

UiT

NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET

Fakultet for naturvitenskap og teknologi
Institutt for geovitenskap

Strukturgeologisk og geomorfologisk studium av fjellscred ved Skredan, Tromsø kommune

—
Eirik Bjørklid

Masteroppgave i Geologi

August 2017



Sammendrag

Hovedfokuset med denne oppgaven har vært å få en forståelse for betydningen av sprø og duktile strukturer i berggrunnen i forbindelse med skredet ved Skredan. Studiet innebærer kartlegging av strukturer i berggrunnen, innsamling av strukturdata og kartlegging av morfologiske elementer og relatere de ulike morfologiske elementene til strukturer i berggrunnen.

Berggrunnen ved Skredan består av godt folierte glimmerskifre, glimmergneiser, i veksling med enheter av hornblendegneis og amfibolitt, med muligheter for underliggende kalkspatmarmor (Zwaan 2001). Foliasjonen er konstant, med strøk NV-SØ og fall 20-30grader ned fjellsiden, med enkelte lokale variasjoner.

Fjellskredet ved Skredan representerer et stort volum av utraste blokker som er innrammet av ortogonale postkaledonske ekstensjonsforkastninger. Bakskrenten, den øvre avgrensningen er en NV-SØ strykende postkaledonsk ekstensjonsforkastning, Mot nord grenser de utraste massene mot en Ø-V orientert bratt sidekant, som linjeres opp mot en ØNØ-VSV ekstensjonsforkastning som kutter igjennom bakskrenten. Over denne sidekanten er det en større delvis intakt benk som har beveget seg langs bakskrenten. Benken er sterkt oppsprukket langs den vestlige fronten. Fjellskredet avgrenses også mot SØ av en NØ-SV strykende postkaledonsk ekstensjonsforkastning. SØ for denne forkastningen er det et område med delvis intakte fjellskredavsetninger. De ulike skredavsetningene med Skredan tyder på ulike bevegelsesmekanismer og former for utglidning. Skredan innrammes av ekstensjonsforkastninger med likt strøk som ved flere andre strukturstyrte fjellskred i Troms.

Skredmassene har trolig glidd ut langs foliasjonsplan og foliasjonsparallele litologiske kontakter, mens skredavsetningene mot SØ tyder på en rotasjonsutglidning, og har dermed glidd ut langs en kombinasjon av et listrisk plan og foliasjon.

Forord

Alle gode ting har en slutt, og dette markerer slutten på fem fantastiske år som geologistudent ved UIT Norges Arktiske Universitet. Det er ikke lenge siden jeg stod på toppen av Skredan og tenkte, hva gjør jeg hær og hvor i all verden skal jeg starte. Et år senere sitter jeg her, med en ferdig oppgaven foran meg. Nå starter overgangen inn i voksenlivet, en tid hvor sen mandag, eller langhelg fredag ikke eksisterer.

Først må jeg rette en stor takk til hovedveileder Steffen Bergh, som virkelig har gjort sitt for at denne oppgaven skulle bli ferdig. Jeg vil også takke biveleder Geoff Corner. Takk til Martina Böhme for en fantastisk dag med helikopterbefaring over Skredan, gode innspill og et godt samarbeid. Harald Øverli Eriksen fortjener også en stor takk for lynkurs i GIS, og for at du gladelig stilte opp. Takk til Andreas og Gaute for et flott samarbeid. Takk til alle som startet på bacheloren i geologi, studietiden hadde ikke vært den samme uten dere, en fantastisk gjeng. En stor takk til Mirjam for alle timene du har brukt på rettskrivingen, og tips rundt skriveprosessen selv om geologi ikke er ditt fagfelt.

Til slutt må jeg takke de to viktigste personene, som er hovedgrunnen til at jeg klarte å levere denne oppgaven. Samboeren min Ida Marie, tusen takk for at du har vært så tålmodig, selv med alle de lange kveldene, og for at du alltid har pushet og motivert meg, du er virkelig enestående! En stor takk til datteren min Lilly Christine, for at du lyser opp hverdagen min. Beklager at pappa har vært så mye borte på kontoret, blir forhåpentligvis mer tid til lek nå!

Over og ut!

Innholdsfortegnelse

1	Innledning.....	1
1.1	Bakgrunn for studiet.....	1
1.2	Målsetting med oppgaven.....	2
1.3	Tidligere arbeid	3
1.4	Områdebeskrivelse	4
1.5	Regional berggrunn i Troms.....	5
1.5.1	Kaledonske skyvedekket i Troms	5
1.5.2	Regionale postkaledonske sprø strukturer.....	7
1.6	Kvartærgeologi i Troms.....	8
2	Metoder.....	12
2.1	Feltarbeid og innsamling av data.....	12
2.2	Innsamling av strukturdata	13
2.3	Flyfoto og digitale elevasjonsmodeller.....	13
2.4	Ulike programvarer.....	13
2.5	InSAR	14
3	Teori.....	14
3.1	Definisjon av skred.....	15
3.2	Ulike former for skred.....	17
3.2.1	Steinsprang og steinfall.....	18
3.2.2	Steinskred og fjellskred	22
3.2.3	Andre relevante definisjoner.....	25
4	Resultater.....	26
4.1	Skredområdet.....	27
4.2	Inndeling av Skredan i delområder	29
4.3	Litologi	30
4.4	Kaledonske duktile strukturer.....	32
4.4.1	Foliasjon.....	33
4.4.2	Folder.....	40
4.4.3	Linser og boudinage-strukturer	41
4.5	Post-kaledonske strukturer	43
4.5.1	Storskala lineamenter	43
4.5.2	Sprø planstrukturer	45
4.6	Morfologiske formelementer	51

4.6.1	Geomorfologiske flater.....	51
4.6.2	Skrenter	53
4.6.3	Forsenkninger	56
4.7	Geomorfologiske elementer i fjellskredet ved Skredan.....	56
4.7.1	Store blokker.....	56
4.7.2	Løsmasser og talus.....	59
4.7.3	Langsgående delvis intakte rygger.....	61
4.7.4	Morfologisk kart over Skredan	62
4.8	Beskrivelse av InSAR data	63
4.9	Oppsummering av resultatkapittelet	65
4.10	Andre strukturstyrte fjellskred i Troms	66
5	Diskusjon.....	71
5.1	Diskusjon av strukturer i berggrunnen.....	71
5.1.1	Berggrunnen og duktile strukturer	71
5.1.2	Sprø planstrukturer og forholdet mellom sprø og duktile strukturer.	74
5.2	Betydning av regionale lineamenter	76
5.2.1	Regionale sprø forkastninger	76
5.3	Diskusjon av morfologiske elementer og skredavsetninger	78
5.3.1	Fjellskred avsetninger	78
5.3.2	Frostforvitring og mindre skredavsetninger.....	80
5.3.3	Morfologiske strukturer og deres relasjon til underliggende strukturer	81
5.3.4	Estimering av fjellskredets volum og forventet utløpsdistanse.....	82
5.4	Bevegelses mønster og skredmekanismer.....	85
5.5	Fremtidig fare.....	94
6	Konklusjon.....	94
	Referanseliste	96
7	www.pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-hillshade-works.htm 2017	101

BLANK

DEFINISJONER

1 Innledning

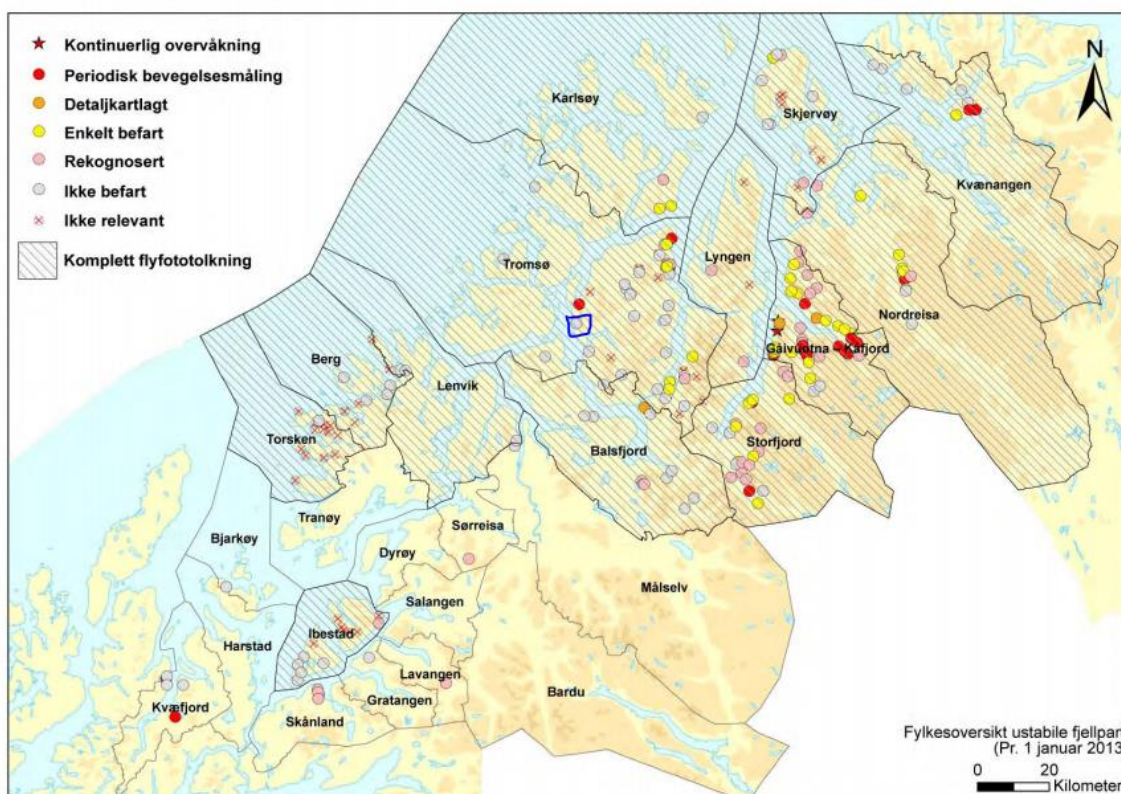
I dette kapitlet ønsker jeg å gi en introduksjon til det historiske skredet og ustabile fjellpartiet som utgjør Skredan, det vil si bakgrunn for oppgaven. Presentasjon av berggrunnen og landskapsformer i selve området, og hvorfor en videre studie av dette området er viktig. Jeg vil også legge frem problemstillingen som oppgaven er bygget på.

1.1 Bakgrunn for studiet

Oppgaven er en del av det nasjonale prosjektet «ROS Fjellskred i Troms» som utføres i samarbeid mellom NVE, Norges geologiske undersøkelse NGU, Kåfjord kommune, Troms fylkeskommune, UiT Norges arktiske universitet, NORUT og NTNU. Hovedformålet med prosjektet er å kartlegge og avdekke bevegelser i fast fjell på fylkesbasis, og dokumentere den regionale skredfaren ved bruk av satellittdata, InSAR data, digitale elevasjonsmodeller (DEM) og periodiske GPS-målinger for horisontale og vertikale bevegelser i bakken. Viktigheten av fokuset på slike prosjekter har bare økt de siste årene, da fokuset på kunnskapen om fjellskred og geofarer har økt, samt at behovet for mer kunnskap blir større av et økende behov for nye landområder til bebyggelse.

I følge tall fra Norges geologiske institutt har det omkommet mer enn 4000 mennesker som følge av terrestriske skred i Norge, hvor mer enn 2000 har mistet livet kun de siste 150årene (NGI 2014). Oversikt over kartlagte potensielle ustabile fjellområder i 2013 er vist i Fig 1-1, med det totale antall av 59 ustabile fjellområder med 32 dellokaler. De fleste lokalitetene er lokalisert i nordvest-Troms, Tromsø til Kåfjorden.

Ønsket med denne kartleggingen er å få en bedre forståelse av mekanismene som forårsaker fjellskred, ved å kartlegge og analysere skredstrukturer i felt som er styrt av berggrunnens beskaffenhet. Utviklingen av nye og svært avanserte bakkeradarmålinger og metoder sammen med testing og dataprosessering, har gitt gode resultater. Blant annet viser undersøkelsene et godt samsvar mellom bevegelser fra InSAR, differensiell GPS og LIDAR data og geologiske strukturer som er kartlagt i berggrunnen, som foliasjon, skjærsoner, forkastninger, sprekker m.fl., og at metodene dermed kan være svært gode og effektive for videre kartlegging og analyser av ustabile fjellpartier (Eriksen 2013).



Figur 1-1: Oversikt over potensielt ustabile fjellsider i Troms fylke. Blå firkant markerer Skredan, merk at det er markert som ikke befart av NGU, men har blitt rekognosert ved helikopter høsten 2016. Modifisert fra Bunkholt et al (2013).

Et økt fokus på berggrunnstrukturer, kombinert med ny teknologi, har de siste 10 årene gjort det mulig å kvantifisere bevegelser i bakken. Dette gir et nytt innblikk i forholdet mellom strukturer i berggrunnen og ustabile fjellsider. Strukturgeologisk analyse av fjellskred har påvist at faktorer som foliasjon/lagdeling i bergartene, dens orientering i forhold til skråningen samt geometri og orientering av sprekker, forkastninger og skjærsoner spiller en viktig rolle for analysen av risikoområder for fjellskred. Dagens forskning på fjellskred er multi-disiplinær med stor faglig bredde; fra berggrunnsgeologi, strukturgeologi, sedimentologi, kvartærgeologi, geomorfologi, geofysikk, til målinger med forskjellige tekniske verktøy som InSAR, GPS, modellering og LIDAR (Braathen et al. 2004, Bunkholt et al 2013, Hermans et al 2012)

1.2 Målsetting med oppgaven

Hovedformålet med masterprosjektet er å kartlegge og analysere det historiske fjellskredet i Skredan med vekt på duktile og sprø geologiske strukturer i berggrunnen, i den hensikt å få en forståelse av hvordan fjellskredet og det tilhørende skredmateriale

ved Skredan er blitt dannet og hvordan formen og utviklingen av skredet kan ha blitt styrt av de strukturgeologiske og geomorfologiske forholdene på stedet. Jeg ønsker å bruke andre skred i regionen for å få en større forståelse for strukturstyrte skred i Troms. Lokale strukturmålinger i Skredan vil derfor bli satt i en regional sammenheng, og analysert opp mot andre strukturstyrte fjellskred i Troms, for å se etter likhetstrekk, som kan brukes i tolkningen av Skredan. Studiet omfatter også analyser av skredavsetninger og skredprosesser i nedre delen av skredområdet, samt vurdering av nåværende og framtidig skredfare i skredområdet.

1.3 Tidligere arbeid

I 2003 startet NGU et arbeid med å kartlegge ustabile fjellpartier i Troms (Blikra 2002, Blikra et al 2006a), og i 2005 startet NGU med systematisk kartlegging (Bunkholt et al 2013, Henderson et al 2010). Dette utviklet seg til prosjekt ROS Fjellskred i Troms, som er et samarbeidsprosjekt mellom NGU og aktuelle kommuner i Troms. Målet med prosjekt ROS Fjellskred i Troms har vært å kartlegge alle ustabile fjellpartier i Troms, for å så kunne informere det norske samfunnet om konsekvensene av et fjellskred.

Kartleggingen har blitt utført med regionale undersøkelser og som har resultert i oppfølging av utvalgte lokaliteter med GPS-målinger og LIDAR-skanning (Bunkholt et al 2013, Henderson et al 2010). Det er totalt registrert 229 lokaliteter i Troms som kan kategoriseres som ustabile fjellpartier eller potensielt ustabile fjellpartier. Av disse er 77 klassifisert som relevante ustabile fjellpartier, hvor 2 overvåkes kontinuerlig og 22 overvåkes periodisk. Relevante lokaliteter er klassifisert til områder hvor det potensielle volumet er så stort at det kan utløse fjellskred, mens ved ikke relevante områder kan det oppstå steinskred og steinsprang som ikke blir store nok til å utløse fjellskred, føre til flodbølge eller skade på bebyggelse (Bunkholt et al 2013).

Skredan er klassifisert som et ustabil fjellparti i nord Troms, og er et område hvor det er gjort svært lite arbeid tidligere. Universitetet i Tromsø har hatt en enkel befaring i regi av Steffen Bergh i juni 2011, som var med på å danne grunnlaget for denne masteroppgaven. NGU har registrert området som et ustabil fjellparti, men har foreløpig ikke publisert noe arbeid rundt fjellpartiet. NGU i regi av Martina Böhme og Reginald Hermanns arrangerte en helikopterbefaring over skredan, hvor jeg og to medstudenter, Gaute Haugen Sandnes og Andreas Grumstad fikk være med i august 2016. Norut i regi av Tom Rune Lauknes har kartlagt bevegelser over Skredan med hjelp

av InSAR fra 2009-2016. Det som gjør at Skredan er interessant å undersøke, er at en benk i den nordlige delen av området, bare er delvis utrast og stort sett intakt, samtidig som at det har blitt registret bevegelser i denne benken. Denne benken kan potensielt rase helt ut i fremtiden, om bevegelsene fortsetter. Benken gir også muligheten for et innblikk i hvilke strukturer i berggrunnen som har blitt påvirket av fjellskredet.

1.4 Områdebeskrivelse

Området benevnt Skredan ligger like øst for Kubergan, ca. 9 kilometer sør for Tromsø (Fig 1-2). Fjellskredet ved Skredan ligger i en vest/sørvestlig skråning, lokalisert like over skoggrensa.



Figur 1-2: Kartbilde av Skredan, mer gul stjerne markerer posisjonen til det ustabile fjellpartiet. Modifisert skjermdump fra www.norgeskart.no

Fjellskredet ved Skredan representerer et stort volum av utraste blokker som ligger nedenfor en tilnærmet vertikal NV-SV orientert skredkant, som blir avskåret i den nordlige delen av skredet av en øst-vest orientert, tilnærmet vertikal, sidekant. Denne sidekanten går østover, til den møter opp mot skredkanten. Selve skredkanten over de utraste massene er mellom 600 og 650 meter lang, opp mot 80meter høy og danner et ortogonalt sikk-sakk mønster av intakt, men sterkt oppsprukket berggrunn Høyden på skredkanten blir gradvis mindre fra NV mot SØ.

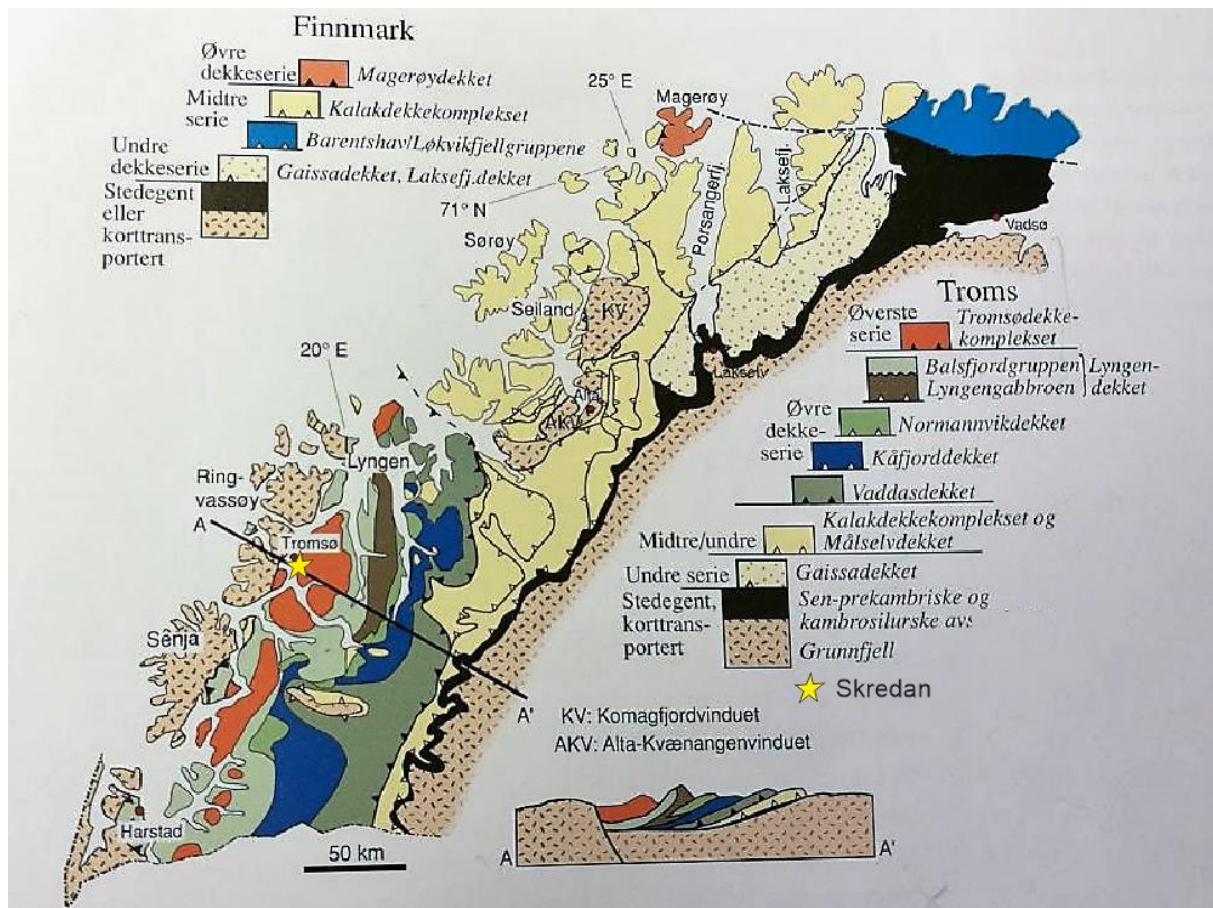
Det utraste fjellskredet ved Skredan har en intakt bakskrent og sideskrent. Disse to har godt bevarte strukturer, gir en fin mulighet til å studere hvordan forholdet mellom hellende topografi, berggrunnstrukturer, litologi og landskapsformer har influert på skredets form og utvikling.

1.5 Regional berggrunn i Troms

Berggrunnen i Troms er sammensatt av kaledonske bergarter og kaledonske skyvedekker (Fossen et al 2007, Zwaan 2001). De eldste bergartene er fra prekambrisk tid, og er funnet langs kysten av Vest-Troms (Bergh et al 2010, Zwaan 2001). De eldste prekambriske bergartene i landet er Neoarkeiske gneiser som er datert til 2.89-2.56 Ga, og er funnet i vest Troms grunnfjells kompleks (Bergh et al 2010). Ved fastlandet i Troms er de prekambriske bergartene skjult av kaledonske skyvedekker (Fossen et al 2007).

1.5.1 Kaledonske skyvedekket i Troms

De kaledonske skyvedekkene kan deles opp i ulike dekkeserier, øverste, øvre, midtre og undre, det nederste dekket består av prekambriske bergarter (Fig 1-3). De øverste dekkene er som har forflyttet seg mest som følge av den kaledonske fjellkjededannelsen, og metamorfosegraden er dermed størst fra toppen av de kaledonske dekkene og nedover (Andresen 1988).



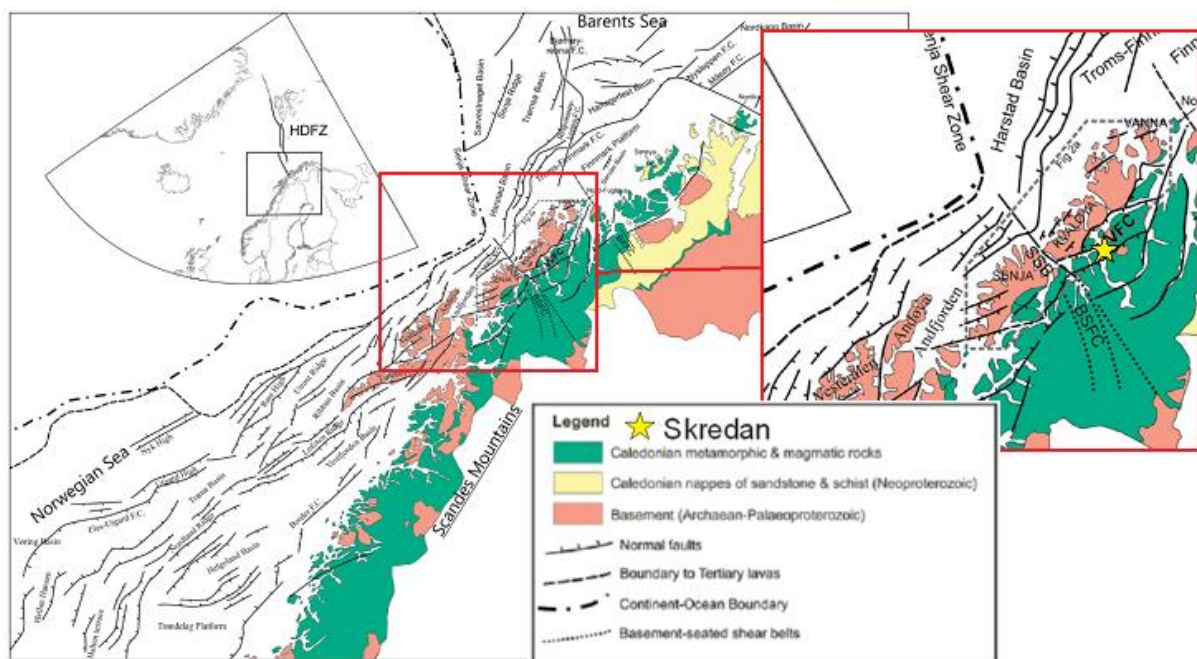
Figur 1-3: Oversikt over berggrunnen i Troms og Finnmark, med et profil igjennom Tromsø. Modifisert fra Fossen et al (2007)

Skredan ligger i det øverste kaledonske skyvedekket, Tromsødekket. Under Tromsø dekket kommer Lyngendekket, Nordmannvikdekket, Kåfjorddekket og Vaddasdekket som er en del av de øvre dekkeseriene. Den midtre dekkeserien består av Kaladekkekomplekset og Målselvdekket. Den undre dekkeserien er Gaisadekket (Fossen 2007). De kaledonske dekkene, og de duktile strukturene i Troms ble dannet som følge av lukkingen av Iapetushavet i tidlig til midt paleozoikum. Under lukkingen av Iapetushavet og dannelsen av den kaledonske orogonesen i midtre til slutten av Silur, ble ulike lagpakker skjøvet inn over Baltika. De midtre og nedre alloktone enhetene stammer fra grunnfjellet (Baltika), mens de øvre alloktone stammer fra havbunnen til Iapetus havet og øybuer mens de øvrste alloktone inkluderer eksotiske elementer fra Laurentia (Fossen et al 2007, Gee et al 2008). Den øvrste alloktone lagrekken består av ekstremt hetrogene lagpakker som er dominert av skifer, marmor, kalksilikater, granitter og gneiser (av prekambrisk og kaledonsk alder). Lokale forekomster av

ophiolitter og eclogitter forekommer (Andresen et al 1985, Dallmeyer & Andresen 1992)

1.5.2 Regionale postkaledonske sprø strukturer

Det er flere regionale postkaledonske forkastninger i riftbasenger langs den Norske marginen. Riftbasengene ble dannet som følge av flere perioder med ekstensjon under åpningen av Nord Atlanteren fra sen Paleozoisk til tidlig Cenozoisk tid. De tektoniske regimene som har påvirket den Norske marginen har også påvirket områder langs kysten (Hansen & Bergh 2012, Indrevær et al 2013). Langs Vest-Troms marginen er onshore sprø forkastninger orientert som NNØ-SSV og ØNØ-VSV normalforkastninger (Indrevær et al 2013).



Figur 1-4: Regional onshore-offshore tektonisk kart av Midt-Norges sokkel, Lofoten-Vesterålen og Barents havs marginen, med fokusområde for vest Troms. Modifisert fra Indrevær et al 2013.

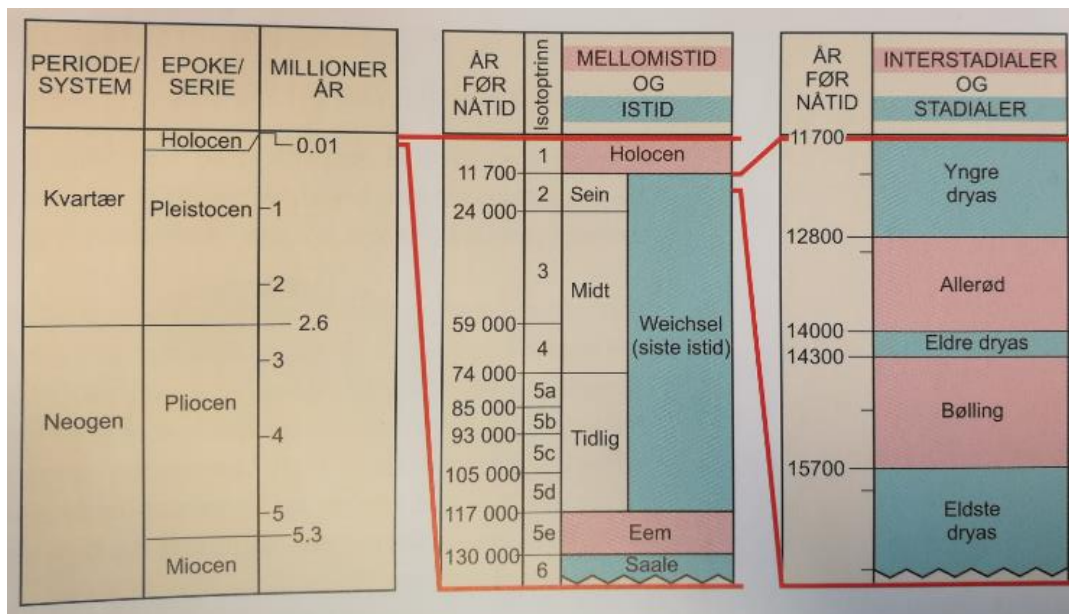
Lofoten-Vesterålens kontinentalmargin markerer overgangen fra den mye videre passive Møre-Vøring kontinentalmarginen, og den omformede transforme Barents hav marginen. Lofoten-Vesterålen marginen gir et godt innblikk i rekonstrueringen av platetektonikken mot Norge-Grønland marginen, og for onshore-offshore sammenligninger. Marginen preges av flere sett sprø ekstensjons forkastninger, som danner et sikksakk mønster, med strøk NV-SØ, NNØ-SSV og NØ-SV. Riftingen startet i Perm og varte frem til Palaeogene. Onshore preges av lineamenter med strøk NNØ-SSV,

ØNØ-VSV og NV-SØ (Bergh et al 2007). Sprekkesett ved Hamarøya, viser at NNV-SSØ strykende ekstensjonsforkastninger er eldst, mens NØ-SV strykende ekstensjonsforkastninger er yngst (Hansen & Bergh 2012).

Den sørvestlige Barents hav marginen i det vestlige Troms er sammensatt av flere steile, onshore og offshore, sprø normalforkastninger, orientert NNØ-SSV og ØNØ-VSV. Sprø forkastninger langs prekambriske og kaledonske duktile strukturer som litologiske kontakter, foliasjon og duktile skjærsoner, antyder en dannelse av sprø deformasjon som følge av reaktivering av duktile strukturer. Vestfjorden-Vanna forkastningskomplekset, stryker NØ-SV, og strekker seg tett opp mot Tromsø og Skredan (Indrevær et al 2013). Sen Perm – tidlig Trias sprø normalforkastninger, både onshore og offshore, med bevegelser fra noen hundre meter og opp mot over 3km enkelte steder. Den store bevegelsesmengden har ført til dannelsen av kataklasitter (Indrevær et al 2014).

1.6 Kvartærgeologi i Troms

I løpet av jordens levetid har det eksistert 5 lengre kuldeperioder som har inneholdt flere istider, antallet er usikkert men det har trolig vært opp mot 40 istider (Fjeldskaar 2013, Jørgensen et al 1997, Vorren & Magerud 2007). Siste istid, Weichsel, startet for 117 000 år siden, etter den varme interglacialen Eem, og varte frem til Holocen tid for 11700 år siden (Fig 1-5), hvor den ble avsluttet med yngre Dryas fremstøtet (Jørgensen et al 1997, Nesje 2012). Under siste istid ble dagens Norge formet, isen eroderte ut landskapet og produserte dype fjorder som strekker seg ut mot sokkelen, lange U daler, overbratte skråninger og spisse fjelltopper (Olsen et al 2013, Nesje 2012).

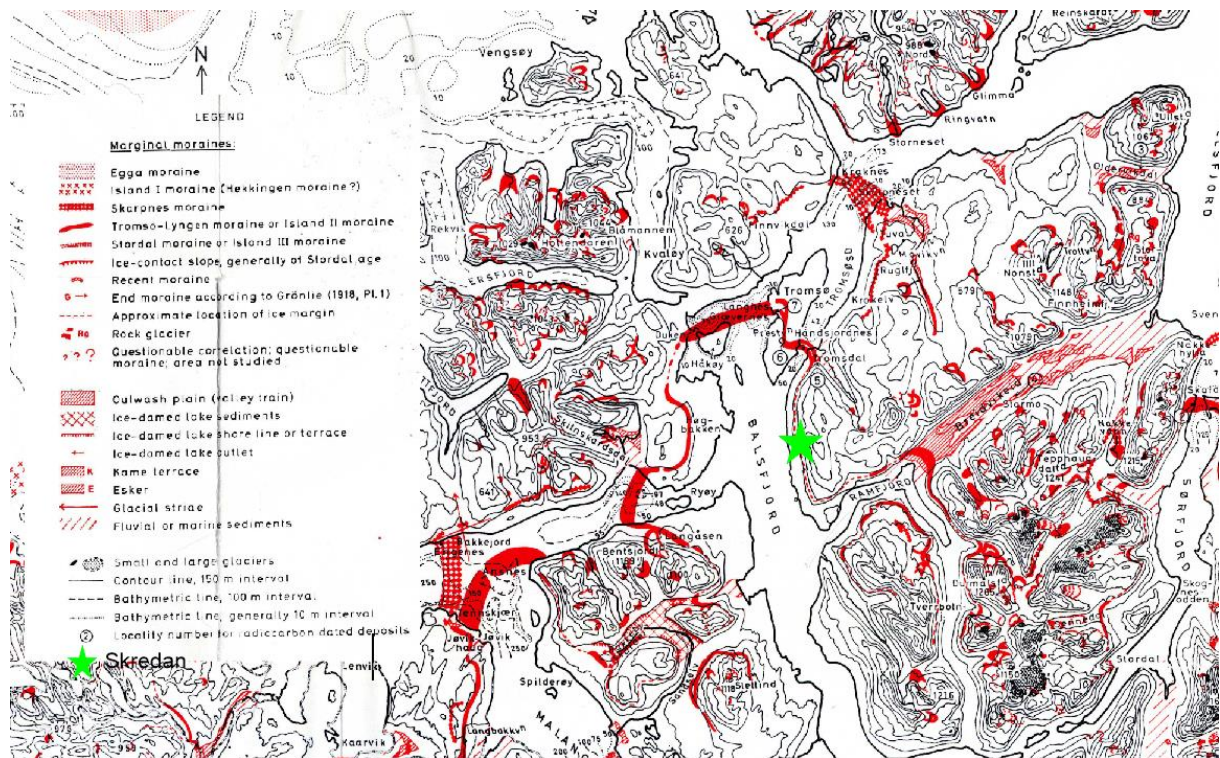


Figur 1-5: Tidstabel, siste 6 millioner år til venstre, mellomistider og istider de siste 140 000 år i midten og til høyre vises interstadialer og statialer ved siste istid (Vorren & Magerud 2007).

Isbreer eroderer seg ned i landskapet og danner spektakulære landskapsformer, som dype fjorder, bratte fjell og spisse tinder og egger. Det alpine landskapet er spesielt synlig i Troms, Lofoten, Sunnmøre, Romsdal, deler av Jotunheimen og enkelte steder i Nordland (Vorren & Magerud 2007). Når isbreene beveger seg over landskapet, vil løsmasser, stener og blokker feste seg langs bunnen av breen, og virke som sandpapir. Slik eroderer breer seg ikke bare ned i løsmasser, men også i fast berggrunn (Nesje 2012, Sulebak 2007). Erosjonen av berggrunnen avhenger av styrken til bergartene, hvor bergarter som er mindre resistente mot erosjon eroderes først (Dahl & Sveian 2004). Breer eroderer seg også ned i svakhetssoner, som regionale forkastninger og elvedaler. Dalsystemene i Troms virker å følge regionale lineamenter, med orientering langs NNØ-SSV og NV-SØ (Fig 1-4)(Fig 1-6).

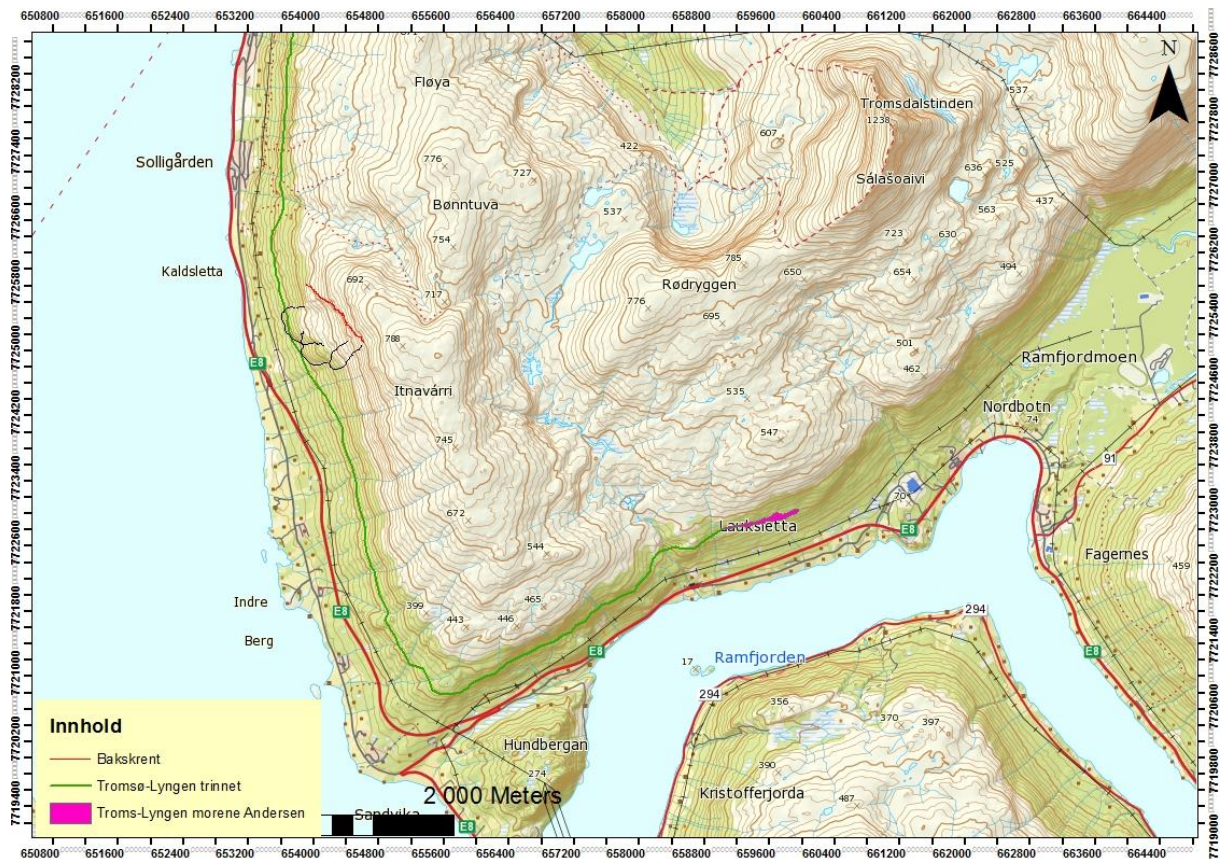
Eldre istider som Elster og Saale hadde en større utbredelse enn den siste istid, Weichsel (Sulebak 2007). Til tross for dette, er det rester etter den siste istid som er mest synlig i dagens Norge. Ismassene har en enorm erosjonskraft, både mindre innlandsbreer og de store iskappene som ble dannet under de ulike istidene. Siste istid eroderte dermed bort de aller fleste tegn til eldre istider på land i Norge. Tegn etter eldre istider på land i Norge er funnet i Finnmark og på Jæren, men det er flere glasiale avsetninger ute på sokkelen, som morener og IRD (ice rafted debris) (Mangerud 2004).

Weichsel kan deles inn i tre perioder, tidlig, midt, sein (Vorren & Magerud 2007). I løpet av disse periodene er det 8 store breframstøt, med flere mindre (Nesje 2012) (Vorren & Magerud 2007). De fleste tegnene på tidlig og midt Weichsel er erodert bort, og det som er igjen er sein Weichsel. Det var under sen Weichsel at isen var på sitt største. Siste istids maksimum var for mellom 25 000 og 18 000 år siden (sen Pleistocene), under perioden hadde isen flere mindre tilbaketrekninger og fremrykk (Mangerud 2004) (Nesje 2012) (Olsen et al 2013), (Vorren & Elvsborg 1979), (Voren & Magerud 2007). Etter siste istids maksimum er det spesielt et brerandstrin som skiller seg ut, yngre dryas fremstøtet. Yngre dryas markerer slutten på den siste istid og overgangen inn i Holocene tid, med et siste stort fremstøt. Det som gjør yngre dryas fremstøtet spesielt, er at det er mulig å følge langs hele norskekysten, og er dermed veldig godt dokumentert (Jørgensen et al 1997) (Vorren & Elvsborg 1979) (Vorren & Magerud 2007). I vest Troms er det spesielt to brerands trinn som er markert, Skarpnes og Tromsø-Lyngen trinnet (Andersen 1968). Skarpnes trinnet var litt større enn Yngre dryas, og er datert til sen Pleistocene tid, 12280 ± 140 år siden, mens Tromsø-Lyngen trinnet ofte markerer overgangen fra Pleistocene tid til Holocene, og er datert mellom $10.150-11680 \pm 170$ år gammelt (Andersen 1978) (Vorren & Elvsborg 1979).



Figur 1-6: Kart over morener som markerer brerandstrinn i området rundt Tromsø. Merk at Skredan ligger rett over Tromsø-Lyngen morenen. Modifisert fra Andresen 1968

Tromsø-Lyngen trinnet kan følges langs Balsfjorden, med morener langs den nordlige og østlige delen av Ramfjorden (Fig 1-6) (Fig 1-7)



Figur 1-7: Tromsø-Lyngen trinnet ved Skredan, med morene i den nordlige delen av Ramfjorden, ved Lauksletta (Andresen 1968)

2 Metoder

Studiet av fjellskredet ved Skredan ble gjort ved hjelp av feltundersøkelser, høyoppløselige ortofoto fra Norgebilder (www.norgebilder.no), InSAR data fra Tom Rune ved Norut og høyoppløselig digital elevasjonsmodell (DEM) og lidar kart over området fra Martina Bøhme fra NGU. Innsamlet feltdata har så blitt tolket i ettertid.

2.1 Feltarbeid og innsamling av data

Rekognosering av Skredan ble utført sammen med veileder Steffen Bergh og medstudenter Andreas Grumstad og Gaute Sandnes juli 2016. Feltarbeidet ble gjort over 14 dager spredt ut over sommeren og høsten 2016, akkompagnert av en helikopterbefaring med NGU over Skredan og andre ustabile fjellpartier i regionen (Grumstad 2017, Sandnes 2017) august 2016. Fokuset med feltarbeidet var å studere berggrunnen med hensyn på litologi, observere og gjøre strukturmålinger av både duktile og sprø strukturer i berggrunnen og kartlegge geomorfeologiske trekk.

2.2 Innsamling av strukturdata

Innsamlingen av strukturdata ble gjort med et Silva kompass med klinometer, og gjort med hensyn til høyrehåndsregelen (360/90). GPS lokaliteter ble satt med en Garmin GPSMAP 64ST i koordinatsystemet WGS 84, UTM 33.

Foliasjonen i berggrunnen er målt både innenfor skredområdet og i området rundt skredet. Målinger ble gjort i et areal på ca. 10-20m² rundt GPS-punktet, avhengig av blottleggingen i området. Ved godt blottlagte områder ble det satt flere GPS-punkter, mens i områder med dårlig blottlegging ble det målt i et større område rundt GPS-punktet. Det ble gjort ca 10 målinger av foliasjon ved hvert punkt. Sprekker ble målt rundt de samme GPS-punktene som foliasjonsmålingene. Alle sprekker og overflater ble målt for å skaffe en oversikt over ulike trender i sprekkesystemet. Både åpne og lukkede sprekker, samt berggrunns overflater ble lagt inn som sprekkemålinger. Målingene ble så fremstilt både som stereonett, og tegnet inn med orientering i Arc GIS. Programmet Orient, versjon 3.6.3 ble brukt til å tegne både stereonett og roseplott av strukturmålingene, mens ArcMap versjon 10.5 ble brukt til å fremstille dataene i ArcGIS.

2.3 Flyfoto og digitale elevasjonsmodeller

Digitale georefererte flyfoto, eller ortofoto over det aktuelle området ble hentet fra Norgebilder (www.norgebilder.no), hvor nøyaktigheten på bildene som er brukt er satt til 10 cm. Bildene som er brukt over området er tatt i 2016, og er dermed å ansees som svært oppdaterte. Digitale elevasjonsmodeller, eller DEM, har blitt utdelt fra NGU, med en oppløsning på 1m. En hillshadefil med oppløsning på 1 m over det aktuelle området er også utdelt fra NGU. Hillshade er et gråskala bilde laget ved å hente et hypotetisk lys fra et gitt punkt og så kalkulere opplysningen av ulike celler. Resultatet er et bilde hvor vegetasjon blir neglisjert og det dannes dermed et detaljert bilde av overflateformer i en gråtone (pro.arcgis.com). Både ortofoto, hillshade og DEM har blitt satt sammen for å visualisere plandata over området, samt få detaljerte høydedata, i programmet ArcMap 10.5.

2.4 Ulike programvarer

Dataprogrammene ArcMap versjon 10.5, ArcScene versjon 10.5, Orient versjon 3.6.3, CorelDraw X8 og Paint er brukt til å bearbeide data og til å redigere bilder.

ArcMap er et geografisk informasjonssystem utviklet av ESRI. ArcMap er et program som lar deg arbeide med GIS datasett, som georefererte bilder og kart. I ArcMap kan man lage egne kartutskrift med symboler og beskrivelser basert på ortofoto og ferdigstilte kart, som norgeskart. ArcMap representere geografisk informasjon lagvis, og fremstiller ulike elementer i over flere lag i samme kartfil.

Et tilleggsprogram som brukes av ArcMap er ArcCatalog, hvor databaser blir lagret. ArcCatalog lar deg lage egne shapefiler som kan brukes til å f.eks. tegne egne linjer og polygoner i ArcMap. ArcMap har flere nyttige funksjoner som 3D analyt, en funksjon som lar deg beregne terrengprofiler basert på DEM filer. ArcScene er et program som baserer seg på Arcmap, og bruker de samme filene, men legger til en ekstra dimensjon i visningen, slik at en kan lage en 3D visning av filen.

Arcmap er mye brukt i oppgaven, til å lage modeller som ulike kart og oversiktsbilder over Skredan. Coreldraw X8 er et bilderedigerings program, som er brukt til å tegne og redigere bilder tatt i felt.

2.5 InSAR

SAR står for Synthetic Aperture Radar, og er en satellitt som brukes til å overvåke områder på jorden ved hjelp av avstandsmåling. Den sender ut pulser med microbølger og mottar refleksjoner av disse bølgene når de treffer reflekterende overflater. Ved å sette et nullpunkt kan en dermed måle bevegelsen til gitte punkter i forhold til dette punktet i «line of sight». En kan dermed f.eks. måle bevegelsen i N-S men en vil ikke få eventuelle bevegelser i Ø-V fra samme måling. InSAR gir en nøyaktighet på mm-cm skala, og en kan dermed måle bevegelsesmønster til et område over lang tid (Eriksen 2013).

Til denne oppgaven har Tom Rune Lauknes og Harald Øverli Eriksen fra Norut levert ferdig prosessert InSAR data fra det aktuelle området, med gjennomsnittlig hastighet målt i mm/år fra radaren sin sikretning øst mot vest, ca. 30°, fra 2009 til 2016.

3 Teori

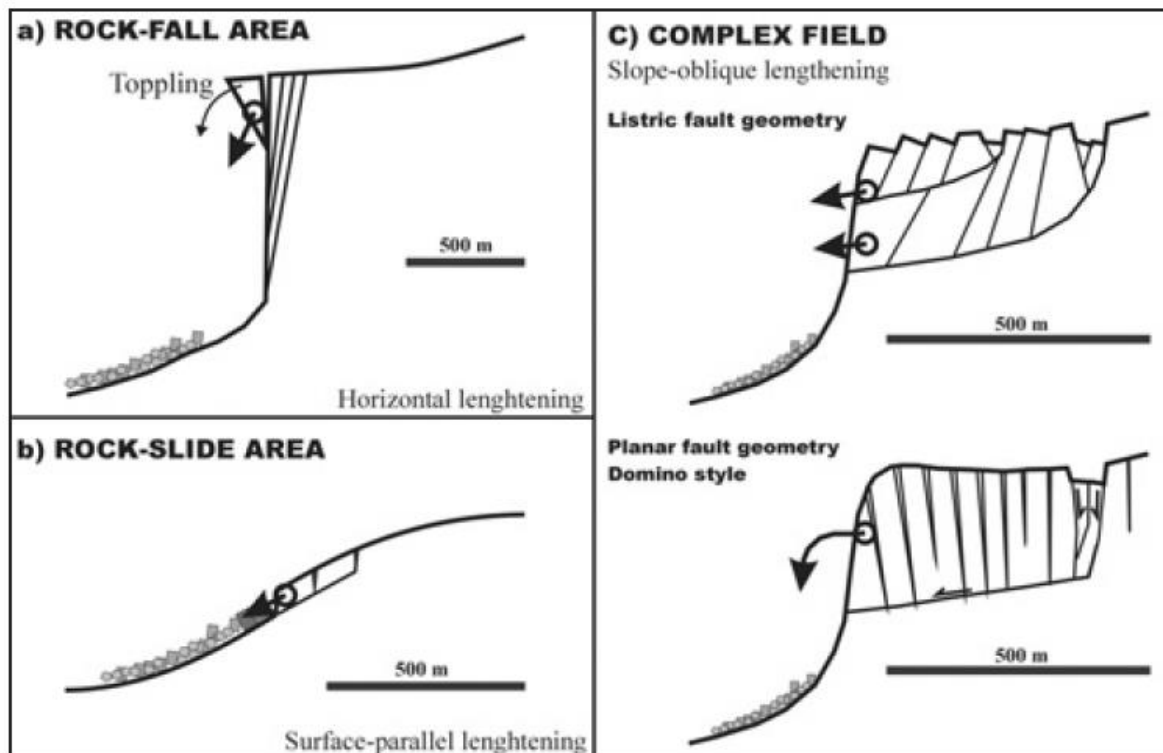
For å løse problemstillingen til denne oppgaven må relevante begreper og ulike kategorier av fjellskred og hvilke faktorer som styrer et fjellskred defineres.

3.1 Definisjon av skred

Braathen et al (2004) definerer fjellskred som en gravitasjonsdrevet bevegelse av steinrester som glir, flyter, ruller eller faller hurtig ned en fjellside. Å klassifisere fjellskred riktig er viktig for forståelsen av forholdene som oppsto både før, under og etter skredet. Rett klassifisering vil kunne si noe om bevegelsesmønsteret til skredet, hvorvidt det er glidende, rullende, flytende osv., mens feil klassifisering vil kunne forårsake forvirring. Hungr et al (2001) diskuterer viktigheten av å forstå prosessene som oppstår for å kunne gi en rett klassifisering, samt at like begreper ikke blir brukt til å forklare ulike prosesser. Selve definisjonen av fjellskred, har flere undergrupper som gir en bredere og mer detaljert beskrivelse av utrasingene, og det er dette jeg ønsker å gi en klarhet i under dette delkapitlet.

De vanligste skredformene i fastfjell er steinfall, steinsprang og ulike typer utglidninger som resulterer i fjellskred. Ulike faktorer som størrelse, utforming, bevegelsesmønster osv brukes under kategoriseringen av fjellskred. Fjellskredet ved Skredan har sitt opphav i fastfjell, og ikke i løse sedimenter, og har dermed berggrunnen som opphav. Slike fjellskred av ulike former, blir forårsaket av ustabiliteter i fjellsiden, og utløses av ulike lokale påvirkninger.

Braathen et al (2004) klassifiserer skred på bakgrunn av deformasjonsmønster i kildeområdet. Han finner tre hovedmønster å kategorisere etter, steinsprangområde, steinskredområde og komplekse felt (Fig 3-1). Disse tre hovedenhetene er klare og avgrenset, og kan deles inn i flere småenheter. De tre enhetene kan oppstå av ulike årsaker, så utrasingene kan ha ulike former og størrelser, selv om deformasjonsmønsteret er relativt likt. Steinsprang kan rase ut som følge av at gravitasjonskreftene blir større enn friksjonen, og løse blokker glir ut. Steile sprekker vil være grunnlaget for oppdelingen av enkeltblokker, enten ved langsgående sprekker eller ortogonale sprekkesett. Overhengende bergpartier vil være ekstra utsatt for steinfall og steinsprangs aktivitet. Steinskredsområdet kan rase ut som følge av en utglidning langs en enkel sprekkeflate (planarutglidning), eller som et resultat av to sprekkeflater som møtes og blokken glir ut som en kile. Dette vil forårsake to ulike skredformer, basert på det samme deformasjonsmønsteret. Braathen et al (2004) sitt tredje deformasjonsmønster, komplekse felt, er felt som ikke har kun en drivende mekanisme for fjellskred, men en kombinasjon mellom flere ulike mekanismer.



Figur 3-1: Inndeling av fjellskred etter deformasjonsmønster. Braathen 2004

Komplekse felt (Fig 3-1, c) er en sammensetning mellom steile og slake sprekkesett, sprekkesett som er planar, ortogonal og/eller listrisk. Systemet har steile sprekker i ulike retninger, samt et listrisk plan som blir tilnærmet planert mot slutten. Komplekse felt dannes generelt sett som følge av en sammensetning av flere ulike modeller som planar og listrisk, steile og slake bruddplan osv.

Domaas & Grimstad (2014) deler også opp i tre ulike hovedkategorier, men ikke de samme som Braathen et al (2004). Domaas & Grimstad (2014) bruker steinsprang, steinskred og fjellskred, hvor det er det totale volumet mellom de ulike skredformene som er hovedskillet. Steinsprang har et volum på mindre enn 100 m^3 , $100\text{-}10000 \text{ m}^3$ blir betegnet som steinskred mens fjellskred omhandler alt som er større enn $10\,000 \text{ m}^3$.

En tredje metode for vurdering av skred, er ved å studere bevegelsen til skredet, som vist i Tabell 3-1.

Tabell 3-1: Tabell som klassifiserer ulike skredmekanismer basert på bevegelsesform. Bearbeidet fra Varnes 1978.

BEVEGELSEFORM		MATERIALE
		BERGGRUNN
FALL		Steinsprang/fall
TOPPLING		Stein <u>toppling</u>
UTGLIDNING	Rotasjons	Stein <u>slumping</u>
	Translasjon	Steinblokk utglidning Blokkeutglidninger
LATERALE SPREDNINGER		Steinspredning
STRØMMER		Blokkstrøm Dype krypebevegelser (<u>deep creep</u>)
KOMPLEKSE		En kombinasjon av en eller flere type bevegelsesmønster

Tabellen kan bli utvidet til å gjelde for terrestriske løsmasseskred som debrisflows, turbiditt, mudflow og kvikkleireskred, men de ble ekskludert fra tabellen da det ikke er relevant for fjellskredet ved Skredan.

Fjellskred er komplekst, og det er ofte en kombinasjon av flere ulike årsaker til utløsningen av skredet. En enkel klassifikasjon av skred blir dermed vanskelig. En kombinasjon av deformasjonsmønster, størrelse og bevegelsesform vil bli brukt til å beskrive de ulike skredformasjonene ved Skredan.

3.2 Ulike former for skred

I dette underkapitlet har jeg valgt å dele begrepet skred i steinsprang, steinfall, steinskred og fjellskred, med underkategorier som komplekse felt, utglidninger og

steinrotasjoner i form av toppling. Jeg har valgt å komme med noen lokale eksempler for å beskrive de ulike skredformene.

3.2.1 Steinsprang og steinfall

Steinsprang er den minste formen for utrasing i fast fjell, men den mest hyppige. På grunn av manglende volum blir steinsprang ofte oversett av media. De fører som regel ikke til tap av menneskeliv, og de aller fleste steinsprang legges ikke merke til, da de ikke utgjør noen form for skade, eller er alt for små. Men steinsprang kan utgjøre en trussel mot infrastruktur, hvor blokker kan rase ut og treffe veier eller bygninger, og i sjeldne tilfeller mennesker (Domaas & Grimstad 2014). Steinsprang er preget av enkeltblokker som faller, spretter, ruller og til slutt sklir ned fjellsiden uavhengig av hverandre, selv om det raser ut flere samtidig (NVE 2016).



Figur 3-2: Steinsprang fra Holmen, Oksfjellet i Kåfjordalen i Troms fylke. (Bildet er tatt i forbindelse med feltarbeid 23 august 2016)

Steinsprang utløses på bratte skråninger, hvor gradienten ofte ligger mellom 60-75 grader, men når gradienten blir tilnærmet vertikal går steinmassene fra å sprette ned fjellsiden til fritt fall (Braathen et al 2004). Alle fjellsider utsettes for forvitring i ulik grad, og over tid kan forvitring føre til dannelsen av åpne sprekker, som fører til

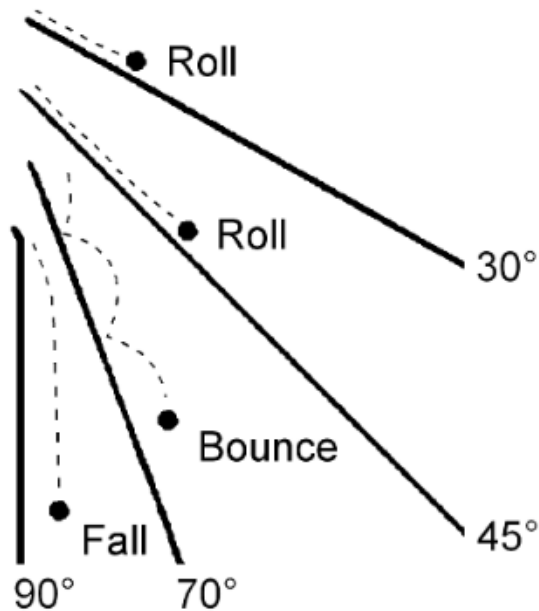
svakhetssoner i bergarten og øker potensialet for en eventuell utrasing. Steinsprang og steinfall utløses ofte som følge av en kombinasjon mellom flere ulike primære og sekundære faktorer som kan være steile sprekker, bratt gradient, økt vanntrykk, frostsprengning, fryse-tine prosesser, rot sprenging og seismisk aktivitet (Dorren 2013, Domaas 2014).

Sprekker i berggrunnen kan ha ulike orienteringer, men for at steinsprang og steinfall skal utløses bør sprekkesystemene avgrense blokker. Dette er ikke alltid nok, det forekommer eksempler hvor sprekkeflater med 80 graders fall ikke fører til utløsning av blokker, rett og slett fordi friksjonskreftene blir for store, på grunn av ruhet, steinbroer eller at det ligger en sperre i bunnen. Friksjonen vil være basert på overflateruhet av steinmassene som følge av mineralsammensetning, og steinbroer. Fylles sprekke opp med svakt materiale som silt og leire, kan blokker gli ut på sprekkeflater med 20 graders helning (Dorren 2013, Domaas 2014).

Å finne den eksakte årsaken til utløsningen av steinsprang kan være svært vanskelig, da det ofte forekommer som en kombinasjon mellom de ulike faktorene. Steinsprang er også ofte lokalisert i bratte heng med veldig lav tilgjengelighet, og fjellssidene kan være store og uoversiktlige. Sprekkene er ikke alltid synlig på overflaten, og de kan være dekket av jord, røtter og forvitningsmateriale. Forskere må dermed prøve å gjøre estimeringer av hvilke faktorer som påvirker området fra distanse, med det forbeholdet at enkelte områder som ser ut til å være fast, faktisk kan være helt løse (Domaas 2014). Enkelte langtidsvirkende faktorer vil ikke alene være nok til å utløse steinsprang. Faktorer som virker over lang tid vil øke potensialet for at steinsprang skal kunne oppstå, men prosessen kan så stoppe opp. For eksempel kan vann trenge inn i sprekker, holdes fanget i sprekke av is, samtidig som det øker trykket på sprekke. Dette kan pågå over flere år, før isen smelter, vannet renner ut, og andre prosesser kan overta. Å få den fulle forståelsen av hvilke faktorer som påvirker området nå, hvilke som har påvirket det, og hva som skal til for å utløse steinsprang kan være svært komplisert, og enkelte ganger umulig (Dorren 2003).

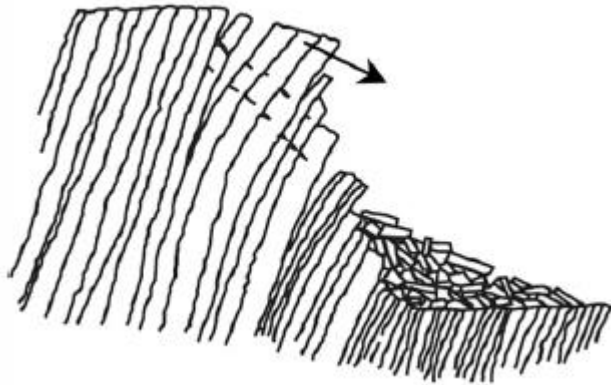
Selv om steinsprang er smått i volum, er forståelsen om hvorfor de utløses, og kartleggingen av potensielle områder viktig. Steinspranget i seg selv trenger ikke å resultere i skade på mennesker eller infrastruktur, men det kan føre til andre ting. I det

steinblokkene beveger seg ned fjellsidene, kan de treffe ustabile løsmasser som kan resultere i at de raser ut som debris flower, eller at store steinsprang kan eskalere til store fjellskred, som ved ulykka i Tafjord i 1934 (Braathen et al 2004).



Figur 3-3: Ulike bevegelsesformer for steinsprang ved ulike skråningsgradienter. Dorren (2003)

Basert på data fra Dorren (2003) (Fig 3-3) utløses steinsprang som regel ved 60-75° helning, som er innenfor «bounce», men starter også i enkelte skråninger, hvor det er tilnærmet vertikal skråningsgradient. I skråninger med tilnærmet vertikal gradient, hvor det oppstår steile sprekker, vil toppen av blokkene kunne rotere utover, det dannes åpne sprekker og blokker faller ut i tilnærmet fritt fall (Fig 3-4). Bevegelsesmønsteret til steinsprang varierer med skråningsgradienten, topografi og formen på blokkene (Fig 3-3). Steinsprang skifter bevegelsesmønster gradvis basert på skråningsvinkel. Når skråningen overstiger 76° starter overgangen fra sprett til fall, mens den gradvis går over til å rulle når skråningen går mot 45°.



Figur 3-4: Flexural toppling. Scholtes et al 2012

Flexural toppling, eller bøyningstopping (rotasjon av blokker), dannes ved at steile diskontinuiteter som lagdeling, foliasjon og sprekker avgrensner ulike blokker i en bratt skråning. Avdelingen foregår «lagvis» innover, og avgrensner ofte en rekke blokker. Skråningsgradient og gravitasjon får blokkene til å bøye seg utover som følge av egen vekt, og bruddet oppstår når det tensile stresset i bøyningen overstiger den tensile styrken av blokka (Adhikary et al 1997).

Steinsprang beveger seg i en kombinasjon mellom små fall og rulling, som resulterer i at minst mulig av blokkens overflate er i kontakt med bakken. Når steinen faller fra fritt fall vil opp mot 86% av energien forsvinne ved det første sammenstøtet med bakken. Utløste blokker vil være irregulære og kantete, noe som resulterer i en roterende bevegelse under fritt fall. Rotasjonen er viktig for videre bevegelse etter det første sammenstøtet, og rotasjonen kan øke underveis basert på skråningsmorfologi. Steinspranget stopper opp når energien på blokkene blir for lav til å rulle, og de kan i enkelte tilfeller skli de siste meterne. Blokkene bremses av vegetasjon, men mykt underlag som myr og torv som kan få store blokker til å stoppe nesten momentant. Rotasjonen og de ujevne blokkene fører til at blokkene ikke beveger seg i en rett linje ned skråningen, og kan havne opp mot 60° ut fra utløpsstedet i forhold til opprinnelig fallretning. Dette resulterer ofte i kjegleformede avsetninger, som smalner oppover mot utrasingen, og hvor de største og tyngste blokkene reiser lengst. (Dorren 2003, Domaas & Grimstad 2014).

3.2.2 Steinskred og fjellskred

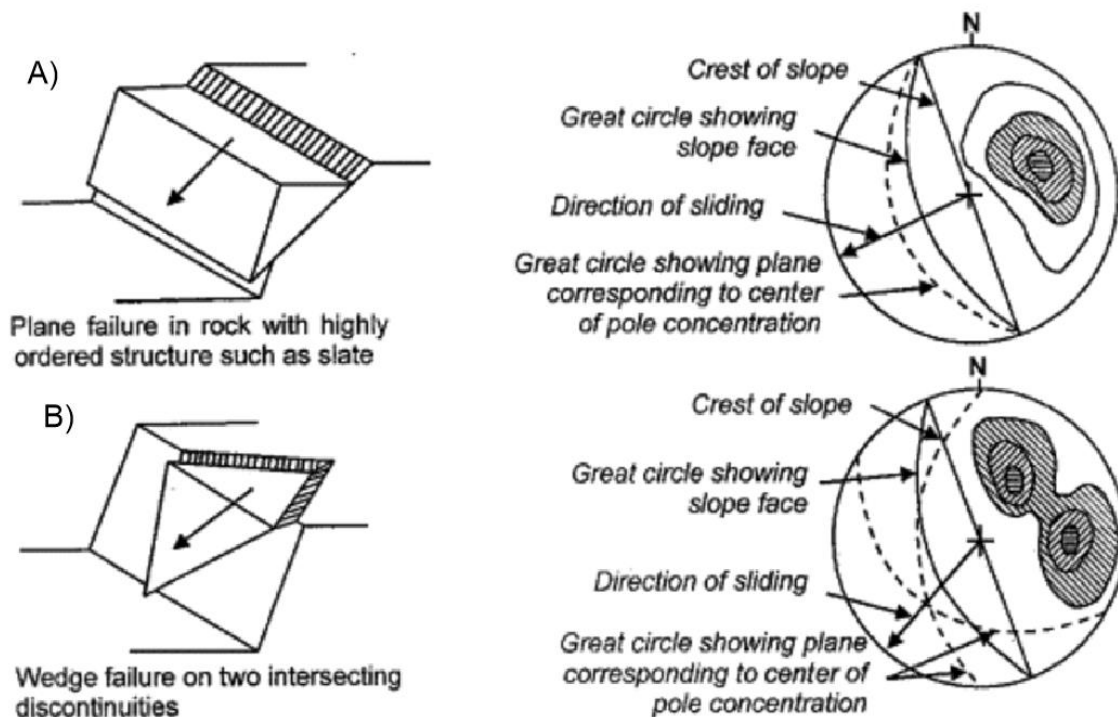
Den største forskjellen mellom steinsprang, steinskred og fjellskred er det totale volumet av utrasingen. Steinsprang har et volum på under 100m^3 per utrasing, mens den øvre grensen for steinskred er $10\,000\text{m}^3$, som også er den nedre grensen for fjellskred. Ved steinsprang, beveger blokkene seg nedover fjellsiden uavhengig av hverandre, mens i fjellskred og steinskred er den totale massen som raser ut betydelig større, noe som fører til et plass problem, og blokkene kolliderer med hverandre på tur ned (Hewitt et al 2007). Dette fører til en større knusningsgrad av blokkene enn ved steinsprang. Små steinskred kan oppføre seg som steinsprang, hvor større deler av fjellet raser ut, fjellpartiet som raser ut knuses opp til flere enkeltblokker som fortsetter ned som steinsprang.

Fjellskredets utløsning er sterkt tilknyttet til skråningsgeometrien, geologiske strukturer og litologi. De geologiske strukturene innebærer svakhetssoner som planare diskontinuiteter i form av lagdeling- og foliasjonsplan, litologiske kontakter, forkastninger, sprekker og folder (Brideau & Stead 2008, Hermanns & Strecker 1999). Store utglidninger krever velutviklede glideplan, og slike flater danner ofte glatte flater for fjellmassene å gli ut på. Glideplanene kan variere i helning med skråningen, og det er ikke uvanlig at de blir konkave eller konvekse. Foliasjonen er for eksempel sjeldent homogen over et område, og en fjellside kan ha mer enn et svakhetsplan. Dette gjelder sedimentære bergarter som sterkt folierte metamorfe bergarter. Når volumet av massene blir så store som de kan bli i fjellskred, vil det ofte forekomme variasjoner innad i berggrunnen, og enkelte områder kan ha komplekse strukturer uavhengig av litologien (Evans et al 2006). For denne oppgaven kan jeg ikke gå inn i dybden på alle potensielle utrasingsmekanismer, men kommer til å gå inn på det mer generelle. Domaas et al (2014) og Braathen et al (2004) sine modeller vil bli fulgt.

Braathen et al (2004) deler fjellskred inn i rock slide og komplekse felt, mens Domaas og Grimstad (2014) deler rock slide inn i flere underkategorier. Bevegelsesmekanismen til fjellsider er avhengig av flere ulike faktorer, som orientering av bruddplan, frekvensen av bruddplan og geometrien på bruddplan, uavhengig av utløsningsmekanismer (Domaas og Grimstad 2014, Goel & Bhawani 2011)

- *Planutglidning av en blokk langs en enkelt sprekkeflate (Fig 3-5, a)*
- *Glidning av kile langs to sprekkeflater (Fig 3-5, b)*

- Utvelting av blokk på grunn av tilnærmet vertikale sprekker (Fig 3-4)
- Utfall av hengende blokk uten fot
- Glidning langs flere sprekkeflater eller krumme flater i sterkt oppsprukket eller svak bergart (Fig 3-1).



Figur 3-5: A) Planutglidning, med tilhørende stereonett for bruddplan, B) kileutglidning med tilhørende stereonett for bruddplan. (Goel & Bhawani 2011).

Den enkleste formen for utglidning forekommer langs en enkelt sprekkeflate på et skråplan. Uten andre ytre påvirkninger som vanntrykk, vil blokken gli straks glideflatens helningsvinkel overstiger friksjonsvinkelen. Dersom det er to sprekkeflater som møter hverandre (f.eks. ortogonale sprekkesett), vil de kunne avgrense en enkelt blokk, som vil gli ut som en kile. Vanntrykk langs glideplanet er den vanligste årsaken til at blokker glir ut på en lavere vinkel enn den opprinnelige friksjonsvinkelen (Domaas og Grimstad 2014). Enkle glideplan kan bli mer komplekse ved at glideplanet avgrenses i en trappetrinns form med flere steinbroer. Trappetrinnsform kan dannes ved at steile sprekker bøyes av og følger slakere plan, som foliasjonsplan. Eller at sprekkesett med likt strøk, men stor forskjell i helningsgradienten møtes. Med en trappetrinnsform vil fjellsiden gli ut på samme type glideplan, men planet er delt opp i flere glidesoner (Stead et al 2005). Forkastninger, folder og andre tektonisk dannet strukturer vil også kunne

føre til dannelsen av plan, eller føre til svekkelse av bergarten, slik at den kan gli langs eksisterende plan. Strukturer i berggrunnen er en svært viktig faktor i dannelsen av ustabile fjellpartier, og mesteparten av fjellskred er styrt av strukturer (Brideau et al 2008).

Komplekse felt består av flere ulike sprekkesett, hvor flere kan være forkastningsblokker. Flere forkastningsblokker i et område med et komplekst sprekkesystem vil også gi en kaotisk og ujevn overflatemorfologi. Går en i dypet kan bevegelsen gå langs planare plan, som foliasjon og andre eksisterende svakheter og sprekker. Disse vil kunne karakteriseres med breccie, som dannes fra opp knusing under bevegelsen av store overliggende fjellmasser. Gjentatte forkastninger og sprekker deler opp blokker i grabenstrukturer. Disse feltene er enten listriske eller planare, hvor de planare feltene vil få bunnen av blokkene til å rotere innover, mens listriske til å rotere ut fra fjellsiden. Disse komplekse feltene har store volumer, og vil ofte transporteres flere kilometer. De kan danne gigantiske flodbølger om de treffer vann, som ved en innsjø eller en fjord (Braathen et al 2004, Harbitz 2014).

Nordnesfjellet er et godt eksempel på et komplekst fjellparti, med potensialet for et stort skredvolum ved utrasing. Nordnesfjellet ligger i Kåfjord kommune i Troms fylke, og er skilt fra Lyngahalvøya av den N-S orienterte Storfjorden (Skrede 2013). Det er estimert et totalt volum mellom 50 og 100 millioner kubikkmeter ved full utrasing, men det vil trolig rase ut i flere ledd, i form av enkeltblokker og avgrensa partier (Braathen et al 2004, Skrede 2013). Den mest ustabile delen av Nordnesfjellet er Jettan, hvor det foregår konstant overvåkning. Jettan har to bakskrenter, orientert NV-SØ og NØ-SV, og en NV normalforkastning. Bevegelse langs normalforkastningen har ført til dannelsen av en 14m dyp kløft. Det er flere ulike sprekkesett som trolig gir opphav til mer enn et glideplan, som kan føre til individuelle bevegelsesmønster, både listriske plan og trappetrinsgeometri (Braathen et al 2004, Skrede 2013).

Fjellskred utløses som følge av de samme mekanismene som steinsprang, som resulterer i en hurtig utglidning av store fjellmasser, men de kan også gjennomgå langsomme krypebevegelser over lang tid. Disse krypebevegelsene (creep/progressive rock slope deformations) er langsomme bevegelser langs svakhetsplan, der deler eller hele massen gjennomgår en plastisk forflytning. En konsentrert deformasjon over tid

langs svakhetsplan, som foliasjon eller lagdeling, vil kunne føre til sprekke dannelse og reduksjon av friksjon som følge av utjevning av overflaten på planene (Brideau et al 2008). Krypningen kan være et forvarsel om et kommende skred, men det kan også foregå over århundrer uten at det raser ut (Domaas 2014).

Fjellskred er langt mer komplekst enn steinsprang og steinskred, da massene er så ekstremt mye større. De kan ha en størrelse på flere millioner kubikkmeter og utløpsdistanser på godt over en mil. Fjellskredet i Flims i Sveits er beregnet til å ha et totalt volum på 12 000 000 000 m³ og en utløpsdistanse på hele 14 km (Domaas 2014).

3.2.3 Andre relevante definisjoner

Under dette kapittelet vil jeg definere enkelte begreper som er av relevans for tolkningen av Skredan, og som vil bli brukt i diskusjonskapitlet.

3.2.3.1 permafrost

Ordet permafrost refererer til områder hvor bakken (jordsmonnet og steiner) ligger på eller under null grader celsius i minst to år. Selv om områder har en permanent temperatur på null grader celsius er det ikke nødvendigvis definert som permafrost, da enkelte områder kan ha en temperatur på null grader uten å inneholde is. Områder hvor bakketemperatur er over -3grader celsius betegnes som varm permafrost (Harris et al 1988, Farbrot et al 2013).

Store deler av Nord-Norges fjordlandskap befinner seg nord for polarsirkelen. Nord for polarsirkelen i Norge finner en permafrost fra 900moh i vestlige strøk og ned til ca. 400moh i østlige. I Møre og Romsdal er det lokalisert permafrost fra ca. 1300-1400moh. Permafrost kan nok også bli funnet lavere i terrenget i enkelte nordvendte sider. Topografien, sprekkegeometri og snø akkumulasjon vil også påvirke lokale permafrost grenser (Isaksen et al 2011, Blikra & Christiansen 2013).

Et økt poretrykk som et resultat av vann er en kritisk faktor for mange fjellskred i Norge. Et økt poretrykk kan oppstå som et resultat av store nedbørsmengder, men også fra snøsmelting. Vann er ofte en drivende faktor for bevegelser i ustabile fjellpartier, sprekkesystemer blir fylt opp med vann, og reduserer skjærstyrken til steinmassene i sprekkepartiene. I regioner med permafrost kan vannet fryse til, og sprekke blir helt dekket av is. Store temperaturskiftninger vil dermed også i slike områder være en viktig bidragsyter til reduksjonen av skjærstyrken som igjen fører til en økt bevegelse langs

sprekkesystemene. Smeltingen av isen i slike sprekker vil føre til redusert friksjon og et økt vanninnhold i sprekke. Vekst av is vil øke trykket på sprekke, så under kuldeperioder vil isen vokse og øke trykket på sprekke, mens i varme perioder hvor isen smelter, reduseres skjærstyrken og reduserer stabiliteten til området (Blikra & Christiansen 2013).

3.2.3.2 Steinbre

Steinbreer er avlange tungeformede elementer, som er forbundet med periglasiale forhold. Steinbreer er mindre isbreer som er helt dekket av løsmasser, sand, grus og større blokker. De dannes oftest under periglasiale forhold, når muligheten for permafrost er tilstede. Store mengder løsmasser akkumuleres over et område preget av is og permafrost. Kilden til løsmassene er stort sett snøskred som tar med seg løsmasser fra fjellsider, fjellskred og steinskred (gjærne gjentakende steinskred) og langvarig steinsprangs aktivitet. I Norge er slike hendelser ofte knyttet opp mot landhevning etter tilbaketrekningen fra siste istid, som også kunne forårsake lokale jordskjelv. I nyere tid er økt poretrykk fra store nedbørsmengder en viktig faktor. Utviklingen av steinbreer over lengre tid, krever kontinuerlig tilførsel av løsmasser, da steinbreen mister løsmasser mens den beveger seg nedover fjellsiden. Bevegelsen av steinbreen ned en fjellside vil dermed ha stor betydning for formingen av morfologien til området, da den kan frakte store mengder løsmasser. For å dekke steinbreer, kreves det steiner som ikke smuldrer opp, og bergarterne granitt, gneis, sandstein og kalksteiner. Svake bergarter som smuldrer opp, eller bergarter uten foliasjon, danner sjeldent fjellsider med kontinuerlige utrasinger til å fylle på steinbreer (Haeberli et al 2006).

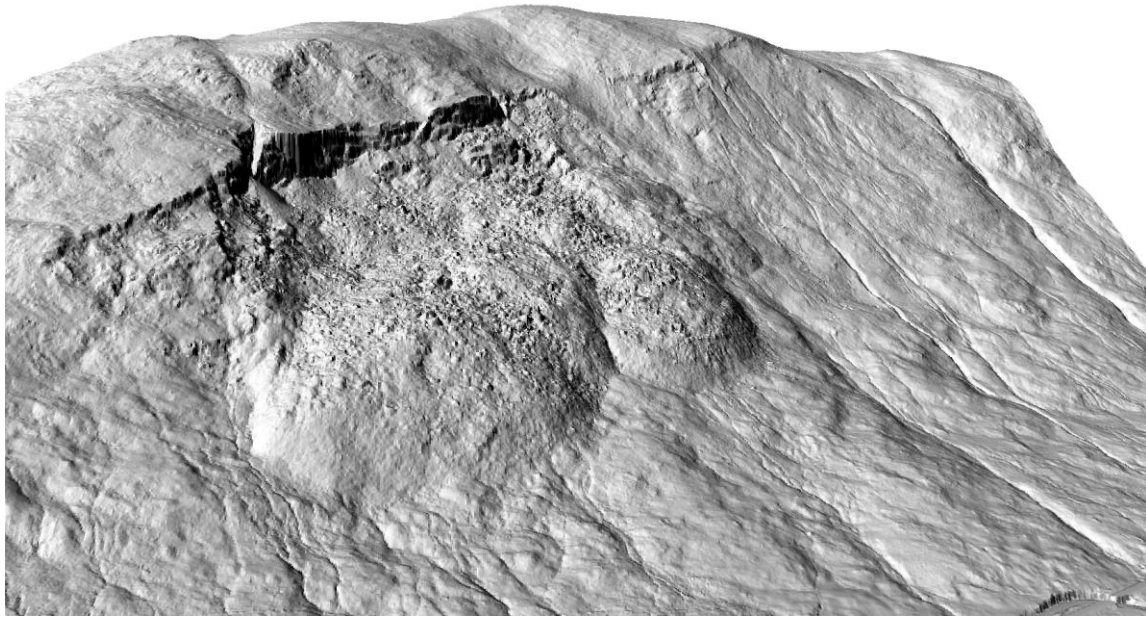
4 Resultater

Under dette kapittelet vil jeg beskrive observasjoner gjort rundt det aktuelle området til Skredan, inklusiv delområder (se kap 4.1 og 4.2), som resultat av feltarbeid og tolkede flybilder av området. Først vil berggrunnen og dens indre strukturer i skredområdet bli beskrevet (kap 4.3), dernest skredets morfologiske elementer som skrenter, rasavsetninger, benker, terrasser og forsenkninger (kap 4.6). Indere strukturer omfatter litologiske kontakter (kap 4.5), kaledonsk foliasjon, duktile skjærsoner og folder, mens post-kaledonske sprø bruddplan utgjør sprekker og forkastninger i intakt og utrast berggrunn. Jeg vil også gi en kort omtale av mulige bevegelser i skredområdet fra InSAR

data. Basert på feltobservasjonene vil det bli gitt enkelte korte deltolkninger av ulike skredkategorier og prosesser, som vil bli diskutert mer grundig i kapittel 5.

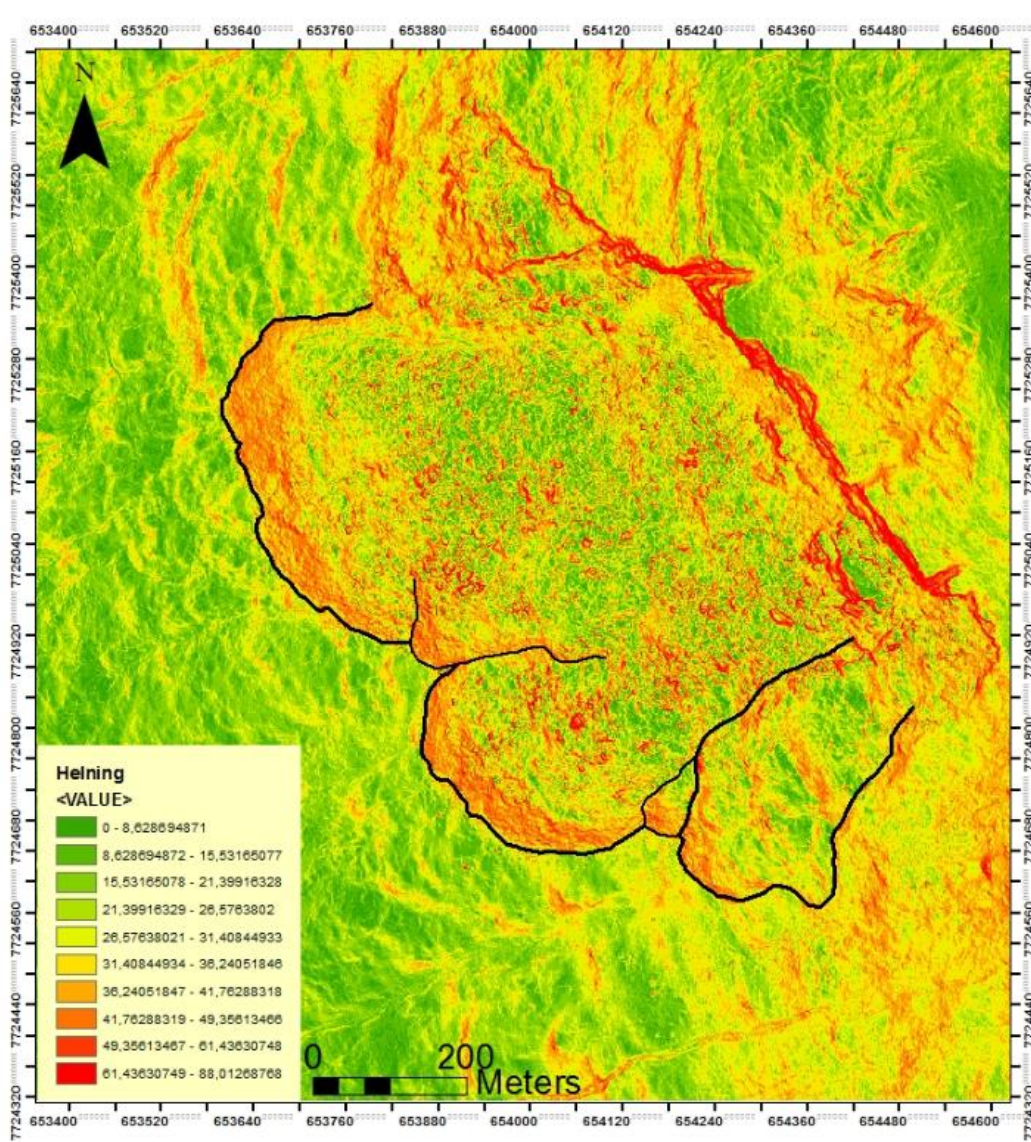
4.1 Skredområdet

Under dette kapitlet ønsker jeg å gi en kort introduksjon til skredområdet, med figurer som viser utbredelsen av fjellskredavsetninger.



Figur 4-1: 3D hillshade modell av Skredan basert på DEM med 1meters oppløsning.

Skredan er et historisk fjellskred, hvor skredmassene dekker et samlet areal på ca. 410 000m². Den sørøstlige delen av Skredan omfatter et utrast område hvor berggrunnen er delvis intakt og dekker ca. 80 000m². Skredmassene er svært kaotiske, noe som gjør at det er vanskelig å trekke klare linjer mellom skredet som helhet og/eller om det er snakk om flere separate skredavsetninger.



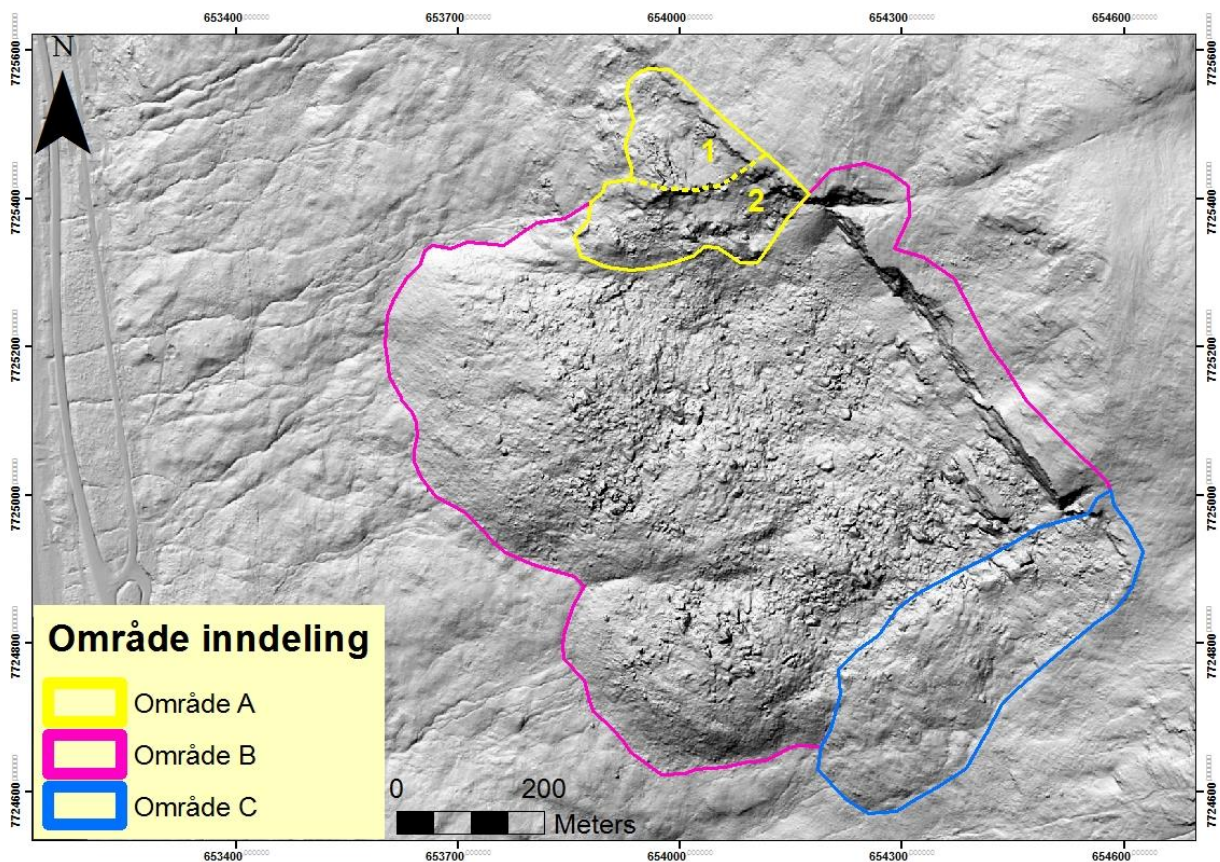
Figur 4-2: Hellingskart over Skredan, hvor gradienten er markert inn med fargekoder. Sorte linjer markerer fjellskredet ved Skredan.

Basert på feltundersøkelsene, orthofoto, DEM og gradientsstudiene kan skredområdet videre inndeles i ulike lober (Fig 4-2). Selve fjellskredet er bygget opp av tre store skredlober, og en mindre avsetning mot sør. Lobene er identifisert i gradientskartet (Fig 4-2) hvor man får frem skråninger og mindre høydeforskjeller. Skredavsetningene i det fjerde området (sørligste området i Fig OVER) skiller seg ut fra de andre. Avsetningene har en bratt skredfront, med en gjennomsnittlig gradient på 40-42grader. Over fronten flater avsetningene betraktelig, og har en gradient mellom 10-20grader fra øst mot vest. Avsetningene holder denne gradienten nesten inn mot baksrenten, hvor gradienten

blir brattere og ender med rundt 30grader. Lengden på skredutløpet, fra bakskrenten og ut til ytterste punktet langs skreddfronten, varierer fra ca. 600-670m.

4.2 Inndeling av Skredan i delområder

Ut i fra feltarbeid og flybilder har jeg valgt å dele Skredan inn i tre større delområder, A, B og C, hvor A er delt inn i to subområder, A1 og A2 (Fig 4-3). Områdene er delt inn etter geomorfologiske og strukturgeologiske trekk. Områdene vil i dette kapittelet få en kort beskrivelse, og blir satt inn i en større sammenheng senere i teksten både med tanke på bergarts strukturer og morfologiske trekk



Figur 4-3: Oppdeling av Skredan i tre ulike geologiske områder, A, B og C. Bakgrunnen er en hillshade modell over området.

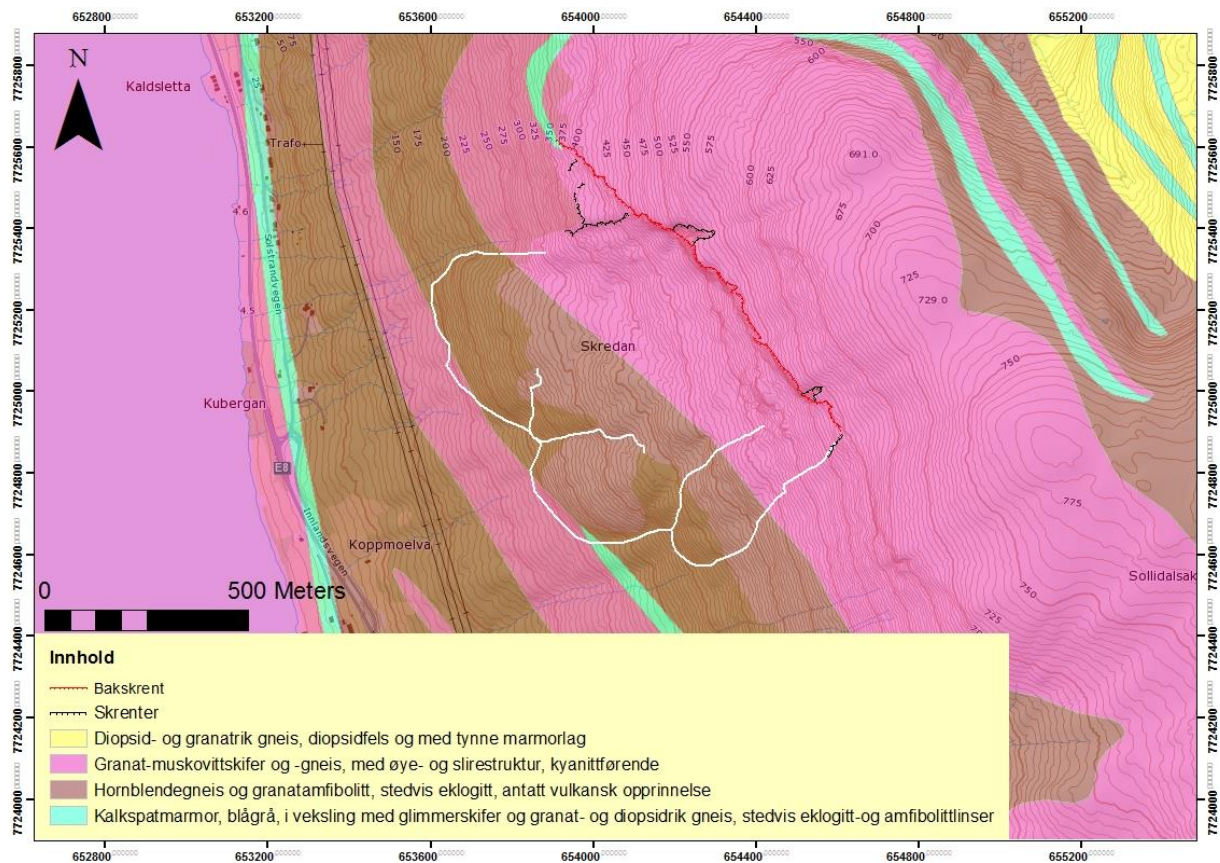
Område A ligger NV for selve hoved skredet og består av delvis intakt berggrunn, men er avgrenset mot NØ av den samme bakskrenten som går igjennom selve hoved skredet og en steil Ø-V strykende flate mot de utraste delene i sør (Fig 4-3). Området er videre delt opp i to store benker som utgjør område 1 og 2. Benkene er adskilt av en steil flate, men de har flere fellestrekk og virker dermed å henge sammen. Område B består av to deler, skredets utraste løsmasser og den inntakte delen som utgjør bakskrenten langs skredet.

Område C er betydelig mindre enn område B, og inneholder utelukkende utraste bergmasser og den SV-lige ytterkanten av baskrenten.

I kapittel 4.4 – 4.7 vil strukturer i berggrunnen og morfologiske elementer bli beskrevet med eksempler fra de ulike delområdene, med bruk av bilder, feltmålinger og modeller basert på DEM. Dette vil danne grunnlag for å tolke kategorier av skred samt skredprosesser og årsaker til utrasingene.

4.3 Litologi

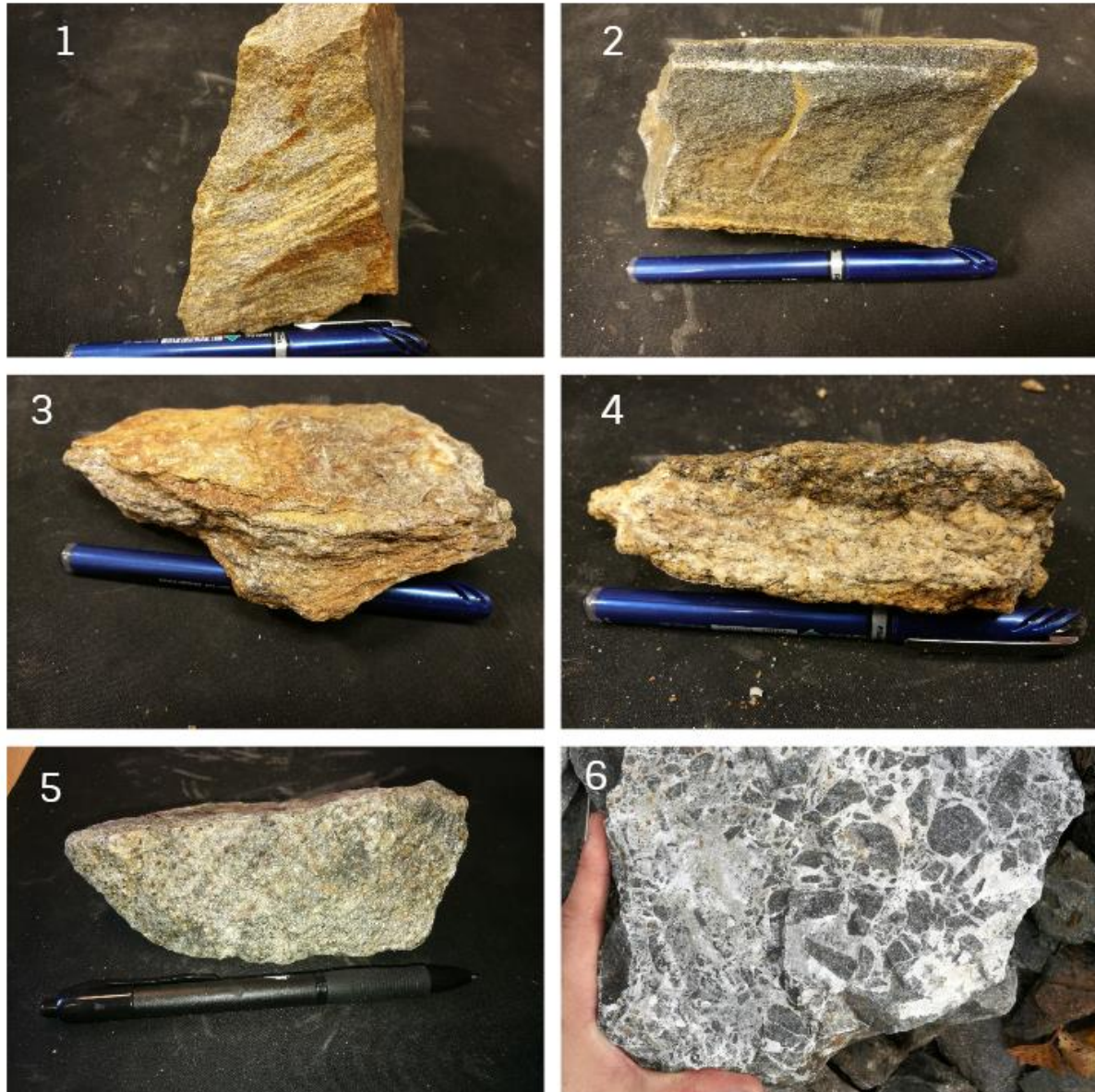
Under dette kapitlet vil jeg beskrive berggrunnen ved Skredan, både ved hjelp av berggrunnskart og bergartsprøver. Berggrunnen ved Skredan er en del av det øverste alloktone Tromsø dekket (Andersen 1985, Zwaan 2001).



Figur 4-4: Berggrunnskart over Skredan, basert på Zwaan (2001) og topografisk kart med 5meters høydekurver. Markert inn baskrenten med rødt, viktige skrenter i sort og fjellskredavsetningene med hvit for.

Berggrunnen er dominert av glimmerrike gneiser, med lokale variasjoner i form av glimmerskifer, hornblendegneis og linser som er rikere på kvarts og/eller amfibolitt (Fig 4-4, Fig 4-5) Bergartene har en velutviklet gneisfoliasjon. Det er funnet sprø

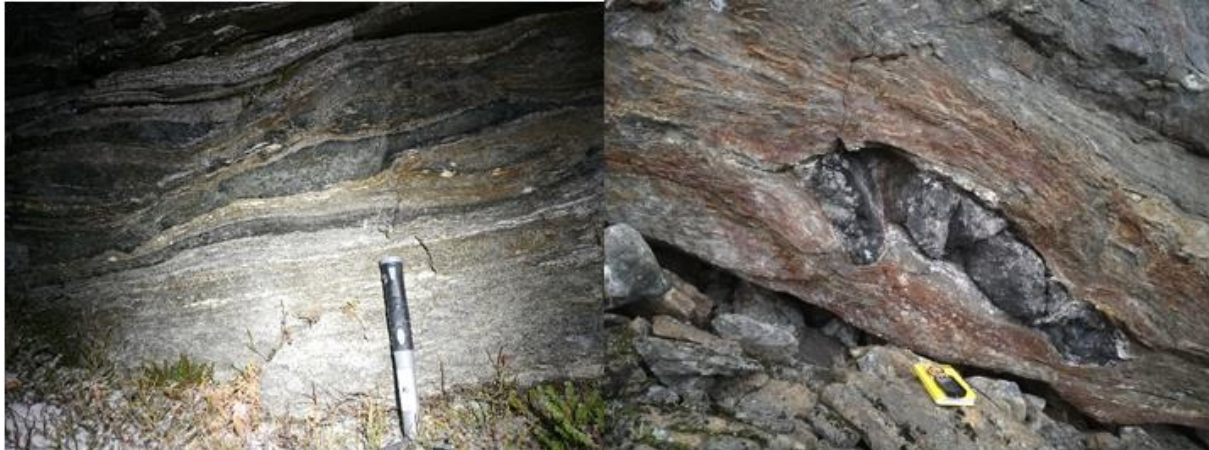
forkastningsbergarter (kataklasitt) i skredavsetningene, men ikke i fast fjell (Fig 4-5 bilde nummer 6) (fossen 2016).



Figur 4-5: Bergartsprøver fra Skredan. 1: Glimmergneis, 2: Hornblende gneis, 3: Glimmerskifer, 4: Kvartsrik gneis med overgang mot glimmerrik (muskovitt og biotitt) gneis, 5: Glimmergneis med høyt innhold av granat, 6: Kataklasitt, mørke angulære klaster sementert i en felsisk matriks.

Glimmergneis består av mørke og lyse bånd av kvarts, feltspat, muskovitt, biotitt, granat og amfibol (Fig OVER 1, 4, 5). Hornblendegneis er mafisk gneis, med mørke og lyse bånd som i glimmergneisen, men med en økt andel mørke mineraler som hornblende og biotitt (Fig 4-5, bilde nummer 2). Glimmerskifer inneholder glimmermineraler som

muskovitt og/eller biotitt sammen med harde mineraler som granat. Glimmerskifer er av en lavere metamorf grad enn gneis bergartene, og spalter opp langs foliasjonen (Fig 4-5, bilde nummer 3).



Figur 4-6: Årer og linse av amfibolitt i omliggende gneisbergarter

Det er observert massiv amfibolitt i årer og linser i gneisbergarter, som skiller seg ut fra de godt folierte amfibolitt gneisene. Benken av intakt berggrunn som utgjør delområde A består i all hovedsak av glimmergneis, mens langs baks-krenten til skredet er det vekselvis områder av glimmergneis, glimmerskifer, hornblendegneis og mer kvartsrike gneiser. Foliasjonen i gneisene langs baks-krenten til fjellskredet er gjennomgående med strøk NV-SØ (se kap 4.4.1). De ulike gneisbergartene har stor variasjon i mengde og størrelse på granater, både innad de ulike gneisbergartene, men også lokale variasjoner i samme type gneisbergart. Det er observert lokaliteter hvor granatene blir opp mot 1cm store, mens ved andre lokaliteter er de <1mm. Amfibolittgneisen opptrer oftest som linser i varierende størrelse langs baks-krenten, med glimmergneis som omliggende bergart.

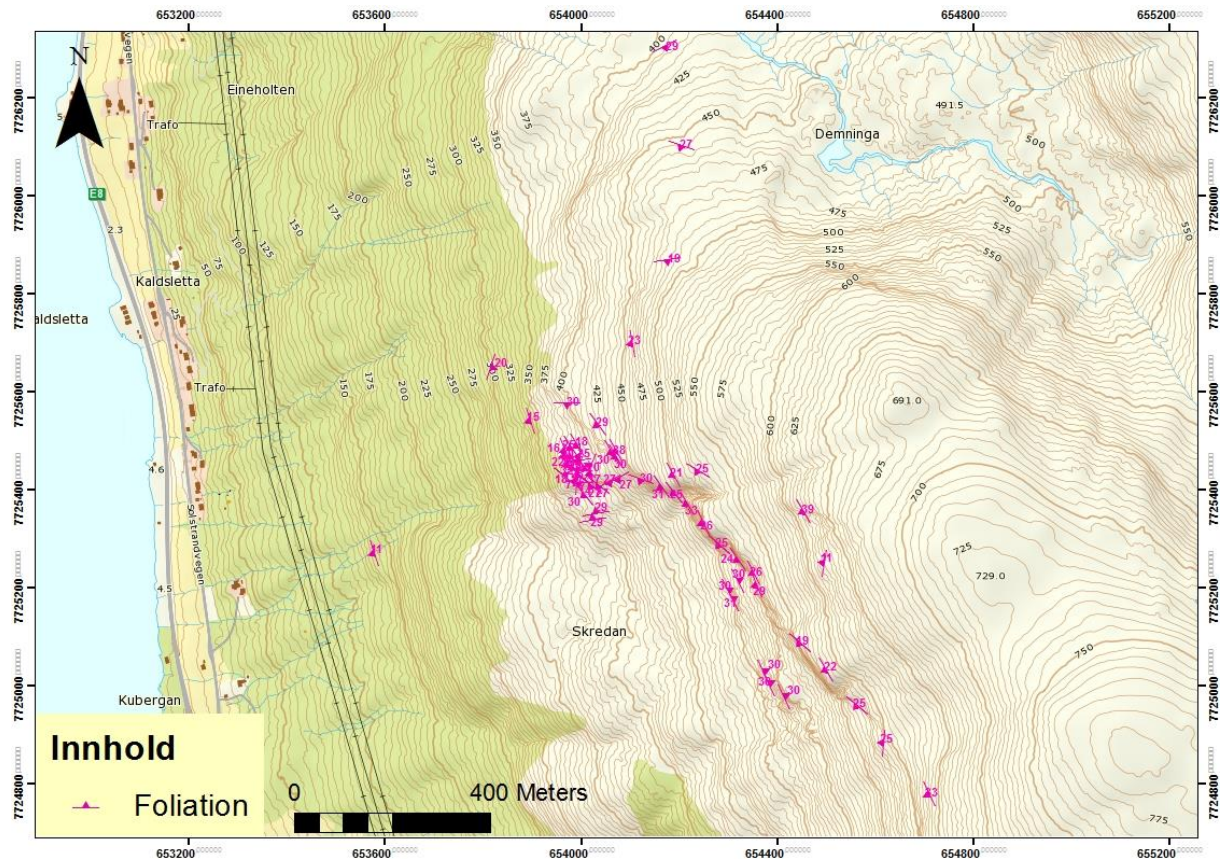
4.4 Kaledonske duktile strukturer

Under dette kapittelet vil jeg definere og illustrere ved hjelp av kart og figurer hvordan ulike duktile kaledonske strukturer i berggrunnen preger området Skredan. Duktile strukturer ved Skredan innebærer foliasjon, duktile skjærsoner, folder, linser og boudinage.

4.4.1 Foliasjon

De ulike bergartene i den intakte og delvis intakte berggrunnen inneholder en velutviklet metamorf foliasjon med lokale variasjoner i strøk og fall (Fig 4-7).

Berggrunnen er preget av ulike gneiser, med en velutviklet gneisfoliasjon, men lokale opptredener av glimmerskifer som danner skiferfoliasjon.



Figur 4-7: Bildet viser gjennomsnittsmålinger av foliasjonsmålinger ved Skredan og området rundt. Det er fjernet noen målinger som viser likt strøk og fall for oversiktens skyld.

Foliasjon er en dominerende planstruktur i de metamorfe bergartene i den kaledonske berggrunnen og vil føre til naturlige svakhetssoner. Sjiktmineraler som glimmer (muskovitt og biotitt) danner ofte tydelige foliasjonsplan i bergartene, med sin flakformede struktur, som sammen med kvarts og feltspatrike enheter danner en gneisfoliasjon. Foliasjonen er styrt av materialet i bergartene, og enkeltstående plan dannet som resultat av sprekker og forkastninger kutter som oftest foliasjonen. En må dermed skille mellom ulike planstrukturer i bergarten. Lokale variasjoner i geometri og orientering av foliasjonen i berggrunnen kan oppstå som følge av litologiske forskjeller som mineral sammensetning, omkrystalliserte mineraler som får en uniform orientering,

flakformige mineraler og folder/krenulasjoner, forflytninger av berggrunnen og tektonisk deformasjon som folder og dannelsen av linser og boudiner. Metamorf foliasjon utvikles ofte fra primær lagdeling i en sedimentær bergart som gjennomgår tektonisk stress, noe som fører til kontinuerlig horisontal forkorting av lagdelingen. Som følge av overleiring og vertikal kompresjon, etterfulgt regional folding og duktil skjærdeformasjon, som er typisk for prosesser i den kaledonske fjellkjededannelsen, kan en ende opp med to eller flere ulike foliasjonsretninger i samme bergart (Fossen 2011).

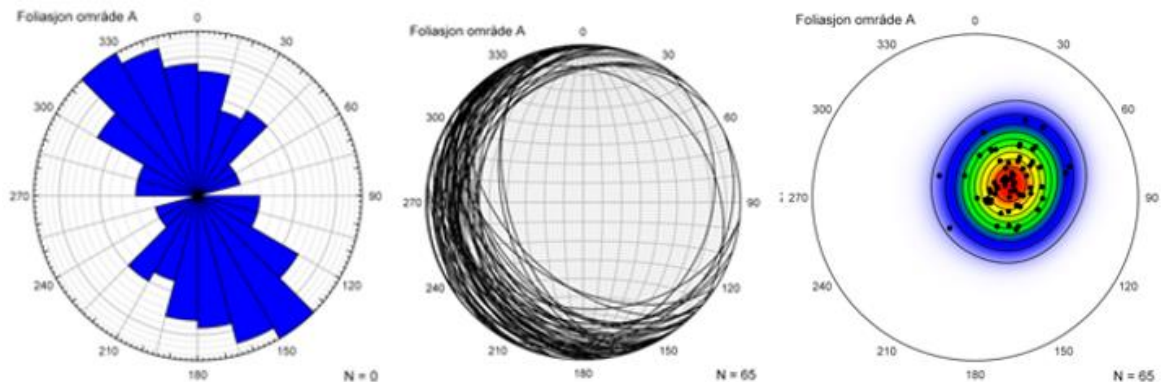
En undergruppe av foliasjon er kløv. Kløv bestemmer en bergarts evne til å sprekke opp i parallelle flater, både langs, skrått og normalt på foliasjonen. Kløv er ofte funnet i lavgrads metamorfe bergarter, glimmerrike gneiser og skifer. Kløv er planare strukturer som ofte følger samme retninger som foldeakser, og er dermed et viktig ledd mellom tektonisk foliasjon og folding (Fossen 2011).

Foliasjonsmålinger er samlet inn fra fas både fastfjell og delvis utraste områder, som de intakte benkene i delområde A. Orienteringsdata for foliasjon i berggrunnen er vist i (Fig 4-7), og er basert på høyrehåndsregelen (strøk og fall) både i og utenfor selve skredområdet. Dette ble gjort for å måle variasjoner i foliasjonen i delvis intakte deler av skredet og områdene rundt skredet hvor berggrunnen er intakt. Foliasjon ble målt i et fastsatt område på ca. 10-15m rundt et GPS-punkt, avhengig av blotningsgrad.

Foliasjonsmålinger ble så plottet i stereonett og gjennomsnittet av målinger rundt de ulike GPS-punktene er fremstilt (Fig 4-7). Dersom foliasjonen viste store variasjoner innad i det samme området, som ville ført til store utslag på gjennomsnittet, er disse adskilt. Enkelte lokaliteter var utilgjengelig pga. bratt og ulendt terreng, men som viste tydelige foliasjonsplan. Ved disse lokalitetene er det blitt gjort et estimat av både på strøk og fall, selv om det ikke er målt helt nøyaktig vil de være med på å danne et bilde av foliasjonen i området. Foliasjonen ble målt for å kunne bestemme om foliasjonen var en faktor for begrensningen av skredområdet, og om foliasjonen eventuelt var en av de utløsende faktorene for fjellskredet.

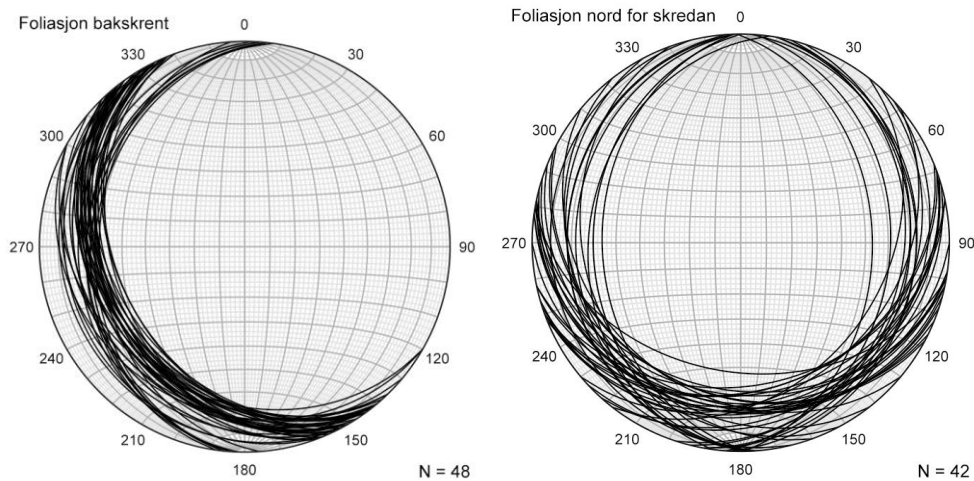
Målingen av foliasjon i både fast fjell og større delvis utraste blokker, som benken ved område A og delvis intakte blokker under baksakrenten (kap 4.8.3), kan si noe om bevegelsesmønsteret av utraste blokker, og si noe om skredets bevegelser og bevegelsesmønster. Om et område har en lik gjennomgående foliasjon, og en finner

delvis utraste deler med endring i orienteringen, kan en bruke det til å angi bevegelsesmønsteret. Tettheten på foliasjonsmålinger varierer gjennom området, avhengig av tilgjengelighet pga. bratt og ulendt terreng, blotning av fast fjell og foliasjonsgrad. Det omliggende området nedenfor skredområdet er preget av tettvegetasjon og løse blokker, mens området over og rundt har få blottlegginger og er preget av store mengder løse blokker.



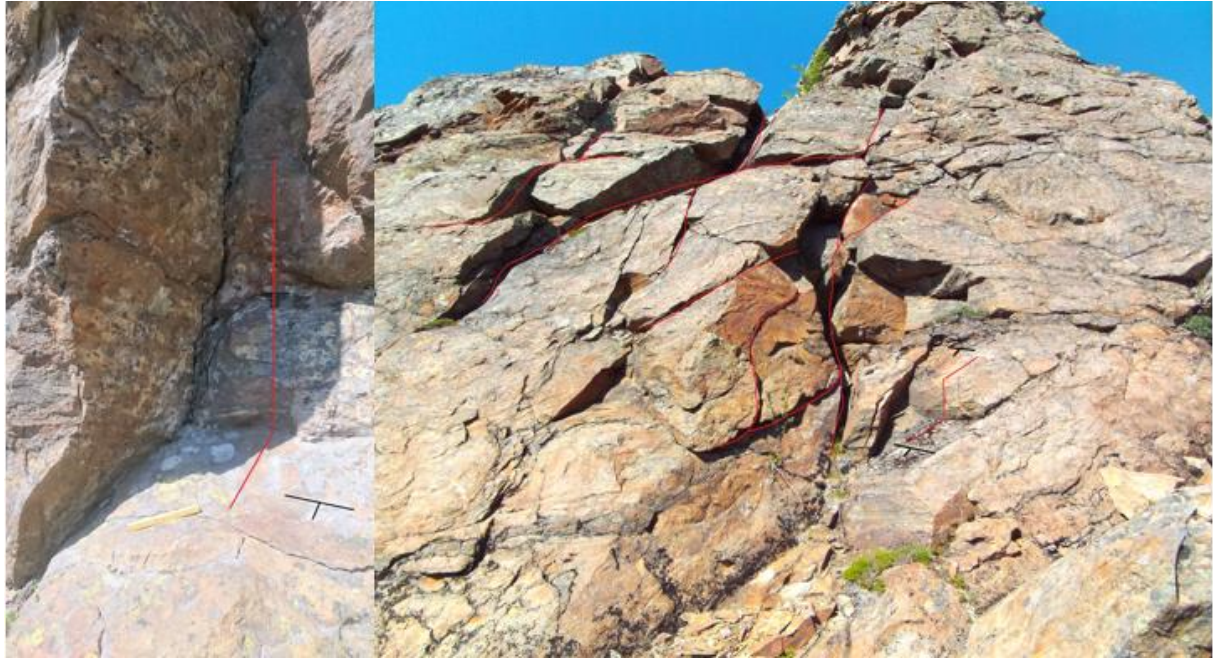
Figur 4-8: Foliasjonsmålinger ved område A. Foliasjonsmålingene er fremstilt i roseplott som viser strøk, stereonett og polplott. Mek dominans av strøk mot NV-SØ

Gneisfoliasjonen i delområde A har dominerende strøk NV-SØ og fall mot vest, dvs ned skråningen mot fjorden (Fig 4-8), med enkelte lokale variasjoner. Fallvinkelen på foliasjonen varierer stort sett mellom 20° og 30° , med noen få unntak. Lavest gjennomsnittsmåling av foliasjonen fall er 11° , mens 39° er den steileste. I delområde A er de fleste målingene gjort langs sprø planstrukturer som åpne sprekker. I de åpne sprekke er målingene gjort på den østlige vegg for å få en kontinuitet i målingene. I den østlige delen av benken i den delvis intakte berggrunnen; langs ytterkanten, er det to foliasjonsmålinger som skiller seg ut med et fall fra øst mot vest. Der er avviket mellom østlig og vestlig vegg størst, med like over 40° i snitt, med en motsatt hellende foliasjon.



Figur 4-9: Orientering av foliasjon i gneis i bakskrenten og nord for selve skredområdet, plottet i undre halvkule Schmidt stereonett som storsirkler.

Foliasjonsmålinger i den intakte berggrunnen ved Skredan er gjort langs bakskrenten og ved utvalgte lokaliteter både nord og vest for Skredan (Fig 4-7). Det er variasjoner av foliasjonen i den intakte berggrunnen, hvor bakskrenten viser en mer konstant orientering av foliasjonen, mens området nord for skredet viser flere ulike retninger (Fig 4-9). Merk at foliasjonen vest for Skredan har likt strøk som foliasjonen langs bakskrenten, mens området nord for Skredan har stor variasjon i strøk. Foliasjonen langs bakskrenten har et dominerende strøk NV-SØ og fall mot NV, med enkelte lokale variasjoner. Foliasjonen langs bakskrenten er konstant orientert, men med lokale irregulariteter, hvor foliasjonen bøyes som følge av store linser og boudiner i berggrunnen (Fig 4-15). Området nord for skredet stryker foliasjonen både Ø-V, NV-SØ og N-S med fall mot S, SØ og V. Bakskrenten domineres av tilnærmet lik foliasjon som i delområde A, mens områdene nord for skredet har store variasjoner i orienteringen av foliasjonen.



Figur 4-10: Venstre bildet viser to steile sprekker som møtes normalt på hverandre over et foliasjonsplan, rødt markerer orienteringen av sprekkene, sort markerer foliasjonen med strøk og fallretning. Bildet til høyre viser steile sprekker som brytes av og følger foliasjonsplan.

Et påfallende trekk i bakskrenten av skredet er at foliasjonen heller moderat nedover (25-30°), stikker utover (Fig 4-11, Fig 4-12), og splittes opp i sikk-sakk og trappetrinnlignende segmenter avgrenset av langsgående og tverrgående sprekker som har både planar og listrisk geometri (Fig 4-10, Fig 4-13). Foliasjonsplan tolkes derfor å ha virket som avlastningsplan (se diskusjon, kap. 5.1.1.2). Det ble observert flere

eksempler på steile sprekker (60-80grader) som bøyes av for å så følge foliasjonen, før den igjen kutter igjennom foliasjonsplanet (Fig 4-10).



Figur 4-11: Utstikkende foliasjonsplan langs toppen av bakskrenten, med fall mot SV. Foliasjonsplanet avgrenses av steile vegger av intakt berggrunn.



Figur 4-12: Utstikkende foliasjonsplan langs toppen av den sørlige delen av bakskrenten med fall mot SV. Merk at foliasjonen har tydelig lagdeling.



Figur 4-13: Baks-krenten for fjellskredet sett mot SØ. Lilla linje markerer formen på baks-krenten. Rødt markerer foliasjon, gult markerer steile bruddplan/sprekker langs baks-krenten

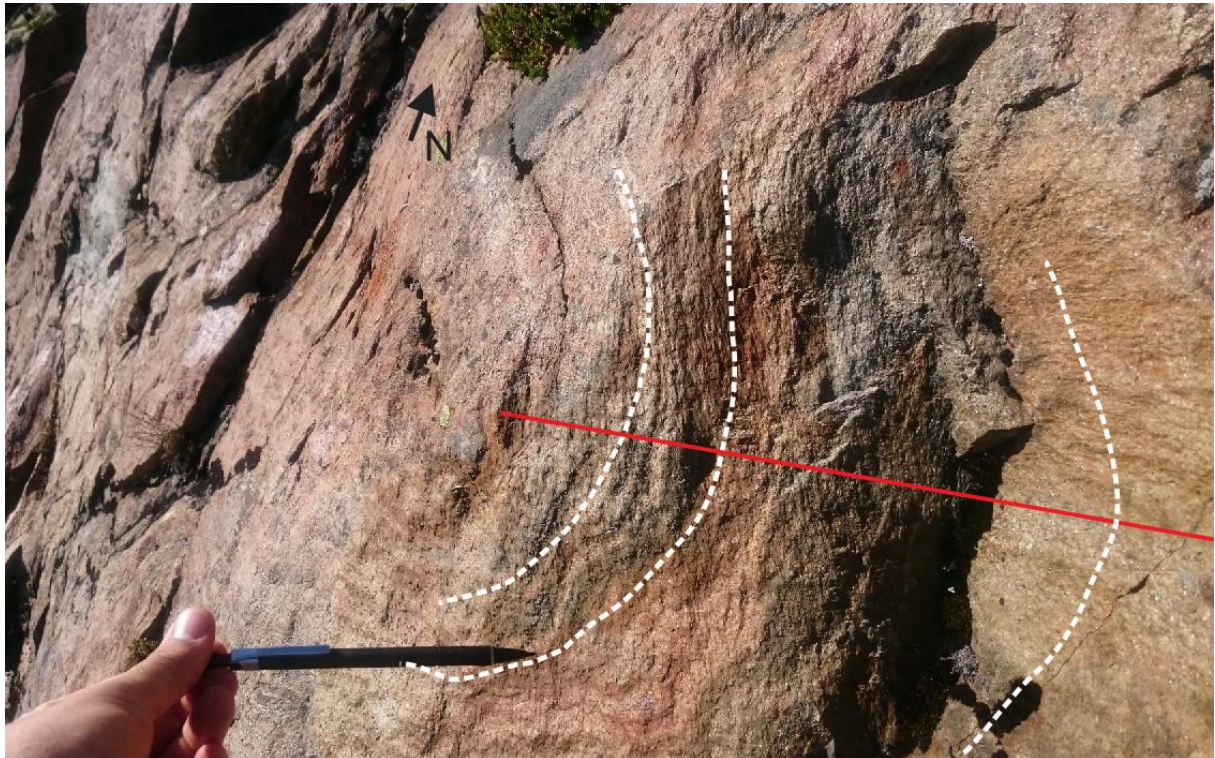
Ved baks-krenten er det flere tydelige foliasjonsplan i glimmerskifre langs den nedre og midtre delen (Fig 4-13). Det er også der flere utstikkende benker som følger orienteringen av foliasjonen i området. Skråningen ved baks-krenten er steil både over og under disse benkene. Omtrentlige avstandsmålinger antyder at foliasjonen faller rundt 30° ved de utstikkende benkene. Under baks-krenten i den sørøstlige delen er det delvis intakt berggrunn hvor foliasjonen faller ca. 30° innover i skrenten (Fig 4-13).

4.4.2 Folder

Kaledonske folder er et av de beste bevisene på duktil deformasjon, og uttrykkes i Troms, inkludert i Tromsø-dekkekomplekset storskala, regionale folde strukturer og i småskala observerbare strukturer (Janák et al 2013)

Berggrunnen i Tromsø-dekkekomplekset ved Skredan er imidlertid lite påvirket av folder. Foliasjonen langs baks-krenten er stort sett konstant orientert, men lokale variasjoner antyder likevel tilstedeværelse av mindre åpne folder (Fig 4-14). Figur 4-9

viser en svært liten variasjon i både strøk og fall av foliasjon langs bakskrenten, noe som også blir illustrert i figur 4-7.



Figur 4-14: Småskala foldestruktur observert langs den øst-vest strykende skrenten som skiller delområde A1 fra A2. Foldeflankene markert med hvitt, mens foldeaksen er markert med rødt.

Ved område A er det observert en småskala fold i berggrunnen som utgjør skrenten som skiller delområdene A1 fra A2 (Fig 4-14). Foldeaksen er orientert nord-sør, og berggrunnen har glidd ut langs foldehengselen. Dette er den eneste observerte folden ved Skredan. Det er heller ikke observert kløvstrukturer i berggrunnen, som en ofte forventer å finne i forbindelsen med folder (Fossen 2011).

4.4.3 Linser og boudinage-strukturer

Langs bakskrenten ved Skredan er det observert endringer i litologien i form av linser og boudinage strukturer. Dette er deformasjonsstrukturer dannet under ekstensjonsregimer (Fossen 2011). Det er ikke observert linser og boudinage-strukturer i berggrunnen i den delvis intakte benken ved område A.



Figur 4-15: Linser og boudins i baks-krenten ved Skredan. Rødt markerer omrisset av linser og boudinage, mens gult markerer et litologisk skille. Merk at over den gule linjen er det ingen linser eller boudinage. Den gule linjen markerer ett skille i berggrunnen, hvor bergartene under har et mer velutviklet foliasjonsplan enn de øvre. Vann og overflate forvitring gjør at berggrunnen virker mørkere enn det den egentlig er.

Berggrunnen langs baks-krenten ved Skredan er ikke alltid kontinuerlig og ensartet sammensatt. Det er variasjoner mellom skifer og gneis, og en variasjon i ulike gneisbergarter. Det oppstår også uregelmessigheter i form av større og mindre linser (Fig 4-15). Linsene består av både felsiske og mafiske bergarter. De felsiske er ofte rik på kvarts, mens de mafiske er amfibolitt rike. Det er observert flere slike linser i berggrunnen langs baks-krenten og den største er markert inn med rødt i (Fig 4-15), hvor den lengste aksen er rundt 4-5m, med en høyde på ca 2m.

Linsene er tykke på midten og smalner ut mot begge ender. Enkelte steder henger linsene sammen, eller er adskilte men følger samme plan. Formen på linsene tyder på at de er avsnørt fra et tidligere sammenhengende lag/enhet og dermed kan tolkes som boudinage-strukturer, dannet ved boudinage prosessen (Twiss and Moores, 1992, Fossen 2011). Linsene er segmenter av et kompetent lag eller foliasjon som har blitt stykket opp som følge av lagparallel ekstensjon. Boudiner kan være sammenhengende eller helt adskilt, og formen varierer etter kompetanse forskjellen (viskositets kontrasten) mellom boudinen og de omliggende bergartene (Twiss and Moores, 1992, Fossen 2011). Boudiner er deformasjonsstrukturer, som dannes ved at matriksen til en bergart deformeres plastisk, men de kan også separeres med sprø planstrukturer. Siden

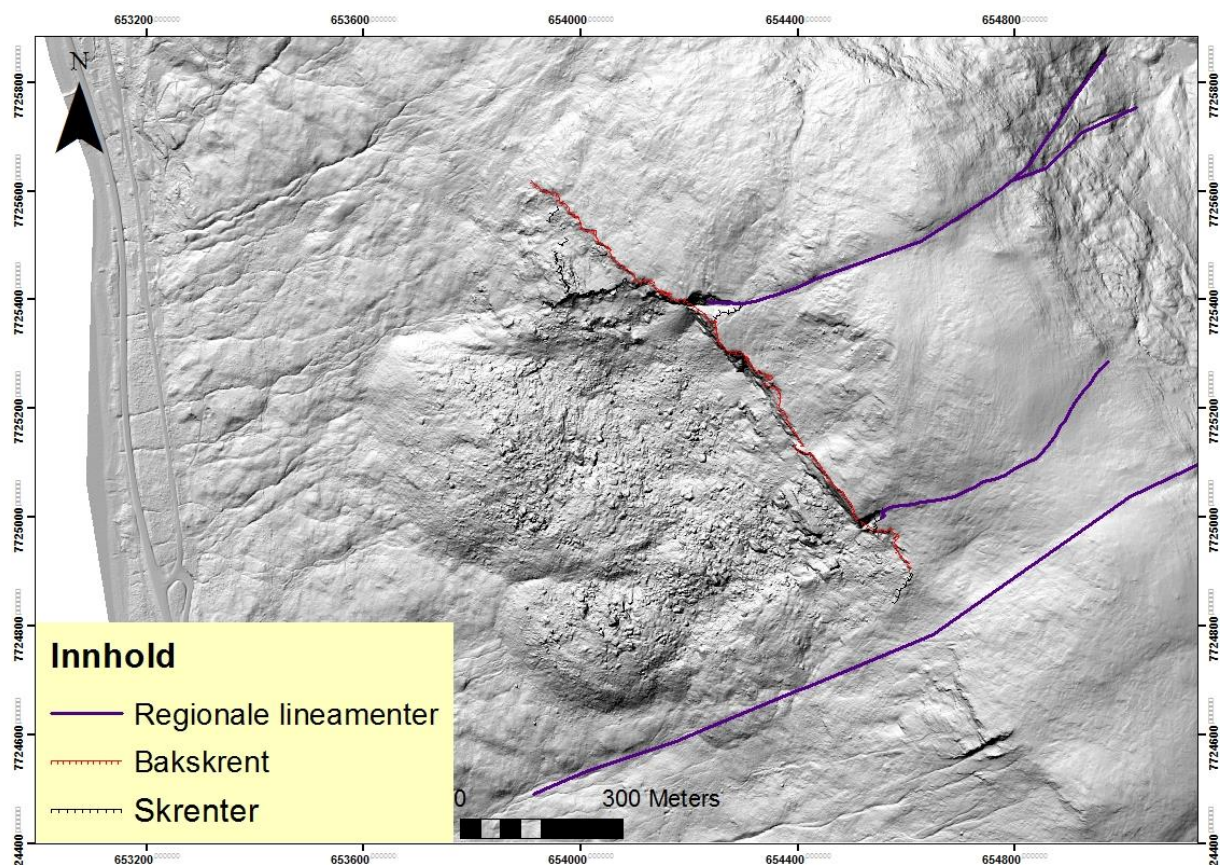
linsene består av kvartsrrike og amfibolitt rike enheter, er de mer kompetente enn den svakere omliggende skifrige bergarten. Siden den lengste akse til boudinene er foliasjons parallell bøyer den dermed foliasjonen i den omliggende bergarten (Fig 4-15) (Fossen 2011).

4.5 Post-kaledonske strukturer

Under dette delkapittelet vil jeg definere og beskrive de ulike post-kaledonske sprø planstrukturen, dvs. forkastninger og sprekker i området, først i storskala og deretter slik de er observert i skredområdet.

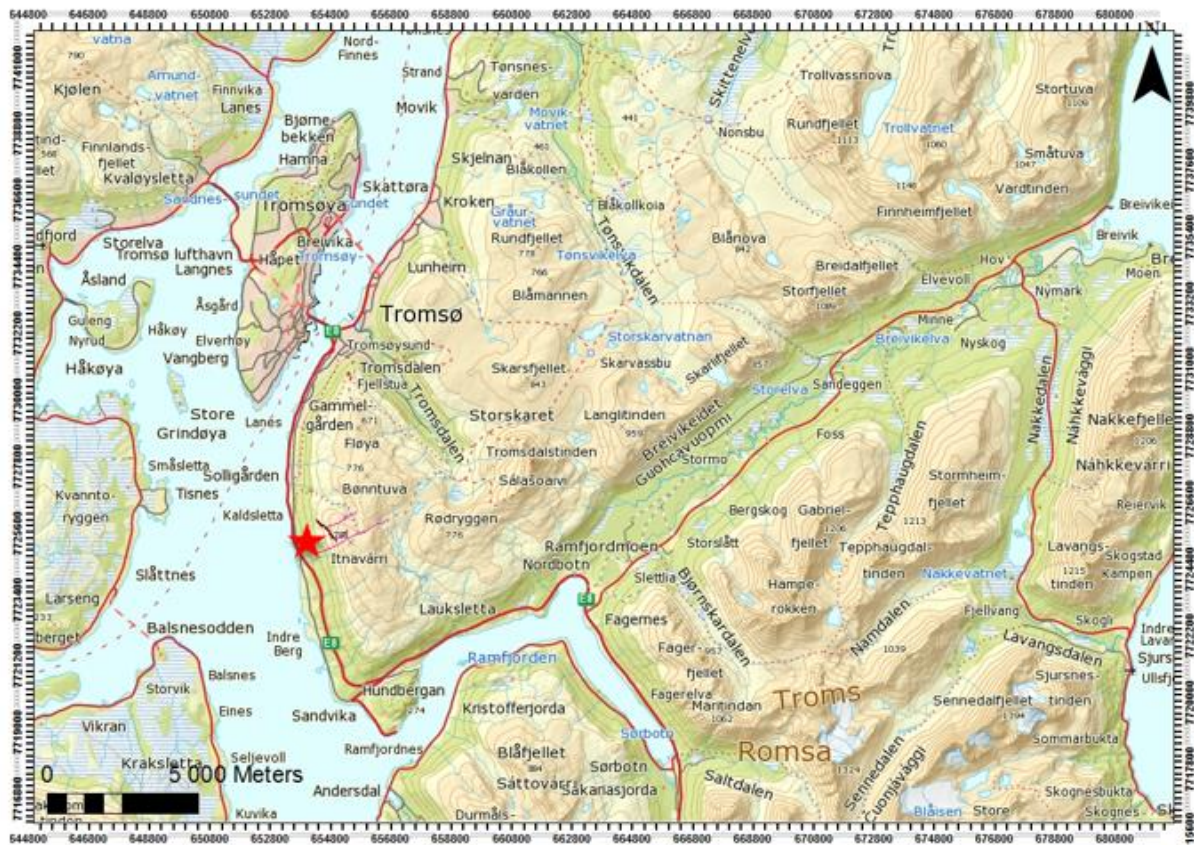
4.5.1 Storskala lineamenter

Berggrunnen i Troms har flere storskala regionale lineamenter, med dominerende strøk langs NV-SØ, ØNØ-VSV og NØ-SV (Gabrielsen et al 2002). Regionale lineamenter både onshore og offshore domineres av de samme retningene (Indrevær et al 2013).



Figur 4-16: Storskala lineamenter ved Skredan. Lilla linjer markerer lineamenter med orientering NØ-SV, mens rødt viser bakskrenten, med orientering NV-SØ.

Analyser og tolkninger av DEM og flybilder viser at Skredan har to hovedretninger for storskala, rette lineamenter NØ-SV og NV-SØ (Fig 4-21). Mest iøynefallende er at baksikrenten til de ustabile massene ved Skredan følger samme orientering som dalen NØ for Skredan, mens de NØ-SV strykende lineamentene er tverrgående i forhold til baksikrenten og har samme orientering som dalen som danner Breivikeidet (Fig 4-17). Ballsfjorden er orientert NNV-SSØ og Ramfjorden NØ-SV og NV-SØ og sammen danner de et sikksakk mønster, med samme orientering som de storskala lineamentene over Skredan (Fig 4-16, Fig 4-17). Dette er orienteringer som også går igjen på berggrunnskartet over Troms (Zwaan 2001).



Figur 4-17: Kartbilde over skredan, hvor skredan er markert inn med rød stjerne. Lineamentene fra Fig 4-16 er også markert inn. Kartet dekker Tromsøya, Breivikeidet, Ramfjorden og deler av Balsfjorden.

De regionale lineamentene er tolket til å være sprø forkastninger da de samsvarer godt med Indrevær et al (2013) sine tolkninger av regionale lineamenter i Troms, Orienteringen samsvarer godt med målinger gjort langs sprø planstrukturer ved

Skredan (Fig 4-19) og det er funnet kataklasitter i skredavsetningene under lineamentene ved Skredan (Fig 4-5).

4.5.2 Sprø planstrukturer

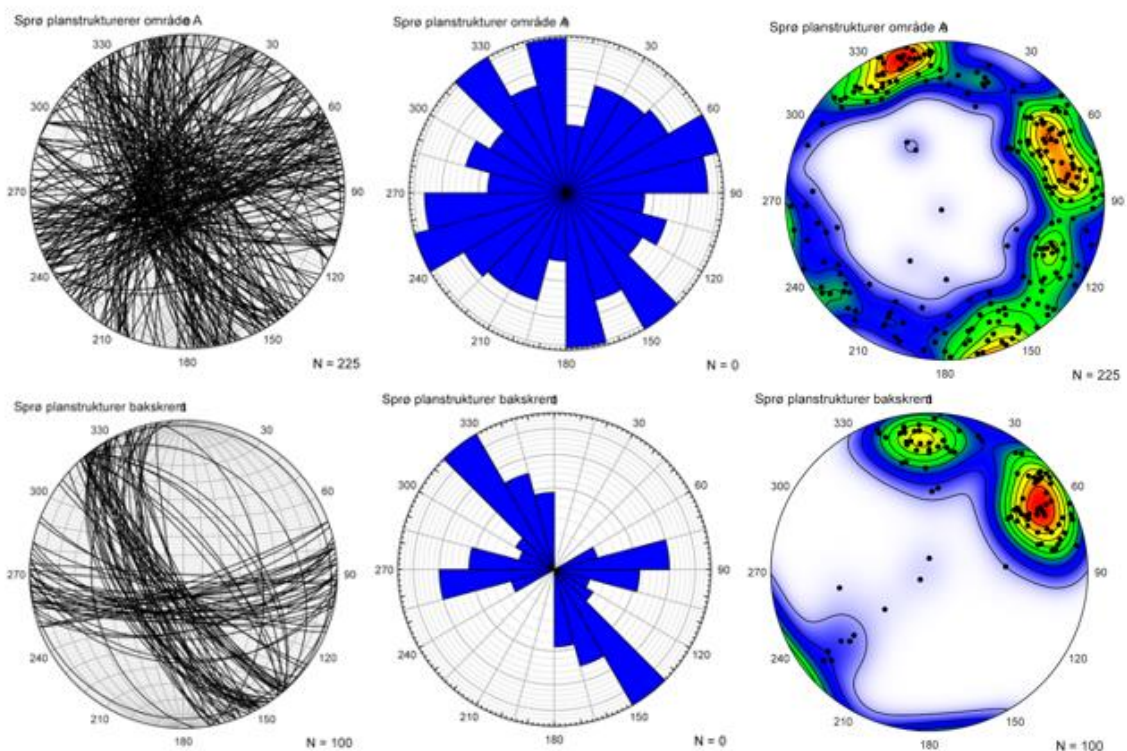
Sprø planstrukturer blir brukt som et fellesbegrep på lukkede ekstensjonsbrudd, skjærbrudd, åpne hybride bruddplan og lukkede sprekker (Fossen 2011). Sprø planstrukturer (bruddplan) er blitt observert overalt i berggrunnen ved Skredan, men de er mest fremtredende langs toppflaten til benkene i den delvis intakte berggrunnen i område A (fig 4-18), skrenten som skiller de to delområdene 1 og 2 i område A, langs baskrenten og stedvis i området overfor baskrenten.

Strukturdata viser at dominerende trender på bruddplan er NV-SØ og NØ-SV, med varierende fall, oftest steilt mot SV og ØSØ. Strukturdata fra baskrenten er mer konstant, med tydelige dominerende retninger, mens fra den delvis intakte berggrunnen ved område A domineres av de samme retningene, men det er det større lokale variasjoner i både strøk og fall (Fig 4-19)



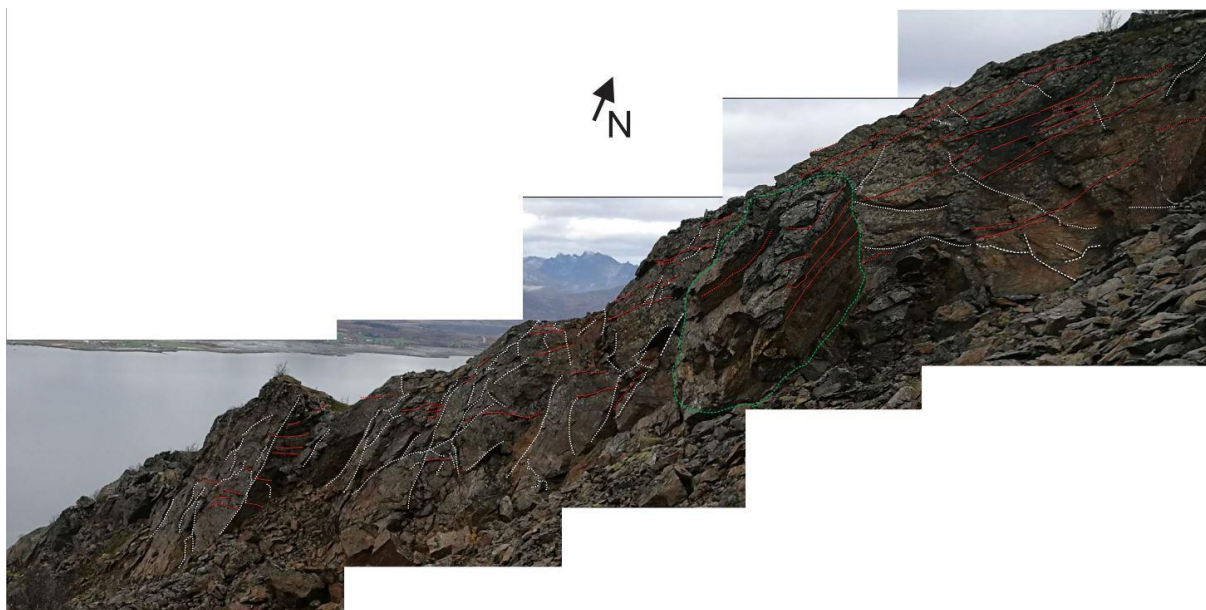
Figur 4-18: Bruddplan ved område A. Hvitt markerer orienteringen av åpne sprekker, sort skrenter mens baskrenten er markert inn med rødt.

Målingene av sprø planstrukturer er gjort i intakt og delvis utrast berggrunn., hvor delområde A (Fig 4.18) er et fokusområde. Ved benken viser flyfotos at bruddplanene i kartbildet har ulike geometrier, både rettlinjete, ujevne, ortogonale og tilsynelatende konjugerte, mens de i orientering kan være både langsgående, skrå og tverrgående i forhold til baksikreten (Fig 4-18, Fig 4-19). I tverrsnitt er bruddplanene både planare og listriske, med dominerende fallretning mot V og SV. Benken ved delområde domineres av steile bruddplan, med gradienter mellom 50°-80°.



Figur 4-19: Strøk og fall målinger av sprø planstrukturer ved Skredan. Målingene er fremstilt ved stereoplott, rosediagram og gradert polplott. Den øverste rekken er for område A, mens den nedre for baksikreten.

Målingene av sprø planstrukturer ved delområde A viser en stor variasjon i strøk, men et dominerende strøk mot N-S, NNV-SSØ, NØ-SV og et fall mot V, SV og SØ (Fig 4-19). Langs baksikreten til fjellskredet er det færre orienteringer av bruddplan, og med dominerende strøk Ø-V og NV-SØ og fall S og SV (Fig 4-19).



Figur 4-20: Panorama bilde av ø-v strykende flate som deler delområde A inn i A1 og A2. Flaten er den sørlige avgrensningen av den store benken ved delområde A. Flaten er preget av flere bruddplan, hvor hvitt markerer bruddplan, rødt foliasjon og grønt er omrisset

Figur 5-1 viser den kaotiske fordelingen av bruddplan ved delområde A og viser at benken er sterkt preget av flere bruddplan med ulike fallretninger og gradienter. Bruddplanene langs toppflaten av benken (fig 4-18) har et jevnere fall, med en dominerende fallretning mot SV. Sideflaten viser en stor variasjon mellom steile og lavvinklede bruddplan, mens sprekkesettene på toppflaten domineres av steile bruddplan. Toppflaten av den delvis intakte berggrunnen ved benken domineres av bruddplan med strøk NV-SØ og NØ-SV, mens den sørlige flaten (fig 5-1) har en større variasjon i orienteringen av bruddplanene. Bruddplan i intakt berggrunn, som langs bakskrenten og området over bakskrenten er sterkt preget av steile bruddplan. Det er observert flere ortogonale bruddplan, med helningsgradient mellom 60-80grader.

Bakskrenten stryker NV-SØ, mens den tverrgående flaten stryker ØNØ-VSV. Strøket samsvarer godt mot strøket på regionale lineamenter i området Skredan (Fig 4-16), og kan derfor være forkastninger. Men, indikasjoner på bevegelser som slickenside er ikke observert, men det er funnet kataklasitter i skredavsetningene under NØ-SV strykende lineamentet.

Målinger av sprekker langs bakskrenten ble i hovedsak gjort langs lukkede og delvis åpne (cm skala) sprekker og sprekkeflater, mens ved benken i delområde A er målinger

gjort i både åpne sprekkesystemer (meter skala) og lukkede (delvis åpne) sprekker. Åpne sprekker ved delområde A er observert i delvis intakt berggrunn langs toppflaten av benken, mens den sørlige flaten som avgrenser delområde A1 og A2 er mer preget av lukkede og delvis lukkede sprekker (cm skala) (Fig 4.20, Fig 4.21).

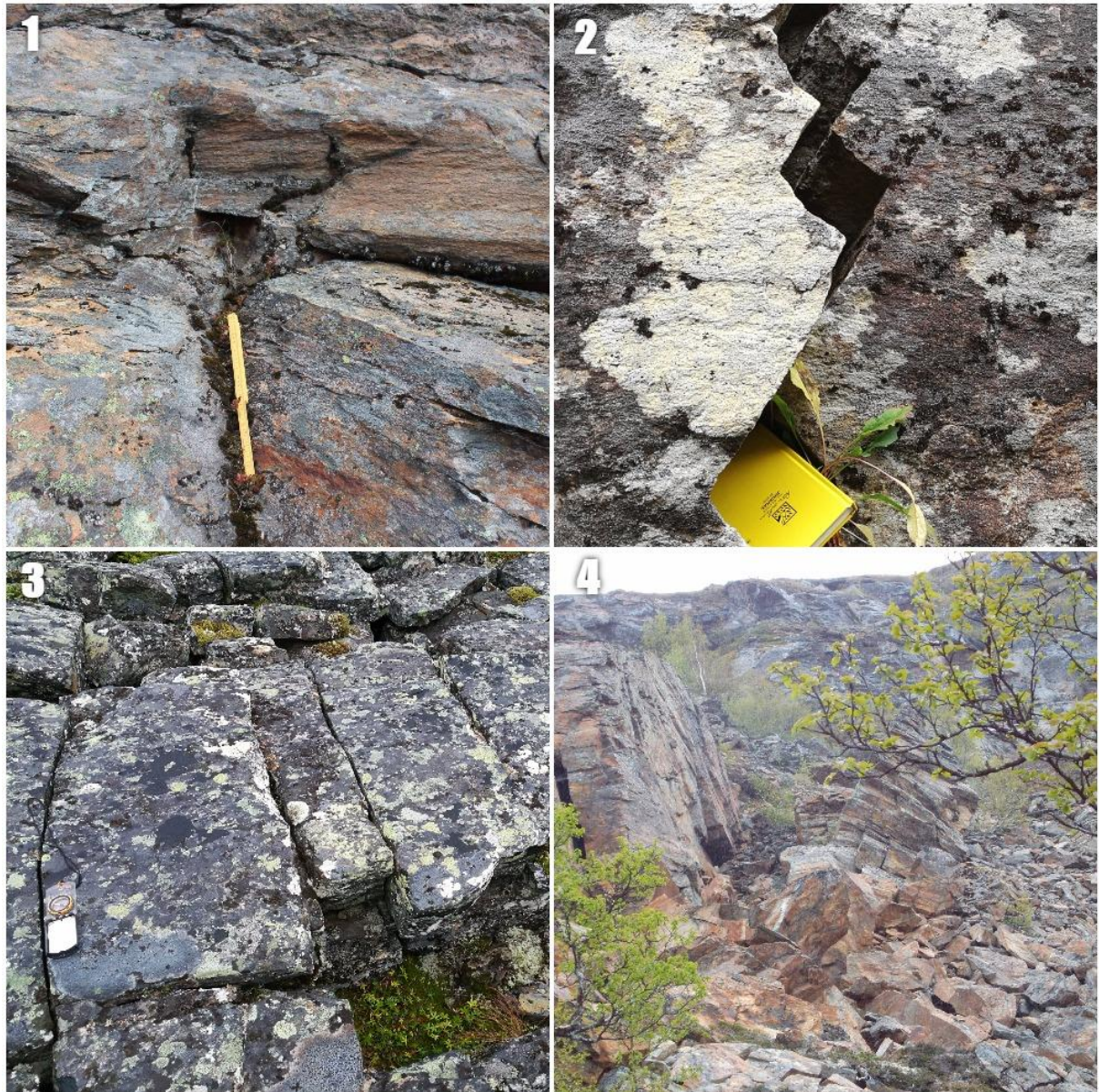


Figur 4-21: Orientering av store åpne sprekker langs benkflaten ved område A.

Den vestlige flanken av benken ved delområde A, domineres av store åpne bruddplan (Fig 4-21) hvor åpningen varierer fra 1-3cm og opp til 7-8m. Mesteparten av sprekken har steile sidevegger med en åpning på 1-2m øverst og danner en V form nedover. Bunnen av sprekken er fylt opp med løse blokker, (Fig 4-22 bilde nummer 3), noe som gjør det vanskelig å beregne det totale dypet av sprekken. Den dypeste sprekken ble målt med tau til underkant av 10m, fra topp til løse blokker i bunn. Fast fjell ble ikke dokumentert i bunnen av noen sprekker, så glideplanet til benken ligger trolig på over 10meters dyp, dypere enn den SØ skrenten mellom delområde A1 og A2. Det er også mulig at benken har flere glideplan på ulike dyp.

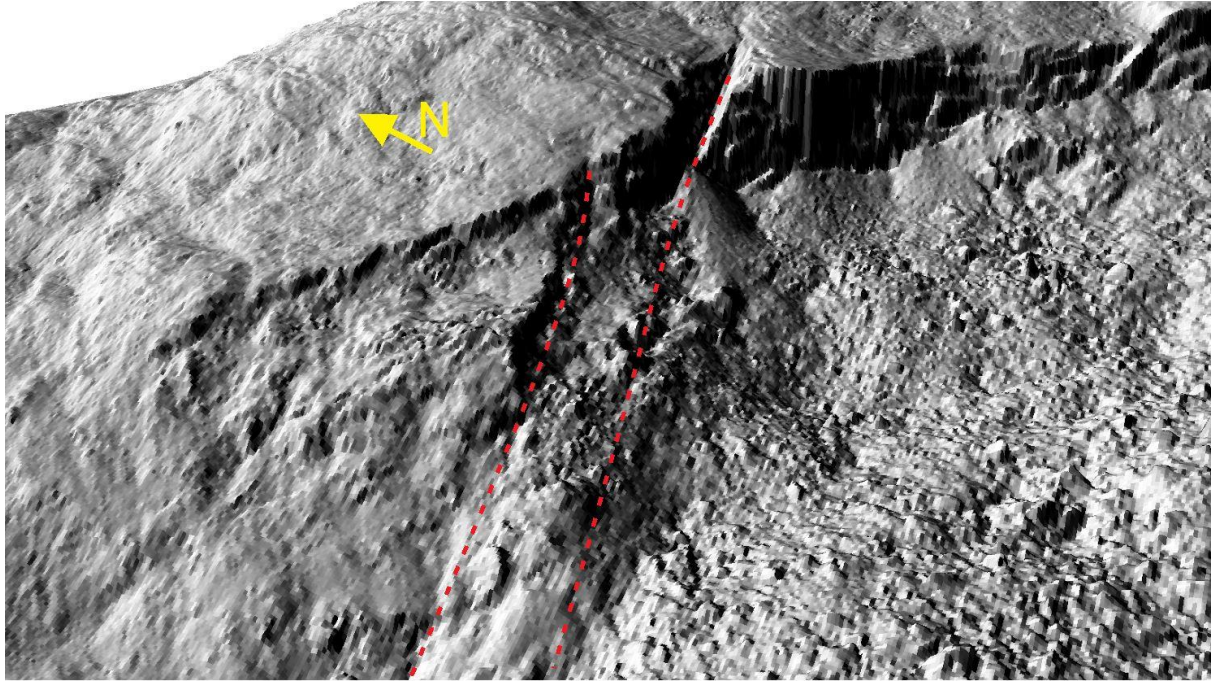


Figur 4-22: Bilder av sprekker ved benken til område A. 1: Ortogonale sprekker som danner et sikksakk mønster, 2: Langsgående sprekk ved vestlig flanke av benkflaten ved område A, 3: store mengder løse blokker i sprekkene, 4: Oversiktsbilde av sprekker, hvor åpningen i midten er 7m.



Figur 4-23: Diverse sprø planstrukturer ved Skredan

Flere steder langs benken og bakskrenten er det observert ortogonale sprekkesett (Fig 4-23 bilde nummer 1), hvor to bruddplan møtes og deler opp en kile (Domaas & Grimstad 2014), eller ved Fig 4-23, bilde nummer 2, hvor de møtes og danner et sikksakk mønster. Ortogonale bruddplan sett ovenfra på toppen av bakskrenten eller deler berggrunnen opp i enkeltblokker (Fig 4-23, bilde nummer 3). Steile planare sprekker separerer enkeltblokker fra intakt berggrunn (Fig 4-23, bilde nummer 4).



Figur 4-24: Større bruddplan (stiplet rødt) som følger orienteringen av regionale lineamenter ved delområde A.

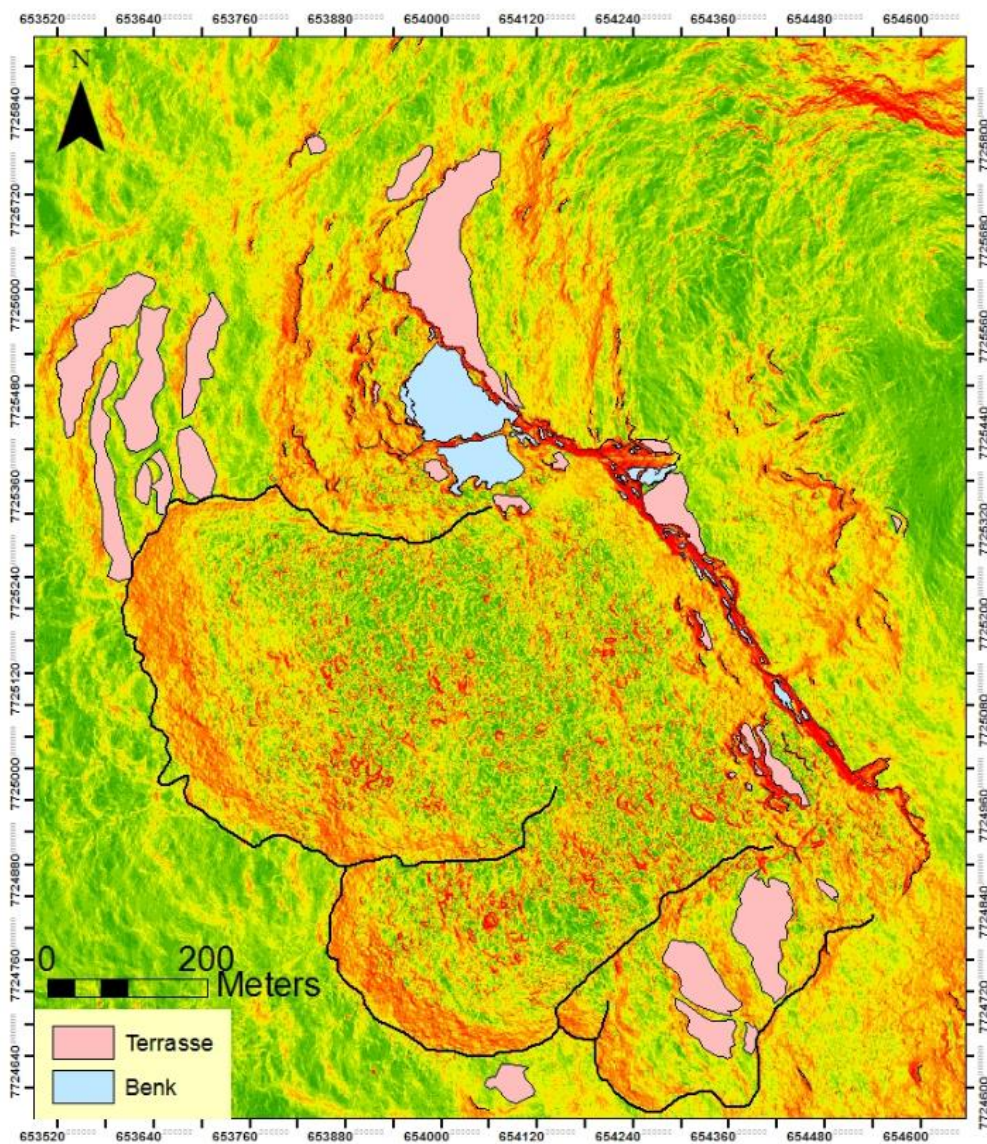
Inn mot bakskrenten ved delområde A, er det observert lengre bruddplan som følger orienteringen av regionale lineamenter. Bruddflaten som markerer den sørlige avgrensningen av delområde A1 (Fig 4-20) fortsetter videre inn mot bakskrenten (Fig 4-24). En forlengelse av bruddflaten ved det nordlige arret langs bakskrenten følger skrenten som avgrenser delområde A2 mot sør (Fig 4-24).

4.6 Morfologiske formelementer

I dette kapitlet vil jeg definere og beskrive ulike morfologiske formelementer og løsmasser/avsetninger som karakteriserer området Skredan, med fokus på de utraste delene av skredet, men også beskrive formelementer i den intakte berggrunnen og delområde A. Jeg vil fremstille resultatet av kapittel 4.6 og 4.7 i et morfologisk skredkart over Skredan. Skredkartet inneholder tolkninger som vil bli diskutert i kap 5.

4.6.1 Geomorfologiske flater

I denne oppgaven har jeg delt geomorfologiske flater det delt inn i to ulike typer flatestrukturer, terrasser og benker. Geomorfologiske flater kommer godt frem ved bruk av et gradientskart (Fig 4-24).

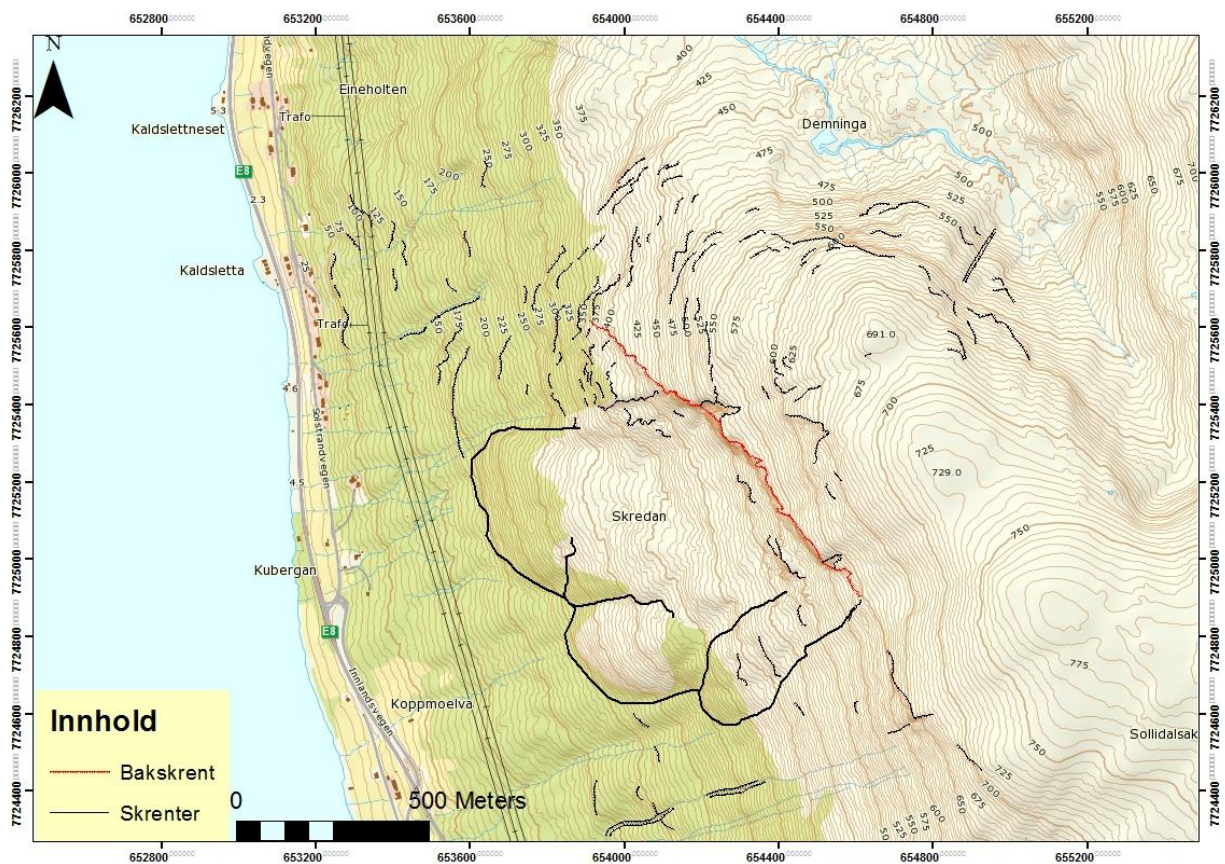


Figur 4-25: Hellingskart som lokaliserer flatestrukturer i form av benker og terrasser ved Skredan

Hellingskartet (Fig 4-24) viser både bratte skrenter, slake områder (terrasser og benker) og moderat hellende skrenter. Analysen av hellingskartet indikerer at det er to store benker, ved delområdene A1 og A2, samt mange små benker langs bakskrenten. Terrassene befinner seg både i skredmassene, over skredet langs bakskrenten (Fig 4.24). Terrassene befinner seg både internt i skredmassene, over skredet langs bakskrenten og området rundt Skredan. Terrassene har ofte en bratt skrent langs fronten, mens benker er definert til å ha en bratt skrent både over og under benken.

4.6.2 Skreenter

Skreenter i denne oppgaven blir referert til som formelementer med en tilnærmet kontinuerlig steil gradient, i fast bergart eller løsmasser, som fører til en brå forsenkning av terrenget. I denne oppgaven skilles det mellom to typer skreenter, bakskrenten og alle andre mindre skreenter. Bakskrenten er et viktig formelement, da den avgrensner selve skredområdet, og fungerer som en bruddkant. Andre, mindre skreenter er med på å avgrense mindre plataer og kan si noe om bevegelsesretning på bergmassene om de kan korreleres til fjellskredet.



Figur 4-26: Kart som viser skreenter ved Skredan. Rødt markerer bakskrenten, mens sorte marker andre skreenter.

Fig 4-25 viser en stor variasjon i orienteringen av mindre skreenter, mens bakskrenten har et tilnærmet konstant strøk SØ-NV. Mindre skreenter er langsgående, tverrgående og skrå i forhold til bakskrenten. Til tross for en stor variasjon, er langsgående skreenter dominerende. Langsgående skreenter avgrenses flere steder ortogonalt av tverrgående skreenter.

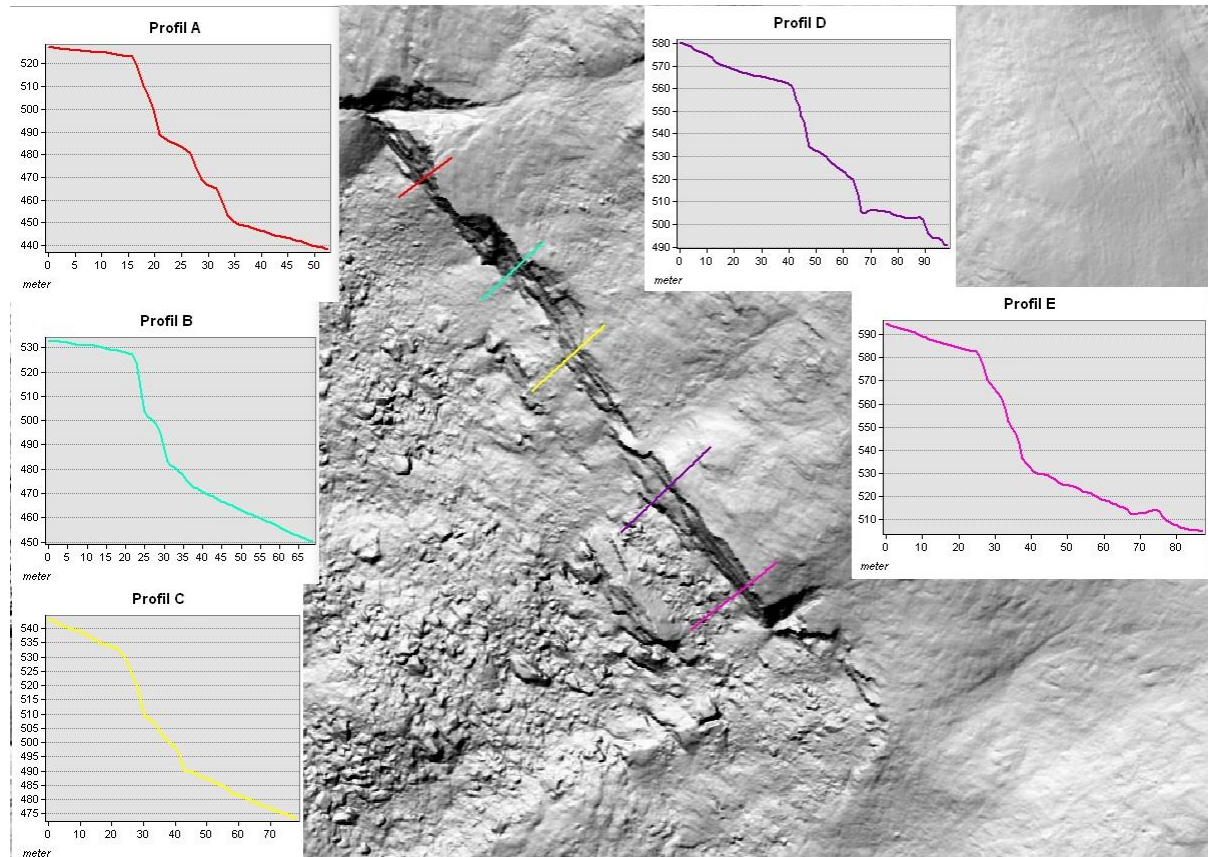
Bakskrenten i helhet er ca. 1km lang med en steil og periodevis tilnærmet vertikal gradient, hvor helningen er rundt 80° (Fig 4-26). Skrenten har ikke en uniform helningsgradient og svinger fra helninger ned mot 40° og opp mot 80°, med periodevis slakere plan som stikker ut som nevnt i kapitel 4.5.



Figur 4-27: Foto av bakskrenten. Rødt markerer øvre grense, lilla markerer arr, blått er små skrenter som omrammer små benke strukturer, mens gult viser skrenter rundt andre terrasser. I sort er potensielt litologiske kontakter markert.

Bakskrenten har flere mindre benkestrukturer som stikker ut. Disse benkene har en helningsgrad mellom 20-30grader. Benkene virker å følge stort sett samme høydekurver, og danner en tilnærmet trappetrinns geometri langs bakskrenten. Trappetrinnsformen på bakskrenten kommer godt frem i figur 4-27, hvor fem profiler, A-E er tegnet inn med ca. 100m mellomrom. Alle profilene viser en ujevn geometri på

bakskrenten med små utstikkere dannet av en forandring i gradienten, som resulterer i en trappetrinns geometri (Fig 4-11, Fig 4-12, Fig 4-13).



Figur 4-28: Terrengprofiler A-E igjennom bakskrenten ved Skredan

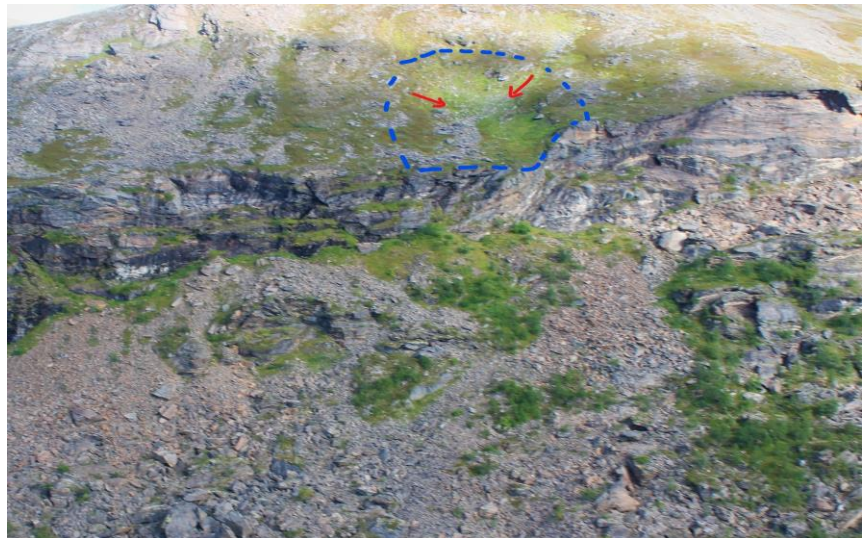
Bakskrenten kan i hovedsak deles inn to segmenter, den NV delen og den SØ delen. Den nordvestlige seksjonen går langs delområde A og opp mot et arr i fjellveggen i delområde B, like under det nordligste regionale lineamentet (fig 4-16), markert med lilla (fig 4-26). Den sørøstlige seksjonen går fra dette arret og sørvest mot et nytt arr i fjellveggen under det midtre regionale lineamentet (fig 4-16), lengre sør (fig 4-26). Det andre arret er mindre enn det første (fig 4-27), men med tilnærmet lik orientering. Den første seksjonen har en betydelig lavere høyde enn den andre, da den ikke går over selve hoved skredet, men den delvis utraste blokken som danner benken til delområde A. Høyden på bakskrenten i den første seksjonen over den delvis utraste benken er rundt 10meter mot NV, og stiger opp til 20meter i SØ, fra benken og opp mot arret er stiger høyden til 50meter over skredavsetningene. I seksjon nummer to er høyden betraktelig høyere, da bakskrenten streker seg over skredområdet. Seksjonen starter ved den sørøstlige siden av arret, og her er høyden tett opp mot 80meter, den blir gradvis

mindre mot SØ, høyden er ca. 50meter like NV for det sørøstlige arret. Høyden i den andre seksjonen har ikke den samme stigningen som den første. Høyden i den andre seksjonen er på sitt laveste midt i segmentet (fig 4-26), for å så øke i høyde ut mot begge arrene. Bakskrenten forsvinner gradvis ned i terrenget mot SØ.

Orienteringsdata for skrentene viser at de flere steder har samme samsvarer i lokalisering og orientering med bruddplan i berggrunnen. Dette gjelder spesielt for delområde A (se Fig 4-18, Fig 4-25).

4.6.3 Forsenkninger

Den største forsenkningen ved Skredan befinner seg like ovenfor bakskrenten (Fig 4-28) og er ca. 50meter bred og 65meter lang, med en helning mot SV. Ved å studere selve bakskrenten, ser vi omrisset av



Figur 4-29: : Forsenkning i terrenget ved skredan. Forsenkningen er markert inn med blått, mens røde piler peker langs fallretningen

forsenkningen, og bakskrenten er her på sitt laveste punkt mellom arrene, med rundt 25meter ned til løsmassene.

På den delvis intakte benken som utgjør delområde A er det enkelte mindre lineaments forsenkninger, og de synes å ha samme orientering og akan lokaliseres til underliggende bruddplan.

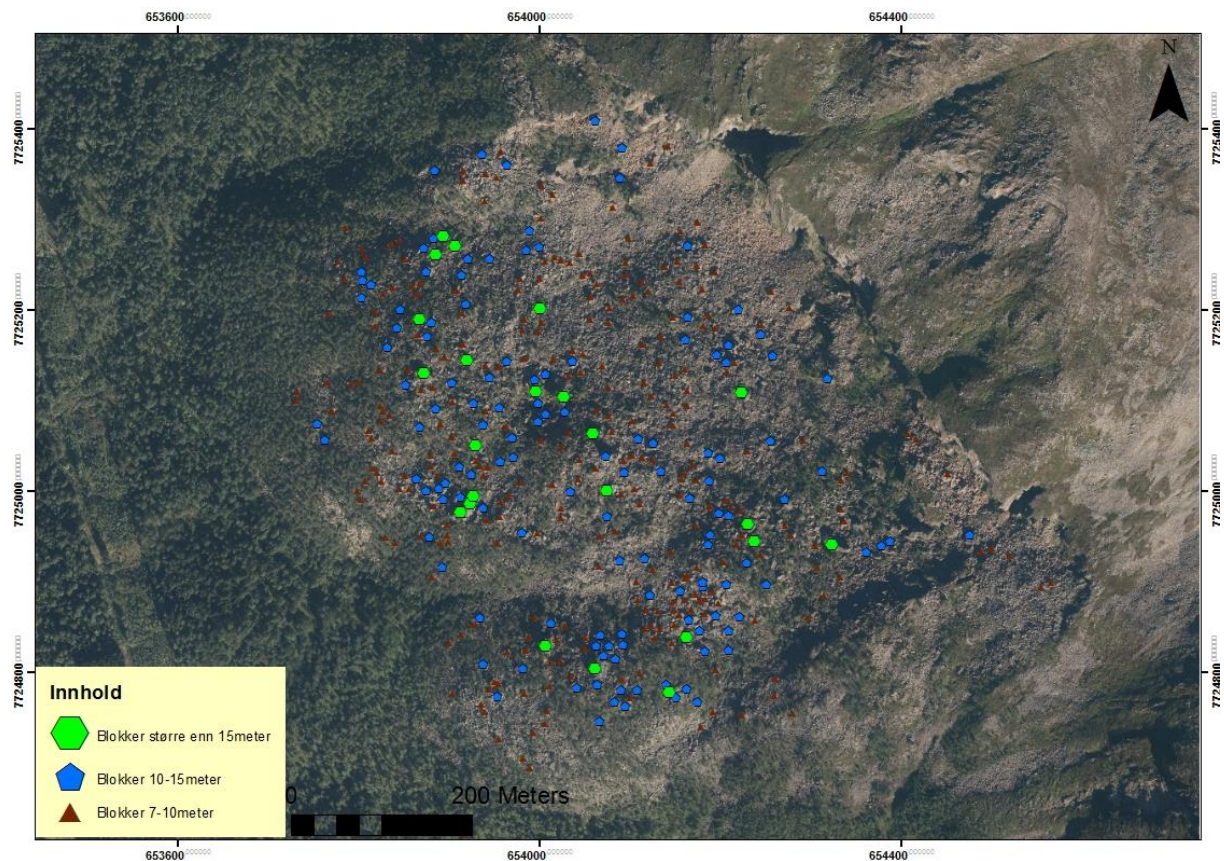
4.7 Geomorfologiske elementer i fjellskredet ved Skredan

Under dette delkapittelet ønsker jeg å definere og beskrive ulike geomorfologiske trekk i skredavsetningene på Skredan med vekt på delområdene B og C. Resultatet av kapittel 4.6 og 4.7 vil bli fremstilt i et morfologisk kart i slutten av dette kapitelet.

4.7.1 Store blokker

Store blokker i denne oppgaven er definert som løse enkeltblokker i løsmassene med lengste akse på over 7meter. 7 meter ble valg som nedre grense, da det markerer en

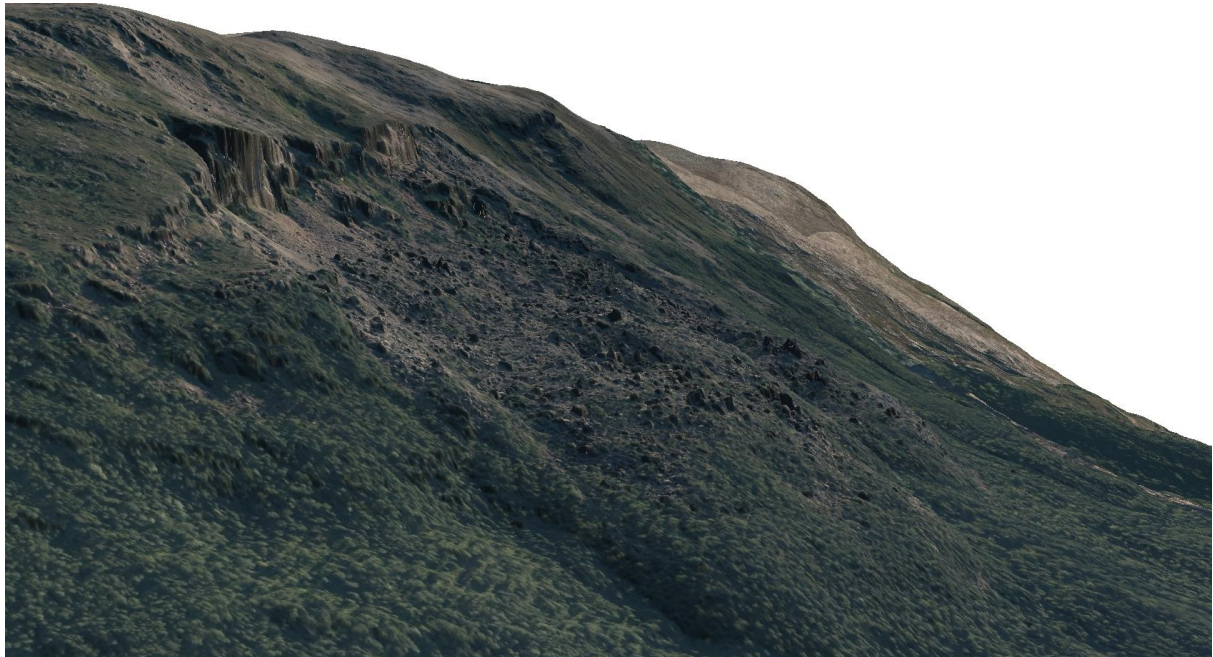
markant overgang i mengden av blokker basert på blokkstørrelsen. Store deler av Skredan er dekket av blokker med lengste akse på rundt 4-6meter, så for å få frem et skille i morfologien ble 7meter valgt som nedre grense. Store blokker i skredlober i delområde B og C er identifisert fra ortofoto (Fig 4-29), med oppløsning på 1m.



Figur 4-30: Store blokker i skredmassene ved Skredan. Nedre grense er valgt til 7m langs lengste akse på blokkene. Delt blokkene inn i tre kategorier, 7-10m, 10-15m og større enn 15m.

Den største skredloben har de fleste store blokkene, og de er lokalisert like over skoggrensa, mellom 250-350meter over havet, og avtar gradvis fra 350 mot 600m.o.h. Blokkstørrelsen avtar gradvis opp mot baks-krenten og mot den delvis utraste benken ved område A. Dette kommer også frem i figur 4-29, hvor en kan se en overgang fra store blokker på flere meter nederst i bildet, mot SV, mens mot baks-krenten blir blokkene mindre, og domineres av blokker med 1-3meter i lengden på den lengste aksene. I den midtre skredloben kan en se at oppsamlingen av blokker starter høyere opp i terrenget enn i den nordlige loben. I den midtre skredloben er det størst tetthet av store blokker mellom 300-450 moh., altså 50meter høyere enn i den nordlige loben. I den midtre loben ser en også et skille fra nord mot sør i den nedre delen, hvor det er

flere store blokker i den nordlige delen enn den sørlige. I den nordlige loben er det flere store blokker lengre ned i terrenget langs flankene enn det er i midtpartiet.



Figur 4-31: Oversiktsbilde over store løse blokker

De store blokkene i skredet er godt synlig i ortofoto lagt over en 1 meters høydemodell (Fig 4-30), som også gir et godt innblikk i blokkenes posisjon, like over skredfronten, mens få store blokker er synlig nær bakskrenten.

Fronten av skredlobene er sterkt preget av små blokker, med lengste akse under 1m, og ned mot 30-50cm. Størrelsen på blokkene blir gradvis større opp mot toppen av skoggrensen. Det er observert enkelte store blokker, hvor lengste akse er større enn 3m, men det er langt mellom hver blokk. Gjennomsnittet på blokkstørrelsen langs skredfronten er så liten at området er dekket av jordsmonn. Fra skredfronten og opp til toppen av skoggrensa er det ca. 300m, og 150 høydemeter. Etter mellom 50-75 høydemeter starter blokkene å stikke opp fra jordsmonnet.

4.7.2 Løsmasser og talus



Figur 4-32: Overliggende løsmasser ved Skredan.

Skredan er dominert av utraste løse blokker (Fig 4-1, Fig 4-30), men det er også intakte deler som er dekket av vegetasjon. Over disse områdene er det også enkelte steder et dekke av løse blokker (Fig 4-31), som ikke er direkte fjellskredavsetninger. Løsmassene i disse områdene varierer i både størrelse og form. Enkelte av avsetningene er vifteformet, mens andre opptrer helt uten noen tilsynelatende bestemt form eller sortering. Flere er avsatt under bratte skrenter, mens andre steder er blokkene avsatt uten noen form for skrent på oversiden. Fellestrekk for blokkene er ingen form for runding av blokkene, og de består av samme typen bergarter som det finnes i nærområdet. Blokkene overlapper fjellskredavsetningene, og er dermed tolket til å være resultatet av ulike prosesser i perioden etter fjellskredet, og har dermed en lavere relativalder.



Figur 4-33: Angulære blokker i terrenget over Skredan.

I området overfor Skredan er det observert store mengder angulære blokker som overlapper vegetasjonen. Blokkene varierer i størrelse fra grus til å ha en diameter opp mot 1m. Det er ingen form for sortering av blokkene, og de er avsatt på et dekke av lyng og mose (Fig 4-32). Blokkene er viker å være konsentrert rundt området over bakskrenten, i den sørlige delen av Skredan.



Figur 4-34: Overliggende talus og en stor intakt blokk ved benken i område A.

Det er observert flere steder, talus ved fronten av bratte skrenter og stup. Enkelte steder er det antydninger til avsetningsformer, i form av lobe strukturer, og en sortering hvor de største blokkene er lengst ut fra skrenten. Hvor skrenten er tilnærmet vertikal (stup), og området under er tilnærmet horisontalt, er blokkene lokalisert tett opp under skrenten, og det er ikke observert noen tegn til sortering. Blokkene varierer i størrelse (fig 4-33), og hvor de største består av delvis intakt berggrunn med bevarte strukturer. Langs bakskrenten er det observert områder hvor blokkene ikke har falt ut, og holdes igjen av hindringer ved foten av blokken, intakte steinbroer og/eller friksjon. Langs bunnen av den sørlige skrenten ved den store benken ved delområde A1, er det et talus dekke. Dette talusdekket blir mer massivt mot øst, hvor det grenser opp mot bakskrenten, og danner en lobe struktur.

Mot sør, utenfor skredområdet er det tre talusavsetninger (Fig 4-35), hvor to danner tilnærmet lobestrukturer ned langs skråningen, mens den siste skiller seg ut. Den siste avsetningen, starter som en smal stripe med løse blokker, før den bøyes fra vest og nesten rett nord, danner en slags «L» form, med en utviklet lobefront over delområde C.

4.7.3 Langsgående delvis intakte rygger

I skredmassene opp under bakskrenten er det to større, og tegn til noen mindre delvis intakte langsgående rygger (Fig 4-34). Ryggene består av delvis intakt berggrunn, som forsvinner ned i talus både over og under ryggen.

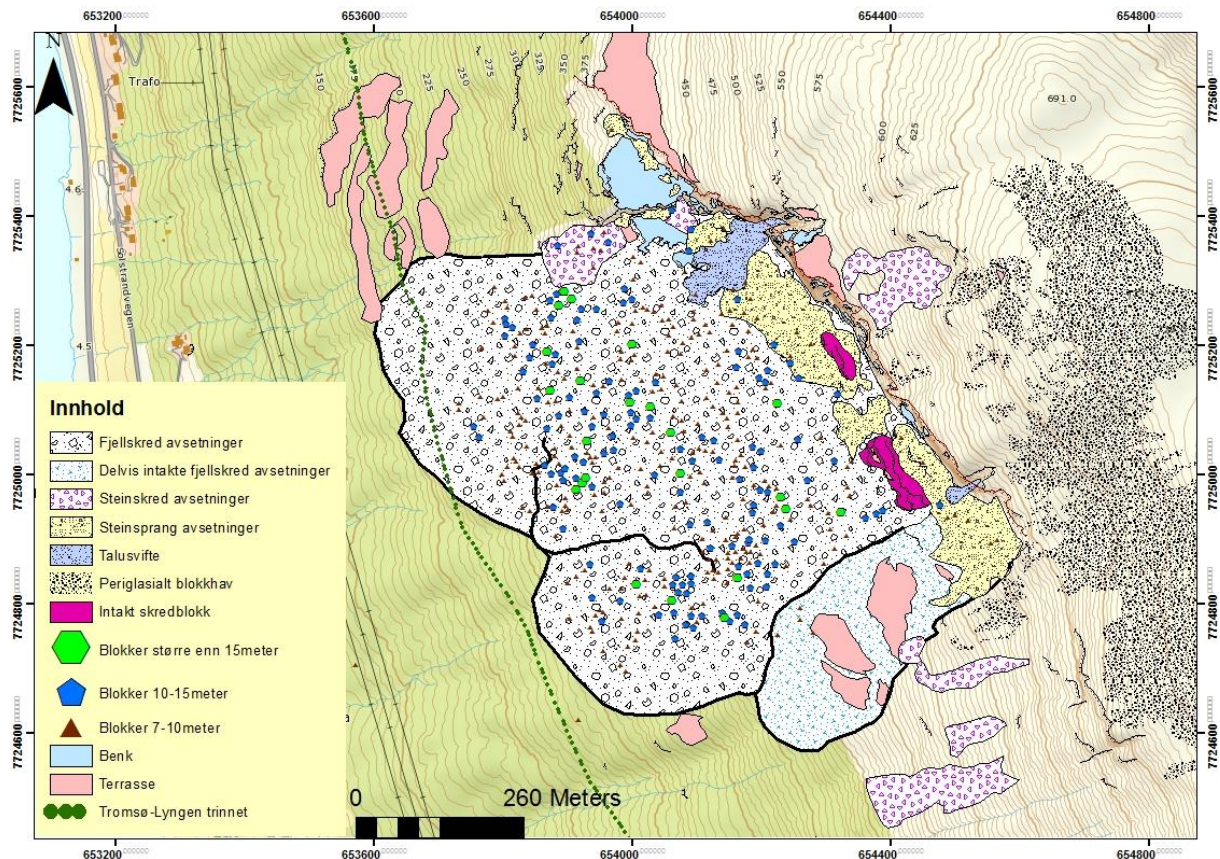


Figur 4-35: Langsgående rygger av delvis intakt berggrunn i skredmassene markert inn med rødt.

Ryggene skiller seg ut fra de fullstendig knuste omliggende skredavsetningene med at de er relativt intakte. Ryggene viser tegn til oppsprekking, men som helhet er de intakte og tidligere bergartsstrukturer er bevart. Ryggene har en intakt overflate som er innover hellende, med en gradient mellom 20-30grader. På motsatt side heller overflaten langs med skråningen, med en gradient på rundt 30grader. Den ytre siden viser flere tegn til oppsprekking enn den innover hellende. Lengden på den lengste ryggen er 100m og bredden fra skråningen og ut til ryggen er ca. 15m. Det er ikke flere slike rygger lengre ned i skredavsetningene, de oppstår kun like under bakskrenten.

4.7.4 Morfologisk kart over Skredan

For å få en oversikt over de morfologiske elementene ved Skredan, og deres korrelasjon mot bakskrenten, andre skrenter og Tromsø-Lyngen trinnet har jeg laget et oversikts kart som viser alt.



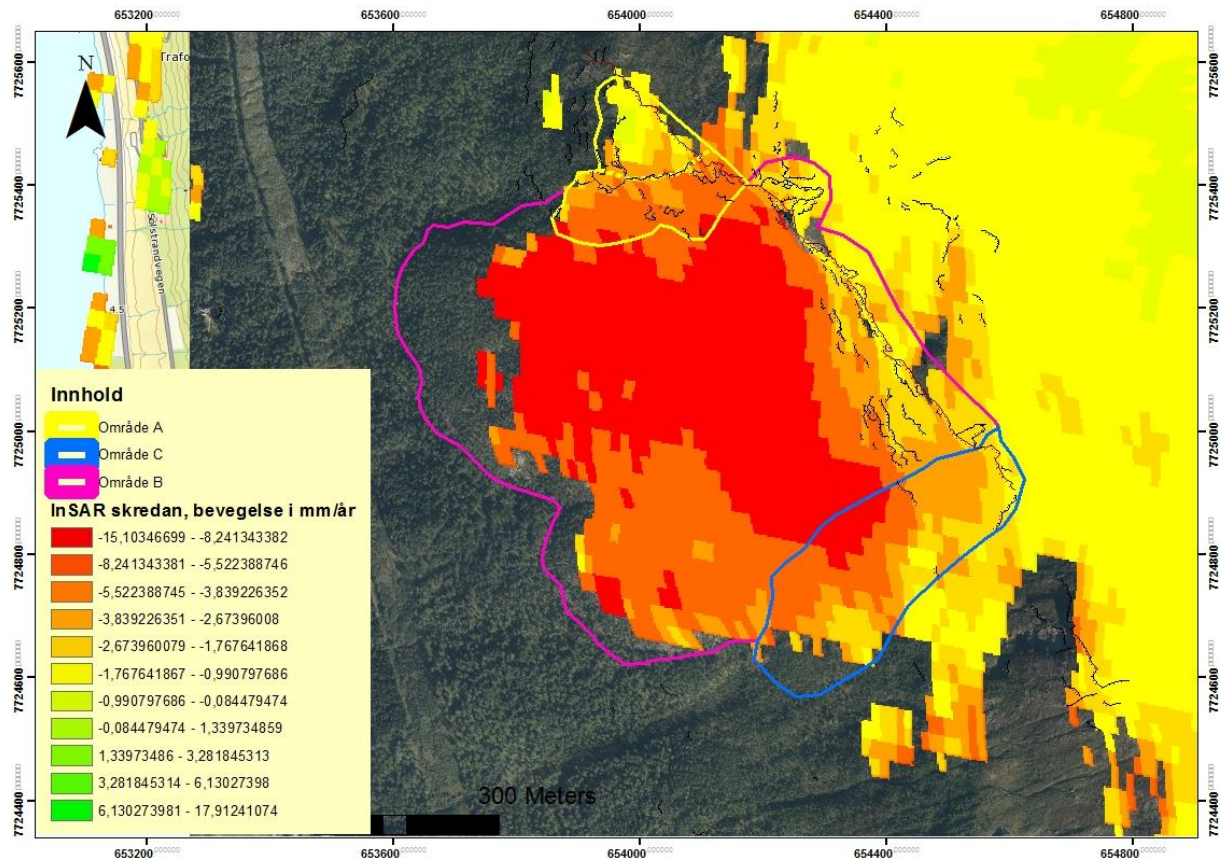
Figur 4-36: Geomorfologisk kart over Skredan. Kartet viser morfologiske elementer som fjellskred avsetninger, diverse mindre skredavsetninger, morfologiske flater og omriss av skrenter. Merk Tromsø-Lyngen trinnet som går langs fronten av fjellskred avsetningene.

De ulike morfologiske elementene ved Skredan er vist i figur 4-35. I kartet er de ulike elementene (som skredavsetninger) tolket i diskusjonen (kap 5), men resultatet av tolkningen er fremvist i dette kartet. Delområde A består av en benkstruktur som er overlappet av steinsprangs avsetninger under baksakrenten mot NØ. Under delområde A1 og ned mot delområde A2 går det et mindre steinskred, som overlapper benken ved A2. Delområde B er preget av flere ulike typer skredavsetninger, mens delområde C består av delvis intakte skredavsetninger. Området overfor Skredan er påvirket av store mengder forvittringsmateriale.

4.8 Beskrivelse av InSAR data

Målinger av overflate forflytninger gir et unikt innblikk i aktive prosesser, som kan relateres til skråningsstabilitet. Det er flere ulike måter å måle overflate forflytninger, og de siste tiår har Interferometrisk syntetisk apertur-radar (InSAR) blitt et viktig verktøy i slik kartlegging. Den store fordelen med InSAR er at den dekker store områder, ingen

restriksjoner til vær og lysforhold og den kan måle bevegelser med nøyaktighet ned til millimeter skalaen (Eriksen et al 2017).



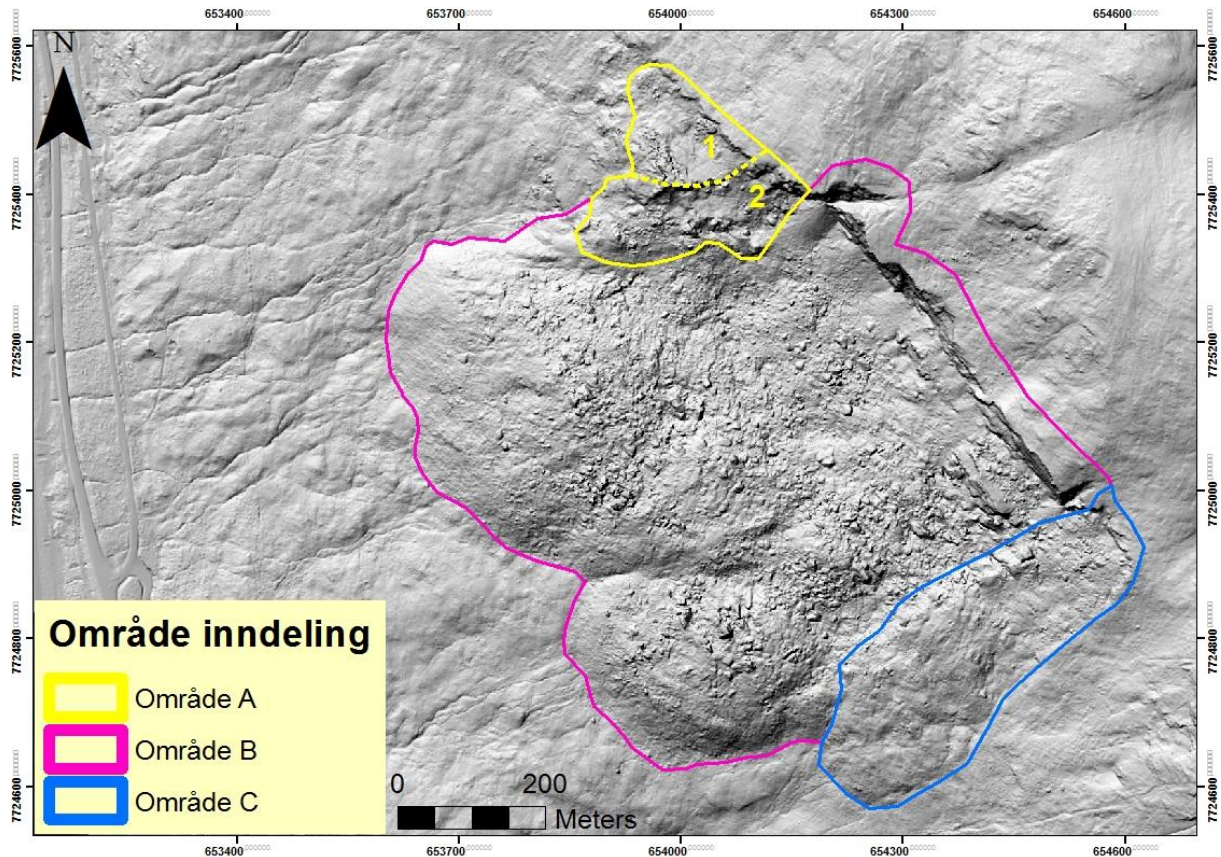
Figur 4-37: InSAR data som viser gjennomsnittlig bevegelse i mm/år målt fra 2009-2016 målt i sikretningen fra øst mot vest (Lauknes, pers. med. 2017)

InSAR data viser bevegelser langs sikretningen på InSAR radaren. Ved Skredan er sikretningen på radaren øst mot vest, med 30graders vinkel. Det er gjort periodiske målinger over området i perioden 2009-2016, og resultatet av disse målingene viser store mengder bevegelser i skredmassene (Fig 4-36). Fjellskredavsetningene beveger seg opp mot 15mm per år fra øst mot vest, mens den delvis intakte benken ved delområde A1 beveger seg med 1-2mm per år fra øst mot vest.

InSAR dataene sier ingenting om bevegelser i andre retninger enn øst mot vest, på grunn av radarens sikretning (Eriksen et al 2017). Bevegelser i retninger som nord og sør blir dermed ikke kartlagt. Hovedfokuset med InSAR over Skredan for Norut og NGU er å kartlegge bevegelsene i den delvis intakte benken. Benken utgjør en potensiell trussel for bebyggelse i området under Skredan, og E8 inn til Tromsø. Bevegelsen er såpass lav

at Skredan er klassifisert som et lavrisiko område, og det er dermed ikke behov for mer måling enn periodisk InSAR (Böhme pers. med 2016).

4.9 Oppsummering av resultatkapittelet

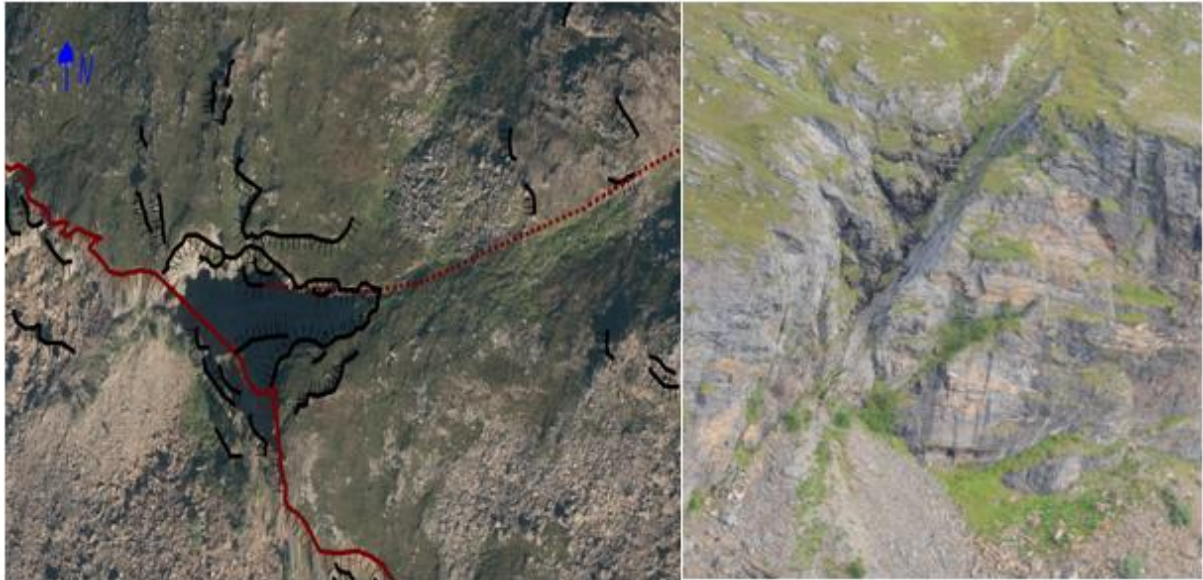


Figur 4-38: Inndeling av ulike områder og subområder i området Skredan

Fjellskredet ved Skredan kan deles opp i tre områder som har ganske ulike geomorfeologiske trekk, men relativt like strukturgeologiske trekk og litologi. Områdene har en stor størrelses forskjell, og danner ulike landskapsformer.

Område A, består av to benker. Benkene er delvis utrast, men hvor strukturene som foliasjon fremdeles er intakt. Toppflaten av begge benkene er dekket med vegetasjon og løse blokker som vitner om mindre skredaktiviteter. Den vestlige siden av benken er sterkt preget av store åpne sprekker, med dominerende strøk langs N-S, NV-SØ og Ø-V. Sprekkene blir opp mot flere titalls meter lange, 10m dyp og 7m bred. Foliasjonen over området er dominert av skråningshellende foliasjon, med en gradient mellom 20-30grader.

Område B omfatter store skredlober med fjellskredavsetninger og bakskrenten. Bakskrenten er en del av den intakte berggrunnen ved Skredan, og viser bruddområdet til fjellskredet. Berggrunnen langs bakskrenten består i all hovedsak av gneisbergarter, med godt utviklede foliasjonsplan. Bakskrenten har et strøk mot nordvest-sørøst, men brytes opp av to regionale lineamenter som danner to arr i bakskrenten (Fig 4-38) med strøk NØ-SV.



Figur 4-39: Arret mot nordvest langs bakskrenten, sett ovenfra og rett på.

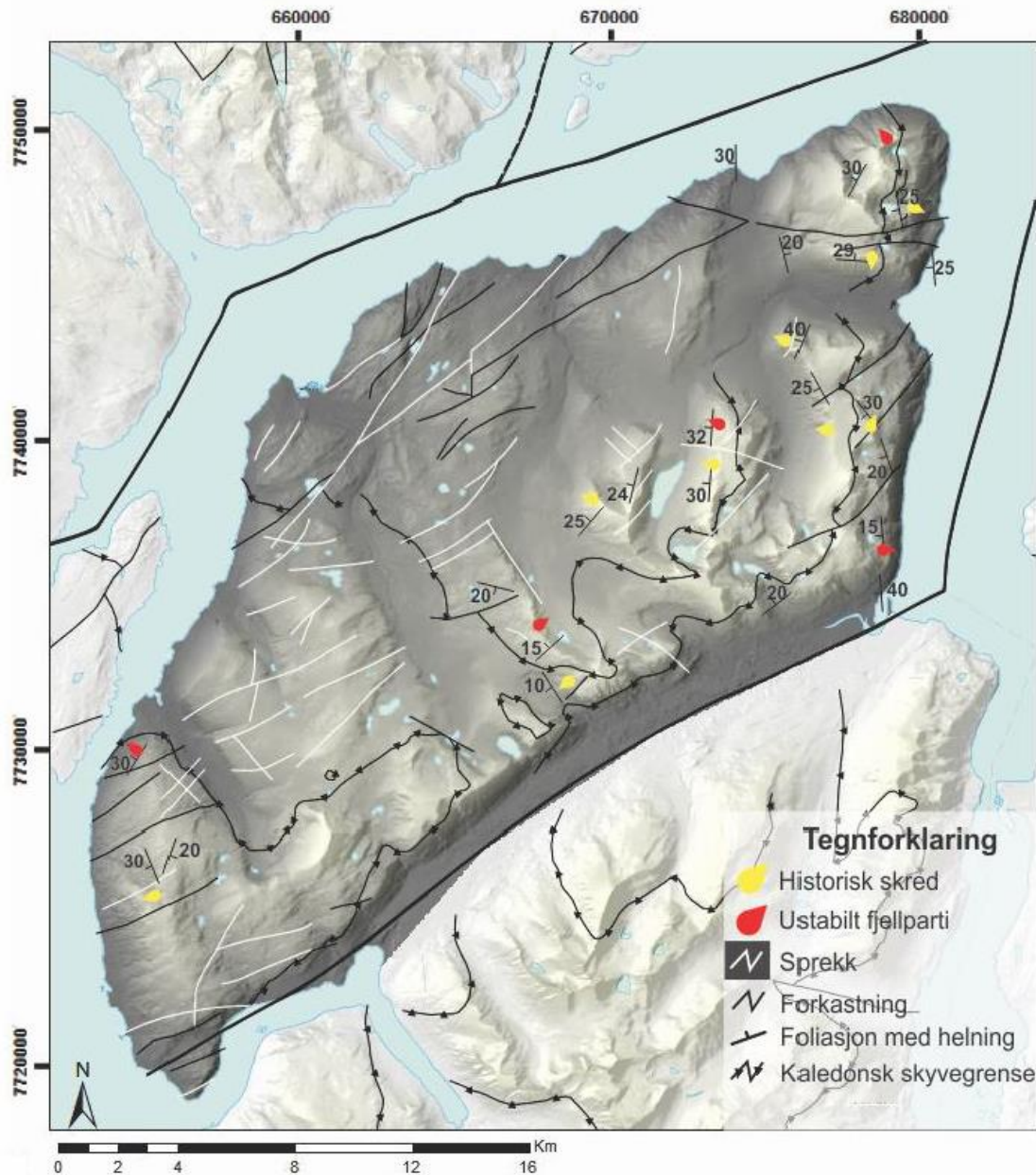
Fjellskredavsetningene flater ut fra øst mot vest, gradienten er på sitt slakeste ved grensen mot skoglinja. Det er også langs dette området at flesteparten av de største blokkene befinner seg. Fronten av skredet er betydelig brattere, med en gjennomsnittlig gradient på like over 40grader.

Område C, som område B omhandler bakskrenten og fjellskredavsetninger. Område C er høyere i terrenget enn område B, og det går en 15-20m vegg av løse blokker mellom områdene. Overflaten av den utrase berggrunnen er mer intakt, hvor område B er totalt knust, er det mer fast fjell bevart i område C. Det faste fjellet danner flere terrasser/benker.

4.10 Andre strukturstyrte fjellskred i Troms

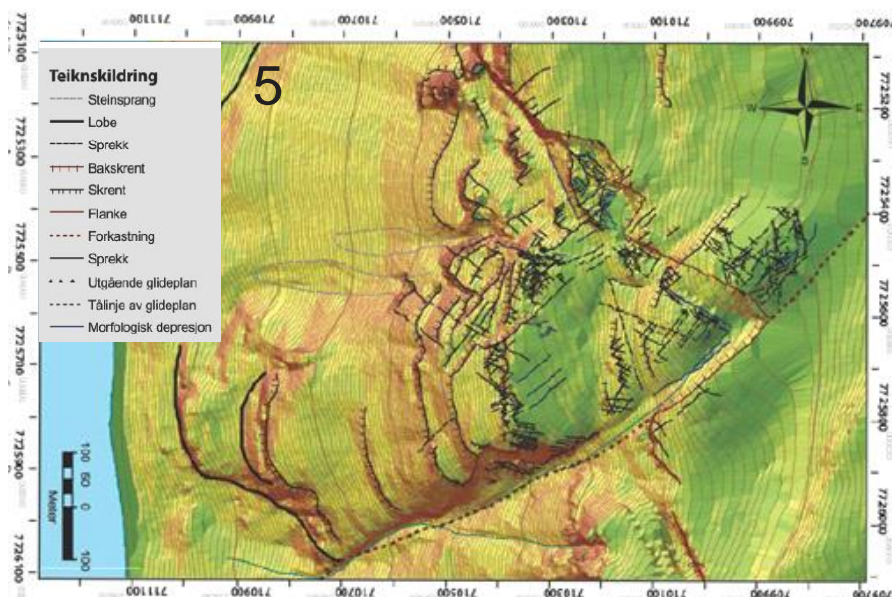
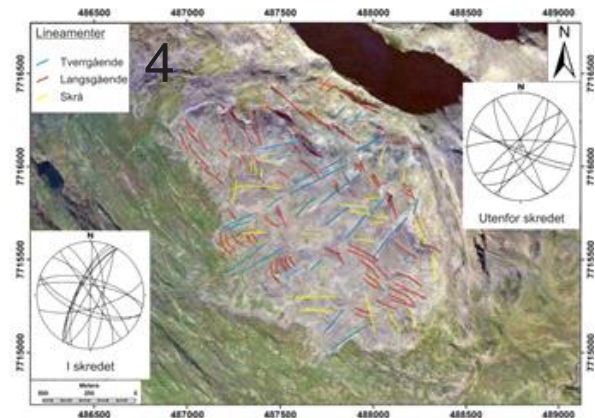
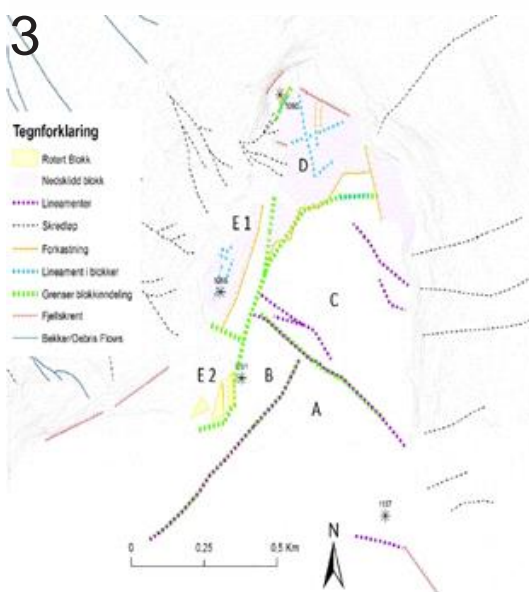
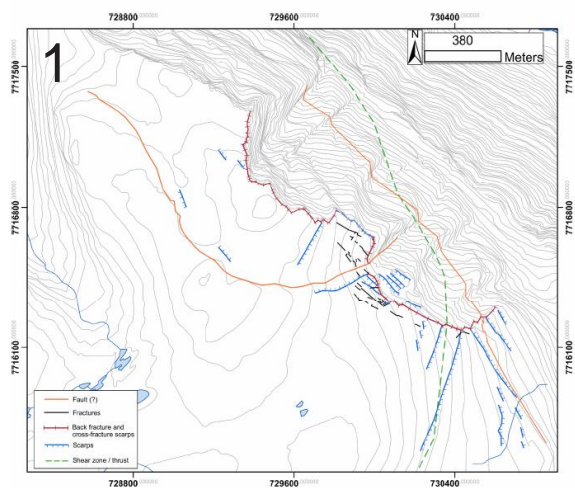
I Troms fylke er det kartlagt flere historiske fjellskred og ustabile fjellpartier (Fig 1-1) (Bakkhaug 2015, Brede 2016, Bunkholt et al 2013, Bunkholt et al 2012, Grumstad 2017, Henderson et al 2011, Husby 2011, Larsen 2014, Sandnes 201, Skrede 2013). I dette

kapittelet har jeg valgt å se på tidligere forskning fra utvalgte lokaliteter for å få en bedre forståelse rundt betydningen av regionale lineamenter og strukturer i dannelsen av ustabile fjellpartier i Troms.



Figur 4-40: Kart over områdene øst for Tromsø, som viser orientering og bevegelsesretningen av ustabile fjellpartier og historiske skred, med strukturdata som foliasjon, regionale lineamenter og forkastninger. Historiske fjellpartier er markert inn med rødt, mens gult viser historiske skred, og pilen markerer bevegelsesretningen til fjellskredet eller det ustabile fjellpartiet. Den tykkere sorte linjen markerer store regionale forkastninger (Grumstad 2017). Skredan er markert med gult helt mot vest i kartet.

Grumstad (2017) og Sandnes (2017) har skrevet om ustabile og historiske fjellparti i Troms, med beliggenhet nært det ustabile fjellpartiet ved Skredan. De har studert og kartlagt 19 lokaliteter innenfor fjellpartiet nord for Breivikeidet forkastningen, hvor 14 er symbolisert (Fig OVER). Området har flere regionale forkastninger og sprekker, hvor et strøk langs ØNØ-VSV dominerer (Zwaan 2001). Sprekker, som trolig er et resultat av bevegelse langs regionale forkastninger domineres av det samme strøket, men det oppstår også enkelte lokale variasjoner i form av forkastninger med strøk NV-SØ (Fig 4-39). Fjellskredsområdene er preget av foliasjon som har fall både ned fjellsiden langs bevegelsesretningen og inn i fjellsiden, dvs mot bevegelsesretningen (Grumstad 2017, Sandnes 2017). 10 av 14 lokaliteter er plassert på, eller tett opp mot storskala regionale sprekker og forkastninger (Fig 4-39).



Figur 4-41: Oversiktsbilder over sprekkesett og storskala lineamenter fra utvalgte fjellskred og ustabile fjellpartier i Troms. 1: Oksfjellet, Brede 2016, 2: Adjet, Bakkhaug 2015, 3: Falsnesfjellet, Larsen 2014, 4: Nomedalstinden, Husby 2011, 5: Jettan, Skrede 2013

Flere fjellskred og ustabile fjellpartier i Troms er sterkt påvirket av strukturer i berggrunnen, og lokalisert tett opp mot regionale sprekkesystemer. Jettan ved Nordnesfjellet er det skredet i Troms som er mest undersøkt, og hvor skadene av en potensiell utrasing er størst (Bunkholt et al 2013, Blikra et al 2015, Braathen et al 2004, Skrede 2013). Andre kjente områder er Adjet, Gammanjunni, Oksfjellet, Nomedalstinden og Falsnesfjellet. Adjet, Gammanjunni, Jettan, Nomedalstinden og Oksfjellet har alle en baksorent med strøk mot NV-SØ (Bakkhaug 2015, Brede 2016, Henderson et al 2011, Husby 2011, Larsen 2014, Skrede 2013). Ved Nomedalstinden og Oksfjellet er baksorenten buet, og strøket varierer fra NV-SØ mot N-S (Brede 2016, Husby 2011). Ved Falsnesfjellet stryker baksorenten N-S (Larsen 2014). Felles trekk for alle områdene er flere sprekkesett med strøk langs NV-SØ og/eller NØ-SV.

Indrevær et al (2013) viser til flere storskala regionale normalforkastninger rundt vest-Troms gneisregionen (West Troms Basement Complex). Sør for Kvaløya er det lokalisert storskala lineamenter med strøk NV-SØ, langs sørøst kysten av Kvaløya går det en postkaledonsk sprø ekstensjonsforkastning med strøk ØNØ-VSV. Postkaledonske normalforkastninger med samme orientering eksisterer flere steder lengre sør, kryssende over fastland og fjord i vest Troms og offshore utenfor Senja, samt i mindre skala over Kvaløya (Fig 1-4). Bothanian-Senja forkastningskomplekset, med strøk NØ-SV er tolket til å være sein perm->tidlig trias sprø normalforkastninger (Indrevær et al 2014).

Forkastningene er postkaledonske sprø normalforkastninger, mens fjellskredene er betydelig yngre. Dannelsen av de store regionale forkastningene har dermed ikke sammenheng med fjellskredene i regionen, men forkastningene fører til svakhetsplan i berggrunnen som kan fungere som en av flere underbyggende faktorer for lokaliseringen av ulike ustabile fjellpartier som fører til fjellskred. Fjellskredet ved Skredan er klart avgrenset av to NV-SØ strykende regionale lineamenter, mens baksorenten er dannet av NØ-SV strykende regionalt lineament.

5 Diskusjon

I dette kapittelet vil jeg diskutere resultatene i kapittel 4. Jeg vil diskutere strukturer og sammenhengen mellom ulike strukturer i berggrunnen som kan ha hatt betydning for utløsningen av det historiske fjellskredet ved Skredan. Jeg vil diskutere de ulike delområdene hver for seg hvor jeg vil se på sammenhengen mellom berggrunnstrukturer og morfologiske strukturer, og hvordan de henger sammen i de ulike delområdene. Jeg vil diskutere morfologiske elementer og deres relasjon til underliggende strukturer i berggrunnen og mekanismer for skredavsetningene for å danne et helhetsbilde av Skredan. En kinematisk analyse vil bli gitt basert på tolkningen av ulike utrasinger og morfologiske elementer, tolkning av eventuelle glideplan og forholdet mellom dem. Skredan vil også bli satt i en regional sammenligning, hvor ulike fellestrekk mellom Skredan og andre fjellskred i regionen sammenlignes.

5.1 Diskusjon av strukturer i berggrunnen

I dette kapittelet vil sammenhengen mellom strukturer i berggrunnen og ulike utrasinger ved Skredan diskuteres. Først vil de duktile strukturene beskrives, så de sprø. Strukturene vil bli diskutert opp mot de ulike delområdene, for å se på sammenhenger og ulikheter.

5.1.1 Berggrunnen og duktile strukturer

Under dette kapitelet vil berggrunnen og de duktile strukturene som foliasjon og boudinage diskuteres, med fokus på deres kontrollerende effekt på utrasingen av fjellskredet.

5.1.1.1 *Litologi*

Berggrunnen ved Skredan domineres av glimmerrike bergarter i form av glimmerskifer og glimmergneis, men med enkelte forekomster av mer mafiske bergarter i form av hornblendegneis, med lokale forekomster av intrusjoner i form av linser og boudinage strukturer.

Bergartene funnet ved Skredan er alle tolket som en del av Tromsø-dekkekomplekset (Andresen et al 1985, Jának et al 2013, Zwaan et al 2001). Berggrunnen domineres av ulike gneiser, med lokale variasjoner i form av glimmerskifer og amfibolitt. Det er også kalsitt bergarter i form av kalkspatmarmor i området rundt Skredan (Zwaan 2001).

Kalsittbergarter, som Kalkspat er svake bergarter som kan danne svakhetssoner, som ved Jettan (Skrede 2013). Det er ikke observert kalkspatmarmor i berggrunnen ved Skredan, men det er mulig at kalkspattmarmoren er under dekket av fjellskredavsetninger, og dermed ikke synlig. En kontakt mellom en mer kompetent gneis og kalkspatmarmor vil kunne danne ett svakhetsplan. Det er også store lokale variasjoner i glimmer i de ulike gneis og skifer bergartene. Sjøktmineraler som glimmer danner naturlige foliasjonsplan, som fører til dannelse av svakhetssoner i berggrunnen. En litologisk kontakt mellom en mer kompetent glimmerfattig gneis og en mindre kompetent glimmerrik gneis eller glimmerskifer vil også kunne danne en svakhetszone som kan fungere som et glideplan (Fig 4-11, Fig 4-12, Fig 4-13). Funnet av boudinage langs bakskrenten mellom litologiske kontakter mellom ulike gneisbergarter, antyder at det er kompetanseforskjell i gneisbergartene. Boudinage strukturer er funnet ved bakskrenten i gneiser med et velutviklet foliasjonsplan.

De fleste fjellskredene i Troms, er i ulike gneisbergarter, med en velutviklet gneisfoliasjon, men hvor helningen både er skråningshellende og innoverhellende (Bunkholt et al 2012, Grimstad 2017, Sandnes 2017). Selv om gneis er en sterk bergart, opptrer den i flere ustabile fjellpartier. Gneisene stammer fra øvre og øverste alloktone dekkeenhet (Zwaan 2001, Andresen 1985), og er dermed utsatt for tektonisk deformasjon som resulterer i duktile strukturer som folder og sprø strukturer som åpne bruddplan og sprekker. Litologiske kontakter mellom kompetente gneiser, og mindre kompetente gneiser, skifer bergarter og kalkbergarter er en kontrollerende faktor for flere fjellskred i Troms, sammen med duktile og sprø strukturer og glacial erosjon (Bunkholt et al 2012).

5.1.1.2 Foliasjon

Orienteringsdata for foliasjon ved Skredan i både intakt fast fjell i bakskrenten, og i delvis utrast områder (Fig 4-8, Fig 4-9) viser at foliasjonen er nokså konstant orientert, men at det er viktige forandringer i foliasjonen fra fast fjell til det delvis utraste. Områder som har gjennomgått små forflytninger vil kunne vise bevegelsesretninger og eventuelle rotasjoner. En må dermed først se foliasjonen i det faste fjellet, da den representerer foliasjonen før utrasing, for å så sammenligne den med foliasjonen i det delvis utraste området. Imidlertid kan foliasjon ha store lokale variasjoner, i strøk og fall som må tas i betraktning.

Foliasjonen langs benken ved område A er ikke like konstant orientert som langs baks-krenten (Fig 4-8, Fig 4-9), og har lokale variasjoner. Foliasjonen har et strøk som svinger fra N-S til NV-SØ. Foliasjonen er ikke like konstant ved delområde A, men det er fremdeles bare antatt at det er en generasjon med foliasjon. Variasjoner i foliasjonen er trolig et resultat av bevegelser internt i benken benken. Sprekkesett deler benken opp i ulike blokker, som beveger seg i forhold til hverandre, og den lave vinkelen på foliasjonen gjør at selv små bevegelser vil kunne resultere i ulike fallretninger. Duktile strukturer i berggrunnen som folder og boudinage vil påvirke foliasjonen i et område, strukturene bøyer berggrunnen, og dermed forandrer strøk og fallretning av foliasjon. Berggrunnen ved Skredan er fra det øverste allokatone dekket, men til tross for dette er det ikke observert folder som vil påvirke berggrunnen og foliasjonen. Det er observert linser og boudinage strukturer, men disse er observert langs baks-krenten og ikke ved den delvis intakte benken. Kan dermed utelukke at variasjoner i foliasjonen stammer fra duktile strukturer som folder og boudinage.

Ved område A er foliasjonen definert av glimmermineraler (muskovitt). Glimmer er sjiktmineraler og danner naturlige flater i bergarten. Langs baks-krenten er ikke foliasjonsplanene like dominert av glimmerplan, og det er en større variasjon i berggrunnens sammensetning. Den nedre delen er mer skifrig, mens den øvre delen er preget av per kompetente gneiser. Langs baks-krenten er det flere benker med foliasjons parallelle overflater (Fig 4-13, Fig 4-27), i tillegg til skifrige foliasjonsplan med en stor andel av glimmermineraler (muskovitt og biotitt). Foliasjonsplane langs baks-krenten danner en trappetrinns form med to til tre trinn (Fig 4-28). Man kan se en trend i posisjonen av de ulike trinnene, da de virker å være lokalisert rundt samme høydekurve. Dette indikerer at berggrunnen i ulike områder langs baks-krenten har forskjellig mengde glimmer og dermed forskjellig utviklet grad av foliasjon/glideplan for utrasing. Et litologisk skille langs baks-krenten, hvor den øvre delen er dominert av gneis bergarter, mens den nedre delen av skifrige bergarter kan derfor ha kontrollert lokaliseringen av skredets glideplan. For eksempel, den mer massive og kompetente gneisen vil da kunne gli ut langs overgangssonen på glimmerskiferens mer velutformede foliasjonsplan, som resulterer i trappetrinns formen (se Fig 4-11, Fig 4-12, Fig 4-13, Fig 4-26, Fig 4-28).

Foliasjonen ved Skredan er generelt steil nok til å fungere som glideplan ved hjelp av andre faktorer til å destabilisere berggrunnen. Store mengder glimmer langs foliasjonsplanet reduserer friksjonen, og øker muligheten til at foliasjonen kan fungere som et glideplan. Ved område A er det en variasjon i orienteringen av foliasjonen, noe som fører til muligheten for flere ulike glideplan i flere ulike retninger. Området domineres av en skråningshellende foliasjon, men lokale variasjoner gir muligheten for flere mindre glideplan i ulike retninger. Langs baksikrenten er foliasjonen konstant, men stikker ut i form av flere foliasjonsstyrte benker. Benkene fungerer som steinbruer, og vil føre til flere mulige glideplan. Den konstante foliasjonen viser også bergartene ikke har gjennomgått folding, som kunne ha påvirket lokaliseringen av glideplan for skredet.

Basert på diskusjonen over har foliasjonen i bergartene i Skredan sannsynligvis spilt en viktig rolle under utrasingen av fjellskredet. Utstikkende plan langs baksikrenten tyder på dette. Det er også observert flere blokkulidninger tolket som plan og kileutglidninger (Domaas & Grimstad 2014), hvor langsgående og ortogonale sprekker kutter gjennom godt utviklet foliasjonsplan (se kap. 5.1.2). Sprekkene har separert enkeltblokker som har glidd ut langs foliasjonsplanet. Observerte duktile strukturer som boudinage langs baksikrenten fører til lokale variasjoner i strøk og fallretning for foliasjonen, men det virker ikke å ha påvirket geometrien til baksikrenten i disse områdene, så boudinage er dermed ikke en viktig kontrollerende faktor for fjellskredet ved Skredan.

Langs fronten av skredet er det kun funnet en lokalitet for målinger av foliasjon (Fig 4-7). Den ene lokaliteten er ikke nok til å trekke konklusjon, men det er en mulighet for at foliasjonen gjennomgår ned fjellet, men at den flater ut lengre ned. Området nedenfor skredet er dekket av tett vegetasjon og løse blokker fra fjellskredet, som gjør det ekstremt vanskelig å finne mulige lokaliteter. Det er også få skrenter å undersøke (Fig 4-26) og flere steder er skrentene er for slake til at de er blottlagt, og en kan dermed ikke bekrefte at foliasjonen er konstant orientert.

5.1.2 Sprø planstrukturer og forholdet mellom sprø og duktile strukturer.

Under dette delkapittelet vil jeg diskutere sprø strukturer (bruddplan/sprekker) i berggrunnen ved Skredan. De sprø strukturene omfatter ulike sprekkesett og storskala forkastninger.

5.1.2.1 Sprø bruddplan

Sprø planstrukturer omfatter alle typer bruddplan, som åpne sprekker, lukkede sprekker og forkastninger. Fjellskredet ved Skredan består i all hovedsak av åpne ekstensjonssprekker, hybride sprekker og lukkede ekstensjonsbrudd (Fossen 2011). Det er observert lite bevegelse langs sprekken, og de fleste sprekken har kun bevegelse normalt på bruddflaten. Ved den delvis intakte benken ved område A viser foliasjonen at det forekommer interne bevegelser innad i benken, og det er dermed lokale variasjoner mellom små bevegelser langs bruddplanet og normalt på bruddplanet. Små bevegelser langs bruddflaten er ikke nok til å definere sprekken som skjærsprekker. Langs baks-krenten er det flere steder observert utstikkende bruddflater uten åpne sprekker. Sprekkesettene ved Skredan er dermed dominert av åpne og lukkede ekstensjonsbrudd og hybride sprekker.

Under feltarbeidet ble det oppdaget at baks-krenten er mye mer intakt enn benkene i det delvis intakte delområde A (Fig 4-19). Det er langt færre bruddplan, og en større andel av sprekken er lukkede og delvis lukkede sprekker. Delområde A, som var fokusområdet for oppgaven, ga muligheten for svært detaljerte strukturmålinger og undersøkelser av slike sprekker, da en kan se både oversiden av sprekken, tverrsnitt på tvers av og langs sprekken. Den store forskjellen i orienteringen av sprekker i delområde A og baks-krenten kan også være dannet som følge av utglidning av område A. Utglidningen av område A har påvirket foliasjonen (Fig 4-7), og har trolig også påvirket sprø planstrukturer i området. Lukkede sprekker med strøk N-S og NØ-SV i bergartene (Fig 4-18, Fig 4-21) kan ha åpnet seg som følge av bevegelsene i benken. Sprekker med strøk Ø-V og NV-SØ er dominant både ved område A og langs baks-krenten (Fig 4-19), men det er ikke målt sprekker med strøk N-S og NV-SØ langs baks-krenten. Det er sannsynlig at det eksisterer lukkede sprekker med dette strøket langs baks-krenten, da berggrunnen i begge områdene er gneiser fra Tromsø-dekkekomplekset, men at de kun er synlig langs delområde A, da de har åpnet seg som følge av utrasingen. Utrasingen har også ført til at sprekker med strøk NV-SØ er større og mer åpne langs delområde A enn ved baks-krenten.

De ulike sprekken ved område A består i all hovedsak av åpne ekstensjonssprekker, men også av åpne hybride sprekker siden forskyvning lokalt er påvist (Fossen 2011). De fleste sprekken er åpne, og tilnærmet V formet, noe som antyder ekstensjonssprekker.

Sprekkene tolkes å ha åpnet seg som følge av utglidningen, men det er vanskelig å utelukke bevegelser langs flere plan. Mengden sprekker, kombinert med størrelsen av sprekkene gjør det lite trolig at det kun har oppstått bevegelse langs en retning. Ekstensjon er den dominerende faktoren for sprekkene, men det har også trolig forekommet bevegelser langs ekstensjonsplanet, hvor isolerte blokker kan ha hatt bevegelse normalt på ekstensjonsretningen.

Sprekkene i skredområdet ved Skredan er steile, og domineres av langsgående og tverrgående sprekker som sammen definerer ortogonale sprekkesett. Det er flere eksempler hvor ortogonale, eller konjugerte sprekker møtes og deler opp berggrunnen i kiler (Fig 4-21, Fig 4-22, Fig 4-23). Bergartene har godt utviklede foliasjonsplan, som kan ha fungert som glideplan for de avgrensede kilene. Steile tverrgående sprekker har også ført til utrasing av enkeltblokker som ansamles i bunnen av åpne sprekker, og under steile skrenter i form av en topling prosess (Fig 4-23, Fig 4-22).

Den Ø-V strykende, tverrgående sprekkeflaten som avgrenser den nordlige benken av delområdet A mot sør, gir et godt perspektiv av sprekkegeometrien i den delvis intakte berggrunnen (Fig 4-20). Her viser toppflaten store dype sprekker, men også mange mindre sprekker med stor variasjon i fall. Det underbygger at den delvis intakte berggrunnen er tydelig preget av ustabilitet og intern deformasjon/utglidning.

5.2 Betydning av regionale lineamenter

Under dette kapitlet vil jeg diskutere betydningen av storskala regionale lineamenter for lokaliseringen av de ustabile massene ved Skredan. Jeg vil så sammenligne lineamentene ved Skredan med lignende, kjente post-kaledonske lineamenter og deres betydning for andre ustabile fjellparti i Troms.

5.2.1 Regionale sprø forkastninger

Det er observert fire storskala regionale lineamenter ved Skredan, med strøk NV-SØ og NØ-SV, og et mindre lineament med strøk NØ-SV (Fig 4-16, Fig 4-24). Dataene viser at baksrenten til de utrase massene ved Skredan faller sammen med et regionalt NV-SØ strykende lineament som kan følges nordover mot kystområdene i Troms (Indrevær et al 2013). Det er derfor nærliggende å tolke at skredets lokalisering er styrt av et regionalt, riftrelatert bruddsystem knyttet til åpningen av Norske-Grønlandshavet (Augland et al 2014, Fossen et al 2007, Hansen & Bergh 2012, Indrevær et al 2013)

Bakskrenten og assosierte bruddsystemer som kan ha regional utbredelse vises også godt på relieffkartet (Fig 4-24). Ved å studere område A basert på en høyoppløselig hillshade modell (Fig 4-24) ser en at de sørlige avgrensningene av benkene ved område A overlapper godt med storskala lineamenter (Indrevær et al 2013). Fig 4-24 viser også NØ-SV strykende lineamenter deler opp benken ved delområde A2, som resulterer i at benkene utformer en trappetrinnstruktur, hvor tre benker avgrenses av NØ-SV strykende lineamenter. Lineamentene er tydelig viktige elementer i avgrensningen av skredområdet (Stead & Wolter 2015), og i dette tilfellet har de delt opp benken ved delområde A1 og A2. Fig 4-16 og Fig 4-39 viser at ØNØ-VSV og NØ-SV strykende lineamenter avgrenser selve skredområdet også, og danner to arr som bryter opp bakskrenten. Hele området mellom disse to lineamentene er rast ut. SØ for det sørligste arret er en del av fjellpartiet rast ut, men denne delen er delvis intakt, hvorav de andre skredmassene er totalt destruert, og knust til løse blokker. NV for det nordligste lineamentet er den delvis intakte benken ved delområde A. Det er dermed utrasinger utenfor området markert av lineamentene, men graden er betydelig mindre. De storskala lineamentene ved Skredan er tolket er å være samme sprø regionale ekstensjonsforkastningene som en kan se både langs kysten i Nord-Norge og i berggrunnen i Troms (Indrevær et al 2013, Zwaan 2001).

Orienteringsdata av sprekker matcher opp mot regionale lineamenter (Fig 1-4, Fig 4-16, Fig 4-19, Fig 4-40), som virker å dele opp skredområdet. Tektonisk deformasjon, som resulterer i oppsprekking (åpne og lukkede sprekker) av bergartene i både skrånings parallelle og tversgående sprekker, kombinert med opptreden av storskala regionale lineamenter er viktige elementer i plassering/lokalisering/dannelsen av ustabile fjellparti som resulterer i fjellskred (Brideau & Stead 2008, Hermanns & Strecker 1999, Hewitt et al 2008, Osmundsen et al 2009, Stead & Wolter 2015). Tektonisk deformasjon og påfølgende regionale lineamenter, kombinert med topografi virker å være en viktig faktor for lokaliseringen og dannelsen av ustabile fjellparti i Troms.

Orienteringsdata av storskala lineamenter, bakskrent, lokale forkastninger og åpne sprekker i berggrunnen ved andre strukturstyrte fjellskred og ustabile fjellpartier i Troms viser til en dominerende trend mot strøk langs NØ-SV og NV-SØ (Bakkhaug 2015, Brede 2016, Bunkholt et al 2013, Bunkholt et al 2012, Grumstad 2017, Henderson et al 2011, Husby 2011, Larsen 2014, Sandnes 201, Skrede 2013). Dette underbygger at

skredet ved Skredan er lokalisert av et regionalt, riftrelatert bruddsystem, og at slike systemer spiller en stor betydning for stabiliteten i berggrunnen i Troms.

5.3 Diskusjon av morfologiske elementer og skredavsetninger

Under dette kapitlet vil jeg diskutere og tolke fjellskredavsetninger og ulike morfologiske elementer i skredavsetningene ved Skredan. Tolkningen vil bli gjort basert på formen til de ulike morfologiske elementene, relativ plassering og mengden sett i relasjon til underliggende strukturer i berggrunnen

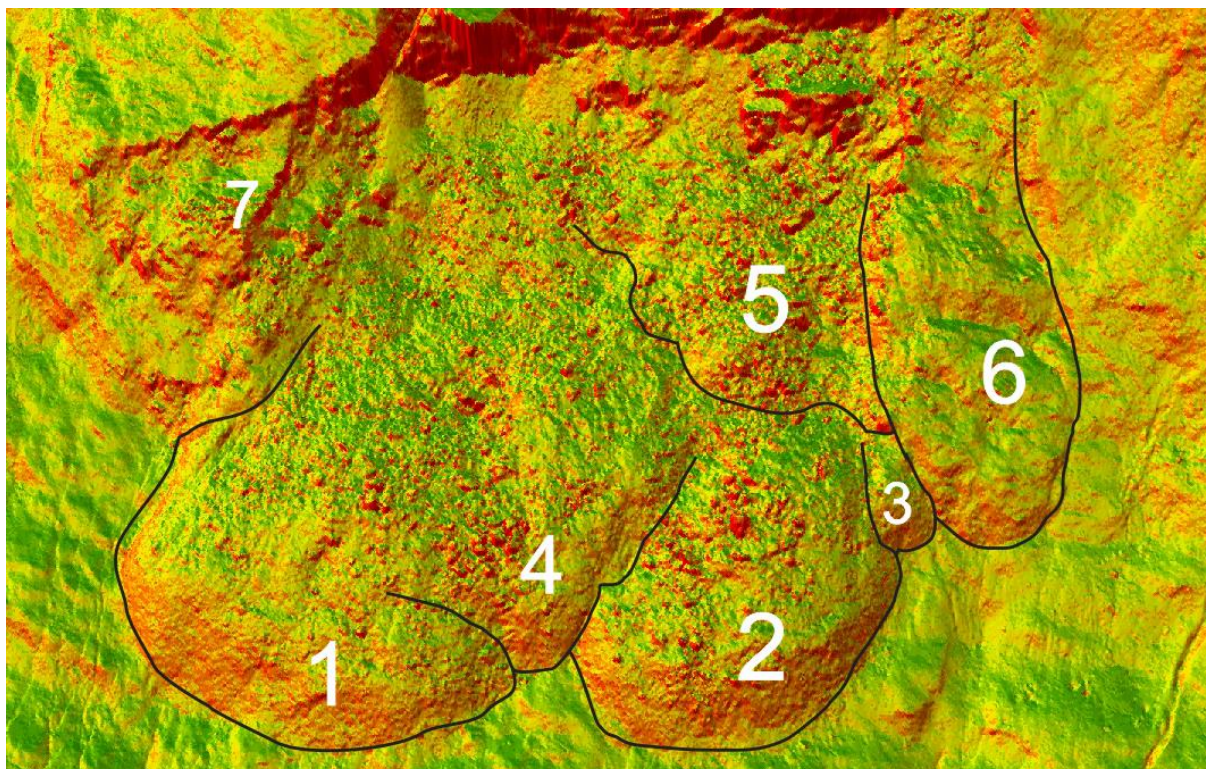
Det historiske skredet ved Skredan består av flere elementer, flater, skrenter, forsenkinger, rygger og fullstendig utrast talus og løsmasser (Fig 4-36).

5.3.1 Fjellskred avsetninger

Fjellskred avsetningene er det som definerer Skredan best. Skredan er dekket av store mengder løse blokker som varierer i størrelse fra småstein til biler og små hus. De største blokkene i skredavsetningene befinner seg like over skoggrensene (Fig 4-30, Fig 4-31).

Den sørlige avsetningen, delområde C, har en mer intakt overflate, som resulterer i flere terrasser (Fig 4-25). Terrassene varierer mellom å være tilnærmet horisontale, innover hellende og skråningshellende, og representerer dermed trolig delvis intakt berggrunn. Det er trolig sprekkesett som deler berggrunnen opp i ulike blokker, hvor bevegelse og rotasjon av de ulike blokkene vil resultere i ulike helningsvinkler av terrassene.

Avsetningene i delområde B er tolket som resultatet av et historisk fjellskred, med en klar bakre avgrensning, hvor skredavsetningene har kunne rast ut både ned skråningen men også lateralt, og dannet skredlober (Dunning 2004, Nicoletti & Valvo 1991). Denne formen for bevegelse tyder på et eller flere planare glideplan i samme fallretning (Bunkholt et al 2012, Braathen et al 2004). Fjellskredet har trolig rast ut over flere hendelser, tidsrommet mellom de ulike skredhendelsene er umulig å si noe om, det eneste en kan si noe om er relativ alder. Det er tydelige tegn til overlapping av skredlober (Fig UNDER), som bekrefter at Skredan ikke er en skredhendelse, men sammensatt av flere. De ulike skredavsetningene vises tydelig i et helnings kart (Fig 4-2). I tillegg er det laget en 3D modell basert på DEM (5-1) og tolkede profiler (se kap. 5.4). Basert på disse datasettene kan det antydes opptil 7 skredhendelser ved Skredan.



Figur 5-1: 3D modell basert på skråningsgradient med markering av overlappende skredavsetninger, nummerert etter antatt hendelsesløp.

Skredavsetningene 1 og 2 markerer de to største lobene, og stammer trolig fra samme hendelse. Nummer 3 og 4 oppstod i tidsrommet like etter 1 og 2. Avsetning nummer 3 er svært vanskelig å tolke, da den nesten ikke er synlig, men den virker å overlapppe område 2, men er beliggende fysisk under område 6. Område 4 er av nesten samme størrelse som 1 og 2, og avsatt midt i mellom de to, noe som tyder på at det kan være fra samme hendelse. Nummer 5 overlapper nummer 4, og er enten en skredhendelse, eller sammensatt av flere mindre skred, som potensielt har flere mindre fronter. Nummer 6 er den eldste av disse, da den overlapper hendelse 5, og det er 15-20m ned fra avsetning 6 til nummer 5. Den relative alderen til nummer 7 er svært vanskelig å anslå, da området kan ha startet bevegelsene samtidig som område 1 og 2. Det blir klassifisert som eldst da benken enda ikke er helt utrast.

Totalt sett ser det ut til at Skredan er preget av flere perioder med utrasinger. Skredaktiviteten startet med en utrasing som resulterte i dannelsen av to store skredlober. Lobene har så blitt overlappet av 2-3 nye perioder med fjellskred aktivitet. Det er også en mulighet at den relative alderen mellom skredlobene er ekstremt lav, og at mesteparten av skredmaterialet stammer fra en hendelse. Formen på skredlobene 1

og 2 (Fig 5-1) antyder en velutviklet lobeform som skredlobe 3 og 4 (Fig 5-1) har overlappet. Lobe 1 og 2 virker upåvirket av lobe 3 og 4, noe som antyder at lobe 1 og 2 var kompakte masser i det lobe 3 og 4 beveget seg ned fjellsiden. Hendelse nummer 5 (Fig 5-1) har ingen tydelige avsetningsform, og er dermed trolig et resultat av flere mindre perioder med utrasinger. Hendelse 6 og 7 (fig 5-1) har trolig rast ut over et lengre tidsperspektiv, da områdene er delvis intakte. Hendelse 7 er fremdeles i bevegelse.

5.3.2 Frostforvitring og mindre skredavsetninger

Topp partiet over baks-krenten er sterkt preget av store mengder angulære blokker. Disse blokkene danner ingen tydelige avsetningsstrukturer og er trolig ikke skredrelatert. Blokkene er avsatt over lyng og mose (Fig RESULTAT MORFOLOGI), og ligger ikke fremfor en markant skrent. De dekker over 50% av underlaget, og blir dermed klassifisert som periglasiale blokkhav, et resultat av frostforvitring. Avsetninger relatert til kraftig frostforvitring stammer trolig fra siste istid, da det krever ekstrem kulde over lang tid for å danne slike avsetninger (Sulebak 2007). Blokkhav dannes under periglasiale forhold, og enkelte mener disse kan brukes til å markere øvre grense for innlandsisen under siste istid. Det stemmer ikke alltid, da isbreen kan overlappet blokkene, uten å synlig påvirke avsetningene (Mangerud 2004) (Sulebak 2007). Skredan har ingen topper som potensielt kunne fungert som en nunatak, da området mangler en markant spiss fjelltopp, og isen har trolig overlappet Skredan under siste istids maksimum.

Det er seks lokaliteter med steinskreds avsetninger. Det er tidvis vanskelig å skille mellom de små steinskredene og områder som har blitt utsatt for kontinuerlig steinsprangs aktivitet. Steinsprangs avsetninger danner stort sett vifteformede avsetninger, mens steinskreds avsetningene mer lobe formede. Steinskredene viker å stamme fra tiden etter fjellskredet, da de overlapper fjellskreds avsetningene. I figur 5-1 kan en se hvordan de to steinskredene i nord overlapper fjellskreds avsetningene. I sør kan en også se et steinskred som har rast ut utenfor skredområdet, men som følge av topografien har svingt og overlapper fjellskreds avsetningene i område C. De tre andre lokalitetene er enten over baks-krenten eller sør for skredområdet. Alle steinskreds områdene er også trolig påvirket av steinsprang i ettertid.

5.3.3 Morfologiske strukturer og deres relasjon til underliggende strukturer

Morfologiske strukturer som kan korreleres til underliggende strukturer innebærer benker, skrenter og rygger. Morfologiske flater ble delt opp i to enheter, benker og terrasser, hvor skillet er at benker er fast berggrunn, mens terrasser har et usikkerhetsmoment og er dannet av fast berggrunn eller løsmasser.

Langs bakskrenten er det flere tydelige benkstrukturer (Fig 4-13, Fig 4-27), med fallretning langs skråningen, og et fall mellom 20-30grader. Benkene er tolket til å være foliasjonsstyrte, noe som innebærer at benkoverflaten er foliasjonsplanet i bergarten. Kompetanseforskjeller mellom gneiser ved bakskrenten, ulik utvikling av foliasjon og steile sprekker avgrenser benkstrukturene langs bakskrenten. Steile sprekker skjærer igjennom foliasjonsplanet, for å så bryte av og følge foliasjonsplanet, og danner en trappetrinnsstruktur. Denne trappetrinnsstrukturen resulterer i dannelsen av benker langs bakskrenten.

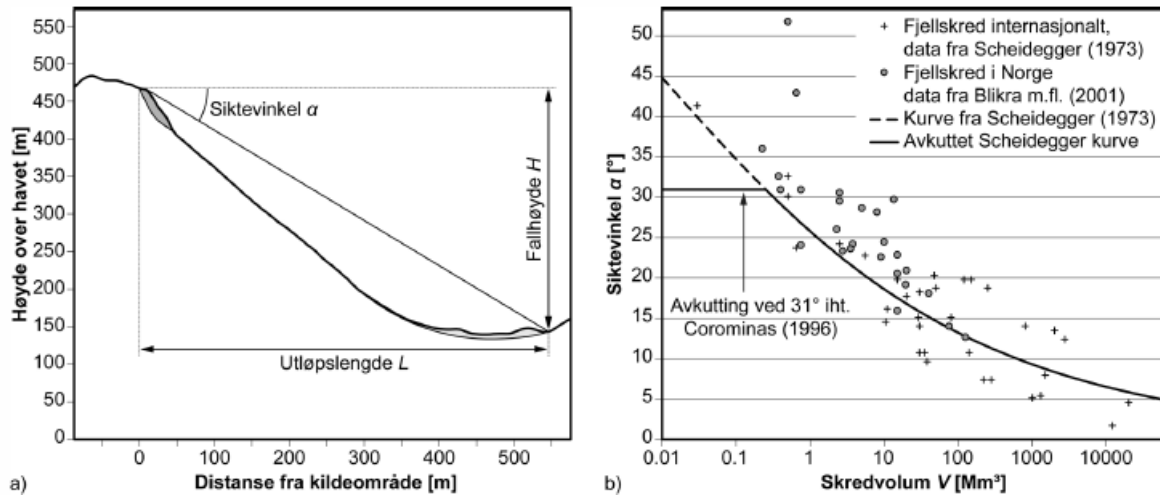
Det er flere observerte skrenter ved Skredan (Fig 4-26), hvor de fleste er lokalisert i den nordlige delen av Skredan og rundt delområde A. Skrentene virker stort sett å følge terrenget, med fall langs skråningen. Under bakskrenten ved den delvis intakte benken følger skrenter bruddplan (Fig 4-24, Fig 4-26), og har lik orientering som sprekker i berggrunnen (Fig 4-21). Bakskrenten brytes opp av to arr, som danner steile skrenter som følger bruddplan (Fig 4-21). Området over bakskrenten og SØ for Skredan er preget av mindre steinskredavsetninger langs fronten av mindre skrenter (Fig 4-36), hvor skrentene følger samme orientering som sprekker i berggrunnen. Skrenter i og rundt skredområdet sammenfaller med kjente sprekkeretninger, og er således dannet over sprekkenes. Skrenter i området rundt Skredan sammenfaller med topografien, og er dermed former dannet som følge av glacial erosjon.

Langsgående rygger av intakt berggrunn i skredmassene opp under bakskrenten er trolig delvis intakte blokker som har sklidd ut som følge av utrasningene. Blokkene er avgrenset av steile bruddplan som blir listrisk. Blokkene danner halvgraben strukturer inn mot bakskrent, hvor toppflaten er rotert innover. Blokkene er delvis intakte og strukturer som foliasjon er godt bevart. Foliasjonen over benkene er 25-30° ned mot skråningen, mens blokkene har en foliasjon på 25-30° inn mot skråningen, som underbygger en rotasjon av blokkene, og et underliggende listrisk plan.

5.3.4 Estimering av fjellskredets volum og forventet utløpsdistanse

Det totale volumet av fjellskredavsetninger er noe usikkert. Et samlet areal av fjellskredavsetningene gir et areal på 431 000m², mens de delvis intakte fjellskredavsetningene 83 000m². Med profiler som følger høydekurven på nordsiden og sørsiden av skredavsetningene, gir det en maksimal høyde på 60-70m på avsetningene, om de følger et planart plan. Ved toppen av skredfronten er høyden på avsetningene opp mot 40m, høyden når et maksimumspunkt ca. 100m lengre inn på ca. 65m, og siste målbare punkt er 300m inn fra det første punktet, og her er høyden på avsetningene 45m. Over dette punktet er trolig avsetningene tynnere, da det virker som om de tynnes ut mot bakkrenten og buler ut mot fronten (Fig 4-1). Fra det siste punktet og inn er avstanden ca. 300m, og et område hvor et estimat av dybden blir svært vanskelig. En gjennomsnittlig mektighet på fjellskredavsetningene rundt 40m vil dermed gi et totalt volum på ca. $17.2 \cdot 10^6 \text{m}^3$, mens en mektighet på 20m vil gi et volum på $8.6 \cdot 10^6 \text{m}^3$. De delvis intakte fjellskredavsetningene ved delområde C har et samlet overflate areal på 83000. Disse avsetningene er trolig ikke like mektige, som de helt utraste fjellskredavsetningene ved delområde B. En mektighet på 30m i de delvis intakte fjellskredavsetningene ved delområde C, vil gi et volum på $2.5 \cdot 10^6 \text{m}^3$, mens en mektighet på 20m gir et volum på $1.6 \cdot 10^6 \text{m}^3$. Dette er veldig grove estimeringer, men de gir et potensielt innblikk i hvor stort skredet er. Det totale volumet av avsetningene ved område B er dermed trolig mellom $8.6 \cdot 10^6 \text{m}^3$ og $17.2 \cdot 10^6 \text{m}^3$. Skredhendelse 1 og 2 (Fig 5-1) er de som definerer den maksimale utløpslengden ved Skredan. På grunn av overliggende skredavsetninger er et volumestimat vanskelig.

Med et volum estimat, kan en estimere en forventet utløpsdistanse basert på empiriske relasjoner mellom siktvinkelen og volumet til skredet (Oppikofer et al 2016).



Figur 5-2: Empirisk vurdering av fjellskredets rekkevidde, basert på siktvinkel og volum. A) viser forholdet mellom siktvinkel, utløpslengde og fallhøyde. B) Viser Scheidegger kurven, en kurve basert på siktvinkel i forhold til Volum (Oppikofer et al 2016).

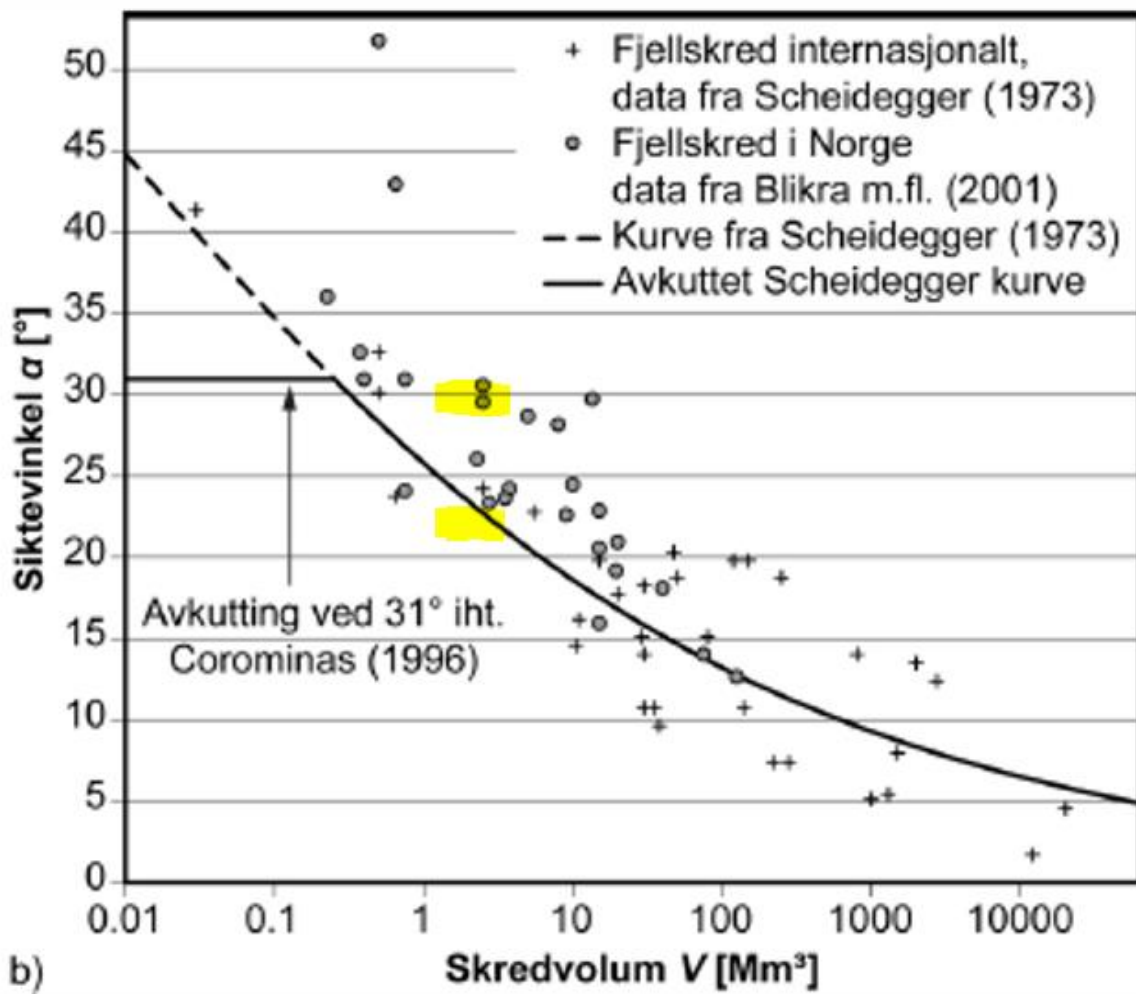
Siden Skredan er et historisk fjellskred, er utløpslengden målbar, men en kan bruke forholdet til å se om det estimerte volumet stemmer med den forventete utløpslengden. Ved å bruke faktorene fra Fig OVER, i formel 1, for å så løse med hensyn på L, kan en estimere forventet utløpslengde.

$$\tan \alpha = \frac{H}{L} = 10^{0.62419} * V^{-0.15666} \text{ (Formel 1: Oppikofer et al 2016)}$$

Fallhøyden ved Skredan er 385m, lengste utløpslengde 670m, og volum er mellom $17,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ og $8,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ og en siktvinkel på 30grader.

Ved å løse ligning 1 med hensyn på dagens utløpslengden, L, for estimert maksimalt og minimums volum, blir utløpsdistansen 1243m og 1115m om en ser på utrasingen som en enkelt hendelse. Dette gir en betydelig lavere siktvinkel, og en økning av L vil resultere i en enda lengre utløpsdistanse. Ved maksimalt volum er utløpslengden estimert til å være dobbelt så lang som dagens, og med minimums verdien for volumet er utløpslengden 66% prosent lengre enn dagens. Fjellskredet ved Skredan trolig er sammensatt av flere skredhendelser, hvor de to første definerer den maksimale utløpsdistansen. Basert på kapittel 5.3.1 kan en anta at opp mot 70% av det totale volumet stammer fra den første hendelsen, og dermed er hver skredlobe 35% av det maksimale og minimale skredvolumet. Dette gir et volumestimat på skredhendelse 1 og 2 (Fig 5-1) mellom $3,01 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ - $6,02 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ per skredlobe. Disse volumene resulterer i

en utløpsdistanse mellom 946m – 1055m. En kan så snu på formelen, og beregne volumet med en gitt siktvinkel. For å oppnå et estimert volum på over $3 \cdot 10^6 \text{m}^3$ kreves det en siktvinkel på under 23° , noe som er veldig lavt, og ville resultert i en betydelig lengre utløpsdistanse enn ved dagens situasjon. En siktvinkel på 23° med dagens topografi ville resultert i en utløpslengde på 1200m. Skredan er dermed langt over den estimerte Scheidegger kurven med en siktvinkel på 30grader, mens en siktvinkel på 23grader treffer godt med Scheidegger kurven (Fig 5-3).



Figur 5-3: Skredan satt inn i Scheidegger kurven. Gult område markerer Skredan. (Modifisert fra Oppikofer et al 2016)

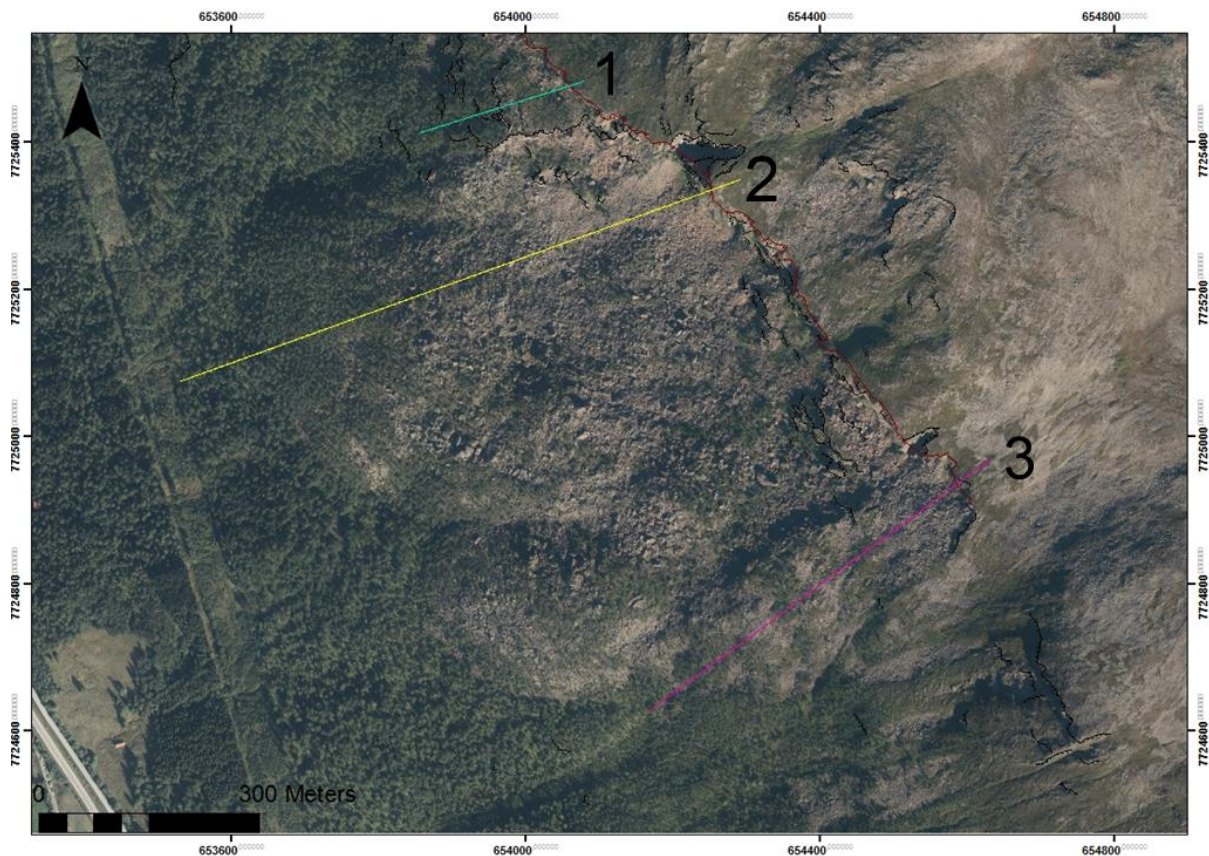
Blikra et al (2001) estimerte 25 skred i Norge, hvor fellestrekket var at estimert utløpsdistanse var lengre enn den reelle distansen. Skredan treffer godt opp mot estimatene fra Blikra et al (2001).

5.4 Bevegelses mønster og skredmekanismer

Under dette delkapittelet vil jeg diskutere ulike bevegelsesmønstre, basert på orientering av strukturer i berggrunnen og antatt type bevegelse av fjellskredmassene ved Skredan. Diskusjonen blir gjort basert på tolkete profiler (Fig 5-4, Fig 5-5, Fig 5-6, Fig 5-7, Fig 5-9), flybilder og feltobservasjoner.

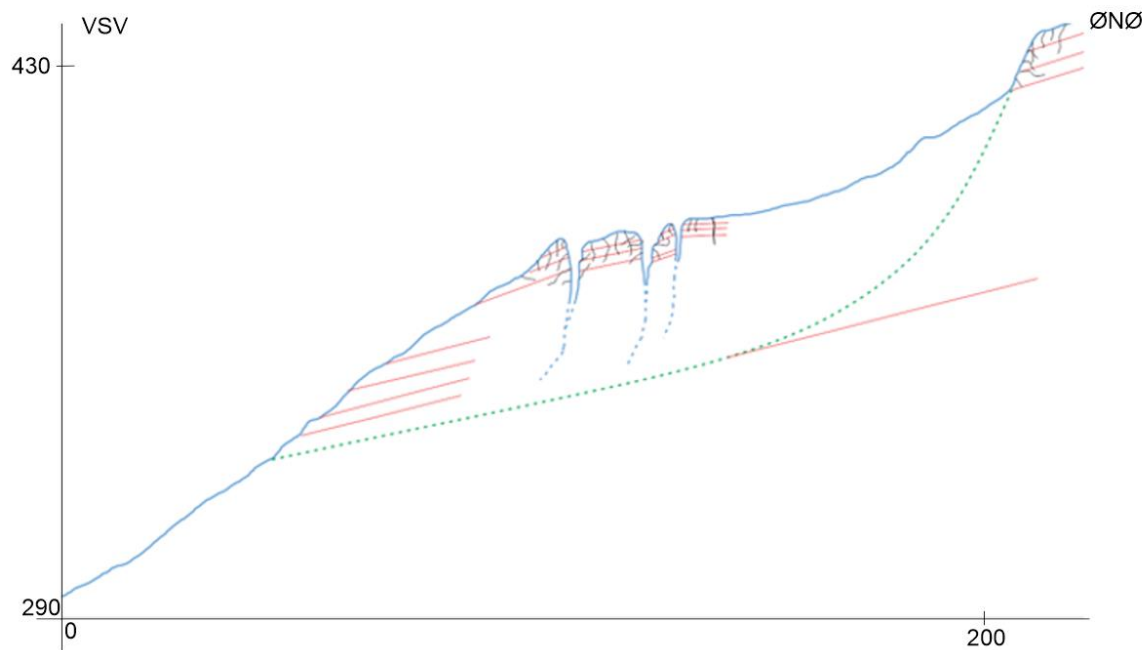
Det er som tidligere diskutert flere ulike former for utrasinger ved Skredan. De ulike formene som er observert er topling, kileutglidning, planutglidning og rotasjonsutglidning (se kap 5.1 til 5.3). De ulike formene/mekanismene for utrasing har ført til dannelsen av ulike morfologiske skredavsetninger.

Steinsprang opptrer som følge av både topling og kileutglidninger langs bakskrenten (langsgående og ortogonale sprekker) og på foliasjonsplan. Topling fører til at flere mindre blokker faller ut som følge av steile gjennomgående sprekker. Sprekkene fører til at blokker roterer utover, og faller ut langs bakskrenten. Det er også observert en større blokk som er rast ut ved sannsynlig topling langs den Ø-V strykende skrenten ved område A (Fig 4-20, Fig 4-23), hvor en blokk med lengste akse opp mot 10m har falt ut som følge av et gjennomgående sprekkeplan. Topling langs bakskrenten fører til et talusdekke med en brattere gradient opp under bakskrenten. Talusdekket er tolket dannet som følge av gjentakende topling og steinsprang over lang tid.

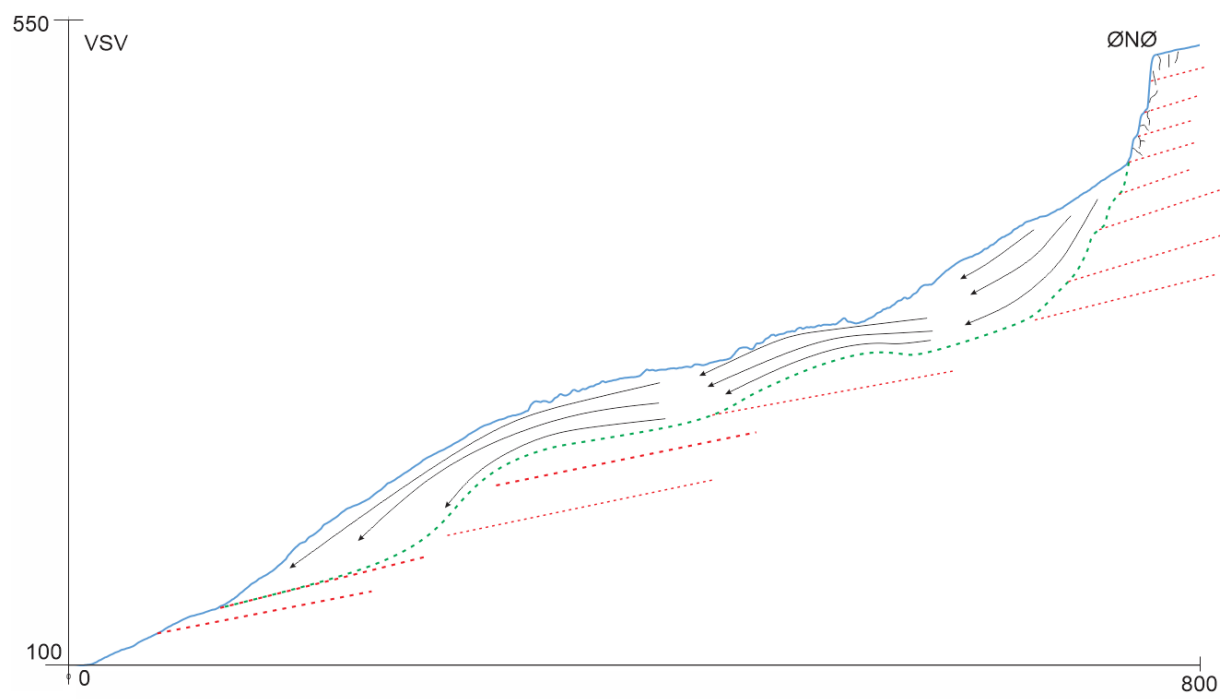


Figur 5-4: DEM foto over Skredan som viser lokalisering av tre tolkede profillinjer over Skredan. 1: igjennom den delvis intakte benken ved område A, 2: i fjellskredavsetningene ved delområde B og 3: delvis intakte fjellskredavsetninger ved delområde C.

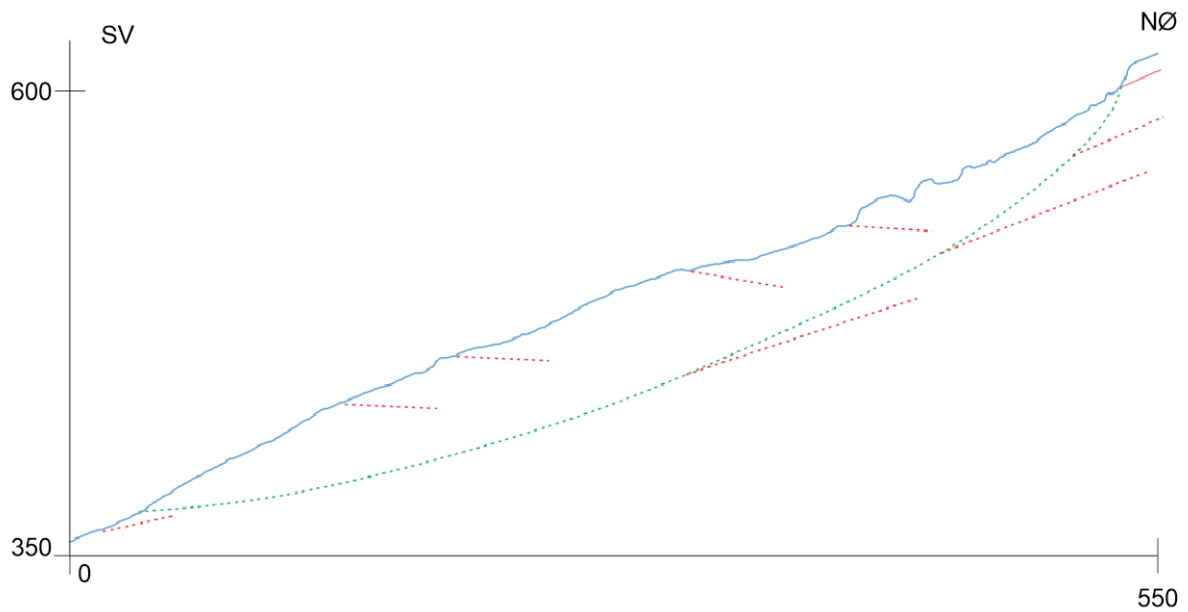
For å visualisere og bedre tolke de store skredavsetningene, og deres mulige kontrollerende strukturer i berggrunnen, ble tre geologiske profiler utarbeidet. Profilene er basert på en DEM med 1m oppløsning, og gir dermed et godt innblikk i overflateformer over området, som kan brukes til å tolke bevegelsesretninger og mekanismer.



Figur 5-5: Tolket geologisk profil nummer 1: Grønn stiplet linje = Antatt glideplan, Røde linjer = Foliasjon, Blå linjer = store åpne sprekker hvor stiplet markerer usikre områder, Sort = mindre sprekker i berggrunnen

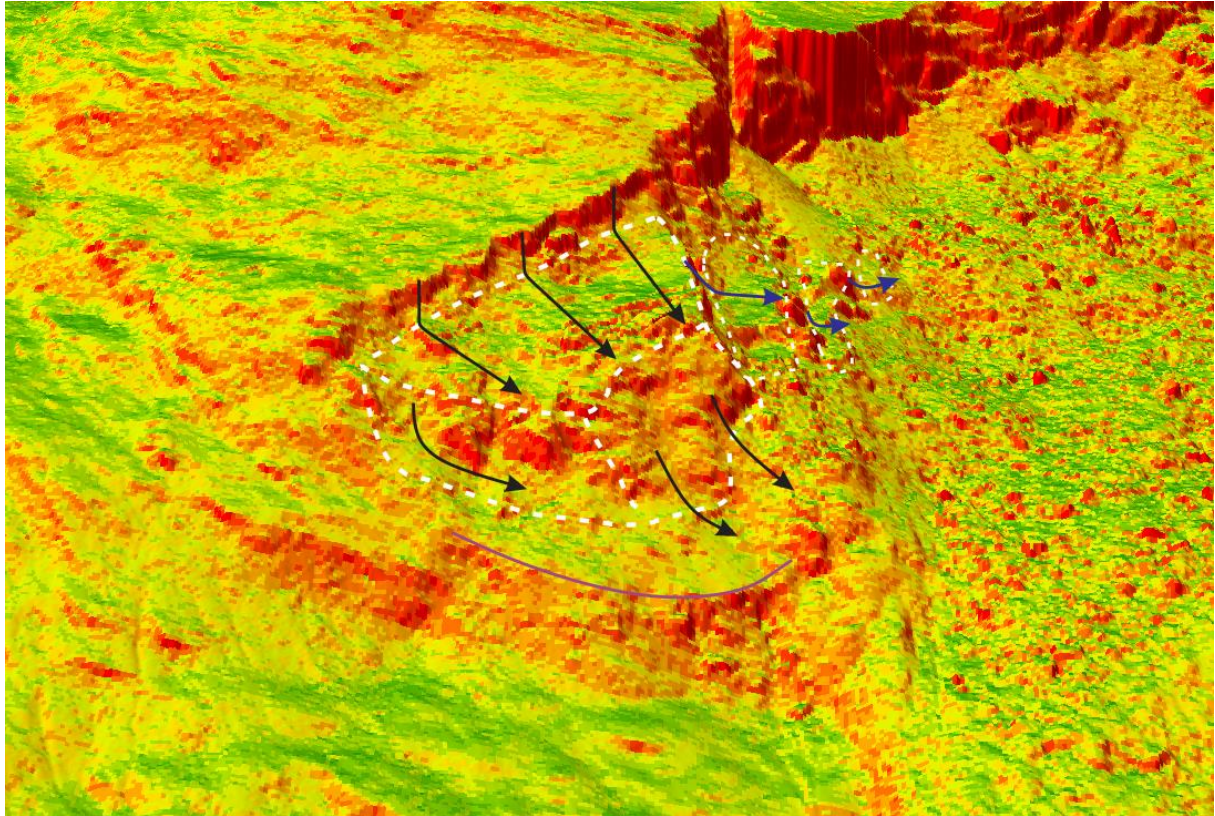


Figur 5-6: Tolket profil nummer 2. Grønn stiplet linje = Potensielt glideplan, Rød stiplet = Foliasjon, Sorte piler = Bevegelsesretning. Merk trappetrinsformet glideplan mot baksikrenten og foliasjonsparallelt i midtpartiet.



Figur 5-7: Tolket geologisk profil nummer 3. Grønn stiplet linje = Potensielt glideplan, Sød stiplet linje = Foliasjon. Merk, buet glideplan og innover hellende foliasjon i skredmassene

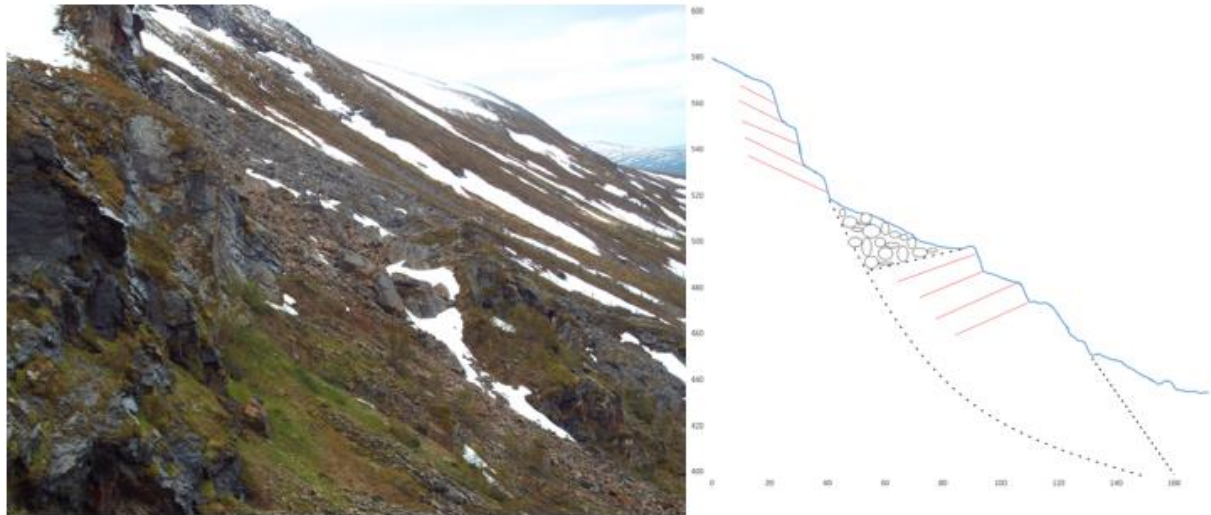
Profil 1 fra delområde A er det eneste som viser intakt berggrunn, og således kan antyde geometrien til strukturer i skredområdene B og C før de raste ut. Profil 2 og 3 viser mulige tolkninger av hvor og hvordan glideplan er generert ved utrasingene (Fig 5-5, Fig 5-6, Fig 5-7). Profilene alene er dog ikke nok til å tolke bevegelsesmønsteret, og derfor blir de supplert med både flybilder og feltobservasjoner.



Figur 5-8: Foliasjonsstyrt kileutglidning av benken ved område A. Lilla: markering av tålinjen til glideplanet, Hvit: markering av benken, Sort: Bevegelsesretning, Blått: Bevegelsesretning av mindre benker

Basert på måledata fra bruddplan (Fig 4-19) og feltobservasjoner har den delvis intakte benken i delområde A (se Fig 4-21) har sannsynligvis beveget seg som følge av en kombinasjon mellom kileutglidning og planutglidning (Fig 3-5, Fig 4-19) (Goel & Bhawani 2011). Benken avgrenses av to regionale sprø ekstensjonsforkastninger (Fig 4-16), mot sør av en VSV-ØNØ strykende flate (Fig 4-20, Fig 4-24) og mot øst av NV-SØ strykende bakskrent. Berggrunnen ved benken har en gjennomgående foliasjon, som kan ha fungert som glideplan mellom bakskrenten og de to avgrensende tverrsprekkene (Fig 5-5, Fig 5-8). De to regionale forkastningene møtes tilnærmet ortogonalt og avgrenser kilen. Kilen har så glidd ut langs den gjennomgående foliasjonen, mot vest (Fig 4-8). Benken er preget av store dype sprekker, som trolig har åpnet seg som følge av denne bevegelsen (Fig 4-21). Et mer listrisk plan ville ført til rotasjon av de oppdelte blokkene hvor foliasjonen ville endret seg fra skråningshellende til å helle innover mot bakskrenten. Siden berggrunnen domineres av skråningshellende foliasjon, er trolig ikke glideplanet listrisk. Foliasjonen er slakere ved den vestlige delen av benken enn mot øst hvor benken møter bakskrenten noe som tyder på en svak roterende bevegelse.

Bakskrenten er dermed trolig listrisk, som fører til at benken har startet med en roterende bevegelse, for å så gli ut langs et planart foliasjonsplan. Lignende tolkning er gjort av delvis intakte langsgående blokker i den sørlige delen av delområde B, hvor blokken har tydelige foliasjonsplan som heller inn mot skråningen, noe som antyder at de representerer listrisk roterte forkastningsblokker (se kap 4.7.3 og Fig 5-9).



Figur 5-9: Rotert berggrunnsblokker mot bakskrenten, og et tegnet profil. Røde streker i profilet indikerer fallretning på foliasjon.

Fjellskredet ved område B har trolig rast ut langs berggrunnen, med en kombinasjon mellom litologiske kontakter og foliasjonsplan (Bunkholt et al 2012, Braathen et al 2004). Det totalt utraste fjellpartiet har ingen bevarte strukturer, og dette antyder at hele fjellpartiet kan ha rast ut svært hurtig, i en eller flere katastrofale hendelser.

Profil 3 (Fig 5-7) er tolket for utrasingene i delområde C. Delområde C skiller seg ut fra område B, ved å inneholde blokker med delvis intakt berggrunn og foliasjon. Området har rast ut fra samme bakskrent, tett opp mot skredavsetningene i område B, men destruksjonen er fjellpartiet er betydelig mindre. Dette antyder ulike bevegelsesmekanismer, og variasjoner i berggrunnen (Bunkholt et al 2012).

Forandringen i skredavsetningene fra område B, opp mot område C antyder ulike bevegelsesformer. Et buet, listriskplan vil føre til en rotasjon av bergmassene innover, mens et planart vil bevare original retning (Braathen et al 2004). Rotasjonsbaserte fjellskred resulterer i mer intakte avsetninger, hvor berggrunnstrukturer ofte er bevart. Det er få rene rotasjonsbaserte fjellskred i Troms, da de oftest forekommer i svakere

bergarter enn gneiser (Bunkholt et al 2012). Det er tegn til en gradvis overgang fra planarutglidning til rotasjonsstyrt utglidning fra NV mot SØ i delområde B, til fullstendig rotasjonsbasert i delområde C. Delområde C består av delvis intakte skredavsetninger, med bevarte strukturer, og i de SØ delene av område B er det delvis intakte skredblokker med godt bevarte strukturer.

Avsetningene til fjellskredet styres ikke bare av bevegelsesform, men også av topografiske hindringer. Fjellskred har en enorm kinetisk energi, men beveger seg ofte som en stor samling av løse blokker som ikke henger sammen, og mangler dermed kohesjon og elastisitet. Topografien og eventuelle topografiske hindringer spiller dermed en stor rolle i avsetningsformen på fjellskredavsetninger (Hewitt et al 2007). Fjellskredavsetningene i delområde B flater ut langs midten av loben, for å så få en bratt skredfront (Fig 4-1, Fig 4-2, Fig 4-31, Fig 5-6). Utflatingen og den bråe overgangen mot en steil front tyder på topografiske hindringer av utløpet til fjellskredet. Uten hindringer ville trolig utløpsdistansen ha vært lengre (se kap 5.3.4) og med en flatere front (Nicoletti & Valvo 1991). Formen på avsetningene tyder på en mindre underliggende hindring (Fig 5-6) (Braathen et al 2004), og muligheten for en hindring langs fronten.

Fjellskredet er avgrenset mot NØ av bakskrenten som trolig er en listrisk postkaledonisk ekstensjonsforkastning, og glidd ut langs litologiske kontakter og konstant gjennomgående foliasjonsplan. Glideplanet har blitt brutt opp av intakt berggrunn som ikke har rast ut, både langs bakskrenten i form av en trappetrinnsstruktur og langs bunnen (Fig 5-6). I skredets lengderetning ned fjellsiden har skredmassene hopet seg opp nær enden av et platå, for å så bule opp, og avsettes i skråningen nedenfor. En slik skredgeometri kan forklares ved en plutselig, og brå stans av bevegelsene til fjellskredet, noe som vil føre til svært kompakte avsetninger (Hewitt et al 2007). Dette kan forklare den steile fronten, med en gradient på 40°. Dannelsen av denne skredgeometrien antyder at det kan ha eksistert en topografisk hindring langs fronten som ikke er synlig i dag.

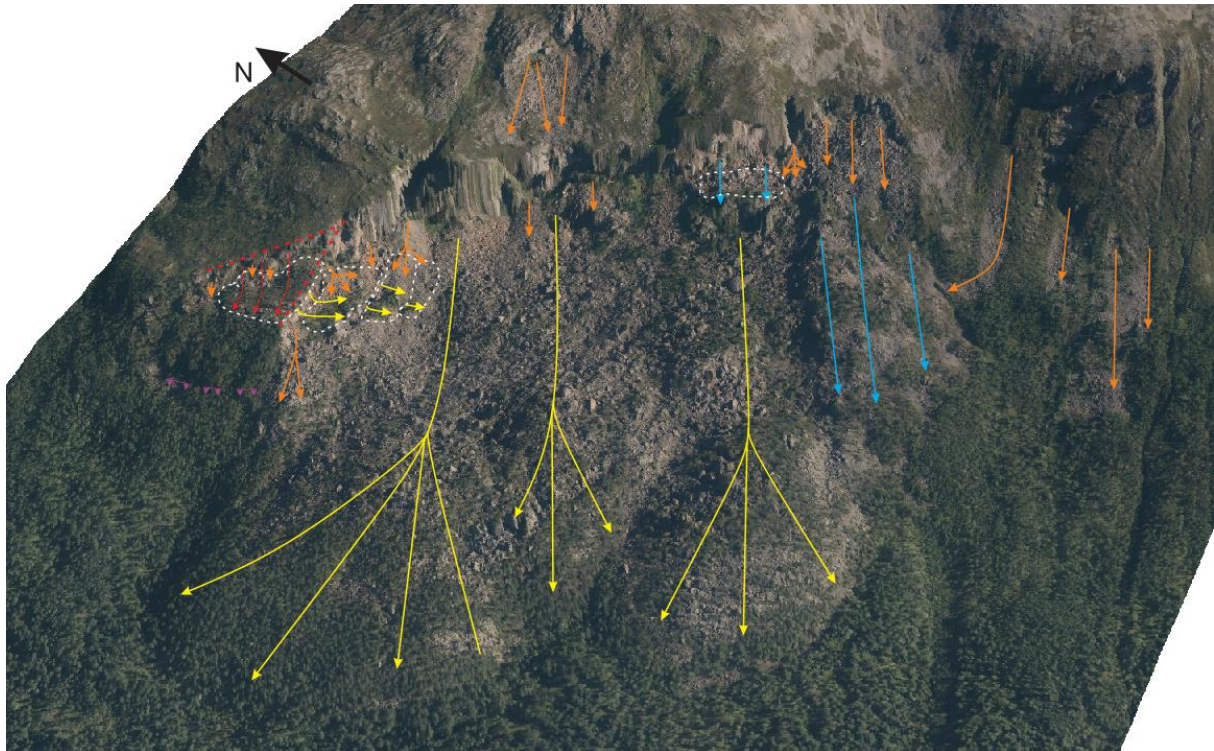
Estimering av en alder på fjellskredet vil kunne si noe om forholdene for utrasingen. Skarpnes trinnet fra sen Pleistocene tid, 12280 ± 140 år siden (Andersen 1968, Andersen 1979, Vorren & Elvsborg 1979) ville ha erodert skredavsetningene, så skredet er dermed yngre enn Skarpnes. Tromsø-Lyngen trinnet er estimert til å være langs

skredfronten (Fig 4-36) (Andresen 1968). Det kan ha vært store mengder løsmasser, i form av morenerygger langs fronten av skredet, som har fungert som en hindring langs skredfoten. Disse morene kan så ha blitt erodert under yngre dryas framstøtet, siden breen trolig har vært helt opp mot foten av fjellskredavsetningene. En annen mulighet er at skredet ble stoppet av isbreen under yngre dryas, som daterer skredet til å være mellom 10.150-11680±170 år gammelt, overgangen av Pleistocene tid til Holocene tid. Det er svært sannsynlig at skredet har rast ut i dette tidsrommet, da flere historiske skred i langs kysten av Norge og i Troms er datert til Sen Pleistocene eller tidlig Holocene tid (Blikra et al 2006, Braathen et al 2004, Osmundsen et al 2009).

En sperre langs fronten vil gi en forklaring på sorteringen av fjellskredavsetningene langs skredfronten. Fjellskredavsetninger er ofte preget av en revers gradering (Dunning 2006). Store blokker på toppen av skredavsetningene over skoggrensene indikerer at Skredan også kan ha en revers gradering av avsetningene. Under fjellskred og andre gravitasjonsdrevne skred, vil de største blokkene bevege seg lengst som følge av gravitasjon. Ved Skredan er fronten av skredloben preget av små blokker, som gradvis blir større opp mot skoggrensa (se kap 4.7.1). Under utrasingen vil de største blokkene bevege seg raskest, og dermed være fremst, mens de mindre blokkene kommer etter. Ved en brå stopp, vil de største blokkene dermed stoppe først, for å så bli dekket av flere mindre blokker. En slik prosess vil forklare sorteringen av fjellskredavsetningene langs skredfronten. De store blokkene vil også stables lettere enn de små, og dermed stabilisere fronten, noe som tillater en gradient på 40grader.

Det er også muligheter for at permafrost og steinbre aktiviteter, kombinert med flere mindre skred har ført til dannelsen av formen på skredmassene. Ved å se på Skredan som en stor steinbre, eller tidligere steinbre vil også kunne forklare lobeformene og den steile fronten. Det er trolig ikke permafrost ved Skredan i dag, da fjellsiden ikke er nordvendt, og skredavsetningene er lokalisert mellom 450 – 150 moh, som er under dagens permafrostgrense i området (Blikra & Christiansen 2013). Men, under siste istid, var klimaet kaldere, og permafrostgrensen var betydelig lavere. Bevegelsene til en steinbre vil kunne danne de velutviklede lobeformene som en ser i dagens avsetninger. Det vil også kunne forårsake at de største blokkene langs fronten, har blitt begravd av mindre blokker, som følge av en sirkulasjon av blokkene innad i steinbreen i det steinbreen beveger seg fremover. Ett av de viktigste kjennetegnene til steinbreer er

kompresjonsrygger som følge av interne bevegelser i den overliggende talusen. Slike rygger er helt fraværende ved Skredan. Terrenget rundt Skredan har en relativt konstant gradient, ikke et utpreget alpint landskap, så lite som tilsier at det var store mengder med is som lå igjen etter yngre dryas fremstøtet.



Figur 5-10: Ulike bevegelsesmønstre ved Skredan. Lilla: tålinje av glideplan, Hvit: Omriss av toppflaten til benker, Røde piler: Kile utglidning, Rød stiplet: Kile avgrensninger, Gule piler: Planutglidning, og bevegelsen til skredavsetninger som følge av planutglidning, Blåe piler: Rotasjonsutglidning, Orange piler: Diverse mindre skred, fra topling, plan- og kileutglidning. Merk at det er planutglidninger i to ulike retninger.

Kort oppsummert: Den nordlige delen av Skredan er avgrenset av steile regionale lineamenter og bruddplan, med en underliggende konstant foliasjon som resulterer i en utglidning basert på en kombinasjon av kileutglidning og planutglidning (Fig 5-10). Mindre skredavsetninger som steinsprang, topling og steinskred er preget av de samme faktorene. Bakkrenten over delområde B og C har både en trappetrinns- og en listriskgeometri. Glideplanet over delområde B følger foliasjonen og litologiske kontanter mellom bergarter med en tydelig kompetanse forskjell, som resulterer i en planarutglidning (Fig 5-10). Skredområdet er gradvis preget av rotasjonsutglidning mot sør, hvor delområde C er rast ut basert på rotasjonsutglidning (Fig 5-10).

5.5 Fremtidig fare

Det er målt store bevegelser i fjellskred avsetningene med InSAR (Fig 4-37).

Bevegelsene i skred avsetningene stammer trolig fra deformasjon av underliggende sedimenter. Om det er permafrost i skredavsetningene, vil deformasjon av is også føre til store bevegelser. Mengden bevegelser antyder en kjerne av is, men skredets beliggenhet tilsier at det ikke skal eksistere permafrost i området (Blikra & Christiansen 2013).

Det er målt bevegelser langs den delvis utraste benken ved område A (1-2mm per år). Benken glir trolig på et foliasjonsplan (se kap 5.1.1.2 og 5.4), så bevegelsen vil dermed trolig ikke øke, da foliasjonen trolig blir slakere lengre ned, og ikke steilere (Fig 4-7, Fig 5-8). Det er flere dype åpne sprekker langs fronten av benken (Fig 4-21), hvor bunnen ikke er synlig som følge av overliggende løse blokker. Disse sprekke er trolig så dype (Fig 5-5), at fronten av benken vil løsne langs disse sprekke, før hele benken glir ut. Dette vil føre til store kampesteiner som beveger seg ned langs fjellsiden. Med mengden vegetasjon, mangelen på stor fallhøyde og en skråning som er rundt 20grader i området under, vil disse blokkene trolig aldri nå ned til bebyggelsen under. Om foliasjonen er glideplanet, brytes foliasjonen av en skråning 145m fra fronten av benken, og med dagens hastighet tilsvarer det over 7000år før benken når denne skråningen. Om det er permafrost ved Skredan, som langs bunnen av benken, vil en smelting dette kunne øke hastigheten på benken betraktelig. Det er også mulig at den delvis intakte benken deler seg i flere mindre blokker, som følge av dype sprekker, som resulterer i en økt hastighet på bevegelsene, da friksjonskreftene minsker. Dette vil uansett trolig ikke føre til at blokkene når ned til bebyggelsen. Raser hele benken som en samlet enhet, vil det totale volumet trolig bli i underkant av $1 \cdot 10^6 \text{m}^3$. Bebyggelsen under er 500m i fra den delvis intakte benken. Ved bruk av formel 1, fallhøyde på 200m og volum på $1 \cdot 10^6 \text{m}^3$ gir det en forventet utløpsdistanse på 413m. Det er tett vegetasjon under benken, så risikoen for at selv med en full utglidning, vil ikke bebyggelsen rammes.

6 Konklusjon

Fjellskredet ved Skredan består av en intakt bakskrent, delvis intakt benk og historiske fjellskredavsetninger. Berggrunnen består av godt folierte glimmerrike og massive gneiser i veksling med glimmerfattige gneiser, glimmerskifer og amfibolitt, som

resulterer i kompetanseforskjeller i berggrunnen. Det er også mulighet for kalkspatbergarter i området (Zwaan 2001). Bergartene har en velutviklet foliasjon med generelt konstant strøk NV-SØ og slakt fall nedover skråningen.

Post-kaledonske sprø forkastninger og bruddplan med regional utbredelse og strøk NV-SØ har bidratt til å lokalisere skredets bakskrent. Skråningshellende foliasjon og oppsprukket berggrunn, med åpne og lukkede langsgående og tverrgående sprekker og bruddplan synes å ha styrt utrasingene i Skredan. Bakskrenten er trolig en NV-SØ strykende listrisk regional ekstensjonsforkastning med fall mot SV, mens skredet avgrenses mot nordvest og sørøst av tverrgående ØNØ-VSV og NØ-SV strykende regionale ekstensjonsforkastninger med fall mot NNV og NV.

Flere kategorier og mekanismer for utraste fjellpartier er tolket i Skredan, den nordlige delvis utraste benken er beveget som følge av en kombinasjon mellom planutglidning og kileuglidning, hvor foliasjon er glideplanet som avgrenses lateralt av tverrsprekker. Fjellskredet har en listrisk bakskrent med trappetrinns struktur over en planutglidning, hvor foliasjon og potensielle litologiske kontakter danner glideplanet. Det sørøstlige delvis intakte fjellskredet har rast ut som følge av rotasjonsutglidning mot et mulig listrisk glideplan dannet fra terminering fra en steil langsgående bakskrent mot underliggende foliasjon. Det er en økt grad for rotasjon av skredavsetningene fra NV mot SØ.

Fjellskredet har trolig rast ut i sluttfasen av siste istid, dvs. sen Pleistocen tid eller tidlig Holocene. Formen på skredavsetningene, og utløpsdistansen antyder at skredet har møtt en topografisk hindring, som kan ha vært isbreen under Yngre-Dryas fremstøtet, da T-L trinnet går langs fronten av skredavsetningene. Det er dermed svært trolig at skredet ble utløst i sen Pleistocen tid, mer eksakt under Yngre-Dryas perioden.

Referanseliste

- Adhikary, D., A. Dyskin, R. Jewell, and D. Stewart. "A Study of the Mechanism of Flexural Toppling Failure of Rock Slopes." *Rock Mechanics and Rock Engineering* 30, no. 2 (1997): 75-93.
- Andersen, Bjørn G. "The Deglaciation of Norway 15,000–10,000 B.P." *Boreas* 8, no. 2 (1979): 79-87.
- Andersen, B., G. 1968: *Glacial geology of west Troms*, upublisert.
- Andresen, A., Fareth, E., Bergh, S., Kristensen, S. E., Krog, E. . "Review of Caledonian Lithotectonic Units in Troms, North Norway." Chap. 569 In *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*, edited by David G. Gee and B. A. Sturt, 10: John Wiley & Sons Ltd, 1985.
- Bakkhaug, Iselin, T. Norges arktiske universitet Ui, Tromsø Universitetet i, and Finnmark Høgskolen i. *Undersøkelse Av Ustabil Fjellparti Ved Adjet, Storffjord, Troms : Betydningen Av Ulike Kategorier Av Glideplan I Berggrunnen Og Mekanismer for Utglidning*. Tromsø: UiT Norges arktiske universitet, 2015.
- Barton, N., and V. Choubey. "The Shear Strength of Rock Joints in Theory and Practice." *Journal of the International Society of Rock Mechanics / Felsmekanik / Mécanique des roches* 10, no. 1 (1977): 1-54.
- Blikra, L. H., O. Longva, A. Braathen, J. F. Dehls, K. Stalsberg, and E. Anda. "Rock Slope Failures in Norwegian Fjord Areas: Examples, Spatial Distribution and Temporal Pattern." *Landslides* 49 (2006): 475-96.
- Blikra, L. H., and Hanne H. Christiansen. "A Field-Based Model of Permafrost-Controlled Rockslide Deformation in Northern Norway." *Geomorphology* 208 (2014/03/01/2014): 34-49.
- Blikra, L. H. "Store Fjellskred I Troms." *Jordskjelv i Nord-Norge* (2002): 25-33.
- Blikra, L., H., Braathen, A., Elin, S. 2001: *NGU rapport nr: 2001.108: Hazard evaluation of rock avalanches; the Bardaldsnes-Oterøya area*.
- Blikra, L. H. Eiken, T. Henderson, I. Ganerød, G. V. 2006. NGU rapport nr: 2006.040: Forprosjekt fjellskred i Troms – Status 2005

- Braathen, A, Blikra, L. H., Berg, S., and Karlsen, F. "Rock-Slope Failures in Norway; Type, Geometry, Deformation Mechanisms and Stability." *Norsk Geologisk Tidsskrift* 84, no. 1 (2004): 67-88.
- Bredal, M., "A Structural, Geomorphological and Insar Study of the Unstable Rock Slope in Oksfjellet, Kåfjord, Troms." UiT Norges arktiske universitet, 2016.
- Brideau, M. A, Ming, Y, and Doug S. "The Role of Tectonic Damage and Brittle Rock Fracture in the Development of Large Rock Slope Failures." *Geomorphology* 103, no. 1 (2009/01/01/ 2009): 30-49.
- Bryhni, I. 2009: <https://snl.no/breksje> 2017
- Bunkholt, H, T. F. Redfield, P. T. Osmundsen, Oppikofer, T., Hermanns, R. L., and J. Dehls. "Landslide Processes in Hard Rock in Troms, Norway." *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding* (2012): 7.
- Bunkholt, H., S., Otterå, F., X., Molina, Y., Hermanns, R., L., Dehls, J., Osmundsen, P., T., Redfield, T., Eiken, T., Böhme, M. 2013: *NGU rapport nr: 2013.021 Undersøkelser av ustabile fjellparti i Troms-status og planer etter feltarbeid 2011 og 2012*
- Corfu, F., T. B. Andersen, and D. Gasser. "The Scandinavian Caledonides: Main Features, Conceptual Advances and Critical Questions." *Geological Society Special Publication* 390, no. 1 (2014): 9-43.
- Dahl, Rolv, Harald Sveian, and undersøkelse Norges geologiske. *Ka Dokker Mein Førre Stein! : Geologi, Landskap Og Ressurser I Troms*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2004.
- Dahle, H., Devoli, G., Fischer, L., Jaboyedoff, M., Loew, S., Sætre, S., Molina, F.Y. 2012: *NGU rapport nr: 2012.029: Recommended hazard and risk classification system for large unstable rock slopes in Norway*.
- Dallmeyer, R. D., and A. Andresen. "Polyphase Tectonothermal Evolution of Exotic Caledonian Nappes in Troms, Norway: Evidence from 40Ar/39Ar Mineral Ages." *Lithos* 29, no. 1 (1992/12/01/ 1992): 19-42.
- Devoli, G., Bargel, T.H., Taurisano, A., Berg, H., Eikenæs, O., Lyche, E., Fergus, T., Kvakland, M.R., Wasrud, J., Helle, T.E., Orvedal, K., Peereboom, I.O., Andersen, Ø.B., Hermanns, R., Høst, J., Hansen, L., Bunkholdt, H., Eilertsen, R., Fischer, L., L'Heureux, J.S., Oppikofer, T.,

- Rubensdotter, L., Sletten, K., Solberg, I.L., Stalsberg, K. 2011: *Rapport nr 14, Plan for skredfarekartlegging.*
- Domaas, U, and E Grimstad. "Fjell- Og Steinskred." In *Skred*, 32. Norge: Universitetsforlaget, 2014.
- Dorren, Luuk K. A. "A Review of Rockfall Mechanics and Modelling Approaches." *Progress in Physical Geography* 27, no. 1 (2003): 69-87.
- Dunning, Stuart A. "Rock Avalanches in High Mountains." University of Bedfordshire.
- Eriksen, Harald Øverli, Geoffrey D. Corner, Steffen G. Bergh, and Tom Rune Lauknes. "Slope Displacement Patterns Observed Using Satellite InSAR Data in the Storfjord-Kåfjord-Lyngen Region, Troms." Universitetet i Tromsø, 2013.
- Evans, S. G., Gabriele S. M., Alexander S., Reginald L. H., SpringerLink, and Nato Advanced Research Workshop on Massive Rock Slope Failure : New Models for Hazard Assessment. *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. Nato Science Series Iv. Springer Netherlands, 2006.
- Herman, F., Isaksen, K., Etzelmüller, B., and Gisnås, K. "Ground Thermal Regime and Permafrost Distribution under a Changing Climate in Northern Norway." *Permafrost and Periglacial Processes* 24, no. 1 (2013): 20-38.
- Gabrielsen, R. H, A. Braathen, J. Dehls, and D Roberts. "Tectonic Lineaments of Norway." *Norsk Geologisk Tidsskrift* Vol 82 (2002): 21.
- Gee, D. G., Fossen, H., Henriksen, N., Higgins, A., K., and Ladenberger, A. "From the Early Paleozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland." 44-51. Ottawa, ON: Ottawa, ON, Canada: International Union of Geological Sciences (IUGS), 2008.
- Goel, R. K., and Bhawani Singh. *Engineering Rock Mass Classification: Tunnelling, Foundations and Landslides*. Elsevier Science, 2011.
- Grumstad, A. "Geomorfologisk Og Strukturgeologisk Undersøkelse Av Ustabile Skråninger Og Skredavsetninger I Fjellområdet Mellom Tromsøysundet Og Ullsfjorden I Tromsfylke." Universitetet i Tromsø Norges Arktiske Universitet 2017.
- Haeberli, Wilfried, Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V. "Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics." *Permafrost and Periglacial Processes* 17, no. 3 (2006): 189-214.

- Hansen, J. A, and Steffen Bergh. "Origin and Reactivation of Fracture Systems Adjacent to the Mid-Norwegian Continental Margin on Hamarøya, North Norway: Use of Digital Geological Mapping and Morphotectonic Lineaments Analysis." *Norsk Geologisk Tidsskrift* 92 (2012): 12.
- Harbits, C. B. "Flodbølger Forårsaket Av Skred." In *Skred*, 24. Norway: Universitetsforlaget, 2014.
- Harris, S.,A. French, J.,A. Heginbottom, G.,H. Johnston, B. Ladanyi, D.,C. Segó, R.,O. 1988: *Glossary of permafrost and related ground-ice terms*.
- Henderson, Iain H. C., T. R. Lauknes, P. T. Osmundsen, J. Dehls, Y. Larsen, T. F. Redfield, and Michel Jaboyedoff. "A Structural, Geomorphological and Insar Study of an Active Rock Slope Failure Development." *Geological Society Special Publications* 351 (2011): 185-99.
- Henderson, I.H.C., Osmundsen, P.T. og Redfield, T. 2008: Rapport nr: 2008.025 NGU
- Henderson, I.H.C., Osmundsen, P.T. og Redfield, T. 2010: Rapport nr: 2010.021 NGU
- Hermanns, Reginald L., Aline Saintot, Halgeir Dahle, Thierry Oppikofer, Luzia Fischer, Halvor Bunkholt, Martina Böhme, *et al.* "Systematic Mapping of Large Unstable Rock Slopes in Norway." 29-34, 2013.
- Hermanns, Reginald L., and Manfred R. Strecker. "Structural and Lithological Controls on Large Quaternary Rock Avalanches (Sturzstroms) in Arid Northwestern Argentina." *GSA Bulletin* 111, no. 6 (1999): 934-48.
- Hermanns, R., L., Oppikofer, T., Anda, E., Blikra, L., H., Böhme, M., Bunkholt, H., Crosta, G., B., Dahle, H., Devoli, G., Fischer, L., Jaboyedoff, M., Loew, S., Sætre, S., Molina, F., Y. 2012: *Rapport nr: 2012.029 Recommended hazard and risk classification system for large unstable rock slopes in Norway*.
- Hewitt, Kenneth, John J. Clague, and John F. Orwin. "Legacies of Catastrophic Rock Slope Failures in Mountain Landscapes." *Earth-Science Reviews* 87, no. 1 (2008/02/01/2008): 1-38.
- Hungr, Oldrich, S. G. Evans, M. J. Bovis, and J. N. Hutchinson. "A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type." *Environmental & Engineering Geoscience*, no. 3 (2001): 221-38.

- Hungr, Oldrich, Serge Leroueil, and Luciano Picarelli. "The Varnes Classification of Landslide Types, an Update." *Journal of the International Consortium on Landslides* 11, no. 2 (2014): 167-94.
- Husby, Emil Danielsen, Tromsø Universitetet i, Tromsø Høgskolen i, and T. Norges arktiske universitet Ui. "Fjellskred I Nomedalstinden : En Strukturstyrt Masseutglidning På Et Underliggende Storskala Glideplan." Tromsø: E.D. Husby, 2011.
- Indrevaer, Kjetil, Steffen Bergh, J. B Koehl, J. A Hansen, and E. R Schermer. "Post-Caledonian Brittle Fault Zones on the Hyperextended Sw Barents Sea Margin: New Insight into Onshore and Offshore Margin Architecture." *Norsk Geologisk Tidsskrift* 93 (2013): 21.
- Indrevaer, Kjetil, Holger Stunitz, and Steffen G. Bergh. "On Palaeozoic-Mesozoic Brittle Normal Faults Along the Sw Barents Sea Margin; Fault Processes and Implications for Basement Permeability and Margin Evolution." *Journal of the Geological Society of London* 171, no. 6 (2014): 831-46.
- Isaksen, Ketil, L. H. Blikra, and Trond Eiken. "The Existence of Warm Permafrost in Ustanble Rock Slopes in Western and Northern Norway." *Geophysical Research Abstracts* 12 (2011): 1.
- Janák, M., E. J. Krogh Ravna, K. Kullerud, K. Yoshida, R. Milovský, and T. Hirajima. "Discovery of Diamond in the Tromsø Nappe, Scandinavian Caledonides (N. N Orway)." *Journal of Metamorphic Geology* 31, no. 6 (2013): 691-703.
- Jørgensen, P, R Sørensen, and S Haldorsen. *Kvartær Geologi*. 2 vols. Vol. 2, Norway: Tun forlag, 1997.
- Larsen, Ole Patrick Ege, and Geoffrey Corner. "Geomorfologisk Og Strukturgeologisk Studium Av Fjellskredet Ved Falsnesfjellet, Storfjord, Troms." UiT Norges arktiske universitet, 2014.
- Lied, K. "Innledning Og Historikk." In *Skred*. Norway: Universitetsforlaget, 2014.
- Mangerud, Jan. "Ice Sheet Limits in Norway and on the Norwegian Continental Shelf." *Developments in Quaternary Science* 2 (2004): 271-94.
- Nesje, Atle, Kjell Helge Sjøstrøm, and Eva Bjørseth. *Brelære : Bre, Landskap, Klimaendringer Og Datering*. 2. utg. ed. Kristiansand: Høyskoleforl., 2012.

Nicoletti, P. G, V Sorriso, and M Bull. "Geomorphic Controls of the Shape and Mobility of Rock Avalanches: Geol Soc Am V103, N10, Oct 1991, P1365–1373." A188-A88, 1992.

NVE 2016: <https://www.nve.no/flaum-og-skred/om-skred/steinsprang-og-steinskred/> 2017

NVE 2015: *Steinsprangområde over Holmen I Kåffjorddalen. Geofaglig rapport fra seksjon for fjellskred 15 september 2015*

Olsen, L, Harald Sveian, B Bergstrøm, D Ottesen, and L Rise. "Quaternary Glaciations and Their Variations in Norway and on the Norwegian Continental Shelf." *Geological Society Special Publication* 13 (2013): 52.

Oppikofer, T., Böhme, M., Nicolet, P., Penna, I., Hermanns, R., L. 2016: *Ngu rapport nr: 2016.047: Metodikk for konsekvensanalyse av fjellskjred.*

Osmundsen, P. T., I. Henderson, T. R. Lauknes, Y. Larsen, T. F. Redfield, and J. Dehls. "Active Normal Fault Control on Landscape and Rock-Slope Failure in Northern Norway." *Geology* 37, no. 2 (2009): 135-38.

Pro.arcgis: www.pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-hillshade-works.htm 2017

Rasmussen, Elisabeth, Tromsø Universitetet i, Tromsø Høgskolen i, and T. Norges arktiske universitet Ui. *Fjellskred I Laksvatnfjellet, Balsfjord, Troms : Indre Struktur, Morfologi Og Skredmekanismer.* Tromsø: Universitetet i Tromsø, 2011.

Saintot, Aline, Iain H. C. Henderson, Marc-Henri Derron, and Michel Jaboyedoff. "Inheritance of Ductile and Brittle Structures in the Development of Large Rock Slope Instabilities; Examples from Western Norway." *Geological Society Special Publications* 351 (2011): 27-78.

Sandnes, G. H. "Geomorfologisk Og Strukturgeologisk Undersøking Av Ustabile Skråningar Og Skredavsetningar, Regional Analyse Av Fjellområdet Mellom Tromsøysundet Og Ullsfjorden - Troms, Norge." Universitetet i Tromsø Norges Arktiske Universitet, 2017.

Scholtès, Luc, and Frédéric-Victor Donzé. "Modelling Progressive Failure in Fractured Rock Masses Using a 3d Discrete Element Method." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 52 (2012/06/01/ 2012): 18-30.

- Skrede, Ingrid, T. Norges arktiske universitet Ui, Tromsø Universitetet i, and Finnmark Høgskolen i. *Jettan, Nordnesfjellet, Kåfjord, Troms : Indre Geometri Og Struktur, Kinematikk Og Styrande Faktorar Av Eit Ustabil Fjellparti, Basert På Strukturellanalyse, Geomorfologi Og Overvakingsdata*. Tromsø: UiT Norges arktiske universitet, 2013.
- Stead, D., E. Eberhardt, and J. S. Coggan. "Developments in the Characterization of Complex Rock Slope Deformation and Failure Using Numerical Modelling Techniques." *Engineering Geology* 83, no. 1 (2006/02/28/ 2006): 217-35.
- Stead, D., and A. Wolter. "A Critical Review of Rock Slope Failure Mechanisms: The Importance of Structural Geology)." *Science Letter* (2015): 399.
- Sulebak, Jan R., and Kjell Helge Sjøstrøm. *Landformer Og Prosesser : En Innføring I Naturgeografiske Tema*. Bergen: Fagbokforl., 2007.
- Varnes, D. J., R. L. Schuster, and R. J. Krizek. "Slope Movement Types and Processes." *Special Report - Transportation Research Board, National Research Council*, no. 176 (1978): 11-33.
- Vorren, T., Elvsborg, A. 1979: *Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, north Norway – a review*
- Vorren, Tore O., and Arvid Elvsborg. "Late Weichselian Deglaciation and Paleoenvironment of the Shelf and Coastal Areas of Troms, North Norway - a Review." *Boreas* 8, no. 2 (1979): 247-53.