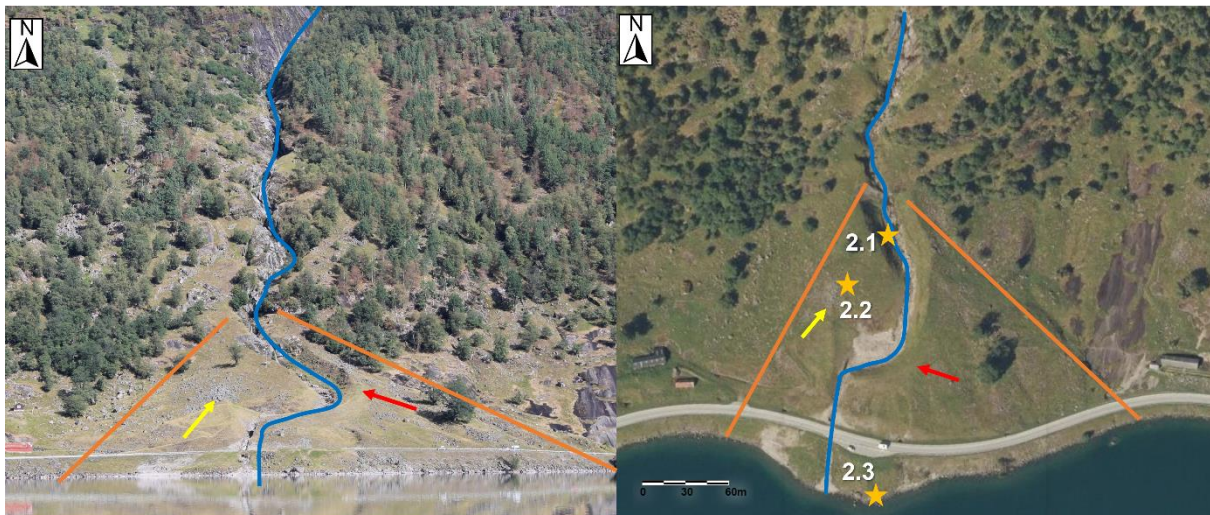
Basert på denne tolkningen er det forsøkt å avgjøre om blokkene det er gjort schmidthammermålinger på stammer fra snøskred eller skred fra fast fjell. Blokken ved del-lokalitet 1.0, som har fått en estimert alder på  $6670 \pm 1209$  år, antas å være et steinsprang i den bakenforliggende talusen og stammer dermed fra skred fra fast fjell. Den kantede blokken som ligger oppå vegetasjonen ved del-lokalitet 1.2, og som har fått en estimert alder på  $580 \pm 760$  år, antas å være en utsmeltet blokk etter relativt nylig snøskredaktivitet. Langsgående løsmasserygger med høyt blokkinnhold, hvor finmaterialet er vasket bort av den smeltende snøen, er vanlige spor etter snøskred. Blokkene i den langsgående ryggen ved del-lokalitet 1.3b, som har fått en estimert alder på  $2355 \pm 917$  år, er derfor tolket som snøskredavsatt. Da den dominerende prosessen på viften er tolket til å være snøskred, antas det også at hele viftens tykkelse primært består av snøskredavsetninger. Blokkene i bunnen av bekkeløpet ved del-lokalitet 1.3a, som har fått en estimert alder på  $4410 \pm 1021$  år antas derfor å stamme fra tidlig snøskredaktivitet. Det samme gjelder blokkene som er blottet i leveen ved del-lokalitet 1.3c, som har fått en estimert alder på  $2940 \pm 932$  år.

## 5.2 Lokaltet 2 – Vikane 2

UTM 32V 368027 682577

### 5.2.1 Feltobservasjoner

Lokaltet 2 (figur 5.2.1) ligger ca. 400 m fra Kleivatunnelens sørøstre tunnelinngang langs rv.5. Det ble observert en konveks vifteform som er ca. 190 m lang fra toppen av viften til vannet, ca. 260 m bred på det bredeste ned mot vannet og har en skråningsgradient på ca. 21°. Viftens høyeste punkt ligger ca. 275 moh. Utenfor viften ligger en ur, delvis dekket av vegetasjon, bestående av kantede til kantrundede blokker med diameter fra 1 til 3 m. Øst for viften er det et område hvor berggrunnen er blottet.



Figur 5.2.1 Lokaltet 2–Vikane 2. Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløp, rød pil peker på stor menneskeskapt ledevoll, gul pil peker på ur vest for bekkeløpet og gule stjerner markerer del-lokaliteter. Til venstre: Foto Marie Hesjedal. Til høyre: Flyfoto modifisert fra norgeibilder.no (2022).

Øverst ved rotpunktet på viften er det en liten foss i to etasjer som graver seg ned i ca. 12 m tykke løsmasser til fast fjell (figur 5.2.2) og som kanaliserer skred fra et gjel som ligger 1000-1100 moh. i fjellet over viften (figur 5.10.11). Etter fall nummer 2 fortsetter vannet i et bekkeløp på løsmassene, men forsvinner etter hvert ned i grunnen.





Figur 5.2.2 Foss øverst på viften som graver seg ned i 12 m tykke løsmasser.

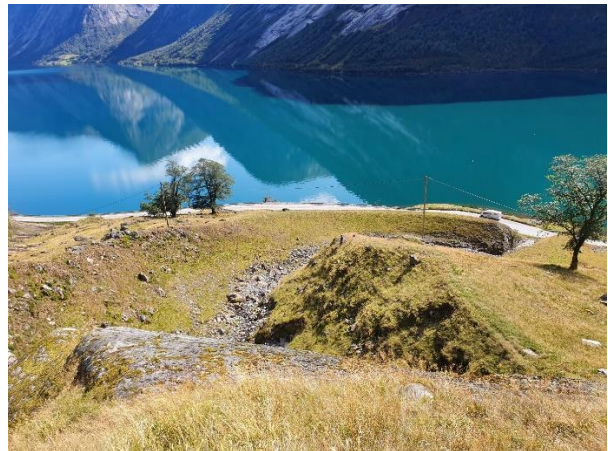
Hele viften er for det meste gresskledt, med et par trær midt på østre del. På vestre del ligger det flere velte trær, samt en knekt telefonstolpe. Her er det også blokker (ca. 2-3 m i diameter) som er delvis dekket av vegetasjon, hvor løsmasser er bygget opp over dem i bakkant (løsmassehale, figur 5.2.3). Veggene i bekkeløpet består av både gresskledte områder og blottede, kantrundede blokker i flere størrelser. Dette tyder på at viften består av dårlig sortert materiale med spredte klaster og soner av finere materiale (figur 5.2.4). Oppå viften, vest for bekkeløpet ligger det en ur av blokker på 1-2 m i diameter uten noe særlig finmateriale mellom, markert med gul pil på figur 5.2.1. Disse blokkene er uten skarpe kanter.

Midt i viften er det laget en stor ledevoll, bygget som et sikringstiltak primært mot at sørpeskred skal treffe veien, og store deler av viften er derfor bearbeidet under dannelsen av denne (figur 5.2.5). Det vil derfor være usikkerhet knyttet til om observasjoner gjort på denne lokaliteten er menneskeskapt eller naturlige.





Figur 5.2.3 Stor blokk på ca 2-3 m i diameter med løsmasser som bygges over i bakkant (løsmassehale). Målestokken er 1 m.

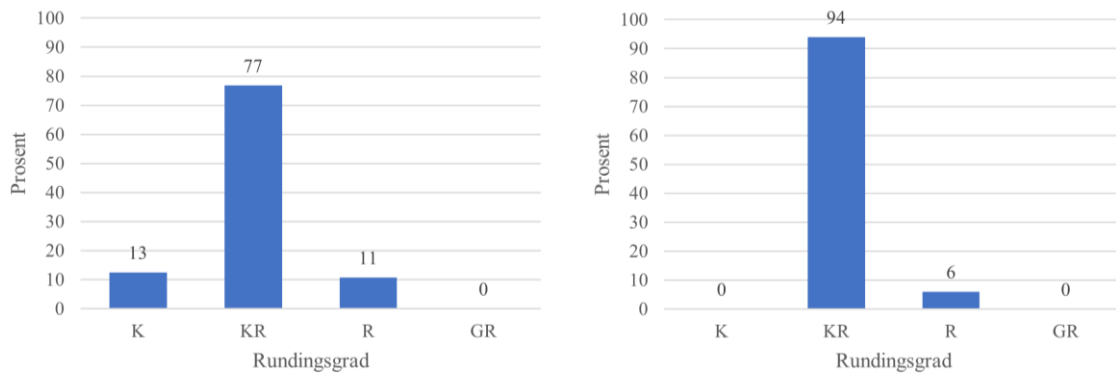


Figur 5.2.4 (venstre) Østre vegg i bekkeløpet øverst på viften. Røde piler peker på områder som er gresskledd, oransje piler peker på blottede, kantrundede klaster i forskjellige størrelser.

Figur 5.2.5 (høyre) Stor ledevoll som går gjennom størstedelen av viften, laget som et sikringstiltak mot snøskred.

### 5.2.2 Kornformanalyser

Det ble gjennomført kornform- (rundings-) analyser ved del-lokaliteter 2.1 øverst på viften, både i avsetningene utenfor bekkeløpet (2.1a) og midt i bekkeløpet (2.1b) som vist i figur 5.2.6. Her fremkommer det at sedimentene begge steder primært består av kantrundet materiale, men at det utenfor bekkeløpet er en større andel som er kantet.



Figur 5.2.6 a og b Resultat av kornformanalyse ved del-lokalitet 2.1a (venstre) utenfor bekkeløpet og 2.1b (høyre) i bekkeløpet. Analysen viser at sedimentene primært består av kantrundet materiale, men at det utenfor bekkeløpet og er en andel som er kantet.

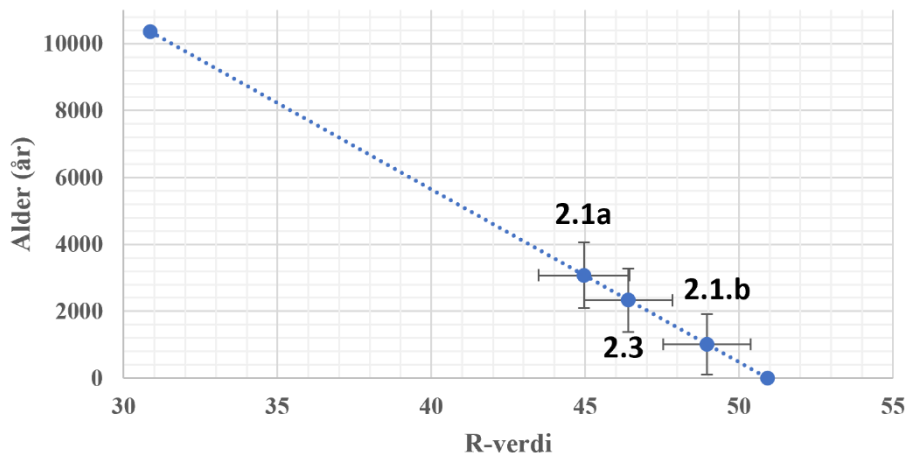
### 5.2.3 Schmidthammermålinger

Det ble foretatt Schmidthammermålinger på tre steder på lokalitet 2. Ved del-lokalitet 2.1 øverst i bekkeløpet ble det foretatt målinger to steder: på kantrundede blokker (1-2 m i diameter) som stakk ut fra den 12m tykke sedimentpakken, ca. 6m over bekkeløpet (2.1.a), og på kantede til kantrundede blokker (1-2 m i diameter) som lå løst midt i bekkeløpet (2.1b) (figur 5.2.7). Ved del-lokalitet 2.3 ble det foretatt målinger på en stor (ca. 4 m i diameter), kantrundet blokk ved vannet, nedenfor veien. Det ble tatt 50 målinger på hver dellokalitet. Alder ved 2.1a ble beregnet til  $3080 \pm 986$  år, 2.1b til  $1013 \pm 907$  år og 2.3 til  $2335 \pm 948$  år. Resultatene er fremstilt i figur 5.2.8.



Figur 5.2.7 Del-lokalitet 2.1. Rød pil peker på blokker blottet i sedimentene, gul pil peker på blokker i bunnen av bekkeløpet.

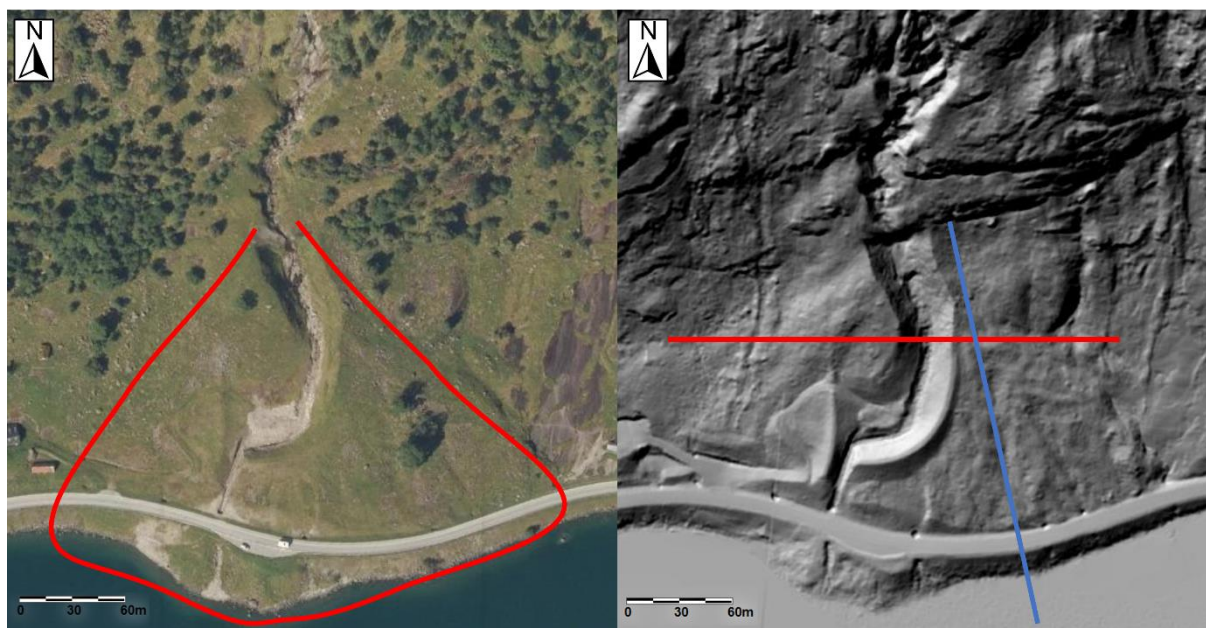




Figur 5.2.8 SHD-resultater ved lokalitet 2 vist med  $\pm 2SE$  for R-verdi og  $\pm Ct$  for alder. Alder ved 2.1a ble beregnet til  $3080 \pm 986$  år, 2.1b til  $1013 \pm 907$  år og 2.3 til  $2335 \pm 948$  år.

### 5.2.4 Lengde- og tverrprofil

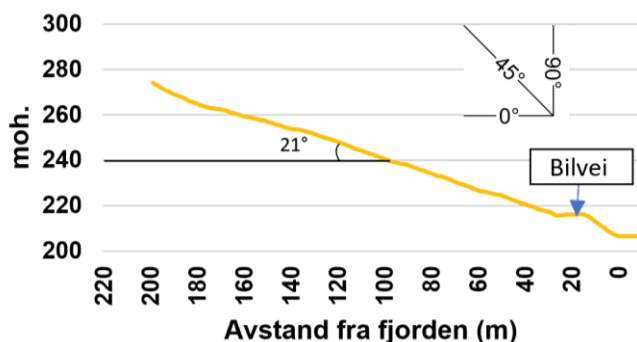
Det er også utarbeidet lengde- og tverrprofil utfra høydemodeller på hoydedata.no som vist i figur 5.2.9.



Figur 5.2.9 Flyfoto (venstre) som viser vifteformasjonens utbredelse, med vannet som naturlig avgrensning distalt. På DTM (høyre) er lengdeprofil markert med blå strek og tverrprofil med rød strek. Bildene er modifisert fra Kartverket (2022a).

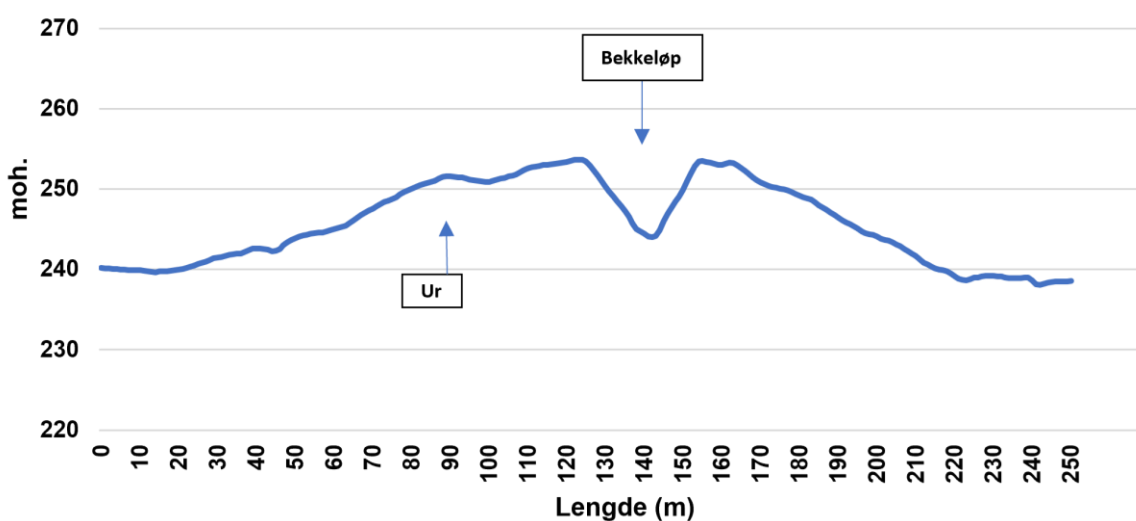
Lengdeprofilet viser en jevn utbygging av viften frem til den treffer bilveien og deretter fjorden, som vist i figur 5.2.10. Skråningsgradienten er på ca.  $21^\circ$ .





Figur 5.2.10 Lengdeprofil av viften på lokalitet 2 viser en jevn utbygging av viften frem til bilveien og fjorden, med en skråningsgradient på ca. 21°.

Tverrprofilet viser at viften har en tydelig konveks form og en høyde på ca. 15 m, med enkelte ujevnheter i form av en dyp forsenkning på ca. 10 m der bekkeløpet går og en liten forhøyning der uren vest for bekkeløpet ligger (figur 5.2.11). Tverrprofilet er lokalisert til øvre halvdel av viften for å unngå svingen på den menneskeskapte ledevollen.

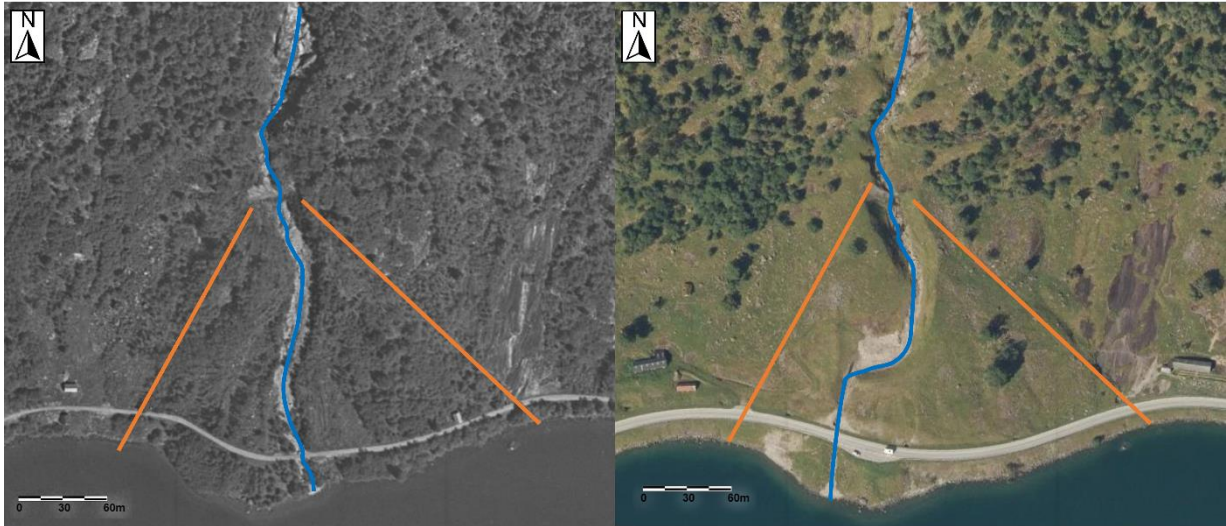


Figur 5.2.11 Tverrprofilet fra lokalitet 1, orientert fra vest til øst, viser en tydelig konveks form på viften med en tydelig forsenkning på 10 m fra bekkeløpet og en liten forhøyning fra uren på bekkeløpets vestre side.

### 5.2.5 Ortofoto

Det er også gjort sammenligning av ortofoto fra 2017 (Sogn) og 1957 (Jølster) som fremstilt i figur 5.2.12. Sammenligningen viser at det er vesentlig mindre vegetasjon i 2017 på hele viften, men at vegetasjonen også er noe redusert utenfor viften, hvor det er satt opp nye geitefjøs på begge sider. Det er også gjort store endringer i løpets retning i forbindelse med sikringstiltakene som er gjort. Det kan dog se ut som om løpet på et tidspunkt før 1957 har

hatt samme retning som i dag da avsetningene bygger lenger utover fjorden der også på bildet fra 1957.



Figur 5.2.12 Til venstre: Ortofoto fra 1957 (Jølster). Til høyre: Ortofoto fra 2017 (Sogn). Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløpet. Bildene er modifisert fra norgebilder.no (2022).

### 5.2.6 Tolkning

Basert på de undersøkelsene som er gjort tolkes denne lokaliteten til å være snøskreddominert. Tolkningen er basert på funn av dårlig sortert materiale med rundingsgrad kantet til kantrundet, langsgående løsmassehaler, ur av kantrundede blokker som ligger oppå viften, lite vegetasjon på viften med veltede trær og knekt telefonstolpe, en tydelig vifteform av tykke (ca. 20 m) løsmasser (som trolig er tykkere lenger nede på viften), samt den slake skråningsgradienten på  $21^\circ$  som alle er beskrevet som morfologiske og sedimentologiske trekk på snøskred i kapittel 3.5. Blokkene i uren utenfor viften er tolket som en del av en eldre, bakenforliggende talus som går langs hele fjorden mellom lokalitetene, avsatt som en følge av gjentatte steinsprang og/eller -skred.

Basert på denne tolkningen er det forsøkt å avgjøre om blokkene det er gjort schmidthammermålinger på stammer fra snøskred eller skred fra fast fjell, og da den dominerende prosessen på viften er tolket til å være snøskred, antas det også at hele viftens tykkelse primært består av snøskredavsetninger. Blokkene midt i sedimentpakken ved del-lokalitet 2.1a, som har fått estimert alder på  $3080 \pm 986$  år, antas derfor å stamme fra snøskred, og med ca. 6 m med sedimenter både over og under, antas det at det har vært høy snøskredaktivitet her både før og etter. Blokkene som ligger løst midt i bekkeløpet ved del-

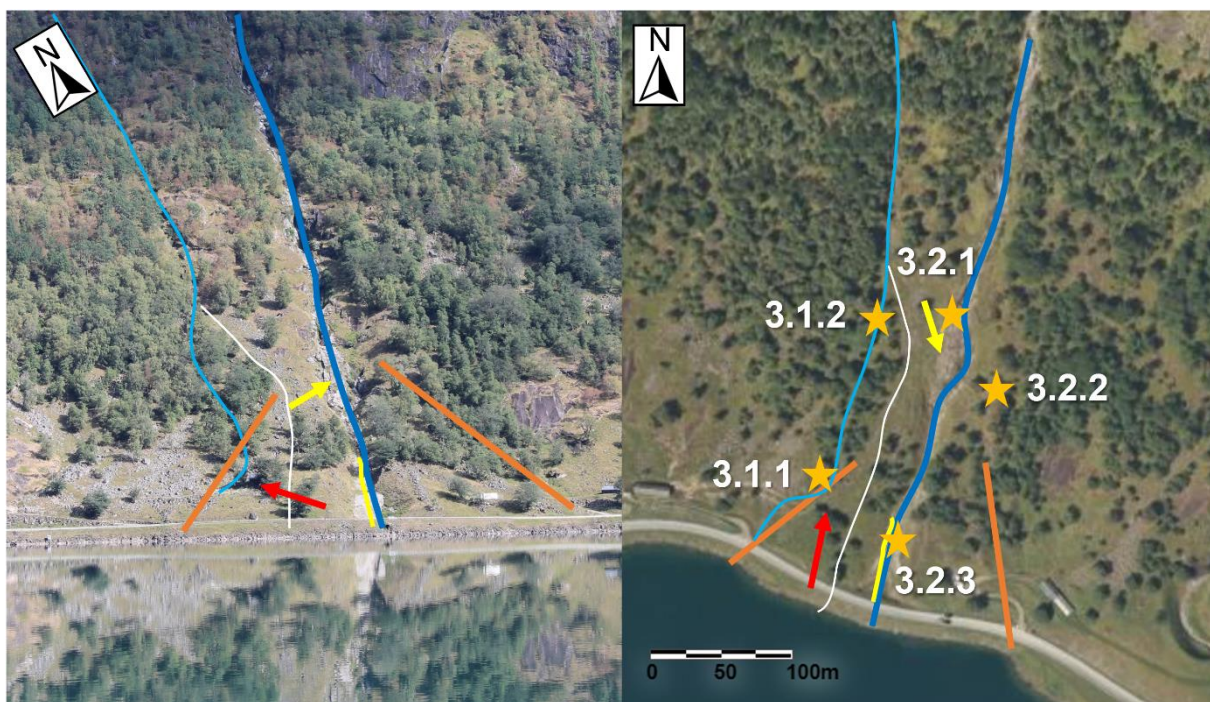
lokalitet 2.1.b antas å være snøskredavsatt på et senere tidspunkt, noe som stemmer godt med den estimerte alderen på  $1013 \pm 907$  år. Den store blokken ved del-lokalitet 2.3 nede ved vannet, som har fått estimert alder på  $2335 \pm 948$  år er også tolket som snøskredavsatt, basert på den overordnede tolkningen for lokaliteten. Denne kan dog også stamme fra et steinsprang.

### 5.3 Lokalitet 3 – Stølskjelet

UTM 32V 368436 682580

#### 5.3.1 Feltobservasjoner

Lokalitet 3 (figur 5.3.1) ligger ca. 800 m fra Kleivatunnelens sørøstre tunnelinngang langs rv.5. Det ble observert en antydning en konveks vifteform med utbygging av sedimenter utover fjorden, men ikke like tydelig som ved de foregående lokalitetene. Viftens høyeste punkt ligger ca. 250 moh., den er ca. 120 m lang fra rotpunkt til fjorden, ca. 200 m bred på det bredeste mot vannet og har en skråningsgradient på ca.  $21^\circ$ .



Figur 5.3.1 Lokalitet 3–Stølskjelet. Oransje linjer markerer yttergrense av skredavsetningen, tykk mørk blå linje markerer stort bekkeløp, tynn, lys blå linje markerer mindre bekkeløp mot vest, hvit linje markerer lite erosjonsspor, gul linje markerer menneskeskapt lederenne, rød pil peker på hytte ved levee, gul pil peker på eksponert berggrunn som deler løpet i to og gule stjerner markerer del-lokaliteter. Til venstre: Foto Marie Hesjedal. Til høyre: Flyfoto modifisert fra norgebilder.no (2022).



Det ble også observert et stort, bredt og dypt bekkeløp som kanaliserer skred fra et gjel som ligger 1000-1100 moh. i fjellet over viften (figur 5.10.11), et mindre, tørt bekkeløp vest for dette og et lite erosjonsspor mellom disse to (figur 5.3.1). Det mindre, vestre løpet har en karakteristisk levee nederst og svinger vestover før det forsvinner (figur 5.3.2). Leveen er vesentlig høyere i yttersving (øst) og består av blokker på 0,5-1 m i diameter. Like utenfor leveen nedenfor svingen står en uberørt hytte. I hele løpet er det mye vegetasjon, hovedsakelig gress, mose på blokkene og tørre, veltede trær. Øverst i løpet er det rennende vann, men det forsvinner ned i grunnen og nederste del er helt tørr. Øverst i den tørre delen er det et brått fall og store blokker danner et platå (basseng) i bunnen. Løpet har her erodert ca. 3 meter ned i massene og sidene er gjengrodd av gress/mose. Det som er mulig å se av sedimenter er dårlig sortert, kantrundet og i alle størrelser. Det er tydelige leveer langs løpet hele veien ned, og løpet har en bredde på 3-4 meter. Det står friske trær langs løpet hele veien på begge sider. Nederst der løpet forsvinner er det ingen trær.



Figur 5.3.2 Nederst i det vestre løpet. Blå linje markerer retningen til løpet, gul pil peker på uberørt hytte, rød pil peker på levee i yttersving.

Det østre løpet er vesentlig større enn det vestre og er tilsynelatende mer aktivt, med noe rennende vann, friske overflater og ferske, kantede blokker. Berggrunnen er eksponert øverst og deler løpet i to et lite stykke før det samles igjen. Vest for den blottede berggrunnen ble det observert langsgående rygger av steiner og blokker uten noe særlig finmateriale (figur 5.3.3).



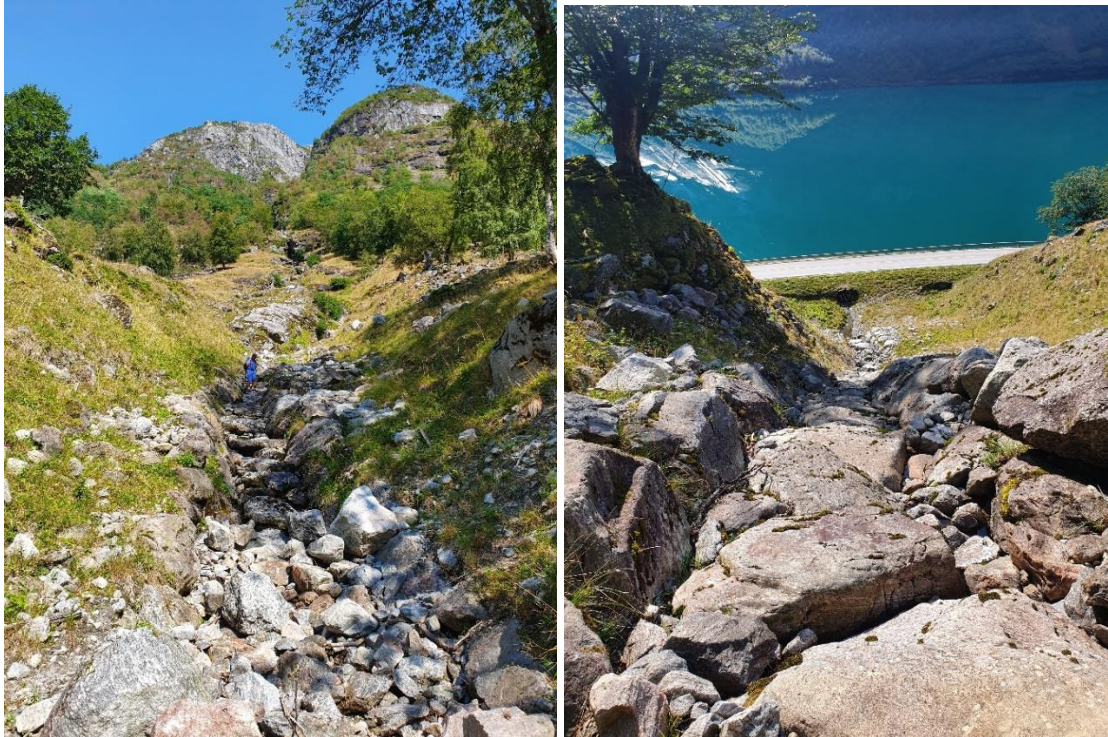
Figur 5.3.3 Eksponert berggrunn øverst i løpet markert med gul pil. Rød pilen peker på langsgående rygger av steiner og blokker med lite finmateriale.

Over den eksponerte berggrunnen fortsetter elven i et juv oppover fjellsiden. Nedenfor graver løpet seg ca. 10 m dypt ned i massene og er ca. 10 m bredt. Det ble også observert mye ferske blokker med skarpe kanter langs og i løpet (figur 5.3.4). Området øst for løpet er for det meste dekket av vegetasjon (trær) og ligner en mosedekket talus bestående av eldre blokker på ca. 25-60 cm. Nederst er det bygget en kunstig lederenne (figur 5.3.5) for å sikre veien primært mot sørpeskred. Kantene her er høye og består av usorterte masser med mye finmateriale (figur 5.3.6). Det knyttes usikkerhet til observasjonene her på grunn av arbeidet som er gjort.



Figur 5.3.4 Ferske, kantede blokker som ligger løst i det østre bekkeløpet.





Figur 5.3.5 a og b Kunstig lederenne i nedre del av det østre bekkeløpet.

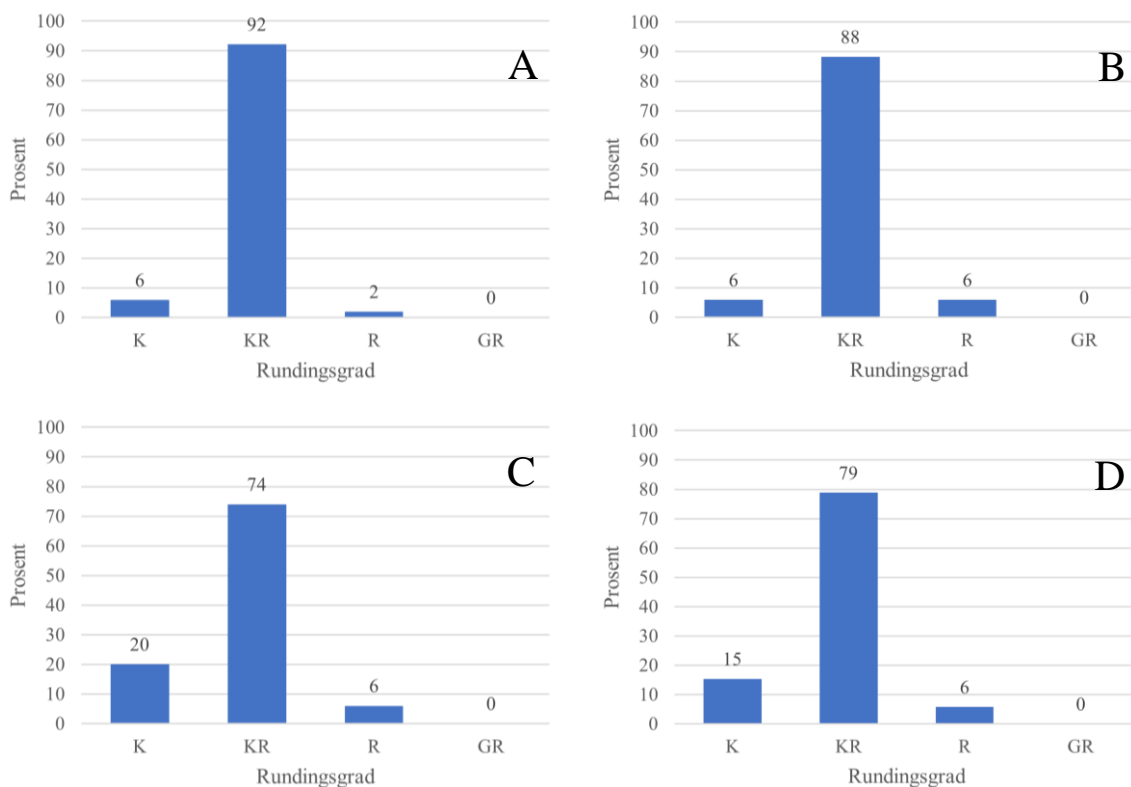


Figur 5.3.6 Tykk vegg av løsmasser i østre bekkeløp som består av mye fine sedimenter i usortert materiale.

### 5.3.2 Kornformanalyser

Det ble gjennomført kornform- (rundings-) analyser både øverst (del-lokalitet 3.1.2 og 3.2.1) og nederst (del-lokalitet 3.1.1 og 3.2.2) i begge de to bekkeløpene (figur 5.3.7). Her fremkommer det at sedimentene begge steder primært består av kantrundet materiale, men at det er en vesentlig større andel kantede fragmenter i det østre bekkeløpet sammenlignet med det vestre bekkeløpet.

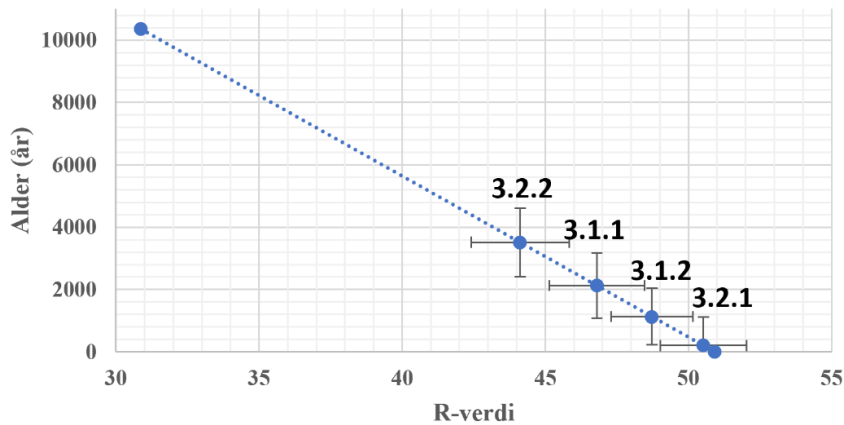




Figur 5.3.7 Resultat av kornformanalyse i bekkeløpet ved del-lokalitet 3.1.1 nederst i vestre bekkeløp (A), ved del-lokalitet 3.1.2 øverst i vestre bekkeløp (B) ved del-lokalitet 3.2.1 øverst i østre bekkeløp (C) og ved del-lokalitet 3.2.3 nederst i vestre bekkeløp (D). Analysen viser at sedimentene primært består av kantrundet materiale, men at det i østre bekkeløp er en vesentlig større andel som er kantet sammenlignet med det vestre bekkeløpet.

### 5.3.3 Schmidthammermålinger

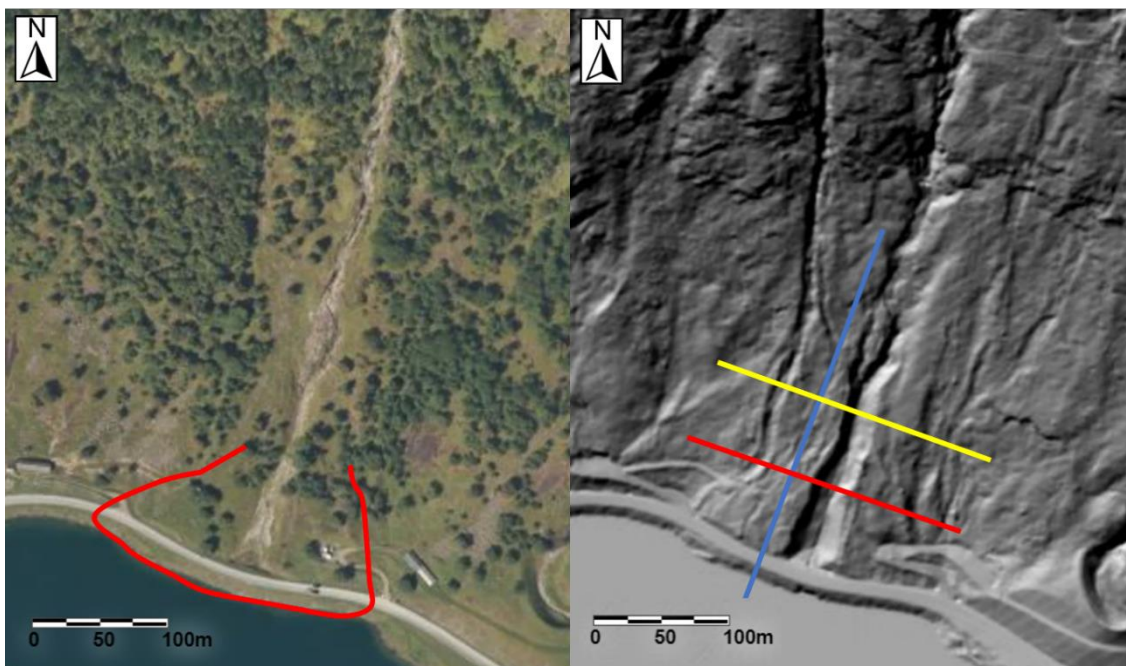
Det ble foretatt Schmidthammermålinger på fire steder ved lokalitet 3. Ved del-lokalitet 3.1.1 nederst i det vestre bekkeløpet ble det tatt målinger på kantrundede blokker (ca. 0,5 m i diameter) i leveen i yttersvingen, og ved del-lokalitet 3.1.2 øverst i det vestre bekkeløpet ble det tatt målinger på to store, kantrundede blokker (ca. 2 m i diameter) midt i bekkeløpet. Ved del-lokalitet 3.2.1 øverst i det østre bekkeløpet ble det tatt målinger i den langsgående ryggen av kantrundede blokker (ca. 0,5-1 m i diameter) og på del-lokalitet 3.2.2 øst for østre løp ble det tatt målinger på blokker (ca. 0,5 m i diameter) i «gammel» talus. Det ble tatt 50 målinger på hver dellokalitet. Alder ved 3.1.1 ble beregnet til  $2128 \pm 1041$  år, 3.1.2 til  $1137 \pm 911$  år, 3.2.1 til  $207 \pm 919$  år og 3.2.3 til  $3512 \pm 1099$  år. Resultatene er fremstilt i figur 5.3.8.



Figur 5.3.8 SHD-resultater ved lokalitet 3 vist med  $\pm 2SE$  for R-verdi og  $\pm Ct$  for alder. Alder ved 3.1.1 ble beregnet til  $2128 \pm 1041$  år, 3.1.2 til  $1137 \pm 911$  år, 3.2.1 til  $207 \pm 919$  år og 3.2.1 til  $3512 \pm 1099$  år. Den stiplede linjen er kalibreringskurven.

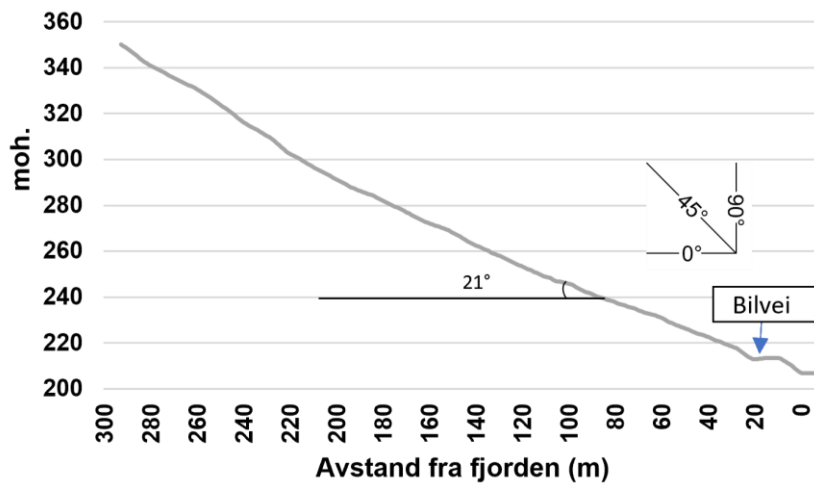
### 5.3.4 Lengde- og tverrprofil

Det er også utarbeidet lengde- og tverrprofil utfra høydemodeller på hoydedata.no som vist i figur 5.3.9.



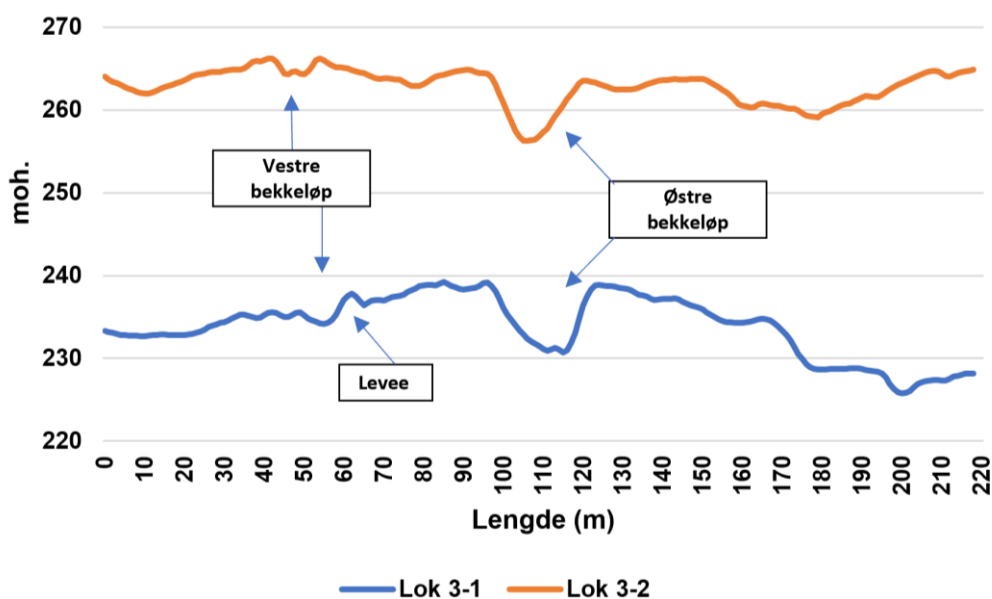
Figur 5.3.9 Flyfoto (venstre) som viser rasavsetningens utbredelse, med vannet som naturlig avgrensning distalt. På DTM (høyre) er lengdeprofil markert med blå strek og tverrprofilene med rød (3-1) og gul (3-2) strek. Bildene er modifisert fra Kartverket (2022a).

Lengdeprofilet viser en jevn utbygging av viften frem til den treffer bilveien og deretter fjorden, som vist i figur 5.3.10. Skråningsgradienten er på ca.  $21^\circ$ .



Figur 5.3.10 Lengdeprofil av viften på lokalitet 3 viser en jevn utbygging av viften frem til bilveien og fjorden, med en skråningsgradient på ca. 21°.

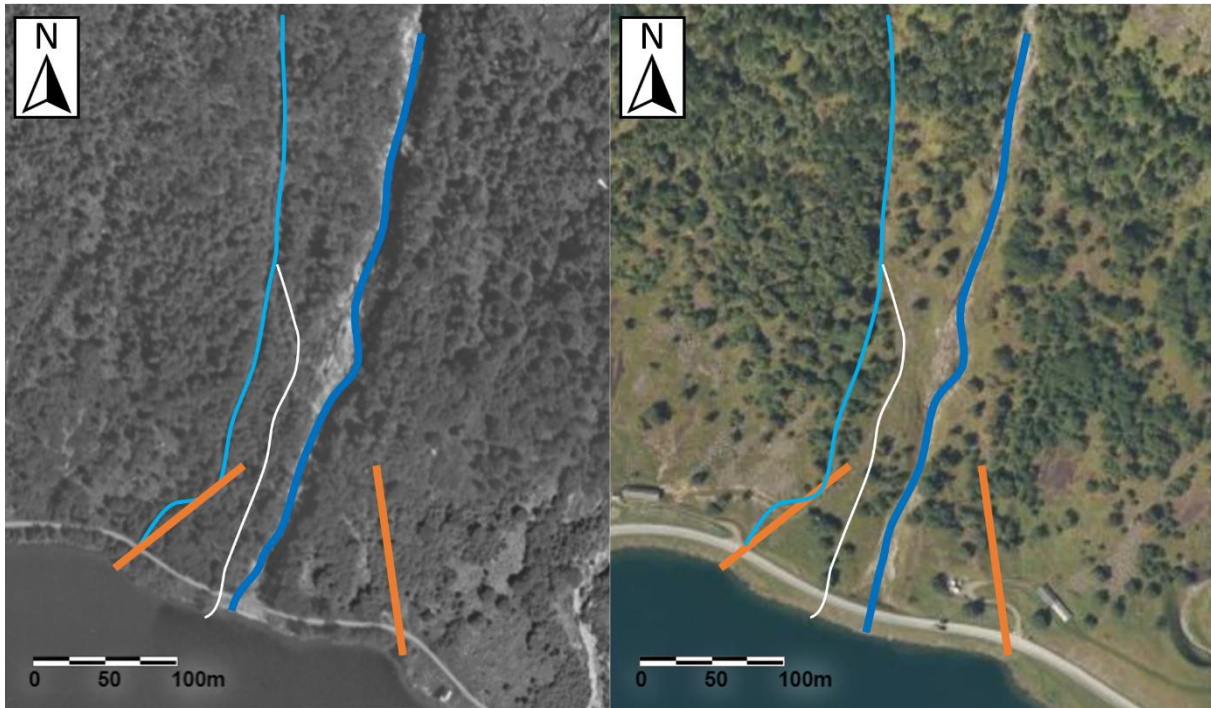
Det er utarbeidet to tverrprofiler her, et som krysser viften i nedre del, og et som ligger over i øvre del. Tverrprofilet på nedre del (3-1) viser en noe konveks form med en høyde på ca. 5-12 m, mens den ikke er like tydelig på øvre del (3-2). Begge tverrprofilene viser tydelige forsenkninger fra de to bekkeløpene, hvor det vestre er ca. 2-3 m dypt, og det østre er ca. 7-9 m dypt. Langs det vestre bekkeløpet vises også forhøyninger fra leveene som går langs bekkeløpet, hvor den tydeligste er leveen på østre side i det nedre profilet. Profilene er fremstilt i figur 5.3.11.



Figur 5.3.11 Tverrprofiler fra lokalitet 3, orientert fra nordvest til sørøst, viser en noe konveks form på nedre del med to tydelig forsenking på begge profiler fra de to bekkeløpene. Det østre er ca. 7-9 m dypt og det vestre er ca. 2-3 m dypt. Forhøyninger som kan knyttes til leveene langs det vestre bekkeløpet vises også.

### 5.3.5 Ortofoto

Det er også gjort sammenligning av ortofoto fra 2017 (Sogn) og 1957 (Jølster) som fremstilt i figur 5.3.12. Sammenligningen viser at det er generelt er noe mindre vegetasjon i området i 2017, men at området over viften, hvor berggrunnen er blottet skiller seg ut som en flekk uten trær i et område hvor det fortsatt er skog. Det er satt opp nye geitefjøs på begge sider av viften reduksjonen i vegetasjon i nedre del kan være en konsekvens av det.



Figur 5.3.12 Til venstre: Ortofoto fra 1957 (Jølster). Til høyre: Ortofoto fra 2017 (Sogn). Oransje linjer markerer vifteformen, tykk mørk blå linje markerer stort erosjonsspor, tynn lys blå linje markerer mindre spor mot vest, hvit linje markerer lite løp mellom de to blå. Bildene er modifisert fra norgebilder.no (2022).

### 5.3.6 Tolkning

Basert på de undersøkelsene som er gjort tolkes denne lokaliteten til å være snøskreddominert med innslag av steinsprang i østre bekkeløp og med preg av flomskred/sørpeskred i det vestre bekkeløpet. Tolkningen er basert på funn av dårlig sortert materiale med rundingsgrad kantet til kantrundet, langsgående rygger av blokker, langsgående løsmassehale, områder med lite vegetasjon over viften, samt den slake skråningsgradienten på 20° som alle er beskrevet som morfologiske og sedimentologiske trekk på snøskred i kapittel 3.5. Det vestre bekkeløpet spesielt, tolkes også som påvirket av flomskred/sørpeskred basert på leveene langs bekkeløpet, særlig i yttersvingen nederst. Den kraftige erosjonen i det østre bekkeløpet tyder

også på høyt innhold av vann i skredmassene. Det høye innholdet av kantede blokker og fragmenter ved det vestre bekkeløpet er et tydelig tegn på nylig steinsprangaktivitet. Blokkene utenfor viften er tolket som en del av en eldre, bakenforliggende talus som går langs hele fjorden mellom lokalitetene, avsatt som en følge av gjentatte steinsprang og/eller -skred.

Basert på denne tolkningen er det forsøkt å avgjøre om blokkene det er gjort schmidthammermålinger på stammer fra snøskred eller skred fra fast fjell. Det vestre bekkeløpet bærer lite preg av steinsprangaktivitet og både blokkene i leveen nederst, som har fått en estimert alder på  $2128 \pm 1041$  år, og i bekkeløpet øverst, som har fått en estimert alder på  $1137 \pm 911$  år, er begge tolket som avsatt av snøskred over den bakenforliggende talusavsetningen. Langsgående løsmasserygger med høyt blokkinnhold, hvor finmaterialet er vasket bort av den smeltende snøen, er vanlige spor etter snøskred, blokkene i den langsgående ryggen ved del-lokalitet 3.2.1, som har fått en estimert alder på  $207 \pm 919$  år, antas derfor å være avsatt av relativt nylig snøskredaktivitet. Blokkene ved del-lokalitet 3.2.2, som har fått en estimert alder på  $3512 \pm 1099$  år, antas å være en del av den bakenforliggende talusen og stammer dermed fra skred fra fast fjell.

## **5.4 Lokalitet 4 – Vikane 1**

UTM 32V 368627 682575

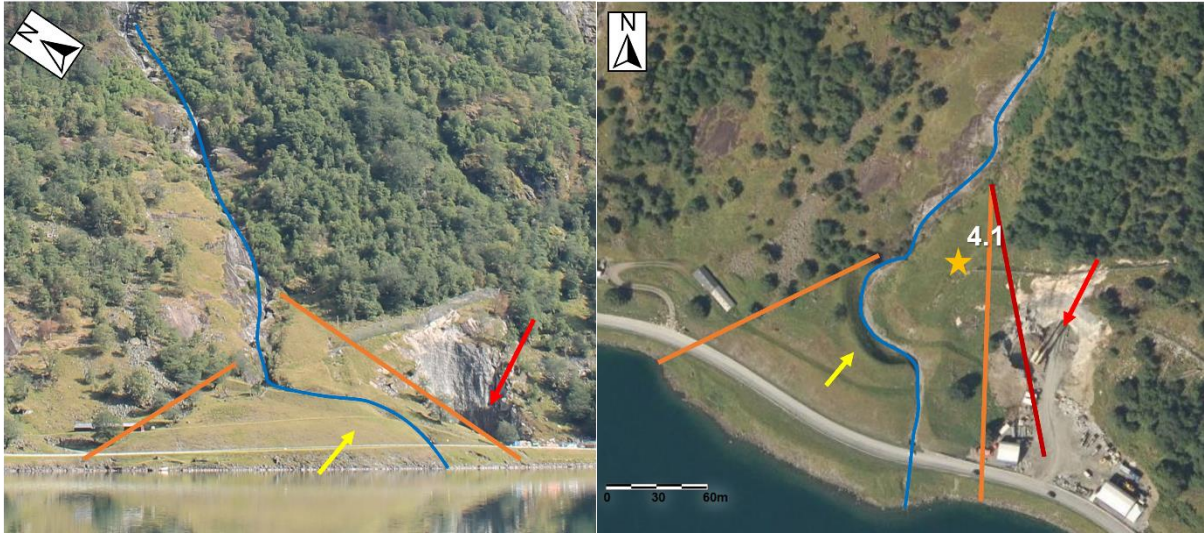
### **5.4.1 Feltobservasjoner**

Lokalitet 4 (figur 5.4.1) ligger ca. 880 m fra Kleivatunnelens sørøstre tunnelinngang langs rv.5 og like vest for tunnelinnslaget ved Pevika. Det ble observert en konveks vifteform som er ca. 140 m lang fra toppen av viften til vannet, ca. 230 m bred på det bredeste ned mot vannet og som har en skråningsgradient på ca.  $22^\circ$ . Viftens høyeste punkt ligger ca. 260 moh.

Det går et bekkeløp fra toppen av viften som kanaliserer skred fra et gjel som ligger 1000-1100 moh. i fjellet over viften (figur 5.10.11). Bekkeløpet graver seg ca. 5 m ned i fjellet og fortsetter gjennom ca. 10m tykke løsmasser nedover viften. På hele viften, og langs bekkeløpet ca. 150 m over rotpunktet, er det lite vegetasjon høyere enn gress. Vest for viften er det en ur av tilsynelatende høyere alder enn vifteavsetningene, med en tydelig overgang fra ur til vifte. Denne er lignende uren som er observert ved tidligere lokaliteter (figur 5.4.2). Ved del-lokalitet 4.1 går det et erosjonsspor parallelt med bekkeløpet og i øvre del av dette går det



et fanggjerde østover over tunnelinnslaget. Sedimenter som er synlig her er tilsynelatende dårlig sortert og vurderes som kantrundet.



Figur 5.4.1 Lokaltet 4–Vikane 1. Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer spor etter bekkeløp, gul pil peker på stor menneskeskapt ledevoll og rød pil peker på tunnelinnslag ved Pevika, gule stjerner markerer del-lokaliteter. Til venstre: Foto Marie Hesjedal. Til høyre: Flyfoto modifisert fra norgebilder.no (2022).



Figur 5.4.2 Bilde som viser overgangen mellom uren som er observert utenfor skredavsetningene og viften ved lokalitet 4.



Store deler av viften er kraftig bearbeidet for å sikre veien primært mot sørpeskred, slik at det er lite relevante observasjoner å gjøre her. I tillegg til en stor ledevoll som dekker store deler av viften (figur 5.4.3) er det sprengt ut et tunnelinnslag øst for viften ved Pevika slik at deler av avsetningen her er borte.



Figur 5.4.3 Stor menneskeskapt ledevoll som går gjennom størstedelen av viften og gjør observasjoner her usikre.

#### **5.4.2 Kornformanalyser**

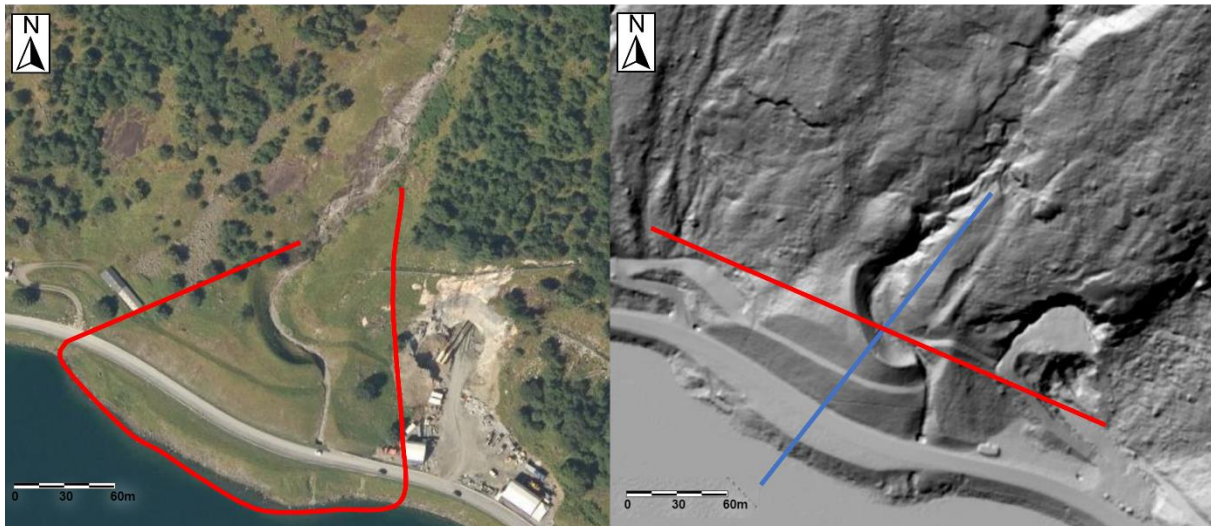
Det ble ikke gjennomført kornform- (rundings-) analyser på denne lokaliteten grunnet den store usikkerheten knyttet til målinger gjort her.

#### **5.4.3 Schmidthammermålinger**

Det ble ikke foretatt Schmidthammermålinger på denne lokaliteten grunnet den store usikkerheten knyttet til målinger gjort her.

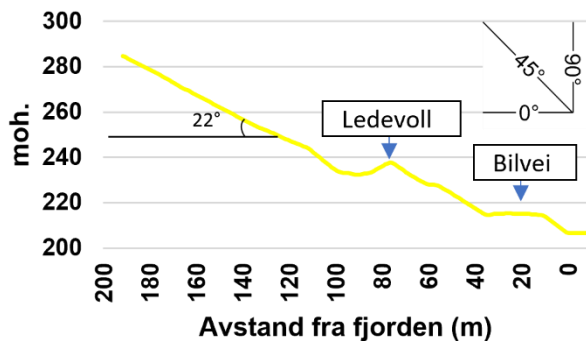
#### **5.4.4 Lengde- og tverrprofil**

Det er utarbeidet lengde- og tverrprofil utfra høydemodeller på [hoydedata.no](http://hoydedata.no) som vist i figur 5.4.4.



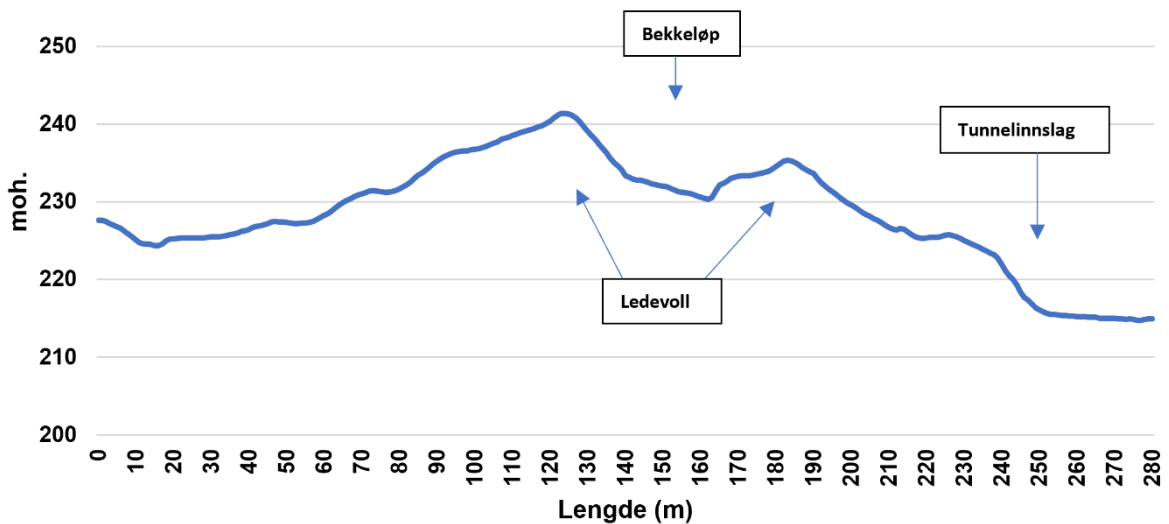
Figur 5.4.4 Flyfoto (venstre) som viser vifteformasjonens utbredelse, med vannet som naturlig avgrensning distalt. På DTM (høyre) er lengdeprofil markert med blå strek og tverrprofil med rød strek. Bildene er modifisert fra Kartverket (2022a).

Lengdeprofilen viser en relativt jevn utbygging av massene frem til ledevollen og svingen i bekkeløpet, med en vinkel på ca.  $22^\circ$  (figur 5.4.5). Det må antas at massene nedenfor dette ikke er avsatt naturlig.



Figur 5.4.5 Lengdeprofil av viften på lokalitet 4 viser en jevn utbygging av viften frem til ledevollen, med en skråningsgradient på ca.  $22^\circ$ . Nedenfor ledevollen antas det at massene ikke er avsatt naturlig.

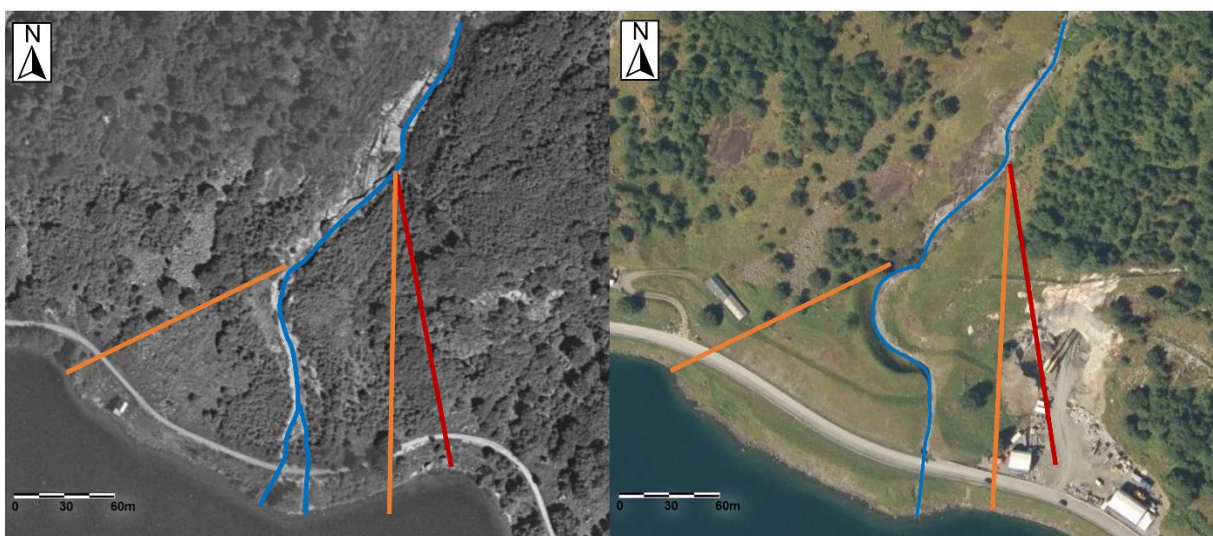
Tverrprofilen viser en tydelig konveks form med en høyde på ca. 15-25 m, med en forsenkning ved bekkeløpet, en ca. 10 m høy ledevoll mot vest og en ca. 5 m høy ledevoll mot øst (figur 5.4.6). Vest for bekkeløpet, utenfor ledevollen antas det at den konvekse formen er tilnærmet naturlig, men det er knyttet stor usikkerhet til resten av profilen og det er sannsynlig at formene som kommer frem er påvirket av arbeidet som er utført på lokaliteten, særlig i nærhet av, og øst for, bekkeløpet.



Figur 5.4.6 Tverrprofilen fra lokalitet 4, orientert fra nordvest til sørøst, viser en tydelig konveks form på viften med en tydelig forsenking fra bekkeløpet og ledevoller på 10 og 5 m. Øst for bekkeløpet er det gjort store inngrep i forbindelse med tunnelinnslaget ved Pevika.

#### 5.4.5 Ortofoto

Det er også gjort sammenligning av ortofoto fra 2017 (Sogn) og 1957 (Jølster) som fremstilt i figur 5.4.7. Det er her gjort store menneskelige inngrep, både i form av konstruksjon av ledevoll og utfylling av bukten i øst ved tunnelinnslaget i Pevika. Det vil derfor være vanskelig å si noe om hva som er naturlige endringer og hva som er et resultat av menneskelig aktivitet i nedre del. Sammenligningen viser likevel at det er mindre vegetasjon i området langs bekkeløpet i 2017.



Figur 5.4.7 Til venstre: Ortofoto fra 1957 (Jølster). Til høyre: Ortofoto fra 2017 (Sogn). Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløp, mørk rød linje markerer tilsynelatende yttergrense på viften fra gammelt bilde. Bildene er modifisert fra norgebilder.no (2022).



### 5.4.6 Tolkning

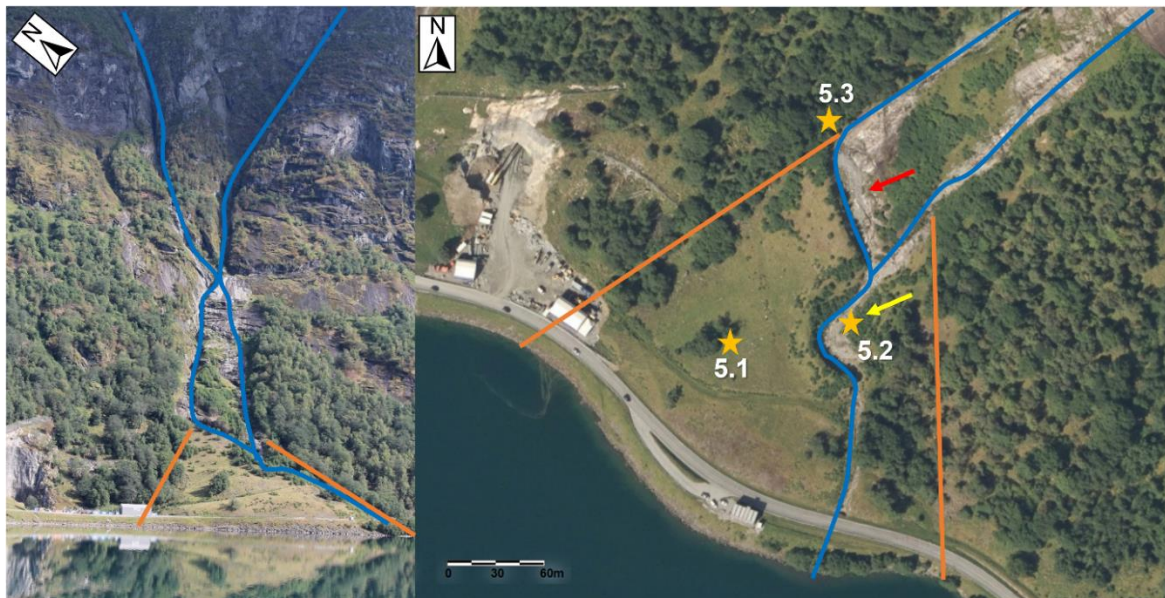
Basert på de undersøkelsene som er gjort tolkes denne lokaliteten til å være snøskreddominert. Tolkningen er basert på funn av dårlig sortert materiale med rundingsgrad kantet til kantrundet, lite vegetasjon, den tydelige vifteformen av tykke (ca. 20 m) løsmasser, den slake skråningsgradienten på  $22^\circ$ , samt likheten med andre lokaliteter som er tolket som snøskreddominert i mangel på andre pålitelige observasjoner her.

## 5.5 Lokalitet 5 – Svåvikja

UTM 32V 368956 682563

### 5.5.1 Feltobservasjoner

Lokalitet 5 (figur 5.5.1) og ca. 1,3 km fra Kleivatunnelens sørøstre tunnelinnang langs rv.5. Det ble observert en stor konveks vifteform, som er ca. 180 m fra toppen av viften til vannet, ca. 260 m bred på det bredeste mot vannet og som har en skråningsgradient på ca.  $20^\circ$ . Viftens høyeste punkt ligger på ca. 270 moh. Utenfor viften ligger en ur, delvis dekket av vegetasjon, bestående av kantede til kantrundede blokker med diameter fra 1 til 2 m.



Figur 5.5.1 Lokalitet 3–Svåvikja. Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløp, rød pil markerer bart fjell i øvre del av bekkeløpet, gul pil markerer sedimentfylt bekkeløp på midtre del, gule stjerner markerer del-lokaliteter. Til venstre: Foto Marie Hesjedal. Til høyre: Flyfoto modifisert fra norgeibilder.no (2022).

Ca. 300 m over viften møtes to bekkeløp som kanalisierer skred fra to gjel som ligger 1000-1100 moh. i fjellet over viften (figur 5.10.11). Her er bart fjell blottet, og vannet fortsetter nedover fjellsiden i et 60 m bredt spor før det igjen deles i et større bekkeløp mot øst og et mindre mot vest som begge treffer viften. Øverst på viften er brede spor av fast fjell blottet i det østre bekkeløpet og det er lite sedimenter å finne her. Her finnes også spor etter sprengingsaktivitet i fjellet. Det er bygget to store krokvoller i viften for å sikre veien primært mot sørpeskred, og de to bekkeløpene møtes igjen i bunnen av den første kroken. Viften er såpass bearbeidet gjennom utarbeidingen av ledevollen, som er muret opp av naturstein, at det er vanskelig å få noen sikre målinger og observasjoner her. Mellom de to bekkeløpene like over viften og langs kanten på bekkeløpet som fortsetter nedover i viften er det tett vegetasjon av unge løvtrær. På resten av viften er det lite vegetasjon høyere enn gress, utenom enkelte busker her og der (figur 5.5.2).



Figur 5.5.3 Viften sett fra veien viser at det er lite vegetasjon på viften og at den bærer preg av menneskelig aktivitet.

Del-lokalitet 5.1 er tilsynelatende utenfor den bearbejdede delen og trolig en del av den opprinnelige viften. Her ble det observert usortert materiale med spredte, kantrundede blokker av forskjellig størrelse (0,5-2 m), delvis dekket av sedimenter, i et område dekket av vegetasjon. Utenfor viften ved del-lokalitet 5.3 ble det observert ur av store blokker (1-4 m i diameter) dekket av mose og lav, samt skog av tilsynelatende høyere alder enn de unge trærne i og rundt bekkeløpet.



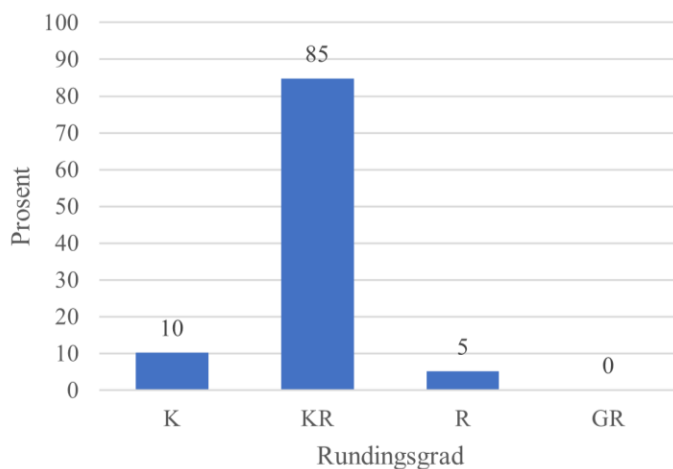
Mellom de to krokvollene, ved del-lokalitet 5.2 midt på viften, er bunnen dekket av stein, grus og blokker (figur 5.5.3).



Figur 5.5.3 Bekkeløpet midt på viften ved del-lokalitet 5.2 består av stein, grus og blokker. Målestokken er 1 m.

### 5.5.2 Kornformanalyser

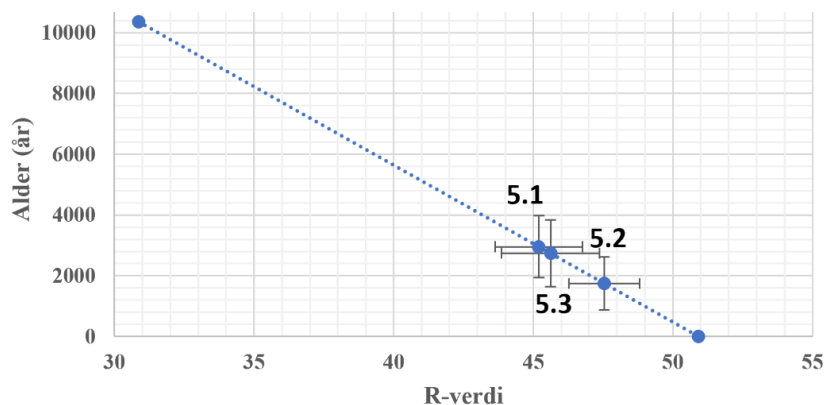
Det ble gjennomført kornform- (rundings-) analyser ved del-lokalitet 5.2 i bekkeløpet midt på viften (figur 5.5.4). Her fremkommer det at sedimentene primært består av kantrundet materiale.



Figur 5.5.4 Resultat av kornformanalyse i bekkeløp midt på viften ved del-lokalitet 5.2. Analysen viser at sedimentene primært består av kantrundet materiale.

### 5.5.3 Schmidthammermålinger

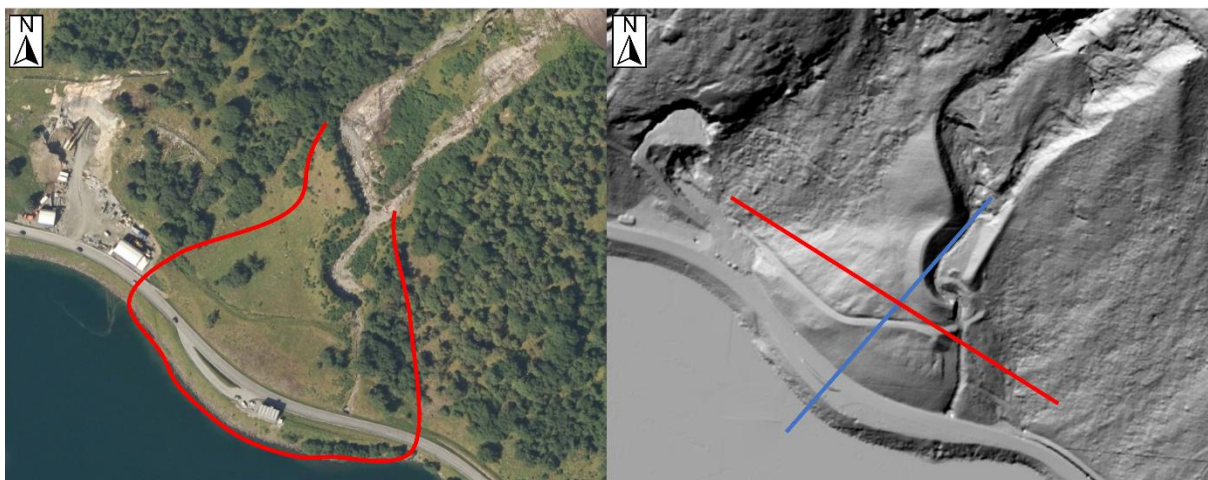
Det ble foretatt Schmidthammermålinger på tre steder på lokalitet 5. Ved del-lokalitet 5.1 ble det tatt målinger på blokker (ca. 1 m i diameter) delvis dekket av sedimenter i antatt uberørt område midt på viften, ved del-lokalitet 5.2 ble det tatt målinger på blokker (ca. 1-2 m i diameter) i bunnen av bekkeløpet midt på viften og ved del-lokalitet 5.3 ble det tatt målinger på blokker (ca. 3-4m i diameter) i ur vest for og utenfor toppen av viften. Det ble tatt 50 målinger på hver dellokalitet. Alder ved 5.1 ble beregnet til  $2950 \pm 1020$  år, 5.2 til  $1750 \pm 869$  år og 5.3 til  $2740 \pm 1098$  år. Resultatene er fremstilt i figur 5.5.5.



Figur 5.5.5: SHD-resultater ved lokalitet 5 vist med  $\pm 2SE$  for R-verdi og  $\pm Ct$  for alder. Alder ved 5.1 ble beregnet til  $2950 \pm 1020$  år, 5.2 til  $1750 \pm 869$  år og 5.3 til  $2740 \pm 1098$  år. Den stiplede linjen er kalibreringskurven.

### 5.5.4 Lengde- og tverrprofil

Det er også utarbeidet lengde- og tverrprofil utfra høydemodeller på hoydedata.no som vist i figur 5.5.6.

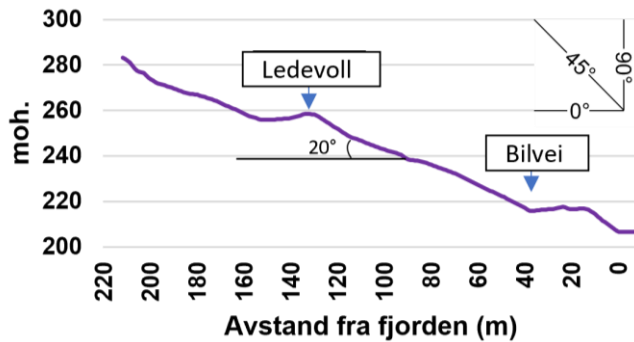


Figur 5.5.10 Flyfoto (venstre) som viser rasavsetningens utbedring, med vannet som naturlig avgrensning distalt. På DTM (høyre) er lengdeprofil markert med blå strek og tverrprofil med rød strek. Bildene er modifisert fra Kartverket (2022a).



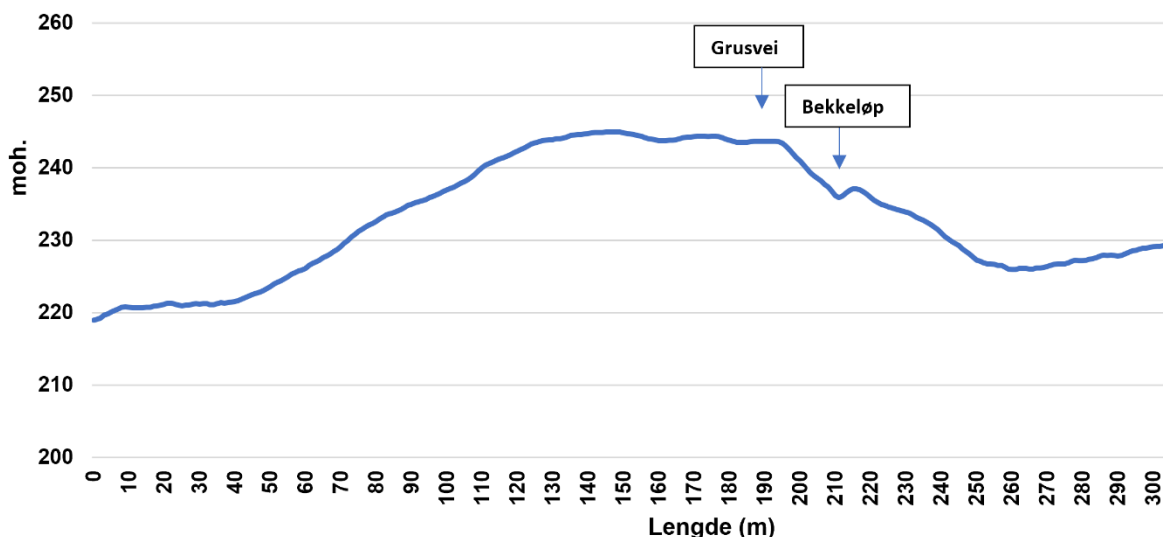
Lengdeprofilen viser at det er noe variasjon i utbyggingen av masser, med ledevollen midt i viften og en noe brattere gradient nedenfor denne og nederst mot bilveien.

Skråningsgradienten på 20° er regnet ut fra viftens lengde/høyde-forhold og vil trolig variere noe langs profilet.



Figur 5.5.6 Lengdeprofil av viften på lokalitet 5 viser en relativt jevn gradient frem til bilveien og fjorden, avbrutt av ledevollen midt på viften. Skråningsgradient er beregnet til ca. 20°.

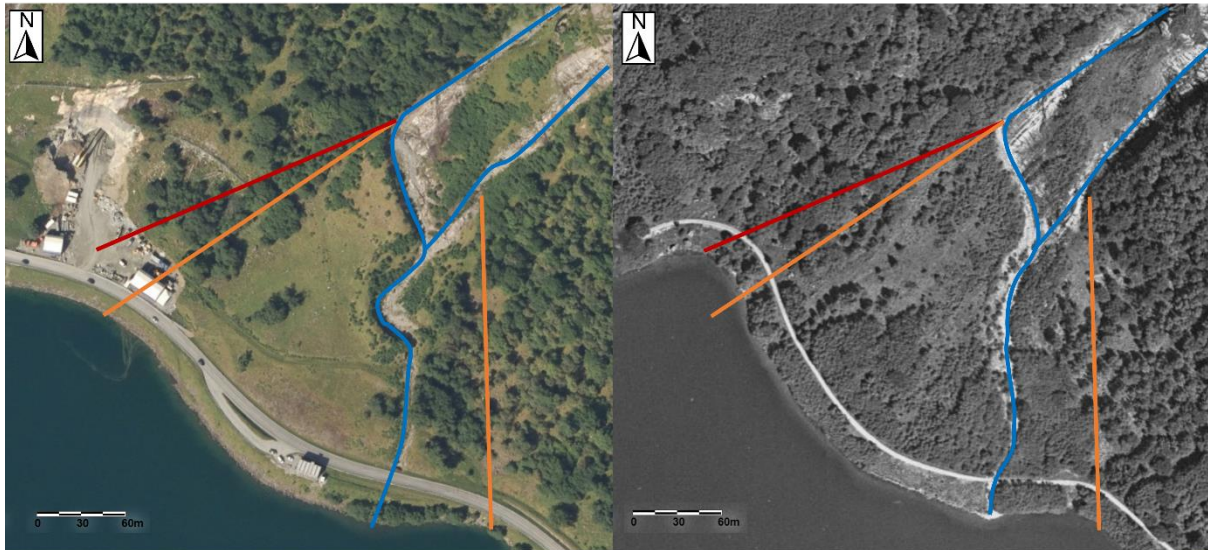
Tverrprofilet viser en tydelig konveks form med en høyde på ca. 20m, en liten utbygging av masser i forbindelse med grusveien som krysser på toppen av viften, samt en forsenkning på ca. 2 m der bekkeløpet går (figur 5.5.7). Tverrprofilet er lokalisert til nedre del av viften for å unngå den menneskeskapte ledevollen.



Figur 5.5.7 Tverrprofilet fra lokalitet 5, orientert fra nordvest til sørøst, viser en tydelig konveks form på ca. 20 m med en forsenkning på 3-2 m fra bekkeløpet og en liten forhøyning ved grusveien som krysser over viften.

### 5.5.5 Ortofoto

Det er også gjort sammenligning av ortofoto fra 2017 (Sogn) og 1957 (Jølster) som fremstilt i figur 5.5.8. Det er her gjort store inngrep, både i form av konstruksjon av ledevoll og utfylling av bukten i vest. Det vil derfor være vanskelig å si noe om hva som er naturlige endringer og hva som er et resultat av menneskelig aktivitet. Det fremkommer likevel ved sammenligning at det ikke er gjort store endringer i hvor på viften bekkeløpet går, men at dette snarere er blitt modifisert for å bremse og lede fremtidig skredaktivitet i ønsket retning.



Figur 5.5.8 Til venstre: Ortofoto fra 2017 (Sogn). Til høyre: Ortofoto fra 1957 (Jølster). Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløp, mørk rød linje markerer tilsynelatende yttergrense på viften fra gammelt bilde. Bildene er modifisert fra norgebilder.no (2022).

### 5.5.6 Tolkning

Basert på de undersøkelsene som er gjort tolkes denne lokaliteten til å være snøskreddominert. Tolkningen er basert på funn av dårlig sortert materiale med rundingsgrad kantet til kantrundet, spredte blokker i finere materiale på den uberørte delen av viften, lite vegetasjon på viften og langs bekkeløpene over viften, en tydelig vifteform av tykke (ca. 20 m) løsmasser, samt den slake skråningsgradienten på  $21^\circ$  som alle er beskrevet som morfologiske og sedimentologiske trekk på snøskred i kapittel 3.5. Blokkene i uren utenfor viften er tolket som en del av en eldre, bakenforliggende talus som går langs hele fjorden mellom lokalitetene, avsatt som en følge av gjentatte steinsprang og/eller -skred.

Basert på denne tolkningen er det forsøkt å avgjøre om blokkene det er gjort schmidthammermålinger på stammer fra snøskred eller skred fra fast fjell, og da den dominerende prosessen på viften er tolket til å være snøskred, antas det også at hele viftens tykkelse primært består av snøskredavsetninger. Blokkene i bunnen av bekkeløpet ved del-

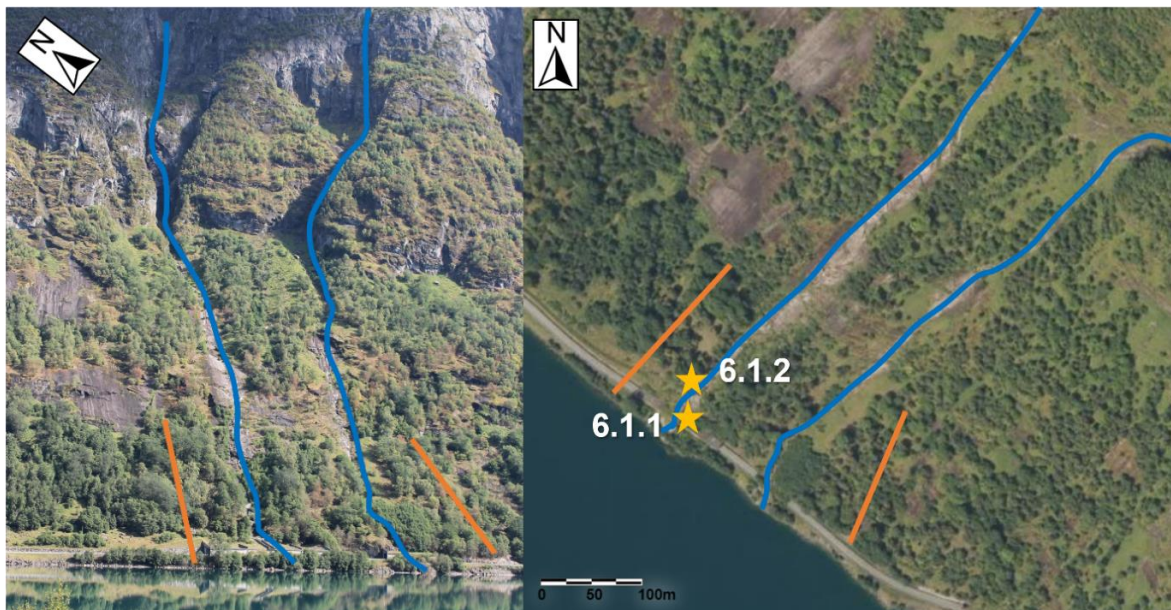
lokalitet 5.2, som har fått en estimert alder på  $1750 \pm 869$  år og de delvis begravde blokkene på den antatt uberørte delen av viften ved del-lokalitet 5.1, som har fått en estimert alder på  $2950 \pm 1020$  år, antas derfor å være avsatt i forbindelse med snøskredaktivitet. Blokkene ved del-lokalitet 5.3, øst for og utenfor viften, som har fått en estimert alder på  $2740 \pm 1098$  år, antas å være en del av den bakenforliggende talusen og stammer dermed fra skred fra fast fjell.

## 5.6 Lokalitet 6 – Streksvora 1 og 2

UTM 32V 369246 682551

### 5.6.1 Feltobservasjoner

Lokalitet 6 (figur 5.6.1). ligger ca. 250 m vest for Bjørnebakktunellen langs rv. 5. Det ble observert to bekkeløp (bekkeløp 6-1 mot nordvest og 6-2 mot sørøst) og det er satt opp skredoverbygg i betong der de to løpene treffer veien for å sikre veien mot steinsprang og snøskred. Det ble ikke observert noen vifteform eller utbygging av masser i fjorden i forbindelse med bekkeløpene og bart fjell er synlig ved veien (figur 5.6.2). Høyeste punkt på avsetningen ved 6-1 er ca. 300 moh., lengden ned til fjorden er 150 m og skråningsgradienten er  $38^\circ$ . Ved 6-2 er høyeste punkt på avsetningen ca. 330 moh., lengden ned til fjorden er 190 m og skråningsgradienten er  $39^\circ$ .



Figur 5.6.1 Lokalitet 6–Streksvora 1 og 2. Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløp, gule stjerner markerer del-lokaliteter. Til venstre: Foto Marie Hesjedal. Til høyre: Flyfoto modifisert fra norgeibilder.no (2022).





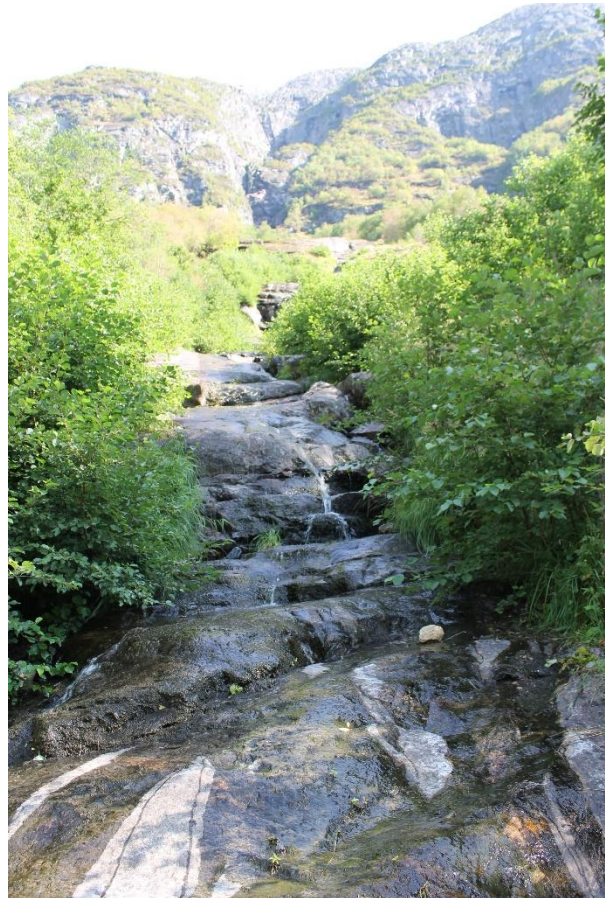
Figur 5.6.2 Bart fjell og foss over skredoverbygget ved del-lokalitet 6.1.1.

Tilgang til lokaliteten, spesielt 6-2, er problematisk, det er derfor begrenset med observasjoner herfra. Bekkeløp 6-1 graver seg ca. 3m ned i massene ved del-lokalitet 6.1.2 (figur 5.6.3) og hele dette løpet er preget av mye vegetasjon bestående av busker og unge trær (figur 5.6.4). Berggrunnen er blottlagt i bunnen av den delen av løpet som er synlig under feltarbeidet. Like utenfor og vest for bekkeløp 6-1 ble det observert en ur lignende den som er observert på utsiden av avsetningene på tidligere lokaliteter (figur 5.6.5). Uren består av fallsortert materiale av kantede blokker i relativt lik størrelse på ca. 50cm. De fleste er mosegrodd og bærer preg av forvitring, men det ligger også ferskere blokker innimellom. Fra bekkeløp 6-1 og nordvestover er det en svak helning nedover. Det er tilsynelatende lite til ingen avsetning fra bekkeløpet overliggende den eldre uren på utsiden av bekkeløpet. Veggene i bekkeløpet består av blokker på 0,5-1 m i diameter med gresskleddt finmateriale mellom.





Figur 5.6.3a: Bekkeløpet ved del-lokalitet 6.1.2 har vegetasjonsdekkede vegger av blokker i finmateriale, og bart fjell som er blottlagt. Målestokken er 1 m.



Figur 5.6.4 b og c: I bekkeløpet ved del-lokalitet 6.1.2 er det mye vegetasjon og tett med unge trær og blottlagt berggrunn i hele bekkeløpet.

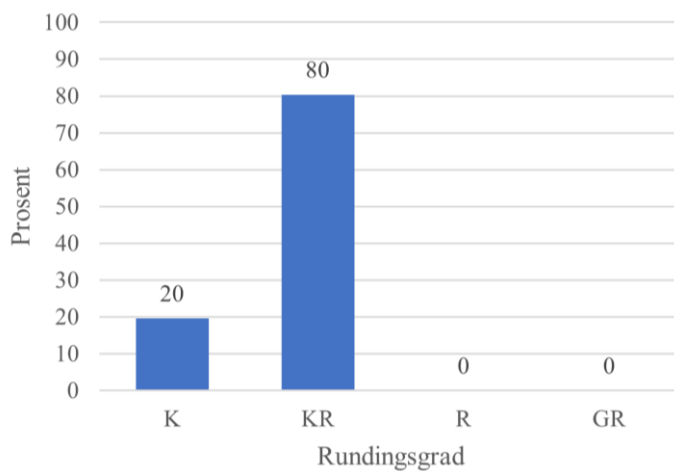




Figur 5.6.5: Fallsortert ur like på utsiden av bekkeløpet ved del-lokalitet 6.1.2 lignende uren som er observert utenfor tidligere skredavsetninger.

### 5.6.2 Kornformanalyser

Det ble gjennomført kornform- (rundings-) analyser i sedimentene nedenfor fossen over overbygget ved lok 6.1.1 (figur 5.6.6). Her fremkommer det at sedimentene primært består av kantrundet materiale, med en relativt stor andel som er kantet.

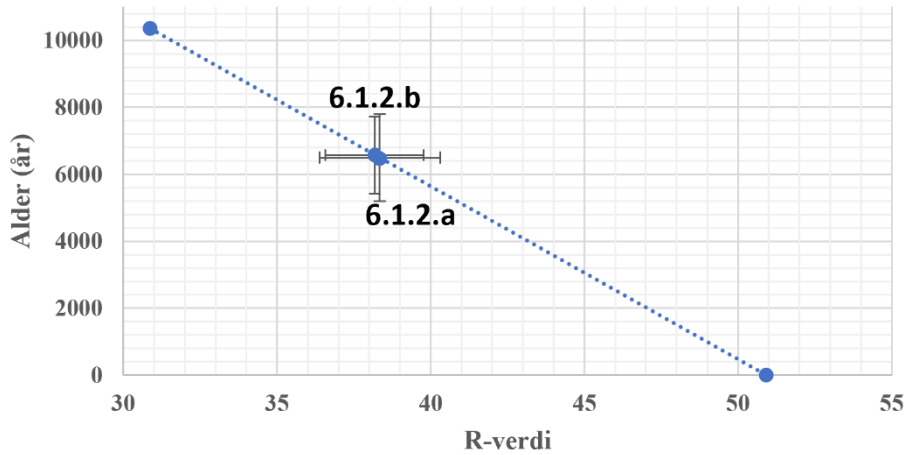


Figur 5.6.6 Resultat av kornformanalyse i sedimentene nedenfor fossen over overbygget ved lok 6.1.1. Analysen viser at sedimentene primært består av kantrundet materiale, men at en relativt stor andel er kantet.

### 5.6.3 Schmidthammermålinger

Det ble foretatt Schmidthammermålinger på to steder på lokalitet 6; begge ved del-lokalitet 6.1.2. Her ble det foretatt målinger både på blokker (ca. 0,5 m i diameter) i den antatt eldre

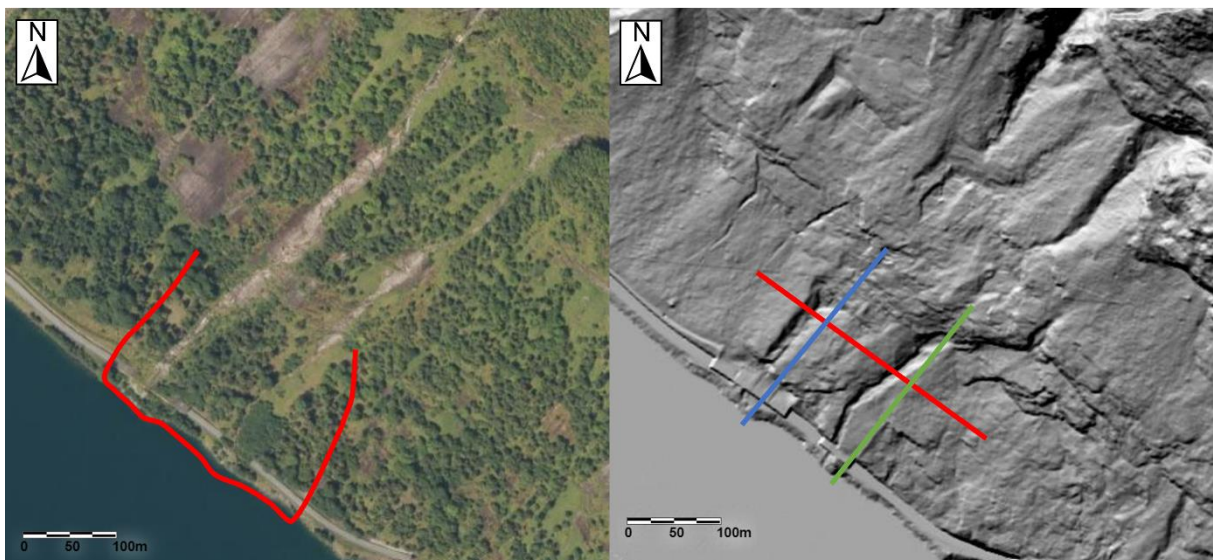
uren like utenfor bekkeløpet (figur 5.6.5) og på blokker som stakk ut fra den 3 m tykke sedimentpakken (figur 5.6.3), henholdsvis måling 6.1.2a og 6.1.2b. Det ble tatt 50 målinger på hvert sted. Alder ved 6.1.2a er beregnet til  $6500 \pm 1294$  år, og 6.1.2b er beregnet til  $6580 \pm 1197$  år. Resultatet av målingene er presentert i figur 5.6.7



Figur 5.6.7: SHD-resultater ved lokalitet 6 vist med  $\pm 2SE$  for R-verdi og  $\pm Ct$  for alder. Alder ved 6.1.2.a ble beregnet til  $6500 \pm 1294$  år, og 6.1.2b er beregnet til  $6580 \pm 1197$  år. Den stiplede linjen er kalibreringskurven.

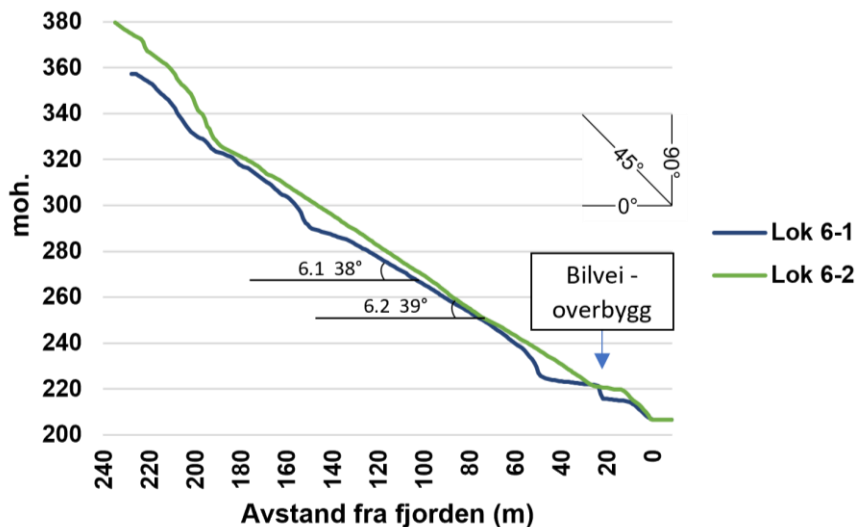
#### 5.6.4 Lengde- og tverrprofil

Det er også utarbeidet lengde- og tverrprofil utfra høydemodeller på hoydedata.no som vist i figur 5.6.8.



Figur 5.6.8 Flyfoto (venstre) som viser skredavsetningens utbredelse, med vannet som naturlig avgrensning distalt. På DTM (høyre) er lengdeprofilene 6-1 og 6-2 markert med henholdsvis blå og grønn strek, og tverrprofil med rød strek. Bildene er modifisert fra Kartverket (2022a).

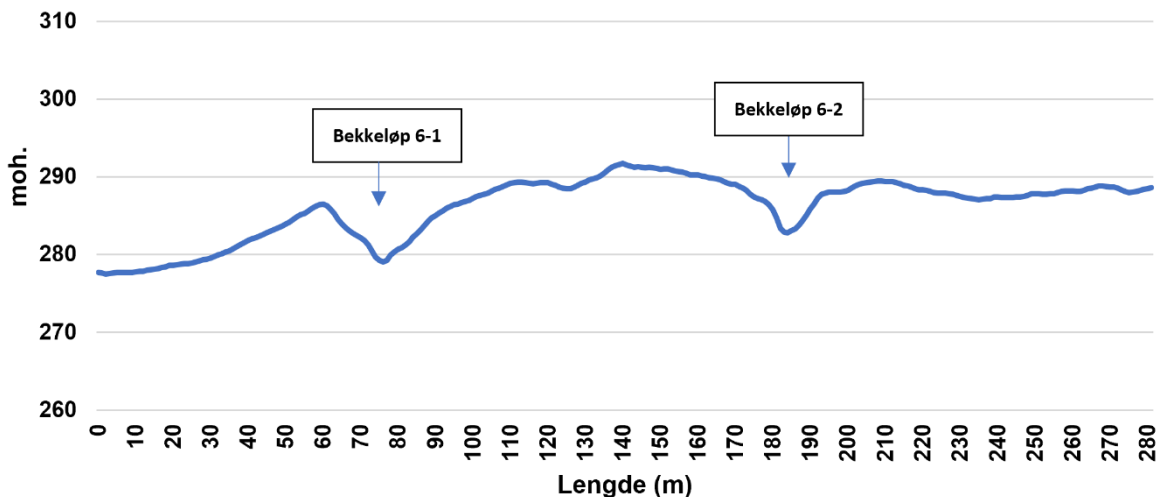
Ved bekkeløp 6-1 viser lengdeprofilen en relativt jevn utbygging av skredmassene fra toppen av avsetningen ved ca. 290 moh. og frem til fossen over skredoverbygget, med en skråningsgradient på ca. 38°. Ved bekkeløp 6-2 viser profilen en relativt jevn utbygging av skredmassene fra toppen av avsetningen ved ca. 330 moh. ned til skredoverbygget med en skråningsgradient på ca. 39° (figur 5.6.9). Skråningsgradienten er regnet ut fra viftens lengde/høyde-forhold og vil kunne variere noe langs profilene.



Figur 5.6.9 Lengdeprofilen av avsetningen ved bekkeløp 6-1 viser en relativt jevn gradient på ca. 38° frem til fossen over skredoverbygget, mens profilen ved 6-2 viser en noe jevnere gradient på 39° frem til skredoverbygget.

Tverrprofilen viser en konveks form med en høyde på ca. 10 m mellom de to bekkeløpene, og med en rygg på ca. 8 m nordvest for bekkeløp 6-1. Sørøst for bekkeløp 6-2 er høydeforskjellen liten (figur 5.6.10). Tverrprofilen er lokalisert til øvre del av avsetningen, ca. 60 m over del-lokalitet 6.1.2, som var det høyeste punktet på denne lokaliteten det var forsvarlig å ferdes.

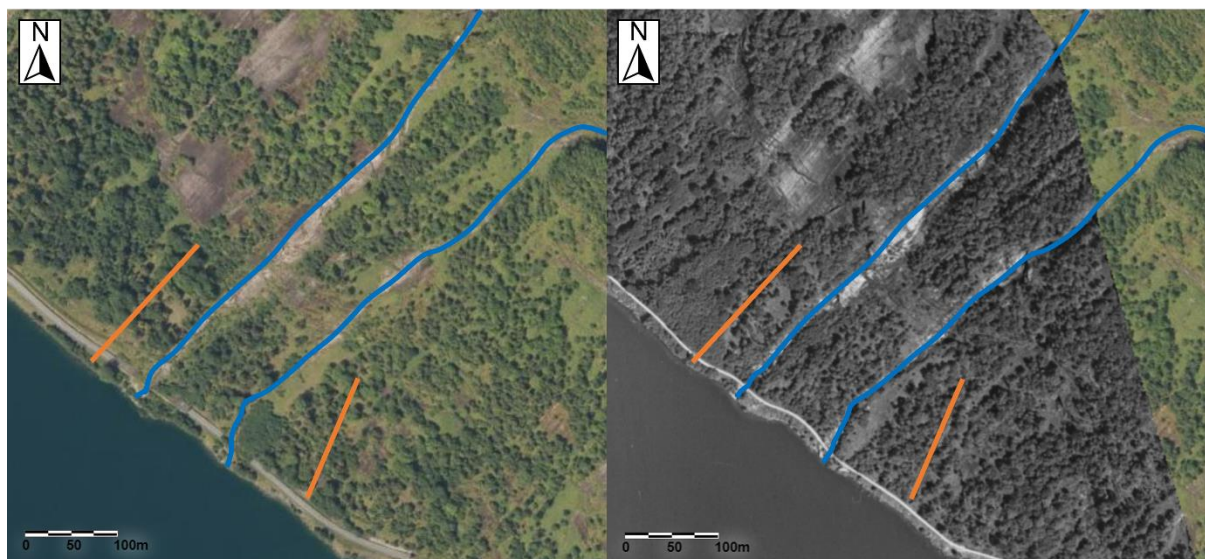




Figur 5.6.10 Tverrprofilen fra lokalitet 5, orientert fra nordvest til sørøst, viser forsenkninger ved de to bekkeløpene og en konveks form på ca. 10 m mellom dem. Vest for 6-1 er det en rygg på ca. 8 m.

### 5.6.5 Ortofoto

Det er også gjort sammenligning av ortofoto fra 2017 (Sogn) og 1957 (Jølster) som fremstilt i figur 5.6.11. Det er lite endring å se mellom de to bildene, foruten de nye skredoverbyggene som er bygget over veien på bildet fra 2017 og en liten økning i vegetasjon sørøst for bekkeløp 6-2.



Figur 5.6.11 Til venstre: Ortofoto fra 2017 (Sogn). Til høyre: Ortofoto fra 1957 (Jølster). Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløp. Bildene er modifisert fra norgebilder.no (2022).

### 5.6.6 Tolkning

Basert på de undersøkelsene som er gjort tolkes denne lokaliteten som dominert av skred fra fast fjell. Tolkningen er basert på funn av fallsortert materiale med kantet rundingsgrad, mye

vegetasjon, samt de bratte skråningsgradientene på 38 og 39°, som alle er kjennetegn på skred fra fast fjell. Særlig skråningsgradienten er avgjørende for tolkningen her, da det er lite sannsynlig at avsetning fra andre skredtyper ville vært stabil med en så bratt kritisk vinkel. Mangel på morfologiske trekk fra andre skredtyper styrker også denne tolkningen. De dype erosjonssporene på ca. 10 m i bekkeløpene tyder dog på aktivitet fra en agens med høyt vanninnhold som for eksempel ved sørpe- og/eller flomskred, men det er lite tegn til avsetning fra disse skredtypene utenfor den delen av bekkeløpet som var tilgjengelig under feltarbeidet. De unge trærne i og langs bekkeløpet er også tegn på skredtyper som river med seg vegetasjon på sin vei, som snø-, sørpe og/eller flomskred, men lokaliteten er stort sett preget av erosjon og lite avsetning. Mangelen på tilkomst til bekkeløp 6-2 gjør at tolkning her må baseres på fjernanalyser.

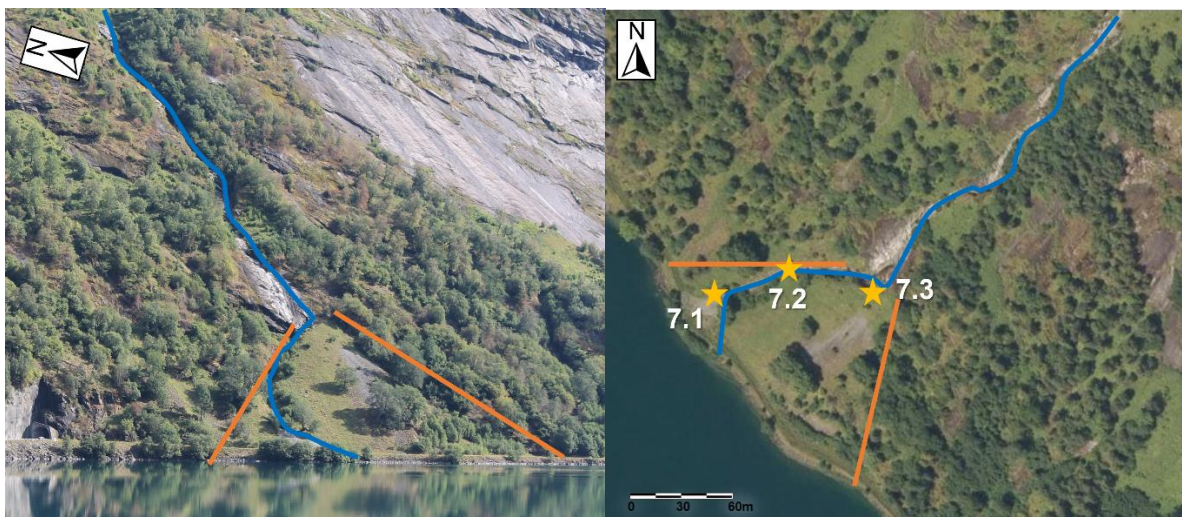
Basert på denne tolkningen er det forsøkt å avgjøre om blokkene det er gjort schmidthammermålinger på stammer fra snøskred eller skred fra fast fjell. De fallsorterte blokkene utenfor bekkeløpet tolkes å være en del av den bakenforliggende talusen som er observert mellom samtlige lokaliteter. På grunn av den konvekse formen på avsetningen her antas det at ved denne lokaliteten går hyppigere skred, og av større størrelse enn ellers i den bakenforliggende talusen, slik at skredmassene er blitt mer konsentrert her. Både blokkene utenfor bekkeløp 6-1 ved del-lokalitet 6.1.2a, som har fått en estimert alder på  $6500 \pm 1294$  år, og blokkene i sedimentpakken i bekkeløp 6-1 ved del-lokalitet 6.1.2b, som har fått en estimert alder på  $6580 \pm 1197$  år, antas derfor å være en del av den bakenforliggende talusen og dermed avsatt av skred fra fast fjell.

## **5.7 Lokalitet 7 – Bjørnebakk**

UTM 32V 369597 682526

### **5.7.1 Feltobservasjoner**

Lokalitet 7 (figur 5.7.1) ligger ca. 100 m sørøst for nordvestre utløp av Bjørnebakk-tunnelen, langs «gamleveien» utenfor tunnelen. Det ble observert en konveks vifteform som er ca. 100 m lang fra toppen av viften til vannet, ca. 150 m bred på det bredeste ned mot vannet og som har en skråningsgradient på ca. 39°. Viftens høyeste punkt ligger ca. 270 moh., den er svært bratt og er begrenset av fjell både mot øst og vest (figur 5.7.1). I motsetning til de slakere viftene på andre lokaliteter, bygger ikke denne seg utover i fjorden på samme måte.



Figur 5.7.1 Lokalitet 7–Bjørnebakk. Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløp, gule stjerner markerer del-lokaliteter. Til venstre: Foto: Marie Hesjedal. Til høyre: Flyfoto modifisert fra norgeibilder.no (2022).

Ved toppen av viften er det en vegg av glattskurt berg, og det går en løsmasserygg langs toppen av viften, parallelt med fjellveggen. Mellom ryggen og fjellveggen går det et bekkeløp som følger fjellveggen vestover (figur 5.7.3). På det dypeste graver bekkeløpet seg ca. 5 m ned i skredavsetningen. I bunnen av bekkeløpet, ca. 3-5 m nedover i avsetningen, ble det observert kantede og kantrundede blokker i ulik størrelse fra 0,5–3 m i diameter (figur 5.7.4). Over disse blokkene er sedimentene av vesentlig mindre størrelsesorden (< 20 cm i diameter) og dekket av lav vegetasjon.



Figur 5.7.3: Løsmasserygg som går parallelt med fjellveggen, med et bekkeløp som går mellom ryggen og fjellveggen.





Figur 5.7.4 a og b: Blokker i ulik størrelse (0,5–3 m i diameter) i bekkeløpet som går langs viften. Over blokkene er det 3-5 m med vegetasjonsdekket, finere materiale. Målestokken er 1 m.

Viften er for det meste dekket av gress, med noen partier helt uten vegetasjon og noen klynger med busker og mindre trær på nedre del og langs bekkeløpet, samt enkelte eldre trær på nedre del. Overflaten av viften består av tilsynelatende godt sortert, kantet materiale fra 10-50 cm i diameter preget av fallsortering, med de grovest sedimentene nederst (figur 5.7.4). Foruten noen spredte blokker i nedre del er det ingen større blokker å se på viftens overflate, men det ligger flere store blokker (1-3 m i diameter) i vannet nedenfor viften.



Figur 5.7.5 Overflaten på viften sett fra toppen, med godt sortert materiale fra ca. 10 til 50 cm i diameter, preget av fallsortering med de groveste sedimentene nederst, og områder helt uten vegetasjon.



Bekkeløpet fortsetter nedover langs den vestre siden av viften og mot bunnen av viften, ved del-lokalitet 7.1, ble det observert en mindre vifteformasjon som bygger seg ut fra den opprinnelige viften. Denne mindre viften består også av relativt godt sorterte materialer, dog sortert i noe mindre grad enn på den store viften, og i samme størrelsesorden som resten av vifteoverflaten (figur 5.7.6). I toppen av denne mindre viften svinger bekkeløpet mot øst og det ble observert en mindre løsmasserygg mot vest (figur 5.7.7).

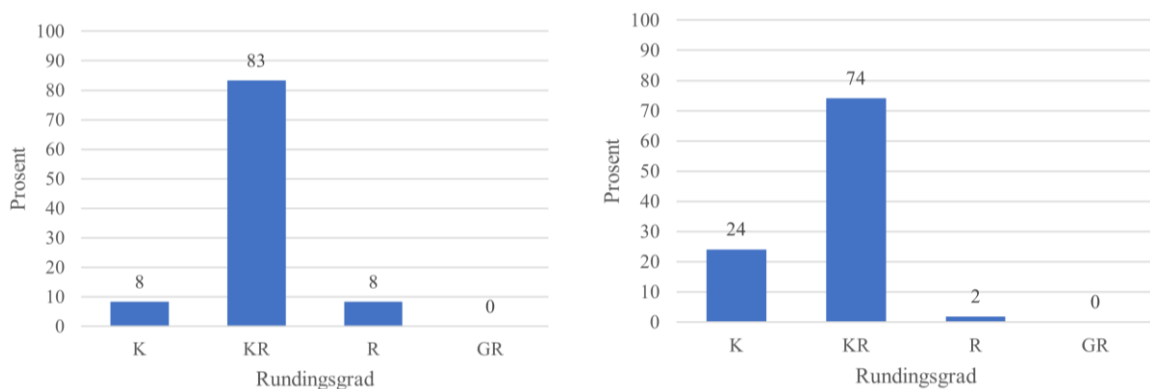


Figur 5.7.6 (venstre) Mindre vifteformasjon av sortert materiale i bunnen av bekkeløpet ved del-lokalitet 7.1.

Figur 5.7.7 (høyre) Løsmasserygg mot vest i toppen av den lille viften. Målestokken er 1 m.

### 5.7.2 Kornformanalyser

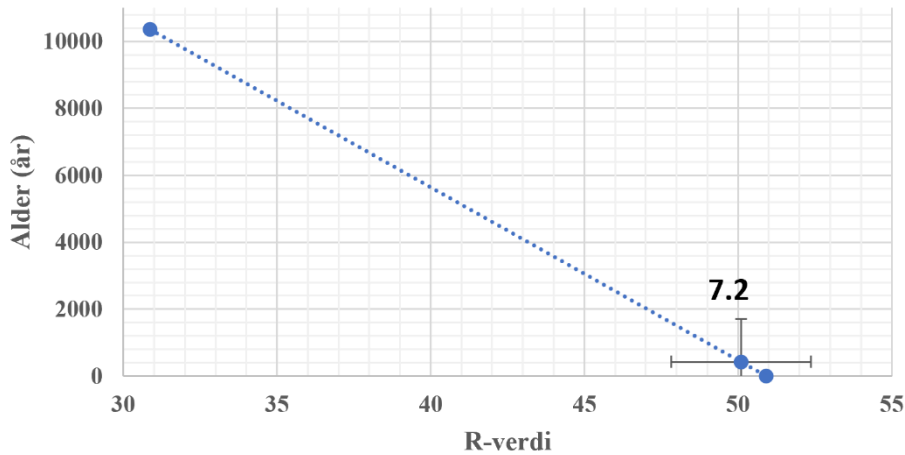
Det ble gjennomført kornform- (rundings-) analyser på øverste del av viften ved del-lokalitet 7.3, og nederst i den lille viften ved del-lokalitet 7.1 (figur 5.7.8). Her fremkommer det at sedimentene primært består av kantrundet materiale, med en relativt stor andel som er kantet i øverste del av viften ved del-lokalitet 7.3., og en større andel som er rundet i den lille viften ved del-lokalitet 7.1.



Figur 5.7.8 Resultat av kornformanalyse i sedimentene nederst i den lille viften ved del-lokalitet 7.1 (venstre), og øverst på den store viften ved del-lokalitet 7.3. Analysen viser at sedimentene primært består av kantrundet materiale, men at en relativt stor andel er kantet øverst på den store viften og at en større andel er rundet i den lille viften.

### 5.7.3 Schmidthammermålinger

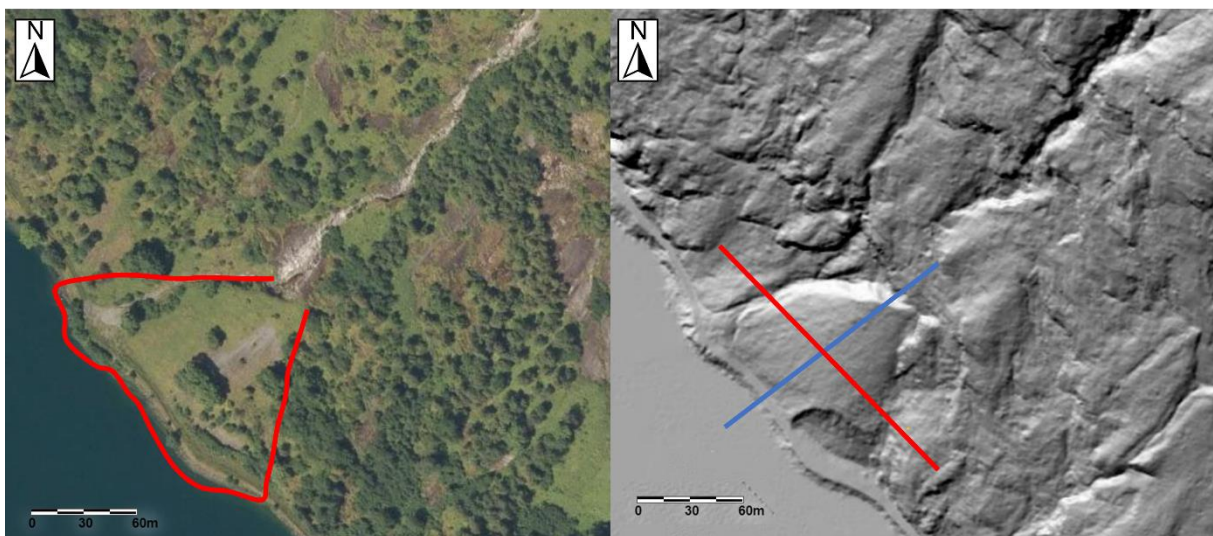
Det ble foretatt Schmidthammermålinger på blokker med en diameter på ca. 1 m, blottet i løsmassene i bekkeløpet ved del-lokalitet 7.2 (figur 5.7.4). Det ble tatt 50 målinger her. Prøvens alder er blitt beregnet til  $425 \pm 1278$  år. Resultatet av målingen er presentert i figur 5.7.9.



Figur 5.7.9: SHD-resultater ved lokalitet 7 vist med  $\pm 2SE$  for R-verdi og  $\pm Ct$  for alder. Alder ved 7.2 ble beregnet til  $424 \pm 1278$  år. Den stiplede linjen er kalibreringskurven.

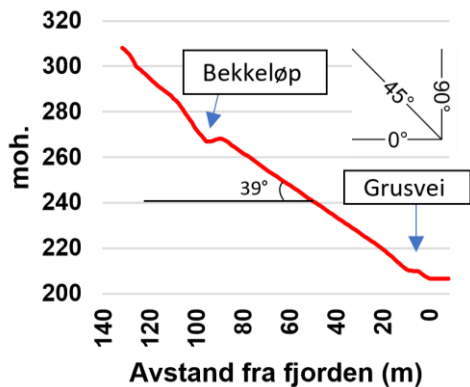
### 5.7.4 Lengde- og tverrprofil

Det er også utarbeidet lengde- og tverrprofil utfra høydemodeller på [hoydedata.no](http://hoydedata.no) som vist i figur 5.7.10.



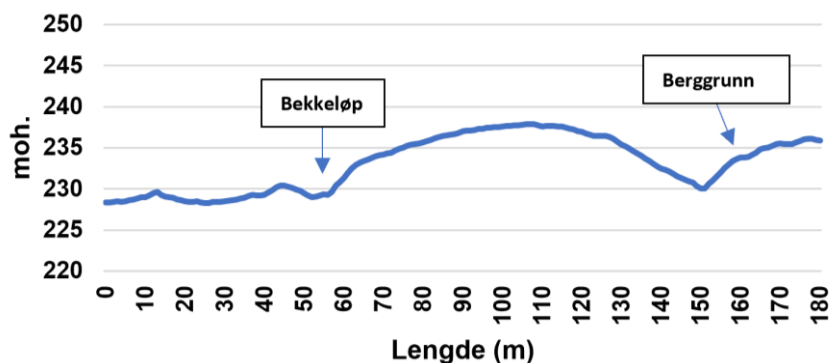
Figur 5.7.10 Flyfoto (venstre) som viser vifteformasjonens utbredelse, med vannet som naturlig avgrensning distalt. På DTM (høyre) er lengdeprofil markert med blå strek og tverrprofil med rød strek. Bildene er modifisert fra Kartverket (2022a).

Lengdeprofilen viser en jevn utbygging av skredmassene fra toppen av ryggen ved bekkeløpet frem til grusveien, med en skråningsgradient på ca.  $39^\circ$  (figur 5.7.11).



Figur 5.7.11 Lengdeprofilen av avsetningen ved lokalitet 7 viser en jevn gradient på  $39^\circ$  fra toppen av ryggen ved bekkeløpet og frem til grusveien.

Tverrprofilen viser en tydelig og jevn konveks form med en høyde på ca. 10 m, en forsenkning på 2–4 m ved bekkeløpet mot vest og en skarp overgang mellom vifte og berggrunn mot øst (figur 5.7.12). Tverrprofilen er lokalisert ca. midt på viften.



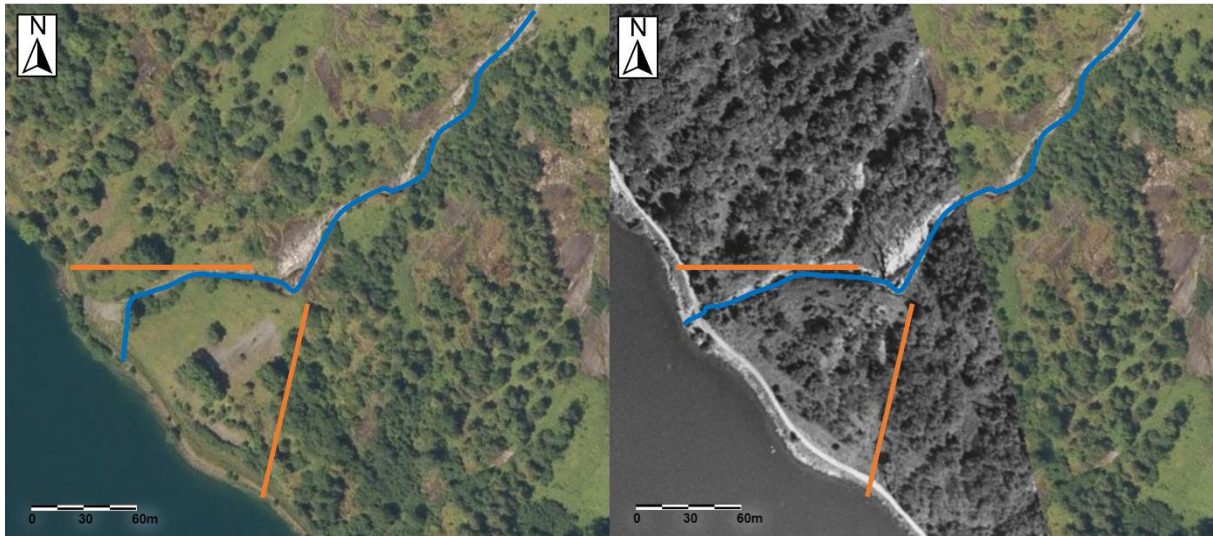
Figur 5.7.12 Tverrprofilen fra lokalitet 7, orientert fra nordvest til sørøst, viser en jevn konveks form på ca. 10 m, med en forsenkning ved bekkeløpet mot vest og en skarp overgang mellom vifte og berggrunn mot øst.

### 5.7.5 Ortofoto

Det er også gjort sammenligning av ortofoto fra 2017 (Sogn) og 1957 (Jølster) som fremstilt i figur 5.7.13. Sammenligningen viser at det generelt er noe mindre vegetasjon i området i 2017, men i større grad på selve viften hvor bare 2-3 trær står igjen. Man kan også se at bekkeløpet har dreid mot sør ved bunnen av viften på bildet fra 2017, og at den grålige fargen her tyder på avsetning av nye sedimenter. Dette fremkommer ikke like tydelig på bildet fra 2017 som det gjorde under feltarbeidet, men understøttes av feltundersøkelser og retningen på



dagens bekkeløp er rekonstruert på bakgrunn av disse.



Figur 5.7.13 Til venstre: Ortofoto fra 2017 (Sogn). Til høyre: Ortofoto fra 1957 (Jølster). Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløp. Bildene er modifisert fra norgeibilder.no (2022).

### 5.7.6 Tolkning

Basert på de undersøkelsene som er gjort tolkes denne lokaliteten som dominert av skred fra fast fjell. Tolkningen er basert på funn av godt sortert materiale med kantet rundingsgrad, tydelig fallsortering, kjegleformet ur, mangel på tydelig bekkeløp over uren, samt den bratte skråningsgradienten på  $39^\circ$ , som alle er kjennetegn på steinskred og steinsprang. Særlig skråningsgradienten er avgjørende for tolkningen her, da det er lite sannsynlig at avsetning fra andre skredtyper ville vært stabil med en så bratt kritisk vinkel. Den tydelige kjegleformede uren tyder også på at det her går hyppige steinskred og/eller -sprang som konsentreres mot toppen av viften. Erosjonen i bekkeløpet, samt ryggen på toppen av viften tyder på høyt vanninnhold trolig fra vann som renner nedover fjellsiden over uren ved kraftig nedbør. Den lille viften på bunnen av bekkeløpet er trolig dannet av utvasking av steinskredfragmenter i bekkeløpet i forbindelse med perioder med kraftig nedbør.

Basert på denne tolkningen er det forsøkt å avgjøre om blokkene det er gjort schmidthammermålinger på stammer fra snøskred eller skred fra fast fjell, og da hele avsetningen antas å være dannet av steinskred og/eller -sprang, tolkes blokkene i sedimentpakken ved lokalitet 7.2, som har fått en estimert alder på  $425 \pm 1278$  år, som avsatt av skred fra fast fjell. Den unge alderen er dog noe uventet, da blokkene er begravet i 3-4 m tykke sedimenter.

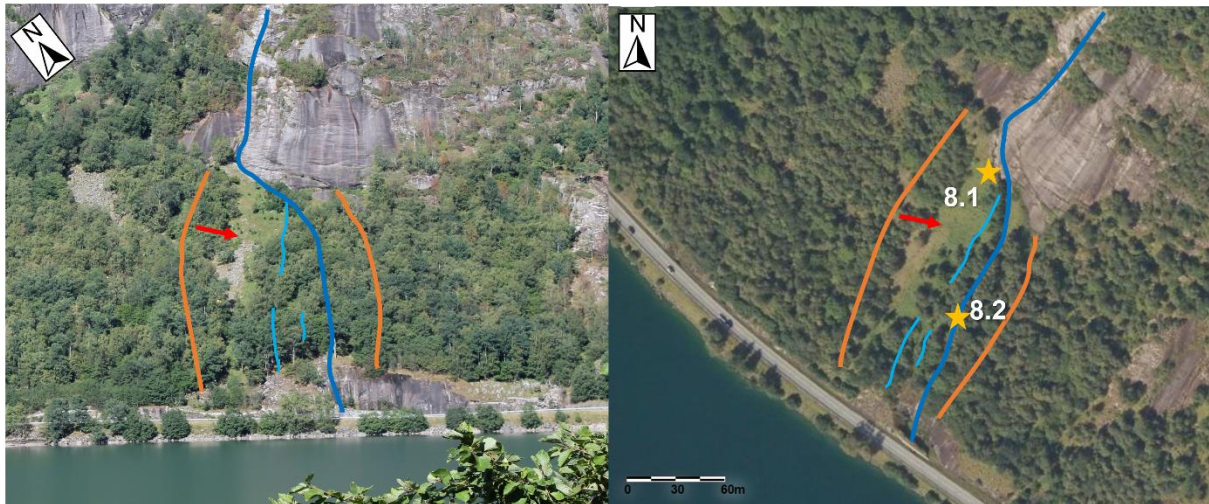


## 5.8 Lokaltet 8 – Kattasva

UTM 32V 370277 682476

### 5.8.1 Feltobservasjoner

Lokaltet 8 ligger ca. 500 m sørøst for Bjørnebakktunnelens østre utløp langs rv. 5. Det ble ikke observert noen vifteform her, men det går et tørt bekkeløp gjennom skogen (figur 5.8.1). Høyeste punkt på avsetningen er 330 moh., lengden ned til fjorden er 210 m og skråningsgradienten er ca. 36°. Ved veien er bart fjell blottlagt og det bygges ikke masser ut i fjorden utenfor denne lokaliteten.



Figur 5.8.1 Lokaltet 8–Kattasva. Oransje linjer markerer yttergrense for skredavsetningen, blå linje markerer bekkeløp, lyseblå linjer markerer mindre usammenhengende erosjonsspor, rød pil markerer område med bøyde trær og lite vegetasjon og gule stjerner markerer del-lokaliteter. Til venstre: Foto Marie Hesjedal. Til høyre: Flyfoto modifisert fra norgeibilder.no (2022).

Det er stedvis mye og tett vegetasjon i form av småtrær og kratt i bekkeløpet, samt mye greiner og annet nedfall (figur 5.8.2). Skråningen er relativt bratt her og utfra observasjoner i bekkeløpet er avsetningen 2 til 5 m tykk, hvorpå den er tykkest øverst og avtar nedover (figur 5.8.3). Det observeres også flere usammenhengende erosjonsspor og langsgående løsmasserygger i skredavsetningen parallelt med og vest for bekkeløpet, vist som lyseblå streker i figur 5.8.1.





Figur 5.8.2 a og b Gjengrodd og tørrlagt bekkeløp som graver seg 2-5 m ned i skredavsetningen, med mye greiner, kratt etc. i løpet.



Figur 5.8.3 Øverst i bekkeløpets østre side er avsetningen ca. 5 m tykk. Tykkelsen avtar til ca. 2 m nedover mot veien.

Ved del-lokalitet 8.1 øverst på avsetningen går det en løsmasserygg parallelt med fjellveggen med en renne mellom disse (figur 5.8.4). Denne rennen utgjør toppen av bekkeløpet og følger fjellsiden et lite stykke sørøstover før den svinger nedover i det tørre bekkeløpet mot veien. I



ryggen og i øverste del av bekkeløpet ligger det mye store blokker på ca. 1-3 m i diameter. Løsmasseryggen består også av en del finere materiale, som særlig ligger på innsiden av ryggen mot fjellveggen.

På begge sider av avsetningen er det en eldre ur, som også er observert på tidligere lokaliteter. Denne uren kommer også til syne nærmere bekkeløpet på nedre, vestre del, slik at skredavsetningen er smalere her. I et område vest for bekkeløpet i øvre del av avsetningen er det lite vegetasjon høyere enn gress, med unntak av spredte trær som er knekt eller vokser bøyd med retning nedover skråningen (figur 5.8.5). På resten av avsetningen, og i området ellers, vokser det mye trær.



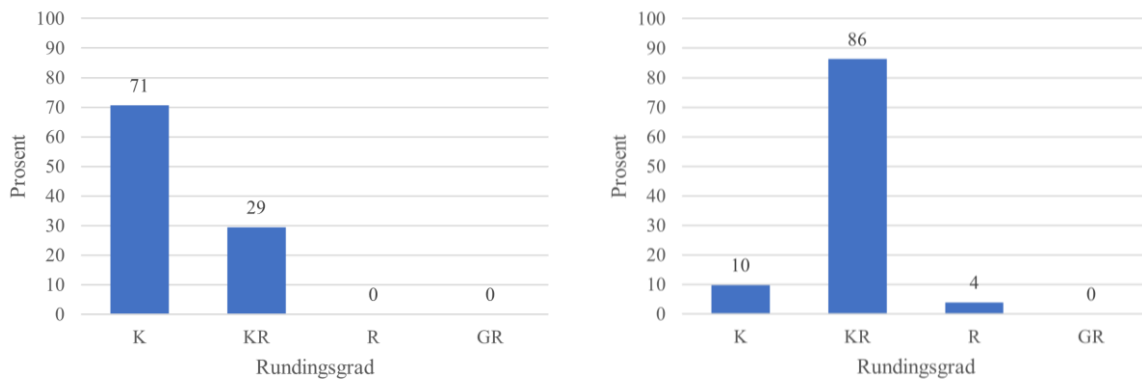
Figur 5.8.4 Rygg med store blokker på 1-2 m i diameter i finere materiale som går parallelt med fjellveggen øverst på avsetningen.



Figur 5.8.5a og b Område med lite vegetasjon og bøyd trær på øvre del av avsetningen.

### 5.8.2 Kornformanalyser

Det ble gjennomført kornform- (rundings-) analyser ved del-lokalitet 8.1 i løsmasseryggen øverst på avsetningen og i bekkeløpet ved 8.2 ca. 50 m over veien (figur 5.8.6). Her fremkommer det at sedimentene øverst på avsetningen ved del-lokalitet 8.1 i stor grad består av kantet materiale, men også en del som er kantrundet. I nedre del av avsetningen ved del-lokalitet 8.2 består sedimentene primært består av kantrundet materiale.

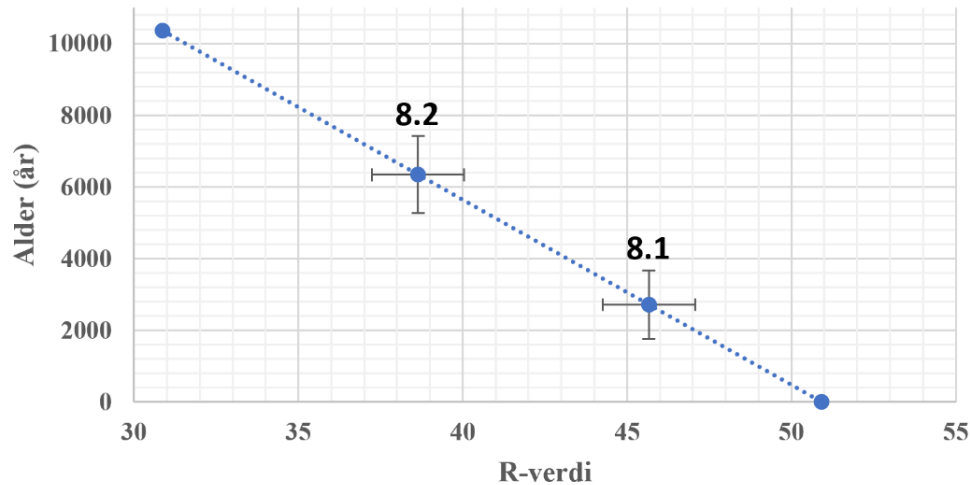


Figur 5.8.6 Resultat av kornformanalyse ved del-lokalitet 8.1 (venstre) og 8.2 (høyre). Analysen viser at sedimentene i stor grad består av kantet materiale øverst på avsetningen, mens at de primært er kantrundet i bekkeløpet 50 m over veien.

### 5.8.3 Schmidthammermålinger

Det ble foretatt Schmidthammermålinger ved begge del-lokaliteter. Ved del-lokalitet 8.1 ble det foretatt målinger på kantrundede blokker på ca. 1-2 m i diameter, som lå løst på innsiden av løsmasseryggen. Ved del-lokalitet 8.2 ble det foretatt målinger på blokker med en diameter på ca. 0,5-1 m som var blottet i bunnen av den 2 m tykke sedimentpakken i bekkeløpet. Alder ved 8.1 ble beregnet til  $2720 \pm 952$  år og 8.2 til  $6340 \pm 1080$  år. Resultatene er fremstilt i figur 5.8.7.

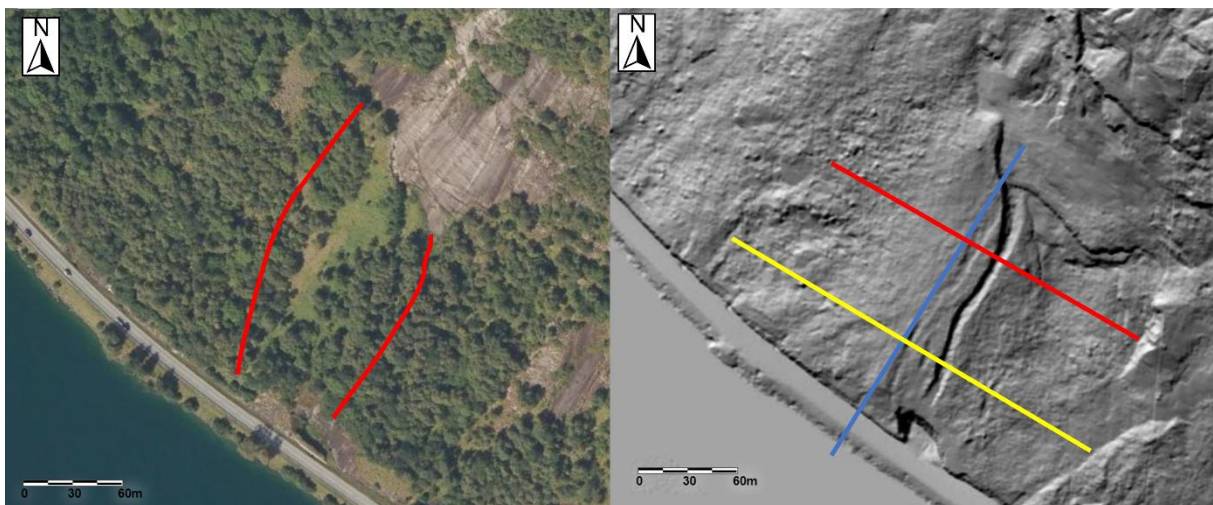




Figur 5.8.7: SHD-resultater ved lokalitet 8 vist med  $\pm 2SE$  for R-verdi og  $\pm Ct$  for alder. Alder ved 5.1 ble beregnet til  $2720 \pm 952$  år og 5.3 til  $6340 \pm 1080$  år. Den stiplede linjen er kalibreringskurven.

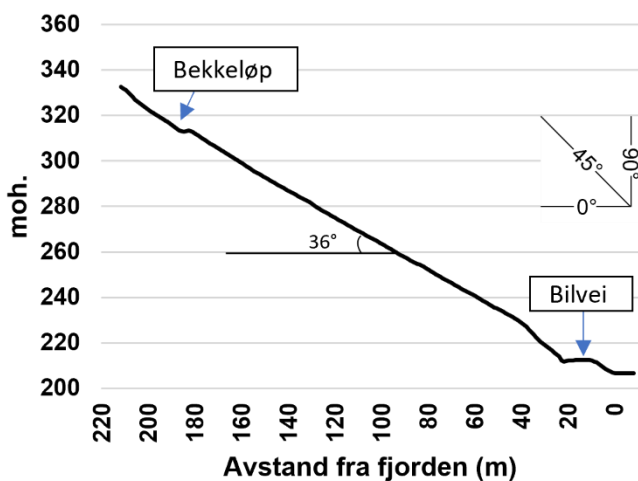
#### 5.8.4 Lengde- og tverrprofil

Det er også utarbeidet lengde- og tverrprofil utfra høydemodeller på hoydedata.no som vist i figur 5.8.8.



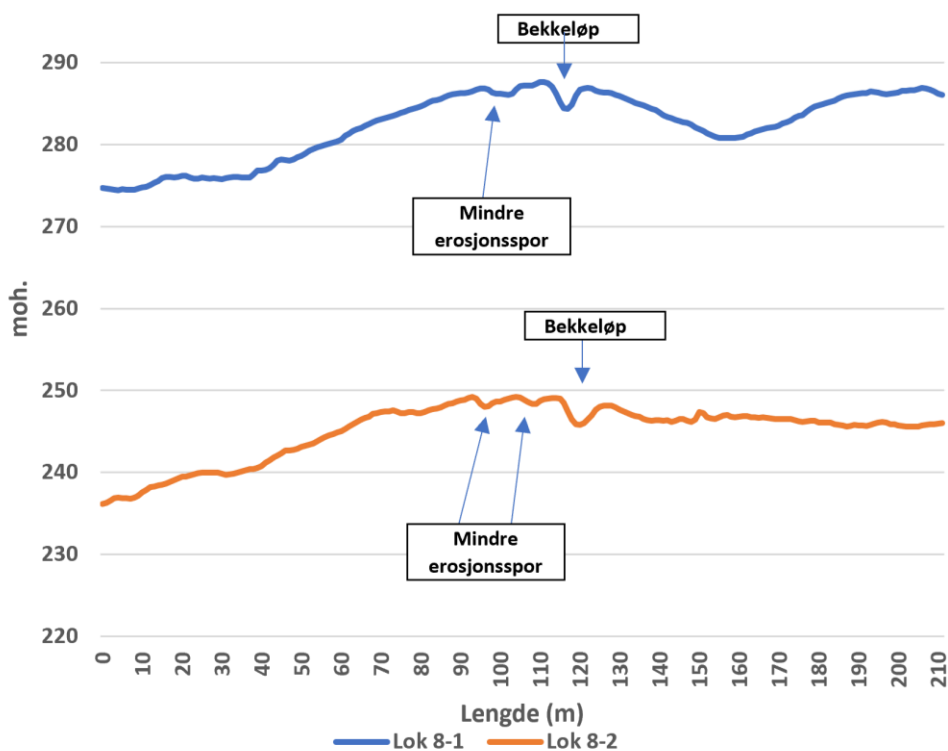
Figur 5.8.8 Flyfoto (venstre) som viser rasavsetningens utbedring, med vannet som naturlig avgrensning distalt. På DTM (høyre) er lengdeprofil markert med blå strek og tverrprofil med rød (8.1) og gul (8.2) strek. Bildene er modifisert fra Kartverket (2022a).

Lengdeprofilet viser en jevn utbygging av skredmassene fra løsmasseryggen ved bekkeløpet øverst og frem til det blottete fjellet ved bilveien, med en skråningsgradient på ca.  $36^\circ$  (figur 5.8.8).



Figur 5.8.8 Lengdeprofil av avsetningen ved lokalitet 8 viser en jevn gradient på 36° fra toppen av ryggen ved bekkeløpet og frem til bilveien.

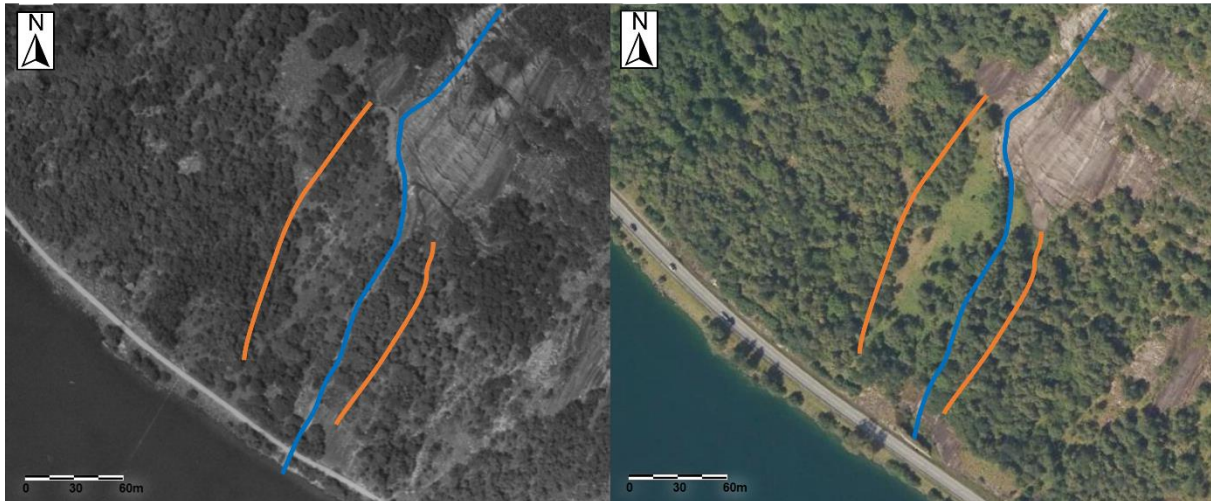
Det er utarbeidet to tverrprofiler her, et som krysser avsetningen i nedre del der avsetningen er smalere og et som ligger i øvre del der avsetningen er tykkest. Tverrprofilen på den øvre delen (8-1) viser en konveks form med en høyde på ca. 7 m, mens på det nedre tverrprofilen (8-2) er den redusert til ca. 2-3 m, som vist i figur 5.8.9. Begge profilene viser også forsenkninger ved bekkeløpet og mindre forsenkninger og forhøyninger vest for bekkeløpet i forbindelse med mindre, usammenhengende erosjonsspor og langsgående løsmasserygger.



Figur 5.8.9 Tverrprofiler fra lokalitet 8, orientert fra nordvest til sørøst, viser en noe konveks form som er tydeligst på øvre del, med forsenkninger fra bekkeløpet og mindre erosjonsspor på begge profiler.

### 5.8.5 Ortofoto

Det er også gjort sammenligning av ortofoto fra 2017 (Sogn) og 1966 (Kjøsnesfjorden) som fremstilt i figur 5.8.10. Sammenligningen viser at det er lite endringer å spore her annet enn at buskene i området med mindre vegetasjon på bildet fra 1966 er nesten helt fraværende i bildet fra 2017. Vegetasjonen langs bekkeløpet er også blitt større og tettere.



Figur 5.8.10 Til venstre: Ortofoto fra 1966 (Kjøsnesfjorden). Til høyre: Ortofoto fra 2017 (Sogn). Oransje linjer markerer vifteformen, blå linje markerer bekkeløp, mørk rød linje markerer tilsynelatende yttergrense på viften fra gammelt bilde. Bildene er modifisert fra norgebilder.no (2022).

### 5.8.6 Tolkning

Basert på de undersøkelsene som er gjort tolkes denne lokaliteten som dominert av skred fra fast fjell, men i stor grad preget av snøskredaktivitet i øvre del, samt noe sørpe- og/eller flomskred langs bekkeløpet. Tolkningen er i stor grad basert på den bratte skråningsgradienten på  $36^\circ$ , samt tilstedeværelsen av mye vegetasjon på store deler av avsetningen. Det høye innholdet av kantede fragmenter øverst i bekkeløpet, er også en indikasjon på at det går mye steinsprang her. Det dype erosjonssporet, særlig øverst i bekkeløpet, samt langsgående rygger og erosjonsspor tyder på aktivitet fra en agens med høyt vanninnhold som for eksempel ved sørpeskred og flomskred. Krattet og kvistene i bekkeløpet tyder på at dette er relativt inaktivt, utenom skred- eller større nedbørshendelser. Øverste del av lokaliteten er tydelig preget av snøskredaktivitet med lite vegetasjon høyere enn gress, mye bøyde og knekte trær, samt større grad av avsetning av løsmasser her. Det ser dog ut som om denne avsetningen ikke går helt ned til veien, slik at den er begrenset til øvre del av lokaliteten. Blokkene utenfor viften er tolket som en del av en eldre, bakenforliggende talus som går langs hele fjorden mellom lokalitetene, avsatt som en følge av gjentatte steinsprang



og/eller -skred. Foruten snøskredavsetningen i øvre del er lokaliteten i stor grad preget av erosjon og mindre av avsetning over den bakenforliggende talusen.

Basert på denne tolkningen er det forsøkt å avgjøre om blokkene det er gjort schmidthammermålinger på stammer fra snøskred eller skred fra fast fjell. Blokkene innenfor løsmasseryggen i toppen av avsetningen ved del-lokalitet 8.2, som har fått en estimert alder på  $2720 \pm 952$  år, antas å være avsatt av snøskredaktivitet overliggende den eldre talusen. Ved del-lokalitet 8.2 er det tolket at blokkene i bunnen av sedimentpakken, som har fått en estimert alder på  $6340 \pm 1080$  år, er en del av den bakenforliggende talusen og dermed avsatt av skred fra fast fjell.

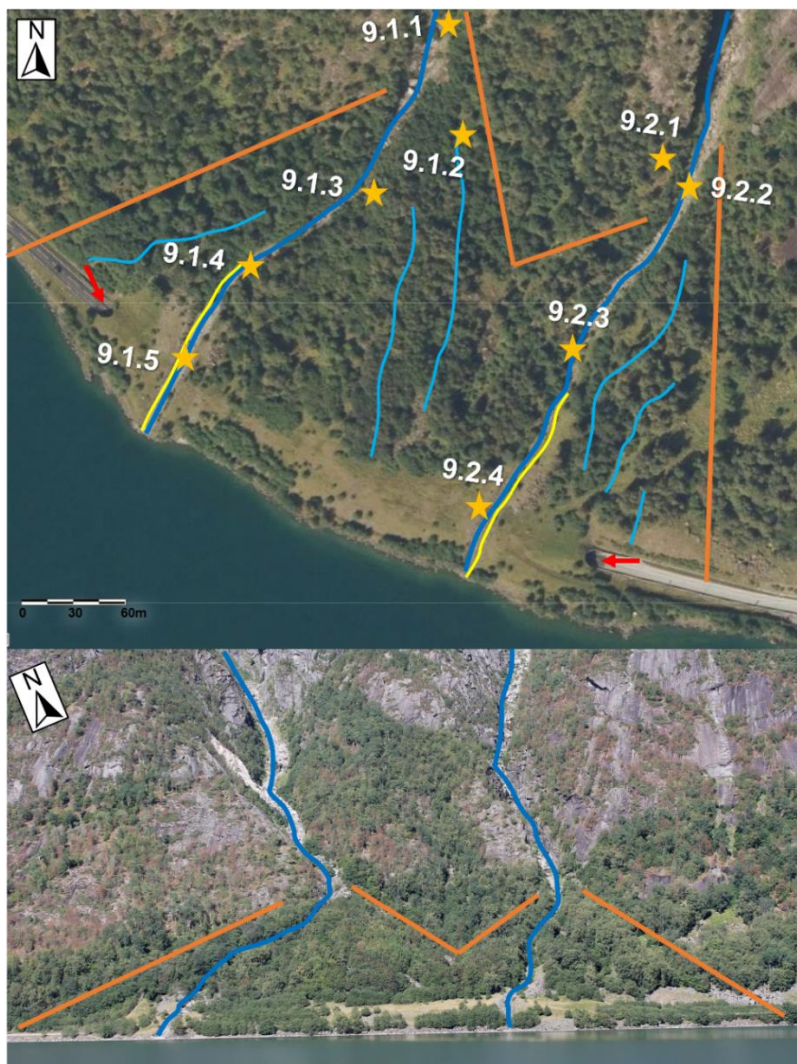
## **5.9 Lokalitet 9 – Føreneset**

UTM 32V 370627 682449

### **5.9.1 Feltobservasjoner**

Lokalitet 9 (figur 5.9.1) ligger ca. 200 m vest for vestre utløp av Støylsnestunnelen langs rv. 5. Det ble observert to store, tydelig vifteformer (9-1 mot vest og 9-2 mot øst), som ligger så tett på hverandre at de overlapper hverandre på midten. Høyeste punkt på vifte 9-1 ligger på ca. 310 moh. Den er ca. 260 m lang fra toppen av viften til vannet, ca. 300 m bred på det bredeste ned mot vannet og har en skråningsgradient på ca.  $23^\circ$ . Høyeste punkt på vifte 9-2 ligger på ca. 290 moh. Den er ca. 230 m lang fra toppen av viften til vannet, ca. 200 m bred på det bredeste ned mot vannet og har en skråningsgradient på ca.  $21^\circ$ .

På hver av viftene gikk det et tydelig bekkeløp, og de to løpene kanaliserer skred fra tre gjel som ligger 1000-1100 moh. i fjellet over viftene (figur 5.10.11). Nederst ved vannet er det bygget en løsmassetunnel gjennom de to viftene for å sikre veistrekningen mot snøskred. I forbindelse med dette er det også bygget ledevoller ca. 100 m oppover langs bekkeløpene for å kanalisere skredmassene, markert med gult i figur 5.9.1.



Figur 5.9.1 Lokalitet 9–Føreneset. Oransje linjer markerer yttergrense av skredavsetningene, tykk mørk blå linje markerer store bekkeløp, tynn lys blå linje markerer mindre erosjonsspor, gul linje markerer menneskeskapte lederrenner, røde piler peker på tunnelinnslag og gule stjerner markerer del-lokaliteter. Over: Flyfoto modifisert fra norgebilder.no (2022). Under: Foto Marie Hesjedal.

Størstedelen av bekkeløpet på vifte 9-1 var det for farlig å oppholde seg i og ved, og flere steder var det ikke mulig å komme til for å gjøre observasjoner. Ved del-lokalitet 9.1.1 helt øverst på viften var det tydelige tegn på aktivitet ved at det blant annet lå flere store, ferske, kantede blokker på 2-4 m i diameter i og ved løpet, og det ble observert ferske slippsoner i fjellet over (figur 5.9.2). Langs bekkeløpet går det leveer som er ca. 2 m i øvre del, blir nesten borte på midtre del, før de blir ca. 4-5 m høy nederst mot løsmassetunnelen. I øvre del av viften graver bekkeløpet seg ca. 10 m dypt ned i massene, mens det på midtre del blir redusert til ca. 5 m før det nedover mot løsmassetunnelen kanaliseres mer av de langsgående leveene enn erosjon i løsmassene. Veggene i bekkeløpet er bratte og gjør det vanskelig å komme til for observasjoner.



Figur 5.9.2 Store, ferske blokker ved del-lokalitet 9.1.1 og synlige, ferske slippsoner i fjellet over.

Begge viftene består av materiale i alle størrelser, og mye svært store blokker som ser ut til å ha styrt retningen til skredhendelser utenfor bekkeløpene. Mindre blokker har flere steder bygget seg opp i haler bak større blokker. De største blokkene er  $>100 \text{ m}^3$ . Det vokser mye trær på begge viftene, som gjør fotografering utenfor bekkeløpene vanskelig. Noen områder har lite vegetasjon høyere enn gress. Et av disse områdene er del-lokalitet 9.1.2 på vifte 9-1 hvor det ble observert et erosjonsspor med bøyd vegetasjon og sår/krater i underlaget etter steinsprang (figur 5.9.3). Flere langsgående forsenkninger og voller som går forholdsvis parallelt med bekkeløpet og knyttes til større erosjonsspor ble observert mellom del-lokalitet 9.1.2 og 9.1.3. I dette området består overflaten av mer finmateriale og mindre store blokker. Utenfor dette området og lenger ned på viften er overflaten igjen dominert av større, mosegrodde blokker (2-10 m i diameter) og mindre finmateriale. På vifte 9-2 ble det også observert flere erosjonsspor nedover viften utenfor bekkeløpet, retningsstyrt av store blokker (~10 m i diameter). Ved hjelp av høydemodeller fra [hoydedata.no](http://hoydedata.no) er det identifisert flere tydelige erosjonsspor på begge vifter som vist i figur 5.9.1.





Figur 5.9.3 Gresskledd renne med bøyd trær og gress og krater etter steinsprang ved del-lokalitet 9.1.2 på vifte 9-1. Målestokken er 1 m.

Del-lokalitet 9.1.4 er tilsynelatende ved overgangen mellom naturlig og kunstig levee/lederenne. Dette er det første stedet langs bekkeløpet på vifte 9-1 hvor det er mulig å gjøre observasjoner i bekkeløpet. Bunnen av bekkeløpet består av blokker og steiner uten noe særlig finmateriale, og det er mye veltede trær, både som vokser der, og som er revet løs (figur 5.9.4). En blotning i sedimentpakken på bekkeløpets østre side avdekker kantrundede blokker på 0,5-1 m i matriks av finere materiale.



Figur 5.9.4 Veltede trær i bekkeløpet nederst på viften ved del-lokalitet 9.1.4 på vifte 9-1.



Fra del-lokalitet 9.2.1, som tilsynelatende er lokalisert over avsetningen på vestre side av vifte 9-2, ble det observert en liten voll av mosedekkede blokker (ca. 0,5-1 m i diameter) langs bekkeløpets vestre side (figur 5.9.6). På bekkeløpets østre, hvor vifteavsetningen strekker seg lenger opp langs bekkeløpet, går det en høyere (ca. 3 m), mer kompakt voll. Løsmassene i løpets østre side er her ca. 8 m tykke, mens i den vestre siden er de ca. 6 m tykke med en noe slakere gradient. En liten blotning i den østre siden avdekker mye finmateriale og usorterte, kantrundede klaster i alle størrelser, men det lar seg ikke gjøre å undersøke den på nært hold (figur 5.9.5).



Figur 5.9.5 (venstre) Blotning i bekkeløpets østre side sett fra del-lokalitet 9.2.1, avdekker mye finmateriale og usorterte, kantrundede klaster i alle størrelser.

Figur 5.9.6 (høyre) Voll av mosedekkede blokker (0,5-1 m i diameter) ved del-lokalitet 9.2.1 øverst på vestre side av vifte.

Ved del-lokalitet 9.2.3 ca. midt på vifte 9-2 er også en del av veggen i bekkeløpet blottet. Blotningen avdekker også her mye finmateriale under et lag av kantrundede blokker på ca. 20-50 cm i diameter (figur 5.9.7). Lenger oppe i bekkeløpet på vifte 9-2, mellom del-lokalitet 9.2.2 og 9.2.3 er det, i likhet med vifte 9-1, flere store, ferske blokker (ca. 1-2m i diameter) og tegn på nylig steinsprangaktivitet i form av ferske, kantede fragmenter oppå blokkene i bekkeløpet (figur 5.9.8 og 5.9.9). De kantede fragmentene stammer trolig fra at en



steinsprangsblokk i fritt fall har landet og knust mot denne blokken.



Figur 5.9.7a og b Blotning i bekkeløpet på vifte 9-1 med mye finmateriale under et lag av kantrundede blokker med en diameter på ca. 20-50 cm.



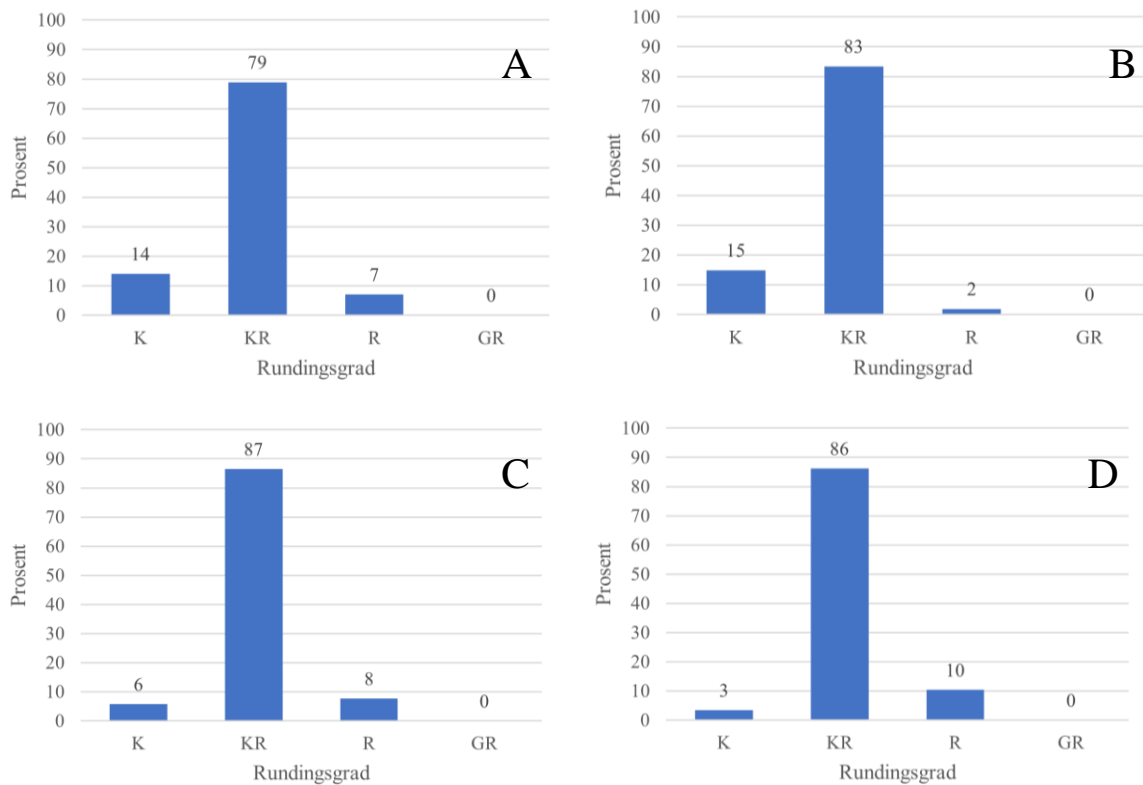
Figur 5.9.8 (venstre) Store blokker i bekkeløpet på vifte 9-2.

Figur 5.9.9 (høyre) Tegn på nylig steinsprangaktivitet med ferske, kantede fragmenter som ligger oppå en blokk i bekkeløpet. Fragmentene stammer trolig fra at en blokk i fritt fall har landet og knust mot denne blokken.

## 5.9.2 Kornformanalyser

Det ble gjennomført kornform- (rundings-) analyser ved del-lokalitet 9.1.4 i bekkeløpet på nedre halvdel av vifte 9-1 og ved del-lokalitet 9.2.2 i bekkeløpet øverst på vifte 9-2. Det ble også foretatt analyser i bekkeløpet ved del-lokalitet 9.1.5 og 9.2.4, begge nederst på viftene over tunnelen på henholdsvis vifte 9-1 og vifte 9-2 (figur 5.9.10). Her fremkommer det at sedimentene i stor grad består av kantrundet materiale ved alle del-lokaliteter, men at det er en større andel som er kantet oppover i bekkeløpene, sammenlignet med nederst.





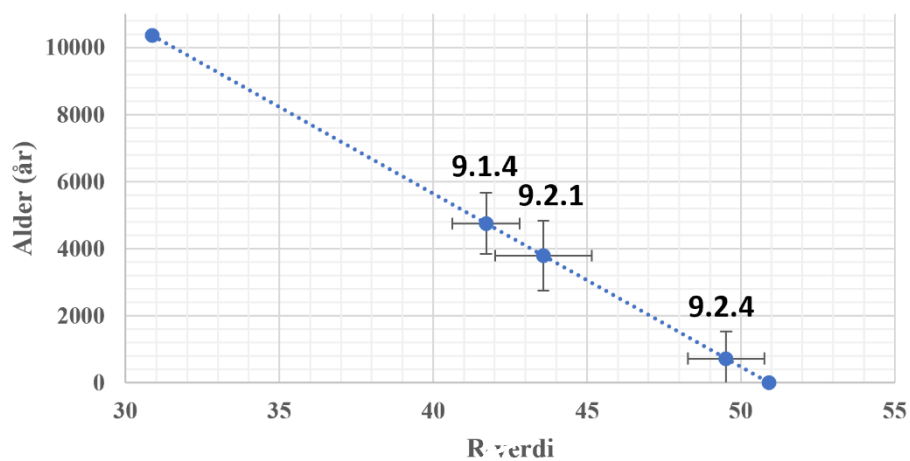
Figur 5.9.10 Resultat av kornformanalyse i bekkeløpet ved del-lokalitet 9.1.4 på nedre halvdel av vifte 9-1 (A), ved del-lokalitet 9.2.2 i bekkeløpet øverst på vifte 9-1 og ved del-lokalitet 9.1.5 og 9.2.4, begge nederst på viftene over tunnelen på henholdsvis vifte 9-1 og vifte 9-2. Analysene viser at sedimentene primært består av kantrundet materialt, med en større andel som er kantet lenger oppover i bekkeløpene.

### 5.9.3 Schmidthammermålinger

Det ble foretatt Schmidthammermålinger på tre steder på lokalitet 9. Ved del-lokalitet 9.1.4 i nedre halvdel av vifte 9-1 ble det tatt målinger på kantrundede blokker (ca. 0,5 m i diameter) nederst i vollen på bekkeløpets østre side, og på del-lokalitet 9.2.1 øverst på vifte 9-2 ble det tatt målinger på mosedekkede, kantrundede blokker i vollen på bekkeløpets vestre side. Ved del-lokalitet 9.2.4 nederst over tunnelen på vifte 9-2 ble det tatt målinger på en stor (ca. 2 m i diameter) tilsynelatende fersk blokk som lå midt i bekkeløpet (figur 5.9.11). Det ble tatt 50 målinger på hver del-lokalitet. Alder ved 9.1.4 ble beregnet til  $4750 \pm 911$  år, 9.2.1 til  $3790 \pm 1050$  år og 9.2.4 til  $720 \pm 816$  år. Resultatene er presentert i figur 5.9.12.



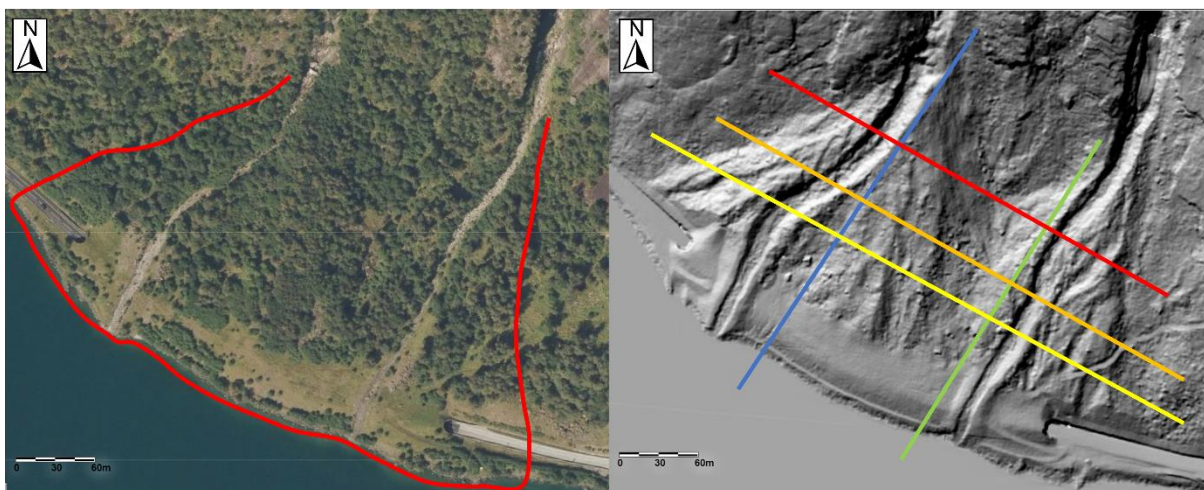
Figur 5.9.11 Stor (ca. 2 m i diameter), fersk blokk midt i bekkeløpet nederst på vifte 9-2 ved del-lokalitet 9.2.4. Målestokken er 1 m.



Figur 5.9.12 SHD-resultater ved lokalitet 3 vist med  $\pm 2SE$  for R-verdi og  $\pm Ct$  for alder. Alder ved 9.1.4 ble beregnet til  $4750 \pm 911$  år, 9.2.1 til  $3790 \pm 1050$  år og 9.2.4 til  $720 \pm 816$  år. Den stiplede linjen er kalibreringskurven.

#### 5.9.4 Lengde- og tverrprofil

Det er også utarbeidet lengde- og tverrprofil utfra høydemodeller på hoydedata.no som vist i figur 5.9.13.



Figur 5.9.13 Flyfoto (venstre) som viser rasavsetningens utbredelse, med vannet som naturlig avgrensning distalt. På DTM (høyre) er lengdeprofil markert med blå (9-1) og grønn (9-2) strek og tverrprofilene med rød (9-1), oransje (9-2) og gul (9-3) strek. Bildene er modifisert fra Kartverket (2022a).

Lengdeprofilen fra vifte 9-1 viser en relativt jevn utbygging av massene ned til

løsmassetunnelen, hvor gradienten avtar noe. Skråningsgradienten her er på ca.  $23^\circ$ .

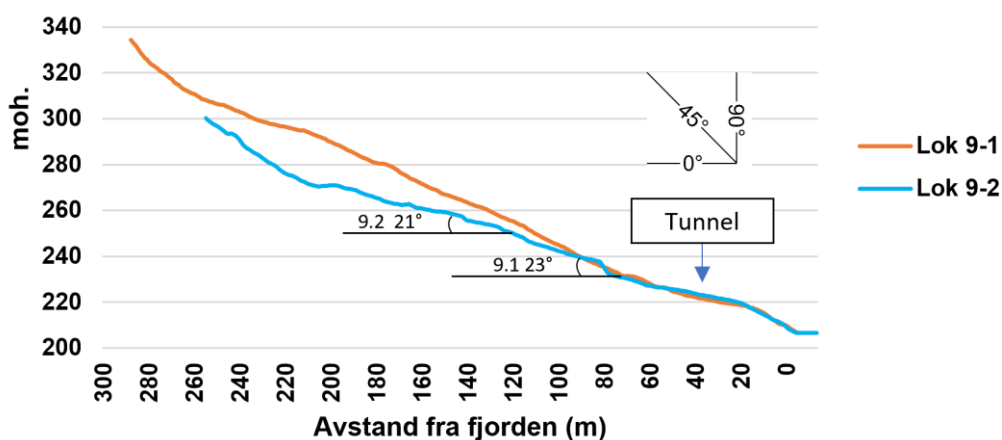
Lengdeprofilen fra vifte 9-2 er lokalisert på vestre side av bekkeløpet hvor vifteavsetningen ikke bygger like høyt opp i skråningen (ca. 270 moh.) som på den østre siden (ca. 290 moh.).

Dette profilet viser også en relativt jevn utbygging av massene, men med noen flere ujevnheter, særlig på nedre del mot løsmassetunnelen, som antas å være knyttet til erosjonsspor på viften.

Forhøyningen ved ca. 80 m er en blokk på  $>10$  m i diameter som har bremsset senere

avsetninger og bygget en løsmassehale. Skråningsgradienten her er på ca.  $21^\circ$ .

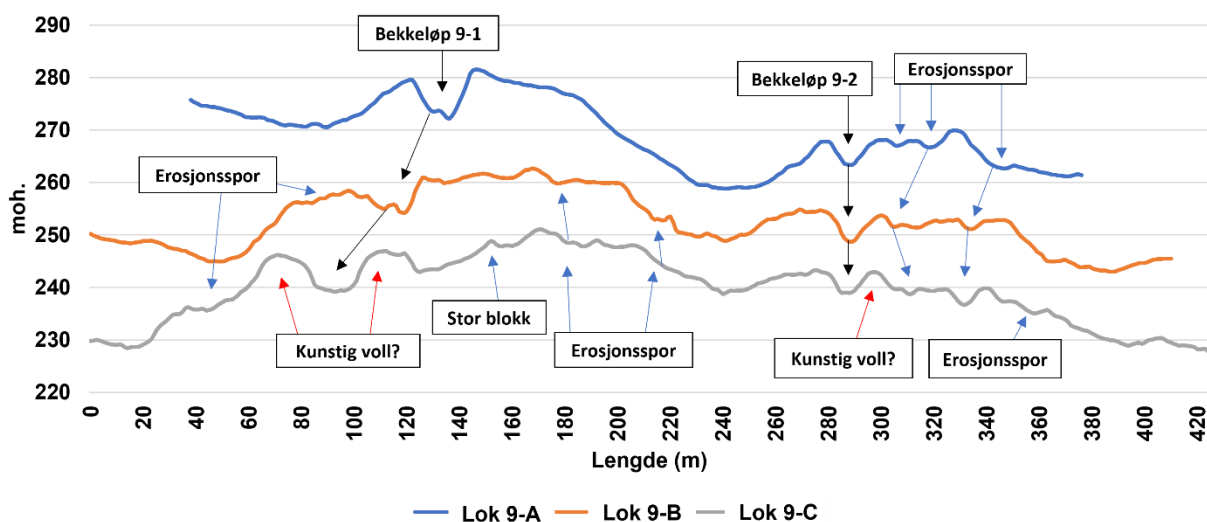
Skråningsgradientene er regnet ut fra viftenes lengde/høyde-forhold og vil kunne variere noe langs profilene. Begge profilene er fremstilt i figur 5.9.14.



Figur 5.9.14 Lengdeprofil av skredavsetningene ved lokalitet 9, som viser en relativt jevn utbygging av massene frem til løsmassetunnelen, med skråningsgradient på  $23^\circ$  på vifte 9-1 og  $21^\circ$  på vifte 9-2.



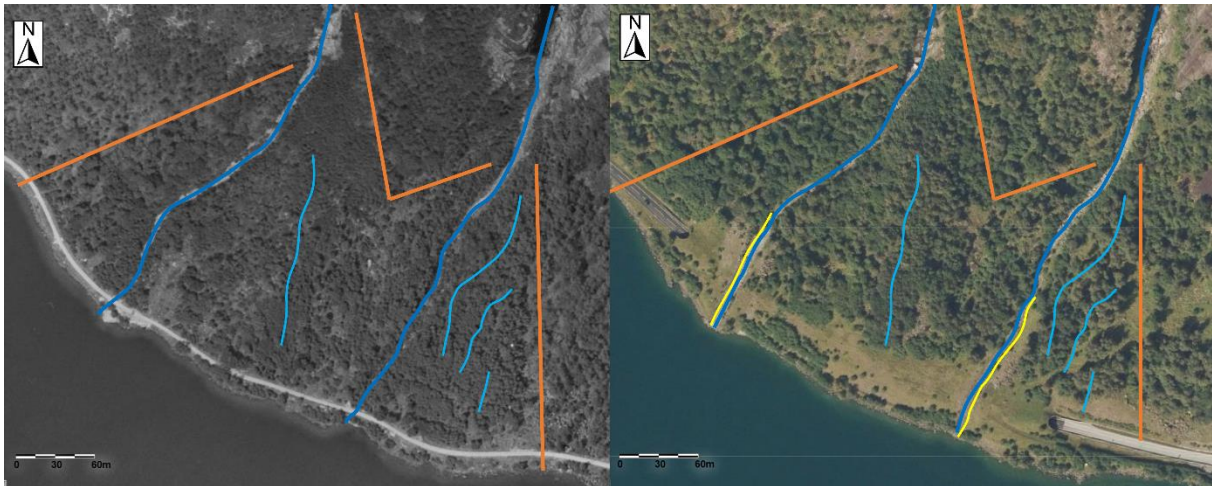
Da viftene er svært ujevne er det valgt å utarbeide tre tverrprofiler for å spore avsetningen bedre. De tre tverrprofilene viser en tydelig konveks form med en høyde på ca. 20 m ved vifte 9-1 og en mindre tydelig konveks form med en høyde på ca. 10 m ved vifte 9-2. Begge viftene er preget av flere store ujevnheter i form av forsenkninger og forhøyninger, hvor det i tillegg til bekkeløpene er spor etter flere andre erosjonsspor, rygger/leveer og store blokker på >10 m i diameter. På vifte 9-1 er leveene på profil 9-C nederst betydelig større (ca. 5 m) enn høyere i løpet (ca. 1-2 m). På vifte 9-2 kan den samme endringen spores på dette profilet, dog ikke like tydelig. I dette området ligger overgangen mellom kunstig og naturlig voll, så det er mulig det er de kunstige vollene som kan sees her. Dette området ligger også like ovenfor løsmassetunnelen hvor gradienten avtar over tunnelen. Bekkeløpene over dette området er såpass dype at skredmassene trolig kanaliseres der, men en konsekvens av den avtagende gradienten kan være at skredmassene bremses der og sprer seg utover viften, slik at en større mengde løsmasser avsettes utenfor bekkeløpene. På profil 9-A øverst er de to viftene tydelig adskilt, men på profil 9-C nederst går de mer i ett.



Figur 5.9.15 Tverrprofiler fra lokalitet 9, orientert fra nordvest til sørøst. Profilene viser en tydelig konveks form på ca. 20 m ved vifte 9-1 og en mindre tydelig konveks form på ca. 10 m ved vifte 9-2. Begge viftene er preget av flere store ujevnheter i form av forsenkninger og forhøyninger, hvor det i tillegg til bekkeløpene er spor etter flere andre erosjonsspor, rygger/leveer og store blokker på >10 m i diameter. De to viftene er tydelig adskilt på profil 9-A øverst, mens de på profil 9-C nederst går mer i ett.

### 5.9.5 Ortofoto

Det er også gjort sammenligning av ortofoto fra 2017 (Sogn) og 1966 (Kjøsnesfjorden) som fremstilt i figur 5.9.16. Utover endringene i forbindelse med arbeidet med tunnelen og reduksjonen i vegetasjon på bilde fra 2017 i dette området, som trolig er en konsekvens av dette arbeidet, er det lite endringer å spore her.



Figur 5.9.16 Til venstre: Ortofoto fra 1957 (Jølster). Til høyre: Ortofoto fra 2017 (Sogn). Oransje linjer markerer vifteformen, tykk mørk blå linje markerer stort erosjonsspor, tynn lys blå linje markerer mindre spor mot vest, hvit linje markerer lite løp mellom de to blå. Bildene er modifisert fra norgebilder.no (2022).

### 5.9.6 Tolkning

Føreneset er den mest komplekse og sammensatte lokaliteten i feltområdet, og basert på de undersøkelsene som er gjort tolkes denne lokaliteten som en blanding av flere prosesser, men dominert av snøskredaktivitet. Tolkningen er basert på funn av dårlig sortert materiale med rundingsgrad kantet til kantrundet, områder med lite vegetasjon, løsmassehaler og -skygger, samt de slake skråningsgradientene på 21 og 23°, som alle er trekk forbundet med snøskred. Leveene, de langsgående erosjonssporene og ryggene, samt mye finmateriale mellom blokkene i blotningene i bekkeløpet på vifte 9-2 er alt tegn på tilstedeværelse av mye vann, som i sørpeskred/flomskred. De store mengdene kantede blokker, krater/sår i underlaget, spor etter knuste blokker oppå andre blokker samt tydelig ferske løsnedområder i fjellsiden over 9-1 er alle tegn på mye steinsprangaktivitet.

Basert på denne tolkningen er det forsøkt å avgjøre om blokkene det er gjort schmidthammermålinger på stammer fra snøskred eller skred fra fast fjell. De kantrundede blokkene i bunnen av sedimentpakken i bekkeløpet ved del-lokalitet 9.1.4, som har fått en estimert alder på  $4750 \pm 911$  år, antas å være avsatt av tidlig snøskredaktivitet. De

kantrundede, mosegrodde blokkene i vollen ved del-lokalitet 9.2.1, som har fått en estimert alder på  $3790 \pm 1050$  år er også tolket som tidlige snøskredavsetninger, mens den store, kantede blokken i bekkeløpet ved del-lokalitet 9.2.4, som har fått en estimert alder på  $720 \pm 816$  år, er tolket som et ferskt steinsprang, utløst etter at tunnelen ble bygget i 1997, og stammer dermed fra skred fra fast fjell.

## **5.10 Sammenstilling av resultater**

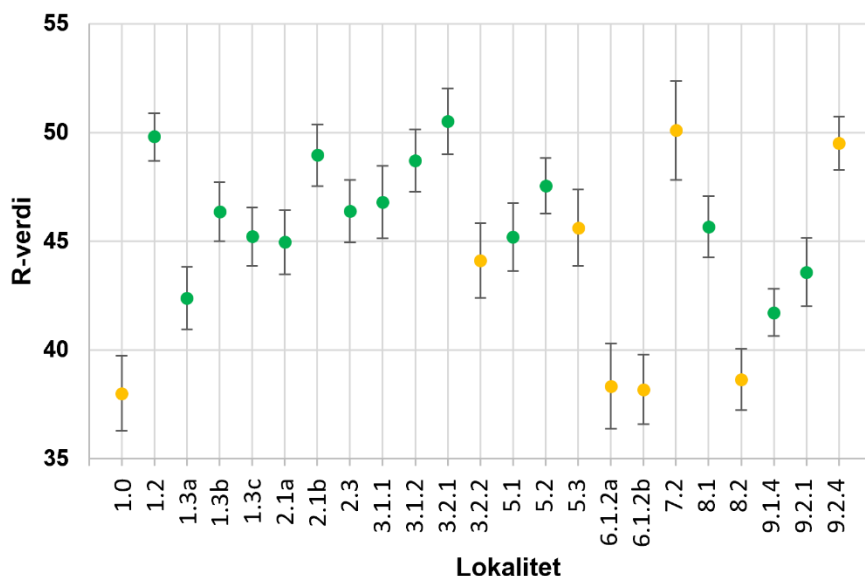
### **5.10.1 Schmidthammermålinger**

Det ble foretatt schmidthammermålinger ved alle lokaliteter, foruten lokalitet 3 på grunn av usikkerhet knyttet til menneskelig aktivitet her, til sammen 23 SHD-lokaliteter. Målinger ble gjort på blokker av antatt ulik alder for å få en best mulig representasjon av skredaktiviteten i området, og forhåndsregler ble tatt for å unngå feilkilder som beskrevet i kapittel 4.2.2. Basert på tolkninger gjort for å bestemme hvilken prosess som har vært dominerende på viftene er det forsøkt å avgjøre hvilken hovedprosess (snøskred, skred fra fast fjell eller løsmasseskred) som har avsatt blokkene det er gjort schmidthammermålinger på, slik at resultatene fra aldersestimeringen kan sammenlignes med andre studier i kapittel 6. Tabell over UTM-koordinater for de ulike SHD-lokalitetene finnes i vedlegg 2, frekvensdiagrammer med statistiske parametere som gjennomsnittlig R-verdi, 2SE, skjevhet og kurtose finnes i vedlegg 3, tabell over de estimerte SHD-aldrene med deres 95 % konfidensintervall (Ct), minimums- og maksimumsalder, samt usikkerhetene (Cs og Cc) som brukes til å beregne konfidensintervallene, er å finne i vedlegg 4 og beskrivelse av hvert objekt finnes under lokalitetsbeskrivelsene i kapittel 5.1 til 5.9.

#### **5.10.1.1 R-verdier**

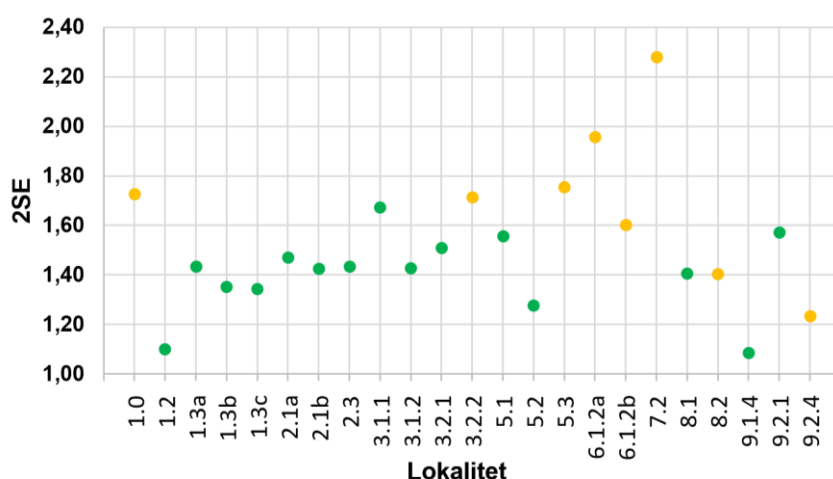
Samtlige gjennomsnittlige R-verdier faller mellom R-verdiene for gammelt og ungt referansepunkt, henholdsvis 30,86 og 50,92. Målingene har en spredning fra 38,0 til 50,52. R-verdiene for de 23 SHD-lokalitetene  $\pm 2SE$  er fremstilt i figur 5.10.1. De fire målingene med gjennomsnittlig R-verdi under 41 er alle foretatt på blokker tolket som skred fra fast fjell.





Figur 5.10.1 Spredningskurve med gjennomsnittlig R-verdi  $\pm$  2SE for hver av de 23 SHD-lokalitetene i studieområdet. Fargekode for å skille de ulike skredtypene: grønn = snøskred, oransje = skred fra fast fjell. De fire målingene med gjennomsnittlig R-verdi under 41 er alle foretatt på blokker tolket som skred fra fast fjell.

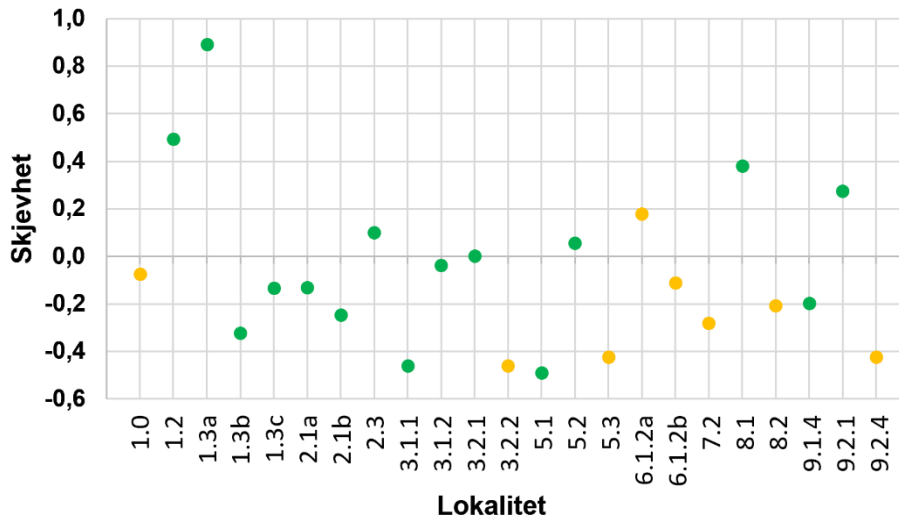
Som nevnt i kapittel 4.2.3 representerer 2SE 95 % konfidensintervallet for R-verdiene, og spredningskurven for 2SE på de 23 SHD-lokalitetene i studieområdet er presentert i figur 5.10.2. De fleste (19 av 23 målinger) ligger mellom 1,2 og 1,8, mens to ligger lavere (1.2 med 1,1 og 9.1.4 med 1,09) og to ligger høyere (7.2 med 2,28 og 6.1.2.a med 1,96). De fem målingene med størst usikkerhet er alle foretatt på blokker tolket som skred fra fast fjell.



Figur 5.10.2 Spredningskurve som viser verdien av 2SE for hver av de 23 SHD-lokalitetene i studieområdet. Fargekode for å skille de ulike skredtypene: grønn = snøskred, oransje = skred fra fast fjell. De fem målingene med størst usikkerhet er alle foretatt på blokker tolket som skred fra fast fjell.

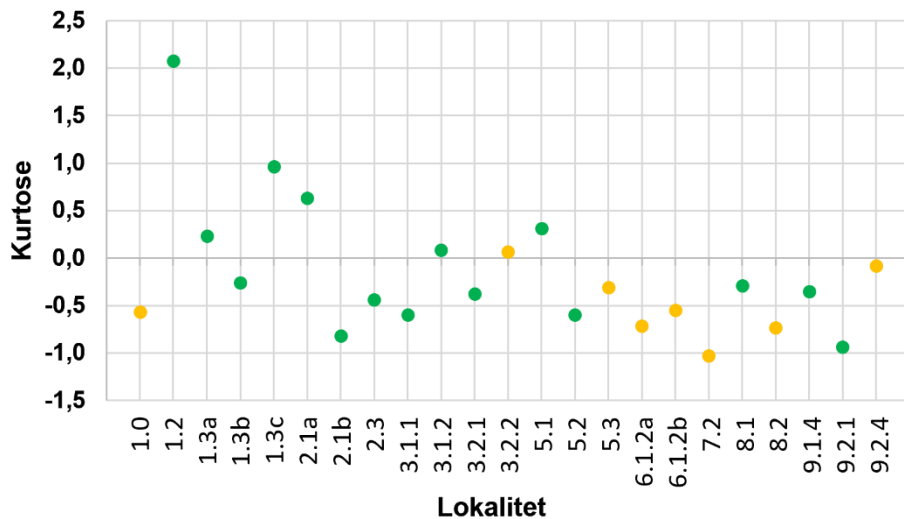
Som nevnt i kapittel 4.2.3 beskriver skjevhet graden av symmetri på fordelingen, og spredningskurven for skjevheten på de 23 SHD-lokalitetene i studieområdet er presentert i figur 5.10.3. 8 av 23 målinger har positiv skjevhet, 1 måling er symmetrisk mens 15 av 23 målinger har negativ skjevhet. Ved positiv skjevhet vil det være mer sannsynlig at de lavere verdiene i konfidensintervallet er korrekt, og motsatt for negativ skjevhet.

Frekvensdiagrammer som viser skjevhet, finnes i vedlegg 3.



Figur 5.10.3 Spredningskurve som viser verdien av skjevheten for hver av de 23 SHD-lokalitetene i studieområdet. Fargekode for å skille de ulike skredtypene: grønn = snøskred, oransje = skred fra fast fjell.

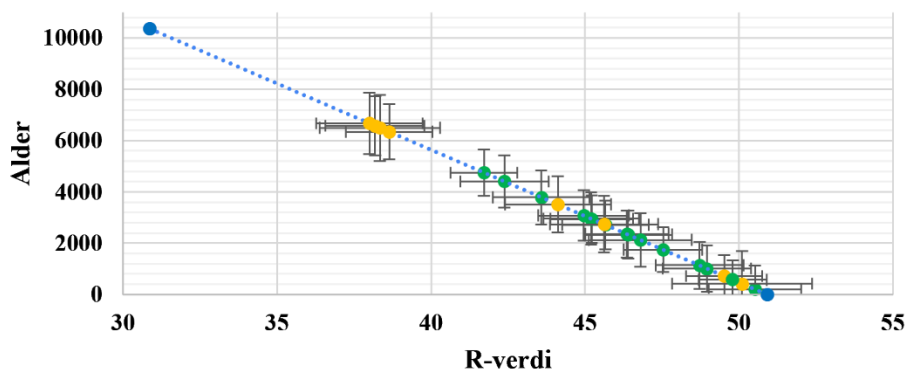
Kurtose beskriver, som nevnt i kapittel 4.2.3, spredningen av verdiene mellom ytterpunktene, og spredningskurven for kurtosen på de 23 SHD-lokalitetene i studieområdet er presentert i figur 5.10.4. Samtlige målinger ligger mellom 1 og -1, foruten 1.2 som har en kurtose på 2,07. En positiv kurtose betyr at verdiene er mer samlet rundt gjennomsnittet i forhold til en normalfordeling. Frekvensdiagrammer som viser kurtose finnes i vedlegg 3.



Figur 5.10.4 Spredningskurve som viser kurtose for hver av de 23 SHD-lokalitetene i studieområdet. Fargekode for å skille de ulike skredtypene: grønn = snøskred, oransje = skred fra fast fjell.

### 5.10.1.2 Alderskalibrering

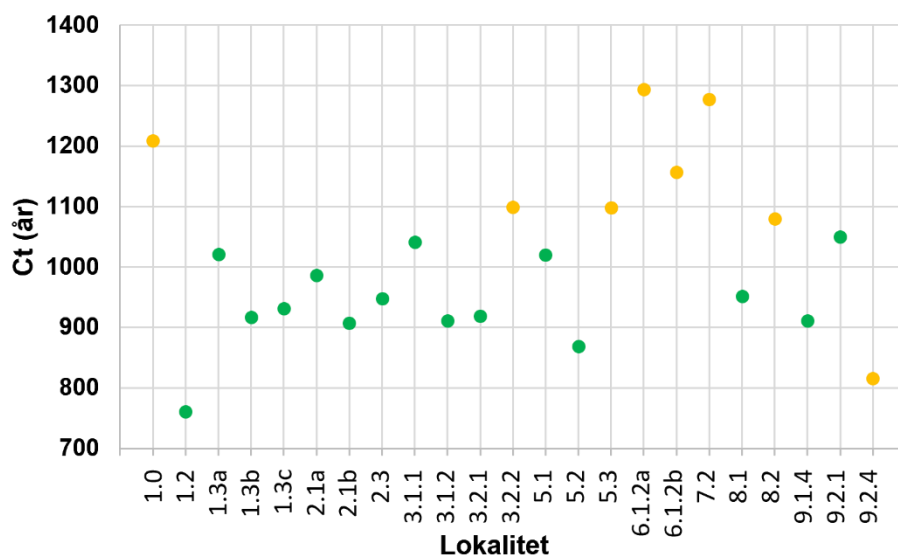
For å estimere alder på de 23 SHD-lokalitetene ble R-verdiene plottet mot kalibreringskurven som er presentert i kapittel 4.2.5 (figur 5.10.5). De fire målingene som har fått høyest alder er alle utført på blokker tolket som skred fra fast fjell.



Figur 5.10.5 Samtlige målinger  $\pm 2SE$  for R-verdi og  $\pm Ct$  for alder plottet mot kalibreringskurven. Den stiplede linjen er kalibreringskurven. Fargekode for å skille de ulike skredtypene: grønn = snøskred, oransje = skred fra fast fjell. De blå prikkene er ungt og gammelt punkt. De fire målingene med høyest alder er utført på blokker tolket som skred fra fast fjell.

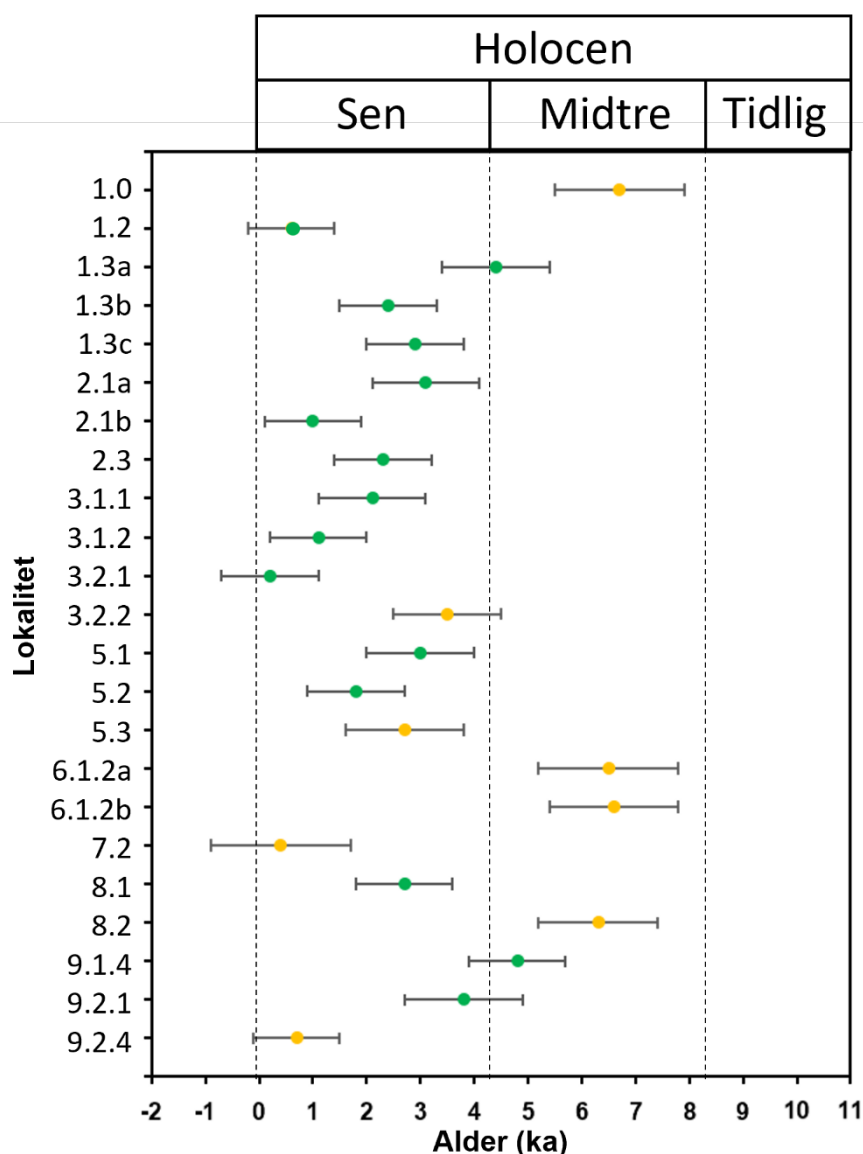
Som nevnt i kapittel 4.2.4 presenterer Ct 95 % konfidensintervallet for prøvens alder, og er beregnet utfra kalibreringskurvens usikkerhet ( $C_c$ ) og prøvens usikkerhet ( $C_s$ ). Ct for de 23 SHD-lokalitetene er presentert i figur 5.10.6, som viser en spredning fra 760 til 1294 år. De syv prøvene med høyest Ct er alle utført på blokker tolket som skred fra fast fjell.





Figur 5.10.6 Spredningskurve som viser Ct for hver av de 23 SHD-lokalitetene i studieområdet. Fargekode for å skille de ulike skredtypene: grønn = snøskred, oransje = skred fra fast fjell. De syv prøvene med høyest Ct er alle utført på blokker tolket som skred fra fast fjell.

Spredningskurve som viser de kalibrerte aldre med Ct for hver av de 23 SHD-lokalitetene, samt hvordan de er fordelt i holocen er presentert i figur 5.10.7. Fire av målingene har negative aldre i nedre del av deres 95 % konfidensintervall, men størstedelen av konfidensintervallet er over null. Ingen av prøvene inkludert deres 95 % konfidensintervall har aldre i tidlig holocen, 7 av prøvene inkludert deres 95 % konfidensintervall har alder i midtre holocen og 19 av prøvene inkludert deres 95 % konfidensintervall har alder i sen holocen. De fire prøvene med høyest alder er alle tolket som skred fra fast fjell. De estimerte SHD-aldre med deres 95 % konfidensintervall (Ct), minimums- og maksimumsalder, samt usikkerhetene (Cs og Cc) som brukes til å beregne konfidensintervallene, er å finne i vedlegg 4.



Figur 5.10.7 Spredningskurve med kalibrert alder  $\pm$  Ct for hver av de 23 SHD-lokalitetene i studieområdet. Fargekode for å skille de ulike skredtypene: grønn = snøskred, oransje = skred fra fast fjell. Stiplede skillelinjer separerer holocen i tidlig (11,7–8,3 ka), midtre (8,3–4,3 ka) og sen (< 4,3 ka).

En grafisk fremstilling som deler de estimerte aldrene på skredhendelse, med deres 95 % konfidensintervall, inn i 1000-års intervaller er presentert i figur 5.10.8. Ingen av skredhendelsene tolket som snøskred har alder over 6000 år og det ser ut til å være økt aktivitet i en periode i sen holocen mellom 2000 og 4000 år. Denne trenden er også tydelig i frekvensdiagrammet som favner begge typen skredhendelser. Hendelser tolket som skred fra fast fjell har en relativt jevn fordeling opptil 8000 år, foruten en liten økning mellom 6000 og 8000 år. Ingen hendelser er eldre enn dette.

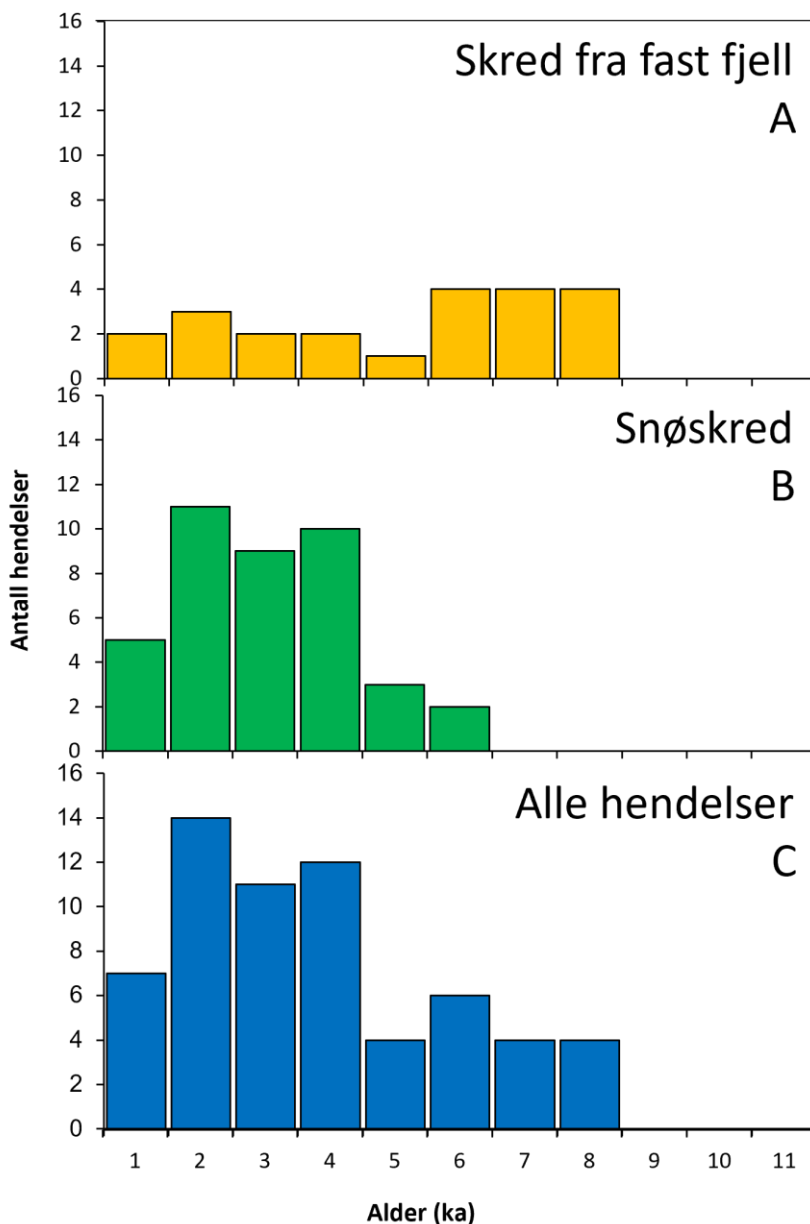


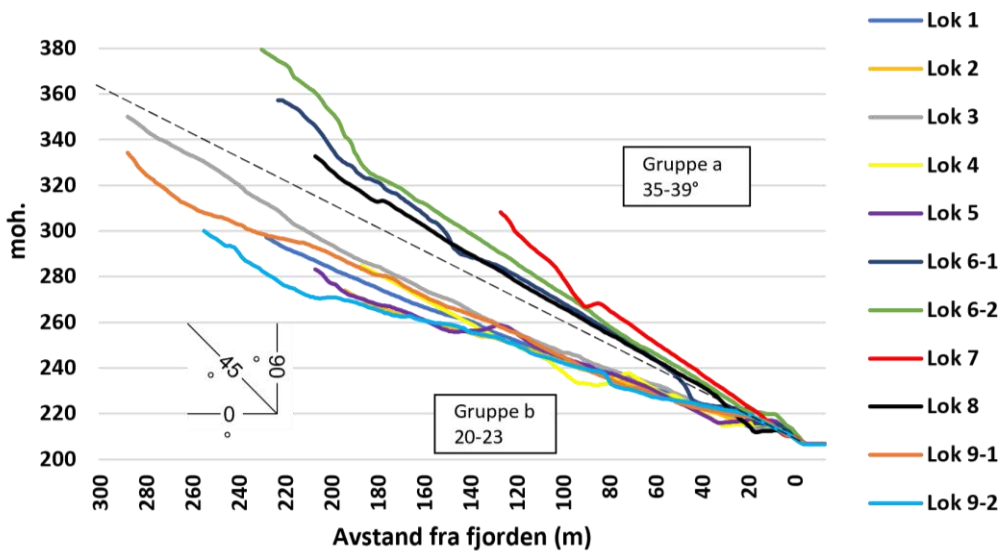
Fig. 5.10.8 Frekvensdiagram som viser hvor mange SHD-resultater inkludert deres 95 % konfidensintervall som faller innenfor hvert 1000-årsintervall i studieområdet de siste 11 000 årene. A) Antall skredhendelser fra skred fra fast fjell. B) Antall skredhendelser fra snøskred. C) Antall skredhendelser fra de forskjellige skredhendelsene sammen.

### 5.10.2 Lengdeprofiler

Sammenstilling av lengdeprofiler fra alle lokaliteter er vist i figur 5.10.9 og viser at skråningsgradientene kan deles inn i to grupper; gruppe a med skråningsgradienter fra 35-39° og gruppe b med skråningsgradienter på 20-23°. Lokalitetene som inngår i gruppe a er lokalitet 6-1, 6-2, 7 og 8, mens gruppe b består av lokalitet 1, 2, 3, 4, 5, 9-1 og 9-2. Gradienter over 30° knyttes som oftest til skred fra fast fjell, da skredavsetninger av andre skredtyper har en lavere kritisk vinkel og vil dermed sjelden være stabil under slike forhold. Lokalitetene i



gruppe a er dermed alle tolket som dominert av skred fra fast fjell. Figur 5.10.10 er en terrengmodell som viser skråningsgradienten i studieområdet, hvor gradienten øker fra grønt til rødt. Her fremkommer det også tydelig at gradienten er slakere på lokalitetene i gruppe b, sammenlignet med lokalitetene i gruppe a.



Figur 5.10.9 Lengdeprofil fra alle lokaliteter som viser to grupperinger for skråningsgradienter adskilt av stiplede linje.

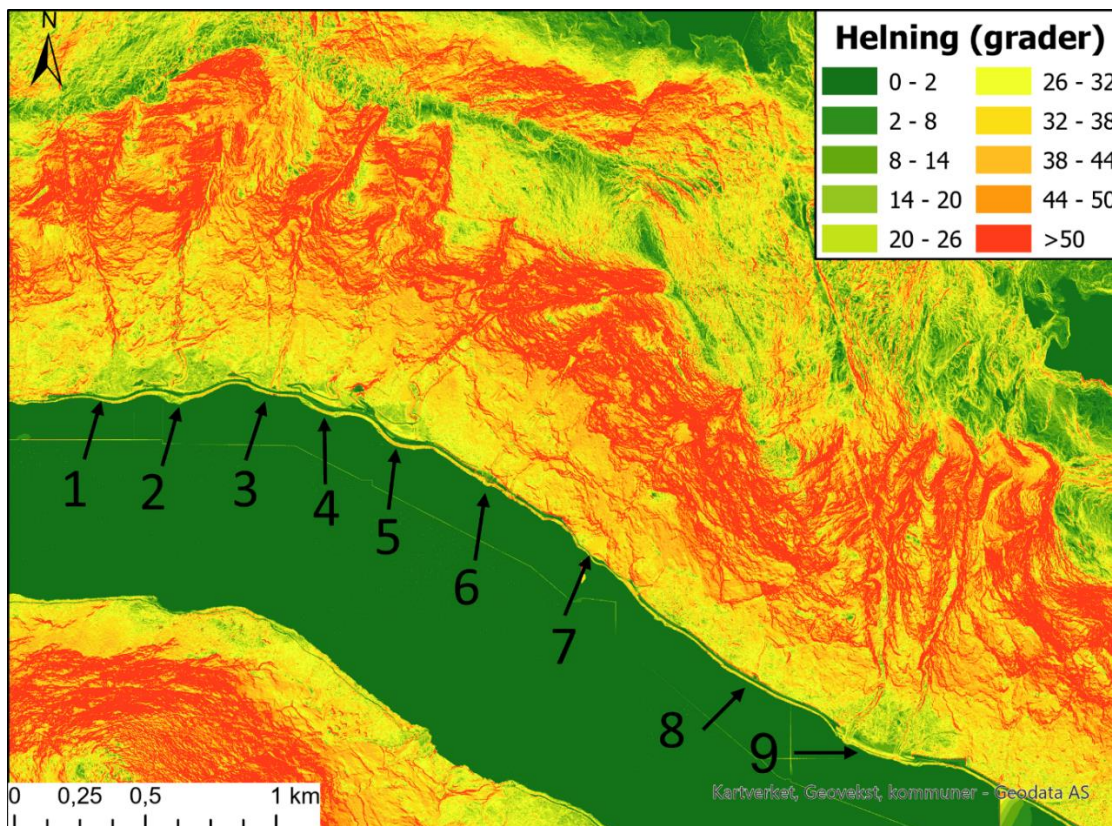
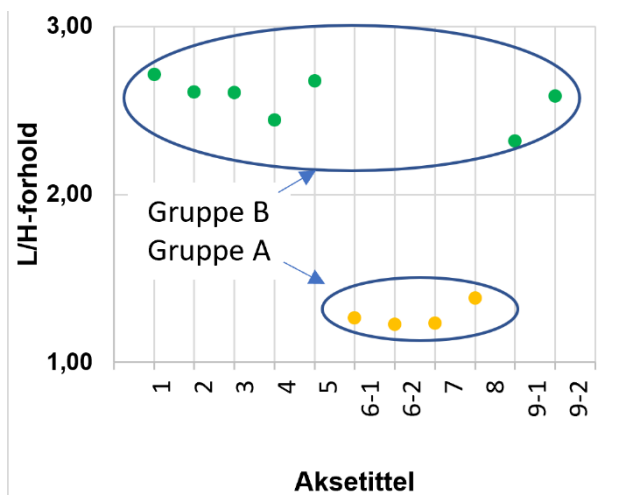


Fig. 5.10.10: Helningskart med 10 gradientgrupper som går fra grønt til rødt og viser at lokalitetene i gruppe b (1, 2, 3, 4, 5 og 9) er slakere enn lokalitetene i gruppe a (6, 7, og 8). Kartet er utarbeidet i ArcGIS Pro fra en DTM med oppløsning 1 x 1 m fra hoydedata.no.

I figur 5.10.11 er forholdet mellom lengde og høyde (L/H) på avsetningen ved de forskjellige lokalitetene presentert. Her fremkommer tydelig to grupperinger, én med verdier fra 1,23 til 1,38 (gruppe A), og én med verdier fra 2,32 til 2,71 (gruppe B). Alle lokalitetene i gruppe A er tolket som dominert av skred fra fast fjell. I gruppe B er alle lokalitetene tolket som dominert av snøskred. Tabell 5.1 viser en oversikt over høyde, lengde, L/H-forhold, skråningsgradient og dominerende prosess ved hver lokalitet.



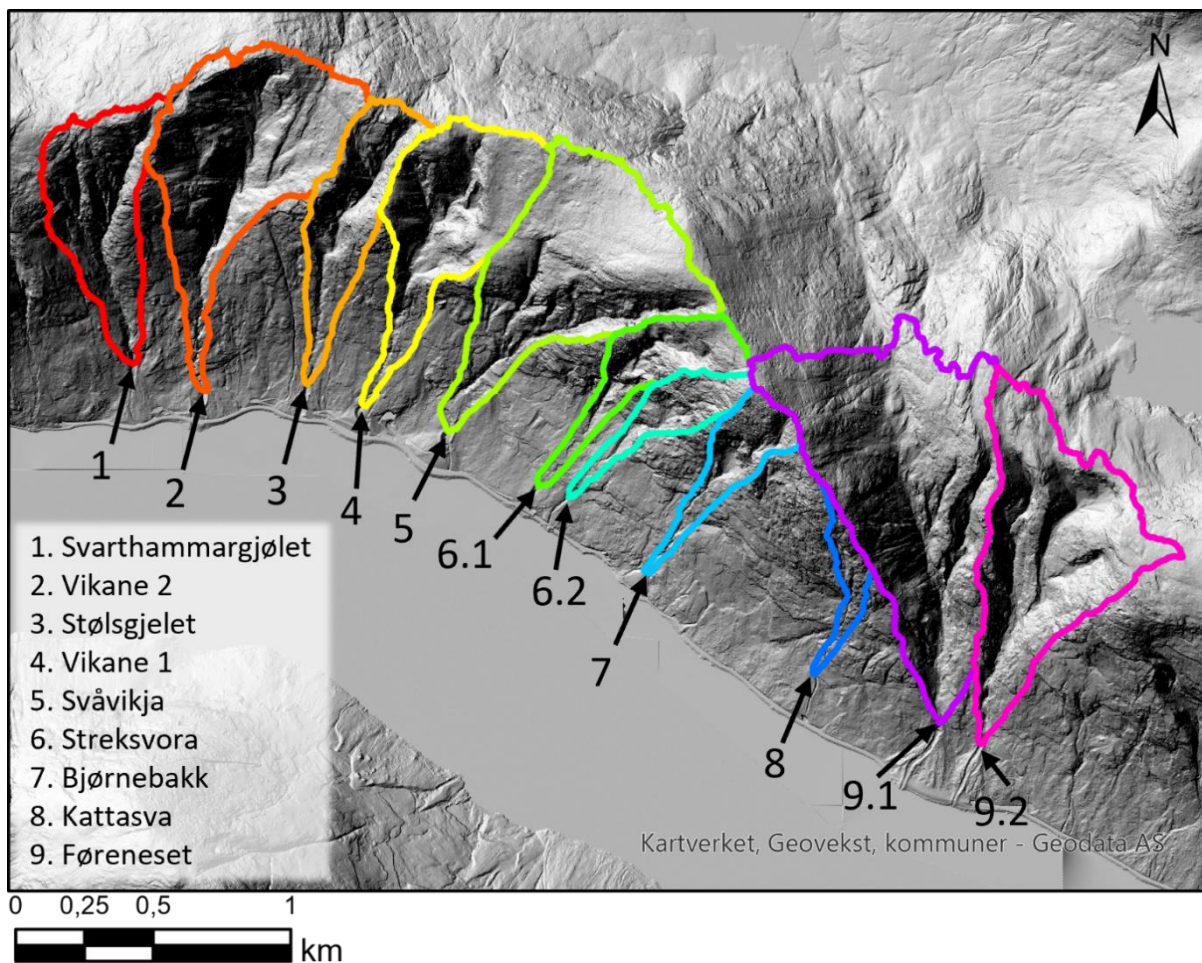
Figur 5.10.11 Diagram som viser L/H-forholdet ved de forskjellige lokalitetene, hvor det fremkommer at de tydelig fordeles i to grupper. Fargekode for å skille de ulike skredtypene som dominerer ved lokalitetene: grønn = snøskred, oransje = skred fra fast fjell.

Tabell 5.1 Oversikt over høyeste (Hmaks) og laveste (Hmin) punkt på skredavsetningen, vertikal høyde ( $\delta H$ ), horisontal lengde (Lengde), lengde/høyde-forholdet, skråningsgradienten, samt prosessen som er tolket som dominerende på hver lokalitet.

| Lokalitet | Hmaks (moh) | Hmin (moh) | $\delta H$ (m) | Lengde (m) | L/H  | Skråningsgradient (grader) | Dominerende prosess  |
|-----------|-------------|------------|----------------|------------|------|----------------------------|----------------------|
| Lok 1     | 290         | 207        | 83             | 225        | 2,71 | 20,2                       | Snøskred             |
| Lok 2     | 275         | 207        | 68             | 177        | 2,61 | 21,0                       | Snøskred             |
| Lok 3     | 250         | 207        | 43             | 112        | 2,61 | 21,0                       | Snøskred             |
| Lok 4     | 260         | 207        | 53             | 130        | 2,44 | 22,2                       | Snøskred             |
| Lok 5     | 270         | 207        | 63             | 169        | 2,68 | 20,4                       | Snøskred             |
| Lok 6-1   | 300         | 207        | 93             | 118        | 1,27 | 38,2                       | Skred fra fast fjell |
| Lok 6-2   | 327         | 207        | 120            | 147        | 1,23 | 39,2                       | Skred fra fast fjell |
| Lok 7     | 270         | 207        | 63             | 78         | 1,23 | 38,9                       | Skred fra fast fjell |
| Lok 8     | 330         | 207        | 123            | 170        | 1,38 | 35,9                       | Skred fra fast fjell |
| Lok 9-1   | 310         | 207        | 103            | 239        | 2,32 | 23,1                       | Snøskred             |
| Lok 9-2   | 290         | 207        | 83             | 215        | 2,58 | 21,1                       | Snøskred             |

### 5.10.3 Nedslagsfelt

Det er også blitt modellert nedslagsfelt for hver lokalitet ved bruk av 'Watershed'-verktøyet i ArcGIS Pro basert på høydedata fra hoydedata.no, som vist i figur 5.10.12. Her ser man tydelig at de fire lokalitetene tolket som dominert av skred fra fast fjell (lokalitet 6, 7 og 8) har mindre nedslagsfelt med mindre relieff enn de resterende lokalitetene tolket som snøskreddominert, som alle kanaliserer skred fra dype gjel i nedslagsfeltene. Tabell over arealet i hvert av nedslagsfeltene er fremstilt i tabell 5.2.



Figur 5.10.12 Skyggerelieff med nedslagsfelt for hver lokalitet, modellert i ArcGIS Pro med høydedata fra hoydedata.no i 1 x 1 m oppløsning. Azimuth er satt til 315° og områder som er belyst vil representere skråninger som er nordvest-vendt.

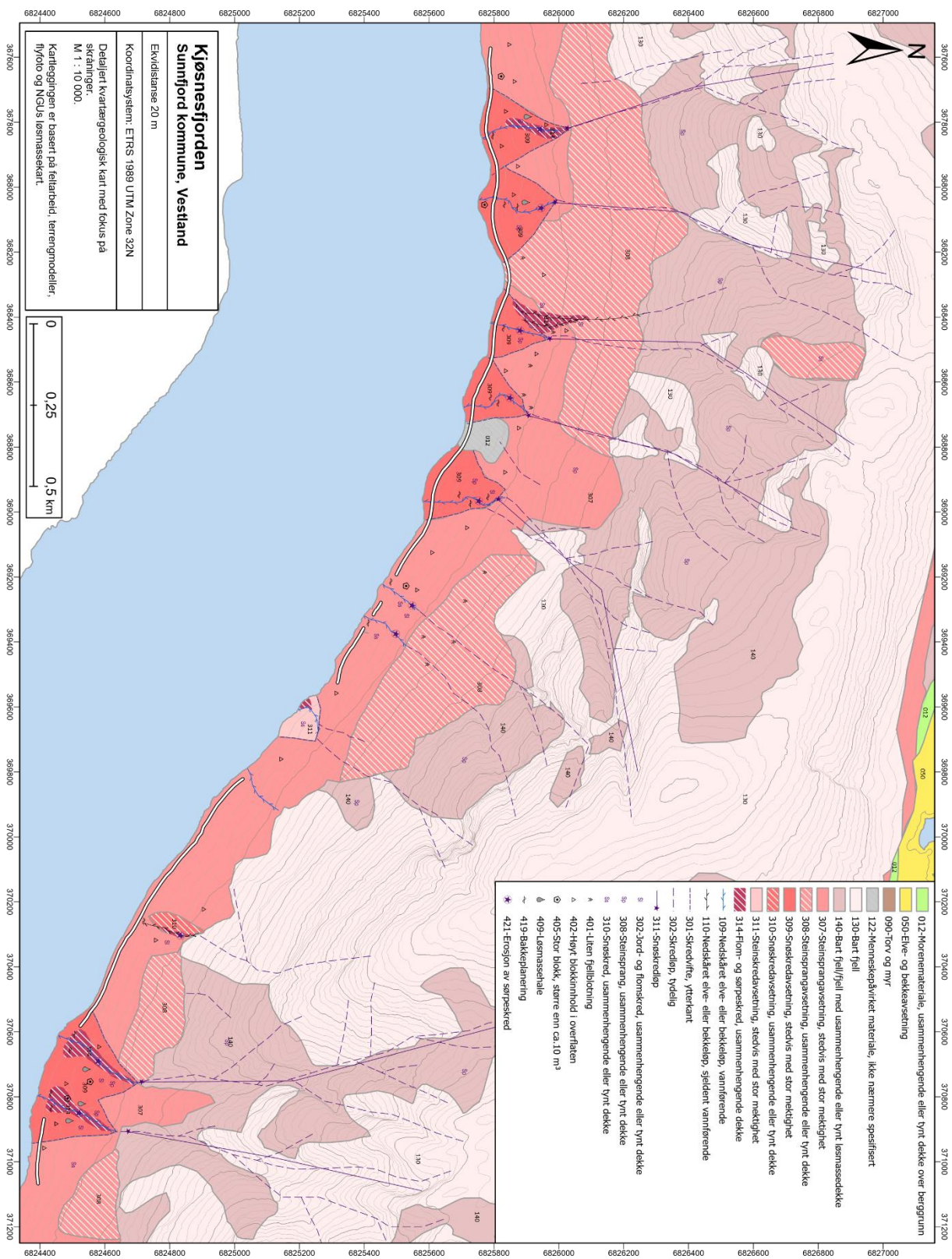


Tabell 5.2 Oversikt over arealet på nedslagsfeltene tilhørende hver lokalitet.

| Lokalitet | Nedslagsfelt i m <sup>2</sup> |
|-----------|-------------------------------|
| Lok 1     | 242 038                       |
| Lok 2     | 438 206                       |
| Lok 3     | 189 589                       |
| Lok 4     | 298 395                       |
| Lok 5     | 464 781                       |
| Lok 6-1   | 136 082                       |
| Lok 6-2   | 87 450                        |
| Lok 7     | 99 578                        |
| Lok 8     | 44 591                        |
| Lok 9-1   | 665 559                       |
| Lok 9-2   | 454 665                       |

#### 5.10.4 Skredkartlegging

Resultatet av skredkartleggingen er vist på neste side som et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger (figur 5.10.13). Kartet er også er også vedlagt i A3-format, som er den størrelsen kartet er utarbeidet i og hvor målestokken er korrekt, bakerst i oppgaven (vedlegg 5). Datagrunnlaget for disse tolkningene er feltobservasjoner, kornformanalyser, flyfotostudier, terrengprofiler og terrengmodeller, og ble presentert i kapitlene 5.1–5.10.3. Evaluering av kartproduktet kommer jeg tilbake til i kapittel 6.



Figur 5.10.13 Detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger over Kjosnesfjorden.

## **Kapittel 6 – Diskusjon**

Basert på resultater presentert i kapittel 5 er skredavsetninger langs deler av Kjøsnesfjordens nordre bredde blitt kartlagt. I dette kapitlet drøftes troverdigheten til tolkningen som er gjort bli drøftet, og feilkilder forbundet med metodene som er brukt, blir diskutert. I kapittel 6.1 drøftes metoder knyttet til skredenes geomorfologiske og sedimentære trekk, mens i kapittel 6.2 diskuteres feilkilder i forbindelse med bruk av Schmidhammer. I kapittel 6.3 blir skredaktiviteten langs Kjøsnesfjorden i holocen sammenlignet med tilsvarende aktivitet på Vestlandet i samme periode. I kapittel 6.4 drøftes skredaktiviteten i området i dag, samt prognoser for fremtiden. Kapittel 6.5 inneholder en kort presentasjon av kartproduktet etter den detaljerte kvartærgeologiske kartleggingen med fokus på skråninger.

### **6.1 Morfologiske og sedimentære trekk**

I forbindelse med identifisering og bruk av morfologiske og sedimentære trekk i selve kartleggingen er det flere mulige feilkilder og utfordringer. I dette kapitlet presenteres først de generelle feilkildene i et eget delkapittel, før tolkningen fra hver lokalitet grupperes og diskuteres i delkapitler etter dominerende skredtype.

#### **6.1.1 Feilkilder og utfordringer**

Under feltarbeidet ble det, som beskrevet i kapittel 4, blant annet gjennomført kornformanalyser og beskrivelser av visuelle observasjoner, som begge er subjektive datainnsamlingsmetoder. Under kornformanalysene skal det først utføres en tilfeldig utvelgelse av steiner som skal analyseres, og allerede her kan det bevisst eller ubevisst gjøres vurderinger som kompromitterer det tilfeldige aspektet. Videre vil selve vurderingen av rundingsgraden på de 50 steinene som ble plukket ut alltid være individuell, på tross av parametere som kan følges. Hvor på skredavsetningen analysen er gjennomført har også innvirkning på resultatet. Under feltarbeidet til denne oppgaven var det på grunn av vegetasjon på flere lokaliteter utfordrende å gjennomføre kornformanalyser andre steder enn i bekkeløpet som skar gjennom skredavsetningen. Det kan dermed stilles spørsmål ved om kornformen representerer skredavsetningens avsettende agens eller senere hendelser. Det kunne med fordel også vært gjennomført flere kornformanalyser de stedene det var mulig, for å få en bredere presentasjon av utvalget.



Det vil alltid knyttes usikkerhet til beskrivelser av visuelle observasjoner da det som blir beskrevet vil være farget av den observerer. Vurderinger om hva som betraktes som relevant varierer, og vinkel og perspektiv kan gjøre morfologiske trekk mer eller mindre synlig. Her vil også vegetasjon og fremkommelighet spille inn på hva som er mulig å observere. Under feltarbeidet langs Kjøsnestfjorden varierte det veldig hvordan fremkommeligheten var på de forskjellige lokalitetene, og noen lokaliteter er derfor grundig beskrevet, mens andre har svært mangelfulle beskrivelser. Ved flere av lokalitetene, særlig lokalitet 2, 4 og 5, var det også gjort store menneskelige inngrep i form av ledevoller og andre tiltak, slik at det stilles spørsmålsteget ved påliteligheten til observasjoner gjort der.

For å regne ut skråningsgradient og beregne L/H-forholdet til de forskjellige avsetningene må det først og fremst avgjøres hvor rotpunktet på avsetningen er. Dette er igjen en subjektiv vurdering, og på enkelte av avsetningene i studieområdet var det utfordrende å avgjøre nøyaktig hvor det befant seg. Det vil likevel trolig ikke gi de store utslagene i resultatet dersom rotpunktet ikke er plassert helt korrekt. Skråningsgradienten kan også bli påvirket av de menneskelige inngrepene som er gjort på avsetningen, og særlig lokalitet 5 kan være noe feilaktig på grunn av dette.

Til utarbeidelsen av terrengmodeller i ArcGIS Pro er det også knyttet feilkilder, og særlig oppløsningen på DTM-datasettet som er brukt vil være avgjørende for resultatet. En DTM er et raster-datasett oppdelt i celler i et rutenett, hvor hver celle representerer den gjennomsnittlige høyden i det arealet cellen dekker. Cellene kan variere i størrelse fra 50 x 50 m til 1 x 1 m, og jo større cellen er, jo større sannsynlighet er det for at høyden vil variere innad i det arealet cellen skal dekke. Oppløsningen til datasettet blir bestemt av celledimensjonen, hvor lavere celledimensjon gir høyere oppløsning. I bratt terreng med lav oppløsning vil dermed usikkerheten knyttet til datasettet være størst. Hele studieområdet langs Kjøsnestfjorden er dekket av høyoppløselig LiDAR-data på 1 x 1 m, og foruten noen artefakter i fjorden, som er uvesentlig for kartleggingen til oppgaven, er datasettet tilsynelatende komplett uten videre feil.

### **6.1.2 Snøskred**

De lokalitetene som er tolket som snøskreddominert er 1 – Svarthammargjølet, 2 – Vikane 2, 3 – Stølsjølet, 4 – Vikane 1, 5 – Svåvikja og 9 – Føreneset 1 og 2. Felles for alle er den slake skråningsgradienten mellom 20 og 23°, det høye L/H-forholdet mellom 2,32 og 2,71 og den konvekse viften som bygges ut i fjorden. Disse lokalitetene har også de største

nedslagsfeltene, med tydelige skredbaner som kanaliseres fra dype gjel i fjellsiden over viftene opptil 11001200 moh.

De fem første lokalitetene befinner seg lengst vest i studieområdet hvor fjorden har et konkavt lengdeprofil, mens lokalitet 9 ligger lengst øst. Gjelene i samtlige nedslagsfelt i denne gruppen har retning mot sør-sørvest, som gjør at de er preget av bratte sørøst- og nordvestvendte skråninger. Med en dominerende vindretning fra sørøst vil dermed snøen akkumuleres og pakkes til fokksnø i de nordvestvendte skråningene og føre til økt snøskredfare. Kraftige snøbyger fra nordvest, som ifølge SVV (2012) kan forekomme på vinteren, med påfølgende mildvær, vil føre akkumulasjon av snø i sørøst-vendte skråninger. Samtidig vil, ifølge Lied & Kristensen (2003), skråninger som vender mot vinden være mest utsatt for snøsmelting. Dette kan være en utløsende faktor for blant annet sørpeskred. Sammen med skråningsgradienter på 30–60° og bart fjell i løseområdet oppfyller dermed disse lokalitetene flere kriterier for utløsning av snøskred (Rapp, 1959; Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2016). Nedslagsfeltet over lokalitet 3 er noe smalere enn de fire andre, men også her er det et dypt gjel som kanaliserer skredene ned mot viften.

Lite vegetasjon og trær som er bøyd og/eller knekt er også trekk som kan knyttes til snøskred. Lokalitet 1, 2, 3, 4 og 5 har lite til ingen vegetasjon høyere enn gress, foruten noen spredte trær. Særlig tørre snøskred vil kunne rive med seg trær og andre ting som står i vegen uten å erodere i underlaget, slik at viftene blir stående igjen gresskledd (Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2011d, 2016). Lokalitet 2, 3 og 5 er dog i stor grad påvirket av menneskelige inngrep, så det er vanskelig å si om mangelen på vegetasjon her kan være en følge av dette. På store deler av lokalitet 9 var det mye vegetasjon, men flere brede renner oppå viftene hadde lite til ingen vegetasjon høyere enn gress, samt spredte småtrær som var knekt eller bøyd. Også på lokalitet 8, som er tolket som dominert av skred fra fast fjell, er det et område øverst som bærer tydelig preg av snøskred, hvor trærne er bøyd utover og vokser i en L-form.

Ifølge Blikra & Nemec (1998) kan snøskred etterlate seg langsgående, klastiske urer og rygger, og på både lokalitet 1, 2, og 3 er slike urer observert. Der store blokker blir liggende, kan disse fungere som hindringer for senere skred og bremse opp mindre klaster.

Løsmasserygger kan da bygges opp på lo-siden som en hale, eller i skyggen av blokken på le-siden, ettersom de mister energi idet de passerer hindringen og blir avsatt der. Slike løsmassehaler og -skygger, som av Blikra & Nemec (1998) blir beskrevet som morfologiske trekk på snøskred, ble observert på både lokalitet 1, 2 og 9.

Mye av løsmassene som blir transportert av snøskred blir først avsatt gjennom nedsmelting når matriksen (snøen) forsvinner, og spredte klaster og flekker av steiner oppå vegetasjonsdekkede områder er derfor vanlige spor etter snøskred (Blikra & Nemec, 1998). På grunn av dette vil også sedimentene være dårlig sortert, noe som var tilfelle på alle de snøskreddominerte lokalitetene. I et tverrsnitt vil mellomrommene mellom større steiner og blokker være fylt av vanntransportert, finere materiale, med utydelige grenser mellom lagene. Ved lokalitet 4 og 5 var det ikke mulig å observere naturlige tverrsnitt som ikke var påvirket av menneskelig aktivitet, men på lokalitet 1, 2, 3 og 9 ble det observert usorterte sedimenter med finmateriale innimellom steiner og blokker i kaotisk mønster.

Basert på kornformanalysene bestod sedimentene på alle lokaliteter i stor grad av kantrundede klaster, med innslag av kantet og i bekkeløpene stedvis også rundet. Løsneområdene her består i hovedsak av bart fjell, og kilden til løsmassene er dermed trolig steinsprangfragmenter som har blitt plukket opp og transportert videre av snømassene. Rundingsgraden påvirkes av transportlengde og -mekanisme, og de snøskredtransporterte sedimentene er derfor noe mer rundet enn steinsprangfragmentene (Blikra & Nemec, 1998). Dersom fragmentene er mer kantet vil skråningen være mer stabil (Abrahams m.fl., 1985; Parsons & Abrahams, 1987), og avsetninger som er dominert av skred fra fast fjell, vil dermed ha en høyere kritisk vinkel og en brattere skråningsgradient enn avsetninger som er snøskreddominert. Skråningsgradientene i studieområdet var tydelig fordelt i to grupperinger, hvor alle de snøskreddominerte lokalitetene hørte til i gruppen med slakere gradienter. Skråningsgradienten er direkte knyttet til L/H-forholdet, som naturlig nok viste den samme trenden.

I tillegg til at de store gjelene i nedslagsfeltene vil føre til akkumulasjon av større mengder snø som kan føre til snøskred, vil de også føre til at en større mengde løsmasser kan akkumuleres her. Disse lokalitetene har dermed en større mengde løsmasser tilgjengelig for transport enn lokalitetene med nedslagsfelt uten tilsvarende relieff. Dette kan være grunnen til at viften ved lokalitet 3 er av mindre størrelse enn de andre i denne kategorien.

### **6.1.3 Skred fra fast fjell**

Lokalitetene tolket som dominert av skred fra fast fjell er lokalitet 6 – Streksvora 1 og 2, 7 – Bjørnebakk og 8 – Kattasva. Felles for dem er den bratte skråningsgradienten mellom 35 og 39°, det lave L/H-forholdet mellom 1,23 og 1,38, mye vegetasjon og små nedslagsfelt med lite relieff. Den bakenforliggende uren som er observert langs hele studieområdet, mellom



lokalitetene, er også tolket som en talus dannet av skred fra fast fjell. Denne har også blitt datert som eldre enn alle andre avsetninger i området.

De tre lokalitetene ligger alle suksessivt etter hverandre på en sørvest-vendt rettstrekning langs fjorden, med kun lokalitet 9 beliggende lenger øst. Alle nedslagsfeltene er små, korte, smale og bratte. Sammenlignet med nedslagsfeltene til lokalitetene tolket som snøskreddominert er de her preget av et mindre relieff, og de mangler de store, dype gjelene som går langt opp i fjellsiden. Det er derfor mindre potensiale for å akkumulere snø og løsmasser her. I løsneområdet til lokalitet 7 går det et lite skar oppover fjellsiden, og ifølge Blikra & Nemeč (1998) er dette typisk for kjegleformede talusvifter. Den eneste av lokalitetene undersøkt i studieområdet hvor en slik vifte ble observert, er ved lokalitet 7. Dette er også den eneste av lokalitetene som ikke er påvirket av menneskelige inngrep, med en tydelig fallsortering, foruten uren mellom lokalitetene.

Lokalitet 6-1 har det løsneområdet som i denne kategorien som har det største relieffet, men skråningen er sørøst-vendt og akkumulerer dermed mindre snø i forhold til om den hadde vært nordvest-vendt, slik de snøskreddominerte er. Ifølge Braathen m.fl. (2004) er skråningsgradienten i et typisk løsneområde for skred fra fast fjell over  $60^\circ$ , noe som er tilfelle for hele den bratte fjellsiden over disse tre lokalitetene. Fjellsiden er også preget av dalsideparallell oppsprekking, som fører til høy aktivitet av steinsprang og -skred (SVV, 2012). Den delen av lokalitet 6 som var mulig å komme til bar også mer preg av erosjon i den opprinnelige uren enn avsetning av nye sedimenter. Dette ble tydelig ved at bart fjell var synlig i hele bekkeløpet til tross for at avsetningen ikke var mer enn 3 m tykk og uren kunne observeres like utenfor bekkeløpet. Dette støtter også antagelsen om at det er lite løsmasser tilgjengelig for transport i nedslagsfeltet, og at lokaliteten er dominert av steinsprang og -skred og modifisert av andre skredprosesser, primært i bekkeløpet. Likevel er dette det stedet i studieområdet hvor flest skred er registrert. Av 118 registrerte skred er 35 registrert her eller like ved, hvorav 18 er registrert som steinsprang eller steinsprang og 17 som snøskred. Dette er dermed en lokalitet det hadde vært interessant å undersøke nærmere dersom tilkomst var mulig.

Skråningsgradientene ved de tre lokalitetene i denne gruppen er vesentlig brattere ( $35\text{-}39^\circ$ ) enn ved de snøskreddominerte ( $2023^\circ$ ). Ifølge Blikra & Nemeč (1998) kan uret etter steinsprang og -skred være stabile med skråningsgradienter mellom  $30$  og  $45^\circ$ . Det er dermed naturlig å anta at de tre lokalitetene er dominert av slike prosesser. Tydelige spor etter fjellskred ble ikke observert, men da det er vanskelig å skille mellom avsetninger fra

steinsprang og steinskred (NVE, 2011c) er det utfordrende å si noe om hvilken av de to prosessene som har vært aktive, og i hvilket område.

De tydeligste tegnene på nylige steinsprang befant seg likevel på den snøskreddominerte lokalitet 9. Her kunne store, dype krater i løsmassene kunne observeres, i tillegg til blokker med sår og knuste, kantede fragmenter liggende oppå. Dette er ifølge Blikra & Nemeč (1998) og NVE (2011c) et resultat av at steinsprangblokker treffer løsmasser og andre blokker med stor kraft på vei ned skråningen, hvorpå de knuses og etterlater seg sår i underlaget.

#### **6.1.4 Løsmasseskred**

Det er lite løsmasser tilgjengelig i løsneområdene, og det ble under feltarbeidet ikke observert spor etter jordskred. Det kan dog ikke utelukkes at denne skredtypen også har forekommet, da det ofte er en glidende overgang mellom jord- og flomskred (NVE, 2013a). Ved alle lokaliteter ble det observert erosjon etter agens med høyt vanninnhold. Dette kan være en konsekvens av høy vannføring i forbindelse med kraftig nedbør, men på alle lokaliteter utenom lokalitet 7 ble det også observert spor etter flomskred i form av trær og annen vegetasjon i bekkeløpet som var knekt, bøyd eller revet løs, leveer langs bekkeløpene og forgrenede kanaler hvor de vannholdige massene har rent over bekkeløpets bredde. Det kan dog være vanskelig å skille avsetninger etter flomskred og sørpeskred (Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2013b), så hvilken av de to prosessene som har vært aktiv, her er det utfordrende å uttale seg om. Trolig har det vært tilfeller av begge deler. Av 118 registrerte skredhendelser i området er 16 registrert som løsmasseskred og 2 som sørpeskred (NVE, 2022). SVV (2015) melder at sikringstiltakene som er gjennomført ved lokalitet 2, 3, 4 og 5 primært er utformet for å sikre mot sørpeskred.

Ingen av lokalitetene er dannet av én prosess alene, og tolkningene som er gjort, er basert på resultatene av de parameterne som er undersøkt. På alle lokaliteter ble det observert bekkeløp som eroderte ned i de ulike skredavsetningene. Disse er trolig i stor grad dannet av erosjon fra rennende vann i forbindelse med perioder med mye nedbør, i tillegg til å være modifisert av sørpe- og eller flomskred. De mest karakteristiske trekkene fra de ulike skredtypene er ofte å finne i utløpssonene, og langs Kjøsnesfjorden er det ingen utløpssoner som er tilgjengelig for undersøkelser. Identifisering av de ulike prosessene kan derfor være noe utfordrende.

## 6.2 Schmidthammer

I sedimentologi kan en Schmidthammer brukes til å måle hardhet (R-verdi) på blokker og berggrunnsflater for å estimere hvor lenge overflaten har vært eksponert. I denne oppgaven er det utført målinger på skredavsetninger for å forsøke å kartlegge når de ulike skredprosessene har vært aktive i studieområdet. I dette kapittelet vil jeg utdype de feilkildene som er knyttet til bruken av Schmidthammer, og drøfte usikkerhetene i resultatene fra målingene som ble gjort.

### 6.2.1 Feilkilder

Som nevnt i kapittel 4.2.2 er det flere potensielle feilkilder å ta hensyn til for å oppnå best mulig resultat. For å minimere mulige usikkerheter ble disse så langt det lot seg gjøre hensyntatt under innsamlingen, og målingene ble utført etter beste evne. Målinger skal ideelt sett gjennomføres på bergarter av samme litologi og mineralsammensetning. I størstedelen av studieområdet består bergarten hovedsakelig av kvartsmonzonitt med stedvis innslag av øyegneis. Bergarten ved lokalitet 1 og 2, samt hvor det unge kontrollpunktet ble målt, består av gneis av granittisk til diorittisk sammensetning, som er stedvis migmatittisk og med innslag av øyegneis (NGU, 2021a, 2022a). Felles for hele området er at bergartene er grovkornet med et høyt innhold av kvarts og feltspat, og litologien er således relativt lik for alle målepunkter. Ulikhetene kan likevel påvirke resultatet, og dersom sammensetningen ved det unge kontrollpunktet fører til en ulikhet i forvittringsraten som påvirker R-verdien, påvirker denne feilen også kalibreringskurven med de følgefeil det fører med seg. Ifølge McCarroll (1989) og Goudie (2006) kan målinger på denne typen bergarter også føre til høyere R-verdier og større spredning i verdiene i forhold til om bergartene hadde vært mer finkornede og bestått av mindre motstandsdyktige mineraler. Den ujevne teksturen på grovkornede bergarter som det her er gjort målinger på, kan også føre til at deler av overflaten blir knust slik at hammeren mister energi før den treffer overflaten. Dette forekom ved flere anledninger under innsamlingen, og disse målingene ble da forkastet og gjennomført på nytt. Det er likevel mulig at dette kan ha skjedd uten at det ble oppdaget slik at disse målingene ble inkludert.

Videre var alle de løse blokkene det ble utført målinger på av en slik størrelse og stabilitet at kraften fra slaget ikke førte til bevegelse i underlaget. Som anbefalt av Aydin & Basu (2005) ble sprekker og hulrom forsøkt unngått, men det forekom en del sprekker på de aller fleste blokkene i området, og da særlig på de ferskere, kantede blokkene, slik at det enkelte steder

var noe problematisk. De gangene det ble oppdaget feilslag på grunn av hulrom og sprekker, ble disse målingene forkastet. På de eldre blokkene var det en del mose og lav, noe Goudie (2006) mener kan føre til for lave R-verdier. Mosen var uproblematisk å unngå, men det var til tider utfordrende å identifisere tilstedeværelsen av lav, og enkelte målinger kan dermed ha blitt utført på steder der lav var til stede på tross av at det ble forsøkt unngått. Målinger skal også ideelt sett gjennomføres på horisontale overflater som ikke er for nær kanten på blokkene, og selv om dette også ble forsøkt fulgt, var det tidvis utfordrende å finne gode målepunkter på blokkene som tilfredstilte alle krav til plassering. Enkelte av blokkene det ble gjort målinger på var blottet i sedimentpakken i bekkeløpene. Disse har trolig på et tidspunkt vært begravd etter avsetning og forvittringsraten kan derfor avvike noe.

Været var stabilt uten nedbør og med sol under hele feltperioden, foruten én dag med noe lett regn. Alle målinger ble gjennomført på dagene uten nedbør, og problematikken med målinger gjennomført på våte overflater presentert av Sumner & Nel (2002) ble dermed unngått. Videre ble alle målinger gjennomført av samme operatør, mens feltassistenten noterte R-verdiene. Det er mulig at noen R-verdier kan ha blitt notert feil. Hverken operatør eller assistent hadde erfaring med bruk av Schmidhammer fra tidligere, slik at mulighetene for brukerfeil er til stede. Alle målinger ble gjennomført med samme Schmidhammer, og kalibrering var dermed ikke nødvendig.

### **6.2.2 Usikkerhet i resultatene**

Etter innsamlingen er gjennomført er neste usikkerhetsmoment utarbeidingen av kalibreringskurven. I dette tilfellet er det brukt ett målepunkt for hver av de to referansepunktene, og usikkerheten er dermed større enn om flere målinger på overflater av samme alder ble gjennomført. Det unge referansepunktet ble målt på en blokk sprengt ut i forbindelse med bygging av den nye tunnelen, og dermed gitt alderen 0 år. Det er dog en fare for at blokken kan ha blitt påvirket av kraften i forbindelse med sprengingen, som kan ha skapt gjennomgående mikrostruktur av sprekker i blokken som påvirker påliteligheten til målingen. Likevel er det dette punktet som har lavest 2SE av alle målepunktene med en R-verdi på  $50,92 \pm 0,92$ . Skjevheten til dette punktet er svakt negativt forskjøvet med  $-0,08$ , som gjør at de midtre, svakt hellende mot de lavere, verdiene tillegges høyest sannsynlighet.

Det gamle referansepunktet ble målt på fast berggrunn hvor isskuringsstriper ble observert, og alder for dette punktet ble derfor satt til tidspunktet for når området ble isfritt, som nevnt i kapittel 2.2.2. På bakgrunn av arbeidet til Klakegg (1981) og Klakegg & Rye (1990) har Atle



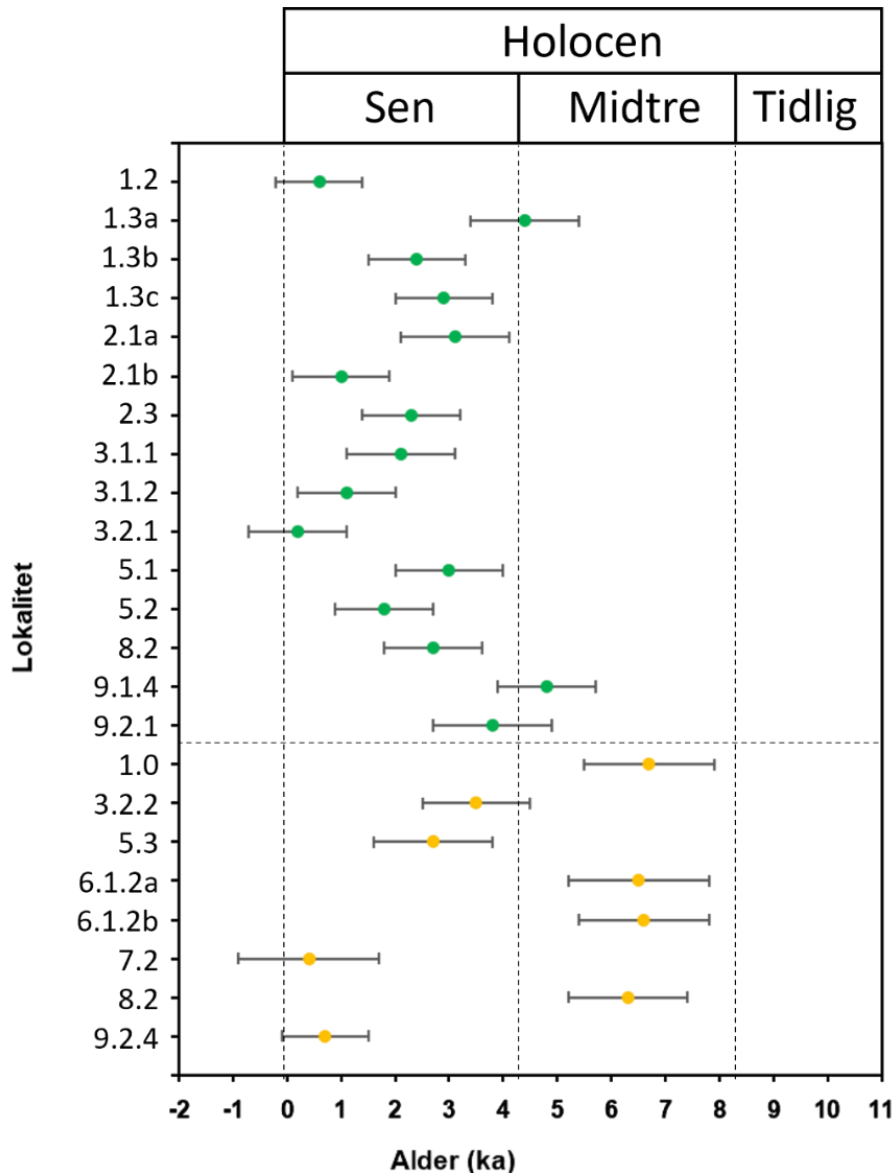
Nesje kalibrert alderen for isavsmeltingen til 10 360 kalenderår før nåtid, som dermed er alderen det gamle referansepunktet har fått. Både modelleringen av isavsmeltingen og den opprinnelige dateringen til Klakegg & Rye (1990) kan potensielt inneholde usikkerheter. Dette er heller ikke en direkte datering av prøveobjektet, som hadde styrket kvaliteten på aldersbestemmelsen. Ved sammenligning av ortofoto fra i dag og 1955 (norgebilder.no, 2022) var det også betydelig mer vegetasjon i området rundt denne blotningen i 1955. Det er derfor ikke usannsynlig at blotningen kan ha vært dekket av mose og/eller annen vegetasjon som kan ha beskyttet mot forvitring på et tidspunkt mellom 10 360 år og i dag. I tillegg er dette punktet i motsatt ende i forhold til det unge punktet, med tredje høyest 2SE og en R-verdi på  $30,86 \pm 1.94$ . Denne målingen har en skjevhet med negativ forskyvning på -0,3, som tilsier at det er de høyeste verdiene i konfidensintervallet som tillegges høyest sannsynlighet. Siden alderen er kjent på begge disse to punktene er det troverdigheten til selve målingen disse usikkerhetene beskriver.

Når det kommer til resten av målingene som er utført har samtlige fått gjennomsnittsverdier mellom de to referansepunktene. Dette i seg selv er et lovende utgangspunkt, da ingen av avsetningene kan være yngre enn 0 år og det er lite sannsynlig at noen er eldre enn isavsmeltingen. Videre er det spesielt én måling, 7.2, som skiller seg ut med en vesentlig høyere usikkerhet enn de andre målingene med en 2SE på 2,28. Med tanke på at blokkene denne målingen ble utført på, ligger nederst i en ca. 5 m dyp blotning i bekkeløpet og denne målingen har fått en av de laveste aldre på  $420 \pm 1278$  år med 95 % konfidensintervallet, er det nærliggende å tro at alderen her skulle vært noe høyere og at denne målingen kan tillegges lite troverdighet. Måling 6.1.2a har også en relativt høy usikkerhet med en 2SE på 1,96 og har fått alder med dens 95 % konfidensintervall på  $6500 \pm 1294$  år. Her var en høy alder forventet, men hvor høy var det umulig ha noen formening om. Resten av målingene har, med deres 95 % konfidensintervall, fått estimerte aldre som sammenfaller med det som var forventet.

### **6.3 Skredhendelser i holocen**

Gjennom datering av ulike typer skredavsetning kan man få en indikasjon på når de ulike skredprosessene har vært aktive, og i dette kapittelet skal jeg diskutere hva de SHD-daterte skredavsetningene langs Kjøsnestfjorden indikerer om skredaktiviteten her. Ifølge Klakegg (1981) og Klakegg & Rye (1990) ble Kjøsnestfjorden isfri ca. 10.360 kalenderår før nåtid. Siden sedimenter avsatt tidligere enn dette trolig er fjernet gjennom glasial erosjon (Mangerud

m.fl., 2011) er det rimelig å anta at skredavsetningene som er å finne her er avsatt senere. Figur 6.1 viser hvordan de ulike skredavsetningene er distribuert over tid. Her fremkommer det at ingen av de undersøkte avsetningene, inkludert deres 95 % konfidensintervall, er eldre enn 8 ka. Dette stemmer godt med antagelsen om at det ikke vil finnes eldre avsetninger enn isavsmeltingen. Videre vises en trend hvor det har vært lite aktivitet i midtre holocen, før særlig snøskredaktiviteten tar seg opp i sen holocen.



Figur 6.1 Spredningskurve med kalibrert alder  $\pm$  Ct for hver av de 23 SHD-lokalitetene i studieområdet, gruppert etter skredtype. Fargekode for å skille de ulike skredtypene: grønn = snøskred, oransje = skred fra fast fjell. Stiplede skillelinjer separerer holocen i tidlig (11,7–8,3 ka), midtre (8,3–4,3 ka) og sen (<4,3 ka).

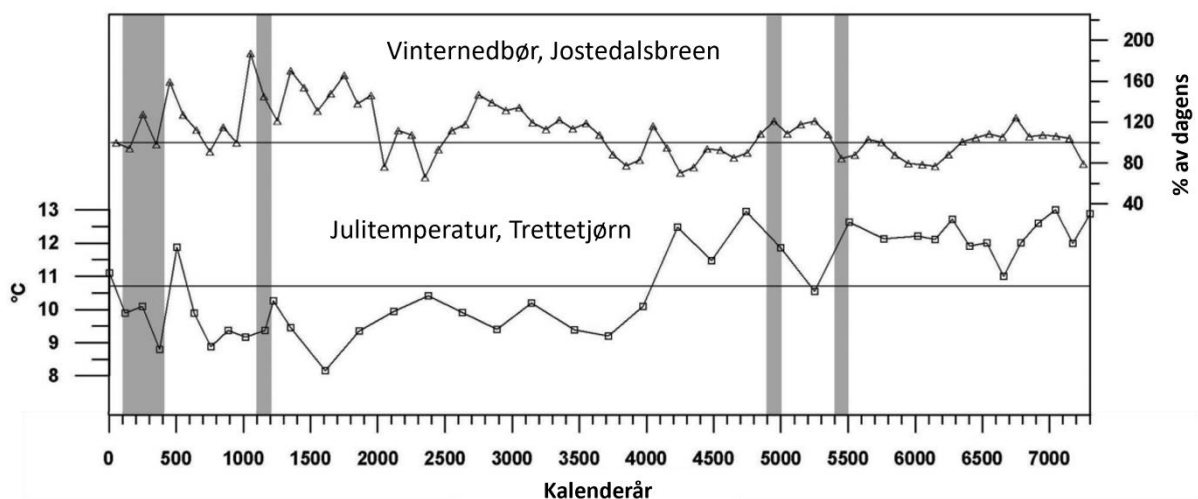
Det er gjort flere studier om skredaktiviteten på Vestlandet gjennom holocen (f.eks. (Longva m.fl., 2009; Matthews m.fl., 2009; Vasskog m.fl., 2011; Böhme m.fl., 2015; Matthews m.fl., 2015; Hermanns m.fl., 2017; Matthews m.fl., 2020a). Blant disse er det enighet om at skredaktiviteten har vært høy i tidlig holocen, etterfulgt av en roligere periode i midtre holocen, før aktiviteten tar seg opp igjen i overgangen fra det holocene klimaoptimum til sen holocen. På grunn av forskjellene mellom de tre periodene har jeg valgt å videre diskutere dem hver for seg.

Den paraglasiale perioden i tidlig holocen var preget av ikke-glasiale prosesser direkte knyttet til deglasiasjonen (Church & Ryder, 1972). Vekten av isbreen hadde lenge skapt en komprimering av berggrunnen, og når isen trakk seg tilbake og denne vekten forsvant, førte det til oppsprekking og eksfoliasjon av berggrunnen som følge av trykkavlastningen. Frostsprenging, økt hydrostatisk trykk fra grunnvann langs foliasjon og i sprekker etter tining av berggrunnen, samt smelting av permafrosten kan også ha bidratt til å svekke stabiliteten og ført til utløsning av skred (Longva m.fl., 2009; Böhme m.fl., 2015; Hermanns m.fl., 2017; Bellwald m.fl., 2018; Matthews m.fl., 2020a). Ifølge Olesen m.fl. (2004) har den raske landhevingen etter deglasiasjonen trolig også ført til at forkastningssoner ble reaktivert. Dette har sannsynligvis resultert i økt jordskjelvaktivitet på Vestlandet i denne perioden (Olesen m.fl., 2004; Bellwald m.fl., 2018), Dette kan igjen ha vært en utløsende faktor og ført til den høye skredaktiviteten i tidlig holocen (Longva m.fl., 2009; Bellwald m.fl., 2018). Ifølge Blikra & Nemeč (1998), Longva m.fl. (2009), Böhme m.fl. (2015) og Hermanns m.fl. (2017) var steinskredaktiviteten svært høy i tidlig holocen de første tusenårene etter deglasiasjonen. Matthews m.fl. (2015) og Matthews m.fl. (2020a) mener det også kan ha vært høy snøskredaktivitet i denne perioden.

I studieområdet er det ingen skredavsetninger som er datert til tidlig holocen (figur 6.1), hverken fra fast fjell eller snøskred. Siden skredene her går rett i fjorden og utløpssonen derfor ikke er tilgjengelig for undersøkelser, vil de eldste avsetningene, som normalt vil ligge ytterst i utløpssonen dersom de ikke er overdekket av yngre sedimenter, også være utilgjengelige. Dersom skredløpene i tillegg har vært aktive i senere tid, vil de eldste avsetningene være begravd av nye avsetninger. Mangelen på tilgang til de eldste avsetningene kan være årsaken til at ingen av de undersøkte avsetningene i studieområdet er estimert til å være eldre. Det kunne også med fordel vært gjennomført flere målinger på de største blokkene i talusavsetningen på utsiden av skredviftene og de enorme blokkene ved lokalitet 9 for å få et enda bedre utvalg av skredaktiviteten her, da det er større sannsynlighet for at de største

blokkene ikke har blitt begravet av senere aktivitet. På tross av at det ikke kan støttes av dateringer, er det likevel sannsynlig å anta at uren som er å finne langs hele studieområdet, mellom lokalitetene, har vært aktiv siden like etter deglasiasjonen.

I midtre holocen, også kalt det holocene klimaoptimum (Blikra & Nemeč, 1998), blir klimaet varmere og vinternedbøren minker (Nesje & Kvamme, 1991; Bjune m.fl., 2005; Nesje, 2009). Ifølge Bjune m.fl. (2005) var juli-middeltemperaturen på Jostedalsbreen  $1,52^{\circ}$  høyere enn dagens middeltemperatur (figur 6.2). Figur 6.3 viser ELA-variasjoner for Jostedalsbreen i holocen, hvor en høy likevektslinje indikerer et mildt klima og en lav linje indikerer et kjøligere klima. Her fremkommer det tydelig at likevektslinjen har vært høy i hele midtre holocen, spesielt i første del, før et drastisk dropp ved 4000 år. I løpet av denne perioden smeltet breen helt bort, før den igjen begynte å vokse rundt 6000 år. Dette kaller Nesje & Kvamme (1991) og Nesje (2009) starten på Jostedalsbrens neoglasiale periode, som følges av flere høyfrekvente klimatiske svingninger og neoglasiasjoner. Sammenlignet med juli-temperaturen i figur 6.2 kan det også her registreres svingninger fra 5500 år ved starten av den neoglasiale perioden, samt droppet i temperatur like før 4000 år. Samme trend ses på vinternedbør, hvor nedbøren øker ved synkende temperatur (figur 6.2).



Figur 6.2 Øverst: Rekonstruert vinternedbør på Jostedalsbreen (Bjune m.fl., 2005). Nederst: Rekonstruert juli-middeltemperatur fra Trettetjørn (Bjune m.fl., 2005). De grå feltene er perioder med økt snøskredaktivitet i Oldevatnet. Modifisert fra Vasskog m.fl. (2011).



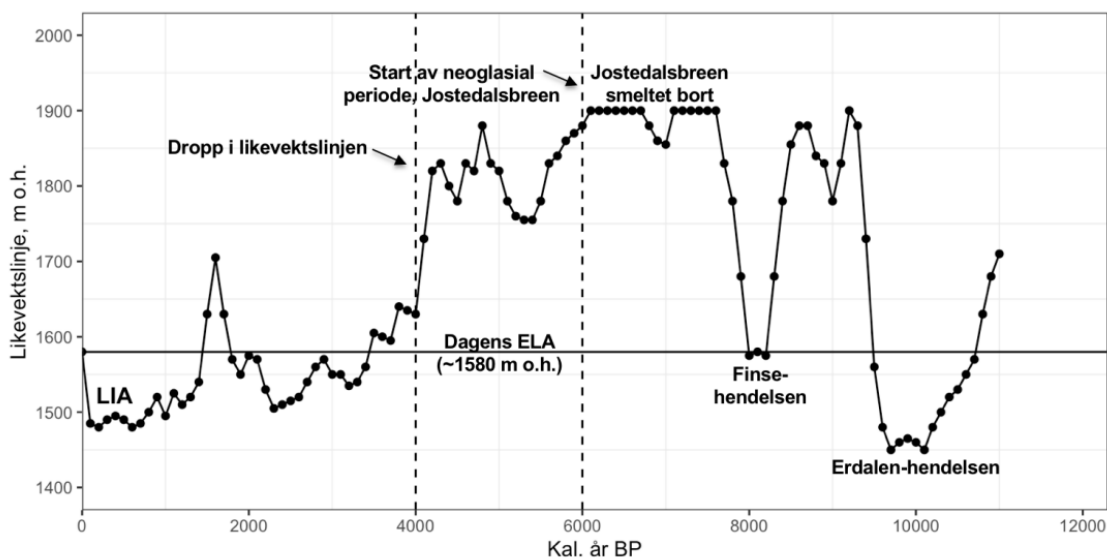


Fig. 6.3: ELA-variasjoner for Jostedalsglaciären i holocen. Stiplede linjer markerer starten av den neoglasiale perioden på Jostedalsglaciären (Nesje & Kvamme, 1991) og det drastiske droppet i likevektslinjen ved 4000 år. LIA = «den lille istid» (1450–1920 AD). Figur fra Då (2020), av data hentet fra Nesje m.fl. (2001), Nesje (2009) og Vasskog m.fl. (2012).

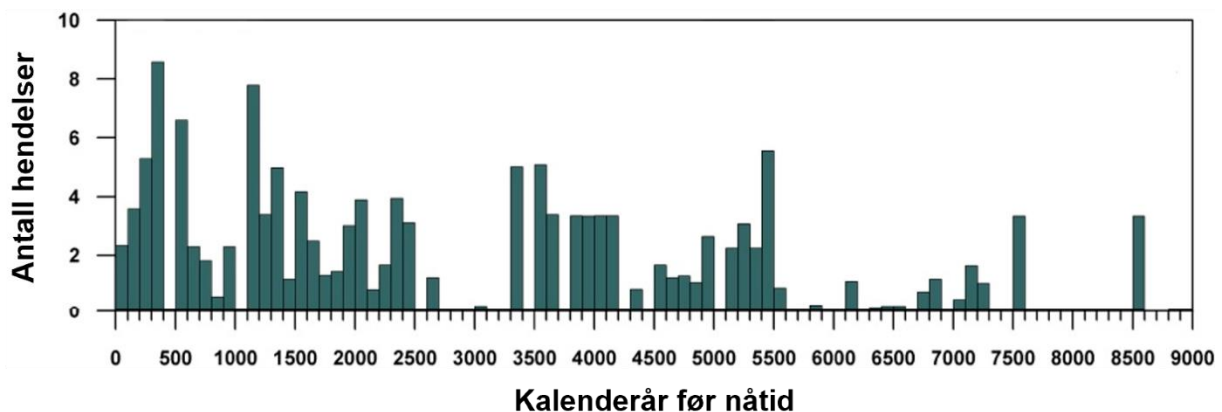
Det milde klimaet og reduksjonen av vinternedbør førte til at skredaktiviteten var lav i denne perioden (Blikra & Nemeč, 1998; Longva m.fl., 2009; Böhme m.fl., 2015; Hermanns m.fl., 2017; Bellwald m.fl., 2018). Stabiliseringen av berggrunnen etter den paraglasiale perioden gjorde at skred fra fast fjell lå på et konstant lavere nivå fra starten av midtre holocen og frem til i dag (Longva m.fl., 2009; Böhme m.fl., 2015; Hermanns m.fl., 2017; Bellwald m.fl., 2018). Den seismiske aktiviteten har også vært lavere i denne perioden sammenlignet med hele resten av holocen som følge av lav glasi-isostatisk respons (Bellwald m.fl., 2018). Ifølge Vasskog m.fl. (2011), Matthews m.fl. (2015) og Matthews m.fl. (2020a) var snøskredaktiviteten også lav i den varmeste delen av midtre holocen, før den mellom 6000 og 4000 år begynte å øke.

I studieområdet er de eldste skredavsetningene datert til midtre holocen, hvorav de fire eldste opptil 8000 år er skred fra fast fjell (figur 6.1). Etter 6000 år begynner det også å dukke opp noen snøskred, noe som samsvarer godt med resultatene til Vasskog m.fl. (2011), Matthews m.fl. (2015) og Matthews m.fl. (2020a), og korresponderer med slutten av det holocene klimaoptimum (Renssen m.fl., 2012) og starten på Jostedalsglaciärens neoglasiale periode (Nesje & Kvamme, 1991; Nesje, 2009).

Etter den varme perioden i midtre holocen gikk klimaet over til å bli kaldt og fuktig mot sen holocen, og en neoglasial periode med høyfrekvente klimasvingninger begynte (Nesje & Kvamme, 1991; Bjune m.fl., 2005; Nesje, 2009). Dette kan ha ført til økte sesongvariasjoner,

økt ekstremnedbør, frostsprengning og endring av permafrosten. Som det fremgår av figur 6.3 senkes også likevektslinjen i denne perioden, som igjen fører til mer snø i lavere høyder og økt akkumulasjon av snø i le-vendte skråninger. Alle disse endringene er faktorer som kan knyttes til økt snøskredaktivitet (Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2016; Matthews m.fl., 2018). Sammenlignet med midtre holocen er det ifølge Bellwald m.fl. (2018) også økt seismisk aktivitet fra 4000 år til i dag. I denne perioden er det flere studier som tilsier at det har vært høy skredaktivitet (Vasskog m.fl., 2011; Matthews m.fl., 2015; Bellwald m.fl., 2018; Matthews m.fl., 2020a).

Mot det neoglasiale maksimum, også kalt «den lille istid» (LIA, 1450–1920 AD), var klimaet kjølig med milde vintre og høy vinternedbør. Ifølge Grove (1972) og Vasskog m.fl. (2011) er dette en av flere episoder i sen holocen med forhøyet skredaktivitet. Dette fremkommer i en sammenstilling Vasskog m.fl. (2011) har laget over snøskredaktivitet på Vestlandet i holocen (figur 6.4), basert på egne resultater fra Oldevatnet og studier av Blikra & Selvik (1998) og Nesje m.fl. (2007), hvor også flere andre episoder i sen holocen fremstår som mer aktive. Grove (1972) foreslår også at hyppigere ekstremnedbør kan ha ført til økt aktivitet i perioden etter LIA.



Figur 6.4 Rekonstruksjon av snøskredaktiviteten for Vestlandet fra 9000 kalenderår før nåtid frem til i dag. Sammenstillingen er basert på dateringer fra Blikra & Selvik (1998), Nesje m.fl. (2007) og Vasskog m.fl. (2011). Figuren er modifisert fra Vasskog m.fl. (2011).

I studieområdet faller alderen på de fleste skredavsetningene innenfor sen holocen. Det er ingen tydelig trend å spore på skred fra fast fjell, men det vises en tydelig økning i snøskredaktivitet fra ca. 4000 til 1000 år, og en fortsatt relativt høy aktivitet frem til i dag. Spor etter skredaktivitet i dag kan også ses på landskapet, med blant annet bøyd trær på skredviftene, spredte kluster oppå vegetasjonsdekkede områder og lite vegetasjon

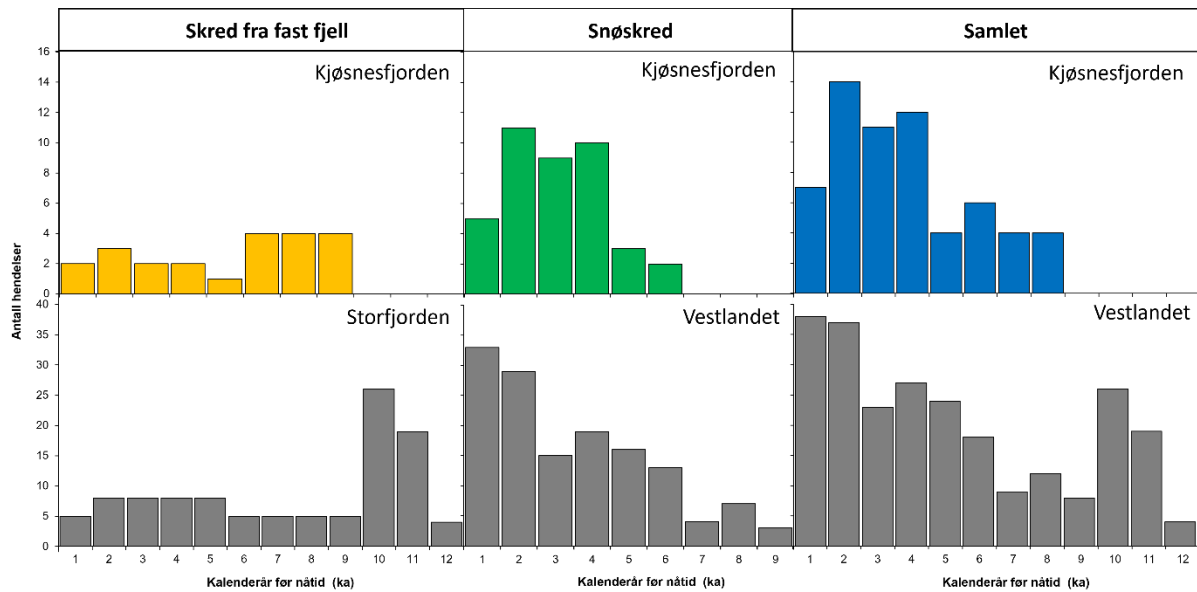
sammenlignet med eldre ortofoto. Dette sammenfaller godt med resultatet for resten av Vestlandet (Vasskog m.fl., 2011; Matthews m.fl., 2015; Bellwald m.fl., 2018; Matthews m.fl., 2020a).

Ifølge studier som har kartlagt skredaktiviteten på Vestlandet, har det vært en generell enighet om at skred fra fast fjell hadde særlig høy hyppighet like etter deglasiasjonen i tidlig holocen, før aktiviteten har holdt seg på et konstant lavere nivå frem til i dag (Blikra & Nemeč, 1998; Longva m.fl., 2009; Böhme m.fl., 2015; Hermanns m.fl., 2017). Denne aktiviteten er høyst sannsynlig knyttet til paraglasiale prosesser. Studier som har kartlagt snøskredaktivitet i området (Vasskog m.fl., 2011; Matthews m.fl., 2015; Matthews m.fl., 2020a), enes om at det har vært en økning rundt overgangen fra det holocene klimaoptimum ved ca. 5000 år etter en rolig periode i midtre holocen, men utelukker ikke at aktiviteten også har vært høy i tidlig holocen. En illustrasjon som viser de forskjellige skredtypene fordelt på 1000-årsintervaller, er presentert i figur 6.5.

For skred fra fast fjell sammenlignes resultatene fra Kjøsnesfjorden med resultater fra Storfjorden (Longva m.fl., 2009). Langs Kjøsnesfjorden er det ikke kartlagt noen skred fra fast fjell i tidlig holocen, men det kan se ut som det har vært en noe forhøyet aktivitet fra 5000-8000 år og 1000-2000 år. Ved sammenligning av de to frekvensdiagrammene fremkommer det ikke noen utpreget likhet utover at aktiviteten har vært jevnt lav etter tidlig holocen.

For snøskred sammenlignes resultatene fra Kjøsnesfjorden med resultater fra Vestlandet (Blikra & Selvik, 1998; Nesje m.fl., 2007; Vasskog m.fl., 2011). Den samme trenden kan ses i begge de to frekvensdiagrammene, med lite aktivitet i den varme delen av midtre holocen og en økning som på Vestlandet starter ved ca. 6000 år, mens den langs Kjøsnesfjorden starter ved ca. 4000 år. Foruten den ekstra økningen etter LIA på Vestlandet kan den samme høye aktiviteten frem til i dag spores begge steder.

Ut fra den trenden som fremkommer her, sammenlignet med tidligere studier og informasjon om klimaet i Holocen, kan særlig økt snøskredaktivitet tilsynelatende knyttes mot perioder med kaldere og fuktigere klima. Til sist vises en sammenstilling av begge skredtypene samlet, hvor resultater fra Storfjorden og Vestlandet er slått sammen. Her fremkommer det tydelig at skredprosessene langs Kjøsnesfjorden har vært aktiv i de samme periodene som tidligere undersøkelser har avdekket for resten av Vestlandet.



Figur 6.5 Illustrasjon som sammenligner med aktivitet langs Kjøsnestfjorden fra hhv. skred fra fast fjell (venstre), snøskred (midten) og begge typer (høyre). Skred fra fast fjell er sammenlignet med studier fra Storfjorden (Longva m.fl., 2009), mens snøskred er sammenlignet med data fra Vestlandet (Blikra & Selvik, 1998; Nesje m.fl., 2007; Vasskog m.fl., 2011). Resultatene fra Kjøsnestfjorden er basert på estimerte SHD-aldre inkludert deres 95 % konfidensintervall.

#### 6.4 Skredaktivitet i dag og prognose for fremtiden

Gjennom feltarbeidet utført i studieområdet, sammenligning av ortofoto, gjennomgang av rapporter vedrørende sikringsarbeid langs Kjøsnestfjorden (SVV, 2012, 2014; Hoseth m.fl., 2015; SVV, 2015) og registrerte hendelser på skredregistrering.no (2022) er det tydelig at aktiviteten langs Kjøsnestfjorden er høy i dag og har vært høy de siste tiårene.

På flere steder i studieområdet vises tegn på snøskredaktivitet, som telefonstolpe som er knekt, trær som er bøyd/knekt og vokser horisontalt ut av underlaget i skredretningen, og spredte kantede til kantrundede klaster som ligger oppå områder dekket av vegetasjon. Spor etter steinsprang er også å finne i større eller mindre grad langs hele studieområdet. Spredte ferske, kantede klaster kan observeres på stort sett alle lokaliteter. Det er også observert krater etter steinsprangblokker som har truffet underlaget, fragmenter av knuste blokker etter kollisjon mellom skredmaterialet og tidligere avsatte blokker, samt ferske bruddflater i fjellsiden over flere av lokalitetene. Ved enkelte av lokalitetene kan det også observeres tegn til skred med høyt vanninnhold, som løse trær, greiner og andre rester av vegetasjon som ligger i bekkeløpene, samt plataer og tørre «basseng» i bekkeløpene. Om dette er spor etter sørpeskred eller flomskred er det vanskelig å si noe om, da de kan være vanskelig å skille fra hverandre etter avsetning.



Sammenlignes ortofoto fra 1957 og 1966 med ortofoto fra 2017 (norgebilder.no, 2022) vises en reduksjon av vegetasjon i hele området, særlig på skredviftene og langs bekkeløpene. En generell reduksjon i vegetasjon i området kan ha andre årsaker enn skred, som for eksempel beiting av husdyr, men den tydelige reduksjonen av trær på viftene og langs bekkeløpene kan høyst sannsynlig knyttes til skredaktivitet.

I området er det gjort flere sikringstiltak for å sikre rv. 5 mot skred, og per dags dato foregår det arbeid for å legge hele veistrekket langs Kjøsnesfjorden i tunnel da skredfaren og -hyppigheten er vurdert til å være så stor at dette er ansett som den eneste måten å sikre denne traseen godt nok (SVV, 2014; Hoseth m.fl., 2015; SVV, 2015).

På skredregistrering.no (2022) er det de siste 35 årene registrert totalt 118 skredhendelser mellom Kleivatunnelen og Stølsnestunnelen, hvorav 74 av hendelsene er registrert i området hvor de tre lokalitetene tolket som dominert av skred fra fast fjell (lokalitet 6, 7 og 8) er lokalisert. Av disse 118 hendelsene er 59 registrert som snøskred, 42 som skred fra fast fjell og 16 som løsmasseskred. Dette utgjør i gjennomsnitt ca. 3,5 rapporterte skredhendelser per år, og er sammen med de andre observasjonene et klart bevis for at dagens skredaktivitet i området er høy.

Trenden gjennom holocen har i store trekk vært at skredaktiviteten øker med et kaldt og vått klima (Grove, 1972; Blikra & Nemec, 1998; Nesje m.fl., 2007; Vasskog m.fl., 2011), hvor økt nedbør og særlig økt hyppighet av ekstremnedbør er en viktig faktor. Hele studieområdet er preget av topografi som ifølge Hanssen-Bauer m.fl. (2015) er utsatt for økt hyppighet av skred knyttet til kraftig nedbør. De skredtypene som vil påvirkes mest av økt nedbør, er jordskred, flomskred og sørpeskred, og i noen grad steinsprang (Hanssen-Bauer m.fl., 2015). Som nevnt i kapittel 2.3.3 er det i Sogn og Fjordane forventet en økning i årsnedbør på mellom 8 og 17 %, mens det forventes en vesentlig økning av kraftig nedbør på hele 41 til 86 % (Hanssen-Bauer m.fl., 2015). Samtidig er det forventet en økning av snømengde i høyereliggende fjellområder. Når klimaet blir våtere og varmere, vil nedbøren oftere komme som regn også på de snødekkede områdene. Dette føret til en reduksjon i faren for tørre snøskred, men en økt fare for våte snøskred (KSS, 2021). Ifølge Hanssen-Bauer m.fl. (2015) vil klimautviklingen også føre til økning i steinsprang, da disse påvirkes av frost- og rotsprenging og ofte er utløst av økt vanntrykk i sprekkesystemer som følge av kraftig nedbør. Det forventes likevel ikke noen utpreget økning av store stein- og fjellskred.

## 6.5 Evaluering av skredkartlegging

Resultat av skredkartleggingen er presentert i et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger (kap. 5.10.4 og vedlegg 5). Sammenlignet med et tradisjonelt kvartærgeologisk kart holder det detaljerte kartet et mye høyere detaljnivå. På et tradisjonelt kvartærgeologisk kart finnes det blant annet kun to fargepolygoner for skredavsetninger (sammenhengende og usammenhengende), mens på det detaljerte kartet finnes det polygoner som også skiller mellom de ulike skredtypene. I tillegg finnes det en rekke punkt- og linjesymboler som kan brukes for å visualisere komplekse avsetninger, hvor det for eksempel er innslag av en annen skredtype i tillegg til skredtypen som er den dominerende.

Skredkartleggingen er basert på observasjoner i felt, samt studier av flyfoto og høydemodeller. Det knyttes noe usikkerhet til tolkningene gjort i felt, da det var mye vegetasjon i studieområdet, som gjorde feltobservasjoner utfordrende enkelte steder. Det knyttes dog større usikkerhet til de tolkningene som er gjort kun basert på terrengmodeller og flyfoto, og detaljnivået er naturlig nok mindre i disse områdene.

## Kapittel 7 – Konklusjon

Hovedmålet med denne oppgaven har vært å studere de holocene skredavsetningene langs deler av Kjøsnestfjordens nordre bredde i Sunnfjord kommune i et klimaperspektiv. Basert på resultat fra skredkartlegging og SHD konkluderes det med følgende:

1. Gjennom feltobservasjoner og fjernanalyser, som utregning av gradienter og L/H-forhold, og studier av lengde- og tverrprofiler, er det konkludert med at det er snøskred og steinsprang som er de dominerende skredprosessene i området, men at det også forekommer løsmasseskred, særlig som eroderende agens. De snøskreddominerte lokalitetene befinner seg lengst vest og lengst øst, hvor fjordbredden er sørvendt og har en konkav lengdeprofil med dype gjel i løsneområdene. Med en dominerende vindretning fra sørøst akkumuleres snø på lesiden i de nordvestvendte skråningene, og de sørøstvendte skråningene er mest utsatt for snøsmelting. Kraftige snøbyger fra nordvest om vinteren, med påfølgende omslag til mildvær og regn kan føre til akkumulasjon av snø i sørøstvendte skråninger og økt snøsmelting i de nordvestvendte skråningene. De sørvestvendte gjelene i området er derfor svært utsatt for utløsning av snøskred. Kjennetegn på snøskred, som slake skråningsgradienter, spredt klaster oppå vegetasjon, løsmassehaler og langsgående urer, er observert ved flere av lokalitetene. De steinsprangdominerte lokalitetene, med kjennetegn som bratte skråningsgradienter, sår i vegetasjonen og blokker med sår og knuste, kantede fragmenter liggende oppå, ligger i den sørvestvendte delen av studieområdet. Her er dalsiden noe brattere og nedslagsfeltene mindre uten store, dype gjel. I tillegg er hele dalsiden langs fjorden utsatt for steinsprang, med en langsgående, eldre talus som ligger som et bakteppe for de senere skredprosessene. På alle lokaliteter er det bekkeløp som eroderer dypt ned i skredavsetningene, og ved flere av lokalitetene finnes også tegn etter flom- og/eller sørpeskred. Hele området er trolig utsatt for skredprosesser med høyt vanninnhold i perioder med kraftig nedbør.
2. Det ble gjennomført SHD av skredavsetninger på alle lokaliteter for å estimere eksponeringsalderen i sammenheng med å utvikle en kronologi over skredaktiviteten. Totalt 23 SHD-aldre ble estimert, og med deres 95 % konfidensintervall ga de et bilde av skredkronologien i holocen. SHD-aldrene indikerer at steinsprangaktiviteten var noe forhøyet fra 5–8 ka (blokker i den bakenforliggende talusen) og 1–2 ka, og at den ellers har holdt seg på et jevnt nivå. Snøskredaktiviteten har vært lav i midtre holocen og svært

forhøyet fra ~ 4 ka i overgangen fra det holocene klimaoptimum. Det er ikke registrert noe skredaktivitet i tidlig holocen, men det kan komme av mangel på tilgang til skredmateriale fra denne tiden. Det finnes tydelige tegn på nylig aktivitet av både snøskred, steinsprang og flom-/sørpeskred, noe som blir støttet av et høyt antall registrerte skredhendelser de siste 35 år.

3. Den generelle trenden er at det var lite skredaktivitet i midtre holocen og en økning inn i sen holocen. Midtre holocen, også kalt det holocene klimaoptimum, var preget av et varmt klima og med lite vinternedbør. I overgangen til sen holocen synker temperaturene og en periode med hyppige klimafluktasjoner følger. Slik skredaktiviteten er fordelt i holocen kan det dermed tyde på at økt snøskredaktivitet tilsynelatende kan knyttes mot perioder med kaldere og fuktigere klima.
4. Det ble utarbeidet en kalibreringskurve for SHD fra to referansepunkter med kjent alder. Alle prøvelokalitetene fikk som ventet aldre mellom disse to punktene, og tolkning av relative aldre gjort i felt korrelerte med de estimerte SHD-aldrene i alle tilfeller utenom ett. Sammenlignet med andre studier er resultatene fra aldersestimeringen også sammenlignbare. SHD anses derfor som en relativt pålitelig dateringsmetode, så sant alle mulige feilkilder blir hensyntatt.

## 7.1 Forslag til videre arbeid

- Det kunne med fordel vært gjennomført mange flere Schmidthammermålinger, spesielt på talusavsetningen mellom lokalitetene, for å få en bredere representasjon av skredhendelsene, og dermed danne et bedre bilde av aktiviteten for de ulike skredtypene gjennom holocen. For å øke troverdigheten til kalibreringskurven kunne det også med fordel vært gjennomført flere målinger på de to referansepunktene.
- Det ble gjennomført georadarmålinger ved lokalitet 1 og 2, men det ble bestemt å ikke inkludere disse i arbeidet da det ble for omfattende i forhold til hva det tilførte oppgaven siden det kun var innhentet data fra to relativt like lokaliteter. Det kunne dog vært interessant å innhente georadardata fra flere av lokalitetene og forsøke å identifisere kanaler og andre strukturer, estimere tykkelsen og sammenligne resultatene fra de ulike



lokalitetstypene.

- Da mye av skredmaterialet her ligger under vann i fjorden vil det være interessant å undersøke fjordbunnen gjennom innhenting av geofysisk data og høyoppløselig batymetri. Det kunne også vært interessant å ta sedimentkjerner for å undersøke innsjøsedimentene og sammenligne resultatene med sedimentarkivet. Dette arbeidet er påbegynt, og blir gjennomført av min medstudent, Stephan Amm.

## Referanseliste

- Abrahams, A. D., Parsons, A. J. & Hirsh, P. J.** (1985). Hillslope Gradient-Particle Size Relations: Evidence for the Formation of Debris Slopes by Hydraulic Processes in the Mojave Desert. *The Journal of Geology*, 93, 347-357.
- Aydin, A. & Basu, A.** (2005). The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 81, 1-14.
- Bakke, J., Dahl, S. O. & Nesje, A.** (2005a). Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 20, 179-198.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. & Paasche, Ø.** (2005b). Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *Holocene*, 15, 161-176.
- Bellwald, B., Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Stokowy, T. & Kuvås, J.** (2018). Holocene mass movements in west and mid-Norwegian fjords and lakes. *Marine Geology*, 407.
- Bergersen, O. F.** (1970). Undersøkelser av steinfraksjonens rundingsgrad i glasisgene jordarter. Norges geologiske undersøkelse.
- Bjune, A., Bakke, J., Nesje, A. & Birks, H.** (2005). Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from lake sediment proxies. *The Holocene*, 15, 177-189.
- Blikra, L. & Nemeč, W.** (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Blikra, L. & Nemeč, W.** (2000). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. Reply to Discussion by P. Bertran & V. Jomelli. *Sedimentology*, 47.
- Blikra, L. H.** (1990). Geological mapping of rapid mass movement deposits as an aid to land-use planning. *Engineering Geology*, 29, 365-376.
- Blikra, L. H., Braathen, A., Stalsberg, K. & Longva, O.** (2002). Rock avalanches, gravitational bedrock fractures and neotectonic faults onshore northern West Norway: Examples, regional distribution and triggering mechanisms.: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Blikra, L. H., Hole, P. A. & Rye, N.** 1989. *Hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord.*, Norges geologiske undersøkelse.
- Blikra, L. H. & Selvik, S. F.** (1998). Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records. *The Holocene*, 8, 631-658.

**Bryhni, I.** 1966. *Reconnaissance Studies of Gneisses, Ultrabasites, Eclogites and Anorthosites in Outer Nordfjord, Western Norway*, Universtitetsforlaget.

**Bryhni, I. & Grimstad, E.** (1970). Supracrustal and infracrustal rocks in the Gneiss region of the Caledonides west of Breimsvatn.

**Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. & Karlsen, F.** (2004). Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 67-88.

**Böhme, M., Oppikofer, T., Longva, O., Jaboyedoff, M., Hermanns, R. L. & Derron, M. H.** (2015). Analyses of past and present rock slope instabilities in a fjord valley: Implications for hazard estimations. *Geomorphology*, 248, 464-474.

**Caine, N.** (1980). The Rainfall Intensity: Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 62, 23-27.

**Campbell, R. H.** (1975). Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California. *Professional Paper*.—ed.

**Carswell, D. A.** (1973). The age and status of the Basal Gneiss Complex of northwest southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 53, 65-78.

**Church, M. & Ryder, J. M.** (1972). Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *GSA Bulletin*, 83, 3059-3072.

**Čisar, P. & Čisar, S.** (2010). Skewness and Kurtosis in Function of Selection of Network Traffic Distribution. *Acta Polytechnica Hungarica*, 7.

**Colman, S. M.** (1981). Rock-weathering rates as functions of time. *Quaternary Research*, 15, 250-264.

**Cutnell, J. D. & Johnson, K. W.** 2012. *Introduction to Physics*, John Wiley & Sons Inc.

**Dahl, S. O., Nesje, A., Lie, Ø., Fjordheim, K. & Matthews, J. A.** (2002). Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalsgreen, western Norway. *The Holocene*, 12, 17-25.

**Day, M. J. & Goudie, A. S.** (1977). Field assessment of rock hardness using the Schmidt test hammer. *British Geomorphological Research Group Technical Bulletin*, 18, 19-29. Refert til i: Aydin, A. og Basu, A. (2005). The Schmidt Hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 41, 1211-14.

**Day, R. W.** (1997). Case Studies of Rockfall in Soft Versus Hard Rock. *Environmental & Engineering Geoscience*, III, 133-140.

**De Blasio, F. V.** 2011. Friction, Cohesion, and Slope Stability. *I:* (red.) *Introduction to the Physics of Landslides: Lecture Notes on the Dynamics of Mass Wasting*. Springer Science+Business Media B.V.

**Devore, J. L. & Berk, K. N.** 2012. *Modern Mathematical Statistics with Applications*, New York, Springer Texts in Statistics.

**Doane, D. & Seward, L.** (2011). Measuring Skewness: A Forgotten Statistic? *J. Stat. Educ.*, 19.

**Då, L.** (2020). *Skredkartlegging og -kronologi mellom Indreeide og Korsmyra, Korsmyrdalen, indre Sunnmøre*. Mastergradsoppgave i geovitenskap, Universitetet i Bergen.

**Fareth, O. W.** (1987). Glacial geology of Middle and Inner Nordfjord, western Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 408, 1-55.

**Fischer, L., Purves, R. S., Huggel, C., Noetzli, J. & Haerberli, W.** (2012). On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 241-254.

**Fossen, H., Dallman, W. & Andersen, T. B.** 2013a. Fjellkjede går til grunne. Kaledonidene brytes ned; 405-359 millioner år. *I:* Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Rangnes. K. (red.) *Landet blir til–Norges geologi*. 2. utg. Trondheim. Norsk Geologisk Forening.

**Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. & Andresen, A.** 2013b. En fjellkjede blir til. Oppbygningen av kaledonidene; ca. 500-405 millioner. *I:* Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Rangnes. K. (red.) *Landet blir til–Norges geologi*. 2. utg. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.

**Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. & Viola, R.** (2014). Kwartærgeologisk kartlegging ved NGU–Informasjon og instruks. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.

**Furseth, A.** 2006. *Skredulykker i Norge*, Oslo, Tun forlag / Landbruksforlaget.

**Gardner, J. S.** (1983). Observations on Erosion by Wet Snow Avalanches, Mount Rae Area, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 15, 271-274.

**Goudie, A. S.** (2006). The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 30, 703-718.

**Grove, J. M.** (1972). The Incidence of Landslides, Avalanches, and Floods in Western Norway during the Little Ice Age. *Arctic and Alpine Research*, 4, 131-138.

**Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sorteberg, A. & Ådlandsvik, B.** (2015). Klima i Norge 2100: kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert 2015. *Oslo: Norsk klimaservicesenter*.

**Hardeng, J.** (2018). *Skredkartlegging i Uskedalen, Kvinnherad kommune, Sunnhordland*. Mastergradsoppgave i geovitenskap, Universitetet i Bergen.



- Hermanns, R., Schleier, M., Böhme, M., Blikra, L., Gosse, J., Ivy-Ochs, S. & Hilger, P.** (2017). Rock-Avalanche Activity in W and S Norway Peaks After the Retreat of the Scandinavian Ice Sheet. *Advancing Culture of Living with Landslides*, 331-338.
- Hilger, P., Hermanns, R. L., Gosse, J. C., Jacobs, B., Etzelmüller, B. & Krautblatter, M.** (2018). Multiple rock-slope failures from Mannen in Romsdal Valley, western Norway, revealed from Quaternary geological mapping and <sup>10</sup>Be exposure dating. *The Holocene*, 28, 1841-1854.
- Holtedahl, H.** (1967). Notes on the Formation of Fjords and Fjord-Valleys. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 49, 188-203.
- Hopfinger, E. J.** (1983). Snow Avalanche Motion and Related Phenomena. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 15, 47-76.
- Hoseth, K. A., Kristensen, L. L., Håland, G., Viklund, M. & Bjordal, H.** (2015). Sikringstiltak mot skred og flom, Befaring i Hordaland og Sogn og Fjordane mai 2014. *Naturfareprosjektet: Delprosjekt 7 Skred og flomsikring*. Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J.-I.** (2015). DATED-1: compilation of dates and time-slice reconstruction of the build-up and retreat of the last Eurasian (British-Irish, Scandinavian, Svalbard-Barents-Kara Seas) Ice Sheets 40-10 ka. PANGAEA.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J. & Hutchinson, J. N.** (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7, 221-238.
- Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L.** (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 167-194.
- Jensen, O. A., Devoli, G., Rustad, B. K., Verhage, A., Viklund, M., Larsen, J. O. & Kristensen, L. L.** (2015). Terminologi for naturfare. *Naturfareprosjektet: Delprosjekt 1 Naturskade strategi*.
- Klakegg, O.** (1981). *Kvartærgeologiske studier i Jølster, Sogn og Fjordane*. Master, Universitetet i Bergen.
- Klakegg, O. & Rye, N.** (1990). Tilting of lake shorelines in Jolstravatnet, western Norway, caused by glacioisostatic rebound. 70, 47-59.
- KSS** (2021). Klimaprofil Sogn og Fjordane. *Norsk klimaservicesenter*.
- L'Heureux, J.-S. & Johansson, J.** (2016). Dynamiske påkjenninger og skredfare. *Naturfareprosjektet: Delprosjekt 6 Kvikkleire*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Laute, K. & Beylich, A. A.** (2014). Morphometric and meteorological controls on recent snow avalanche distribution and activity at hillslopes in steep mountain valleys in western Norway. *Geomorphology*, 218, 16-34.

**Lied, K. & Kristensen, K.** (2003). Snøskred. Håndboken om snøskred. Nesbru, Norway: Forlaget Vett og Viten.

**Lindholm, R. C.** 1987. *A practical approach to sedimentology*, Allen & Unwin.

**Longva, O., Blikra, L. H. & Dehls, J. F.** (2009). Rock avalanches—distribution and frequencies in the inner part of Storfjorden, Møre og Romsdal County, Norway. *Geological Survey of Norway*, NGU Report 2009.002.

**Luckman, B. H.** (1977). The Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 59, 31-48.

**Luckman, B. H.** (1978). Geomorphic Work of Snow Avalanches in the Canadian Rocky Mountains. *Arctic and Alpine Research*, 10, 261-276.

**Luckman, B. H. & Fiske, C. J.** 1997. Holocene development of coarse-debris landforms in the Canadian Rocky Mountains. I: Frenzel, B. (red.) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Paläoklimaforschung, Special Issue: ESF Project. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz.

**Mangersnes, K.** (2020). *Kartlegging av komplekse skredvifter ved Snøva og Ottem, Sunndal kommune, Møre og Romsdal*. Mastergradsoppgave i geovitenskap, Universitetet i Bergen.

**Mangerud, J., Goehring, B., Lohne, Ø., Svendsen, J. & Gyllencreutz, R.** (2013). Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 67, 8-16.

**Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S. & Svendsen, J. I.** (2011). Glacial history of Norway. *Developments in Quaternary Science*, 15, 279-298.

**Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. & SØNstegaard, E.** (1978). Glacial history of western Norway 15,000-10,000 B.P. *Boreas*, 8, 179-187.

**Mangerud, J., Aarseth, I., Hughes, A. L. C., Lohne, Ø. S., Skår, K., Sønstegaard, E. & Svendsen, J. I.** (2016). A major re-growth of the Scandinavian Ice Sheet in western Norway during Allerød-Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 132, 175-205.

**Martinelli, M., Jr.** (1974). Snow Avalanche Sites: Their Identification and Evaluation. *Agriculture Information Bulletin No. 360*

**Matthews, J., Dahl, S., Dresser, Berrisford, Lie, Ø., Nesje, A. & Owen, G.** (2009). Radiocarbon chronology of Holocene colluvial (debris-flow) events at Sletthamn, Jotunheimen, southern Norway: A window on the changing frequency of extreme climatic events and their landscape impact. *The Holocene*, 19, 1107-1129.

**Matthews, J., McEwen, L. & Owen, G.** (2015). Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD) of snow-avalanche impact ramparts in southern Norway: approaches, results and implications for

landform age, dynamics and development: Schmidt-Hammer Exposure-Age Dating of Snow-Avalanche Impact Ramparts. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40.

**Matthews, J. & Owen, G.** (2010). Schmidt hammer exposure-age dating: Developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen-Jostedalsbreen regions of southern Norway. *Boreas*, 39, 105-115.

**Matthews, J. A., Haselberger, S., Hill, J. L., Owen, G., Winkler, S., Hiemstra, J. F. & Hallang, H.** (2020a). Snow-avalanche boulder fans in Jotunheimen, southern Norway: Schmidt-hammer exposure-age dating, geomorphometrics, dynamics and evolution. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 102, 118-140.

**Matthews, J. A., McEwen, L. J., Owen, G. & Los, S.** (2020b). Holocene alluvial fan evolution, Schmidt-hammer exposure-age dating and paraglacial debris floods in the SE Jostedalsbreen region, southern Norway. *Boreas*, 49, 886-902.

**Matthews, J. A. & Shakesby, R. A.** (1984). The status of the 'Little Ice Age' in southern Norway: relative-age dating of Neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry. *Boreas*, 13, 333-346.

**Matthews, J. A. & Wilson, P.** (2015). Improved Schmidt-hammer exposure ages for active and relict pronival ramparts in southern Norway, and their palaeoenvironmental implications. *Geomorphology*, 246, 7-21.

**Matthews, J. A., Winkler, S. & Wilson, P.** (2014). Age and origin of ice-cored moraines in jotunheimen and breheimen, southern norway: insights from schmidt-hammer exposure-age dating. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96, 531-548.

**Matthews, J. A., Winkler, S., Wilson, P., Tomkins, M. D., Dortch, J. M., Mourne, R. W., Hill, J. L., Owen, G. & Vater, A. E.** (2018). Small rock-slope failures conditioned by Holocene permafrost degradation: a new approach and conceptual model based on Schmidt-hammer exposure-age dating, Jotunheimen, southern Norway. *Boreas*, 47, 1144-1169.

**McCarroll, D.** (1987). The Schmidt Hammer in geomorphology: five sources of instrument error. *British Geomorphological Research Group Technical Bulletin*, 36, 16-27.

**McCarroll, D.** (1989). Potential and Limitations of the Schmidt Hammer for Relative-Age Dating: Field Tests on Neoglacial Moraines, Jotunheimen, Southern Norway. *Arctic and Alpine Research*, 21, 268-275.

**McCarroll, D.** (1991). The schmidt hammer, weathering and rock surface roughness. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 477-480.

**Moore, D. S., McCabe, G. P. & Craig, B. A.** 2017. *Introduction to the practice of statistics*, New York, Macmillan Education.

**Moser, M. & Hohensinn, F.** (1983). Geotechnical aspects of soil slips in Alpine regions. *Engineering Geology*, 19, 185-211.

**Nesje, A.** (2009). Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2119-2136.

**Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Bøe, A.-G.** (2007). A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway. *The Holocene*, 17, 269-277.

**Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Matthews, J. A.** (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60(1-2), 10–27

**Nesje, A. & Dahl, S.** (2003). The 'Little Ice Age'—Only temperature? *The Holocene*, 131, 139-145.

**Nesje, A., Dahl, S. O., Valen, V. & Øvstedal, J.** (1992). Quaternary erosion in the Sognefjord drainage basin, western Norway. *Geomorphology*, 5, 511-520.

**Nesje, A. & Kvamme, M.** (1991). Holocene glacier and climate variations in western Norway: Evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events. *Geology*, 19, 610-612.

**Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R.** (1991). Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 10, 87-114.

**Nesje, A., Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S. & Andersson, C.** (2001). Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11, 267-280.

**NGI** 2014. *Skred–Skredfare og sikringstiltak, praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*, Oslo, Norges Geotekniske Institutt og Universitetsforlaget.

**NGU.** 2021a. *Berggrunnskart over Norge 1:1 350 000*. Norges geologiske undersøkelse.

**NVE** (2011a). Plan for skredfarekartlegging—Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

**NVE** (2011b). Plan for skredfarekartlegging—Delrapport jordskred og flomskred. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

**NVE** (2011c). Plan for skredfarekartlegging—Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

**NVE** (2011d). Plan for skredfarekartlegging—Delrapport snøskred og sørpeskred. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

**NVE** (2013a). Jordskred og flomskred. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.



NVE (2013b). Hva er sørpeskred? Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

NVE (2016). Snøskred–tørre og våte. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

**Olesen, O., Blikra, L. H., Braathen, A., Dehls, J., Olsen, L., Rise, L., Roberts, D., Riis, F., Faleide, J. I. & Anda, E.** (2004). Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review. *Norwegian Journal of Geology*, 3-34.

**Parsons, A. J. & Abrahams, A. D.** (1987). Gradient-Particle Size Relations on Quartz Monzonite Debris Slopes in the Mojave Desert. *The Journal of Geology*, 95, 423-432.

**Pierson, T. C.** (1980). Erosion and deposition by debris flows at Mt Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surface Processes*, 5, 227-247.

**Rapp, A.** (1959). Avalanche Boulder Tongues in Lappland. *Geografiska Annaler*, 41, 34-48.

**Rapp, A.** (1960). Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42, 65-200.

**Rapp, A. & Nyberg, R.** (1981). Alpine Debris Flows in Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 63, 183-196.

**Renssen, H., Seppä, H., Crosta, X., Goosse, H. & Roche, D. M.** (2012). Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 48, 7-19.

**Ross, H. I., Jørgensen, P., Reite, A. J., Rosenqvist, I. T. & Skjeseth, S.** (1974). Kwartærgeologisk kartlegging. In: trykningskontor, S. (ed.) *Norges offentlige utredninger*. Oslo: Universitetsforlaget.

**Rubensdotter, L., Sandøy, G. & Sletten, K.** 2016. High resolution quaternary geological map, assisting hazard evaluations in Norway. I: Stefano Aversa, L. C., Luciano Picarelli, Claudio Scavia (red.) *Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice. Proceedings of the 12th International Symposium on Landslides (Napoli, Italy, 12-19 June 2016)*. London: CRC Press.

**Saintot, A., Henderson, I. H. C. & Derron, M. H.** (2011). Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from western Norway. In: Jaboyedoff, M. (ed.) *Slope Tectonics*. Geological Society of London.

**Salm, B.** (1982). Mechanical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(1), 1-19.

**Sandersen, F.** 1997. The influence of meteorological factors on the initiation of debrisflows in Norway. I: Frenzel, B. (red.) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz: Paläoklimaforschung, Special Issue: ESF Project.

**Sharp, R. P.** (1942). Mudflow levees. *Journal of Geomorphology*, 5, 222-227.

**Sletten, K. & Blikra, L. H.** (2007). Holocene colluvial (debris-flow and water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology and palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 22, 619-635.

**Sletten, K., Blikra, L. H., Ballantyne, C. K., Nesje, A. & Dahl, S. O.** (2003). Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. *The Holocene*, 13, 907-920.

**Sumner, P. & Nel, W.** (2002). The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 1137-1142.

**Svendsen, J., Alexanderson, H., Astakhov, V., Demidov, I., Dowdeswell, J., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjaer, K., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J., Lyså, A., Mangerud, J. & Stein, R.** (2004). Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.

**SVV** (2012). Skredsikring langs Kjøsnesfjorden–Forprosjekt. Statens vegvesen, Region vest.

**SVV** (2014). Skredsikring Kjøsnesfjorden. *Planprogram for Rv 5. Kjøsnes–Lunde*. Statens vegvesen, Region vest.

**SVV** (2015). Skredsikring Kjøsnes–Lunde, Jølster kommune. *Reguleringsplan for rv. 5 Kjøsnes–Lunde*. Norges vassdrags- og energidirektorat.

**Van Beek, R., Cammeraat, E., Andreu, V., Mickovski, S. B. & Dorren, L.** 2008. Hillslope Processes: Mass Wasting, Slope Stability and Erosion. *I: Norris, J. E., Stokes, A., Mickovski, S. B., Cammeraat, E., Van Beek, R., Nicoll, B. C. & Achim, A. (red.) Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Dordrecht: Springer.

**Varnes, D. J.** 1978. Slope movement types and processes. *I: Schuster R. L., K. R. J. (red.) Landslides, analysis and control*. Special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC.

**Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D.** (2011). A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*, 21, 597-614.

**Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J. & Birks, H.** (2012). A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. *Quaternary Research*, 77, 192-204.

**Wassmer, P., Schneider, J., Pollet, N. & Schmitter-Voirin, C.** (2004). Effects of the internal structure of a rock-avalanche dam on the drainage mechanism of its impoundment, Flims sturzstrom and Ilanz paleo-lake, Swiss Alps. *Geomorphology*, 61, 3-17.

**Wentworth, C. K.** (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30, 377-392.

**Wilson, P., Linge, H., Matthews, J. A., Mourne, R. W. & Olsen, J.** (2019). Comparative numerical surface exposure-age dating (10Be and Schmidt hammer) of an early-Holocene rock avalanche at Alstadjellet, Valldalen, southern Norway. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 101, 293-309.

**Aa, A., Sjastad, J., Sonstegaard, E. & Blikra, L.** (2007). Chronology of Holocene rock-avalanche deposits based on Schmidt-hammer relative dating and dust stratigraphy in nearby bog deposits, Vora, inner Nordfjord, Norway. *Holocene*, 17, 955-964.

## Nettsider

**Esri Resources** (2022a) *How Hillshade works*. ArcGIS Desktop Help. Tilgjengelig fra: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/spatial-analyst/how-hillshade-works.htm> [Besøkt 15/05-2022].

**Esri Resources** (2022b) *How Slope works*. ArcGIS Desktop Help. Tilgjengelig fra: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/spatial-analyst/how-slope-works.htm> [Besøkt 15/05-2022].

**Esri Resources** (2022c) *How Watershed works*. ArcGIS Desktop Help. Tilgjengelig fra: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/spatial-analyst/how-watershed-works.htm> [Besøkt 15/05-2022].

**Hardeng, J.** (2021a) *Flomskred i Store norske leksikon på snl.no*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/flomskred> [Besøkt 15/05-2022].

**Hardeng, J.** (2021b) *Løsmasseskred i Store norske leksikon på snl.no*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/losmasseskred> [Besøkt 15/05-2022].

**NGU** (2021b) *Detaljerte kvartærgeologiske kart*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/detaljerte-kvartærgeologiske-kart> [Besøkt 15/05-2022].

**NVE** (2020) *Veileder for utredning av sikkerhet mot skred i bratt terreng*. Norges vassdrags og -energidirektorat. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/veileder-skredfareutredning-bratt-terreng> [Besøkt 15/05-2022].

**varsom.no** (2021) *Glideskred*. Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <https://varsom.no/snoskred/snoskredskolen/snoskredproblemer/glideskred/> [Besøkt 15/05-2022].

**varsom.no** (2022) *Snøskredulykker- og hendelser*. Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <https://varsom.no/snoskred/snoskredulykker/> [Besøkt 16/05-2022].

## Nettbaserte kart og tjenester

**Kartverket** (2022a) *Høydedata*. Tilgjengelig fra: <https://www.hoydedata.no/>

**Kartverket** (2022b) *Norgeskart*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no/>

**NGU** (2022a) *Berggrunn: Nasjonal berggrunnsdatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: [https://geo.ngu.no/kart/berggrunn\\_mobil/](https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/)

**NGU** (2022b) *Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: [https://geo.ngu.no/kart/losmasse\\_mobil/](https://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/)

**norgebilder.no** (2022) *Norge i bilder*. Kartverket, Norsk institutt for bioøkonomi og Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <https://www.norgebilder.no/>

**NVE** (2022) *NVE Atlas*. Tilgjengelig fra: <https://atlas.nve.no/>

**seklima.met.no** (2022) *Seklima*. Norsk Klimaservicesenter. Tilgjengelig fra: <https://seklima.met.no>

**skredregistrering.no** (2022) *Skredregistrering*. Tilgjengelig fra: <https://www.skredregistrering.no/>