



U i T

NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET

Institutt for Geovitenskap

Geomorfologisk kartlegging av Kjosén, Lyngen, Troms

Med fokus på snøskredavsetninger på Sultinden og i Tytebærdalen

—

Jørgen Bolstad

Masteroppgave i Sedimentologi og Kvartærgeologi ... Mai 2017



Sammendrag

Snøskred er et utbredt faremoment i Norge og Troms, og har de siste årene tatt flere menneskeliv. Det investeres store ressurser i beskyttelsestiltak, og behovet for å forstå snøskred – hvor og når de kan inntreffe – vokser i takt med samfunnsutvikling og klimaendringer. Kjosen i Lyngen er utsatt for skred hvert år, og det har gått både hus og menneskeliv tapt her.

Snøskred er også en geomorfologisk agens som gir en signatur i landskapet i form av ulike, mer eller mindre karakteristiske sedimentære facies, småformer og landformer. Ved å undersøke og kartlegge disse ulike landformene kan man bedre forstå og identifisere områder der snøskred forekommer, og danne et bilde av utbredelsen og hyppigheten til disse.

Denne oppgaven tar for seg områdene under Sultinden, og de tre fjellene i Tytebærtinden; Tverrelvdalsfjellet, Tytebærtinden og Urdkjerringa på nordsiden av den Ø-V orienterte fjorden, Kjosen. Alle fire fjellssidene er i varierende grad påvirket av snøskred og andre skråningsprosesser og er undersøkt enten i felt, eller ved bruk av kart og digitale terrengmodeller.

Flere av skredviftene har klare tegn på at de tydelig er påvirket av snøskred, og viser dette med forlengete utløpsdistanse, konkave lengdeprofiler, asymmetriske tverrprofiler og brå overganger mellom fine og grove løsmasser. Alle de observerte og tolkede landformene fra Sultinden er tegnet inn i et geomorfologisk kart.

Innholdsfortegnelse

1. INTRODUKSJON	8
1.1. Bakgrunn	8
1.2. Formål	10
1.3. Tidligere arbeid	11
1.3.1. Aktsomhetskart og skredhendelser	11
1.3.2. Sikringstiltak	11
2. Områdebeskrivelse	14
2.1. Beliggenhet og topografi	14
2.2. Berggrunnsgeologi	15
2.3. Kwartærgeologi	17
2.3.1. Glasiasjon	17
2.3.2. Marin grense	19
2.3.3. Løsmasser	20
2.4. Klima	21
3. Skråningsprosesser og avsetninger, teori	22
3.1. Klassifisering	22
3.2. Steinsprang, steinskred og fjellskred	23
3.2.1. Avsetning fra steinsprang, steinskred fjellskred	24
3.3. Løsmasseskred	25
3.4. Snøskred	27
3.4.1. Landformer dannet av snøskred	30
3.5. Øvrige landformer	36
3.5.1. Sammensatte skredvifter	36
3.5.2. Periglasiale landformer	37
4. Datainnsamling og metoder	40
4.1. Feltarbeid	40
4.1.1. Kornstørrelse og rundingsgrad	40
4.2. Programvare og framstilling	42
4.2.1. ArcGIS	42
5. Resultat	44
5.1. Sultinden	45
5.2. Område 1	47
5.2.1. Kildeområde A1	47
5.2.2. Utløpsområde B1	47

5.2.3.	Kornstørrelse og rundingsgrad	50
5.2.4.	Lengde- og tverrprofil	51
5.2.5.	Steinskygger og balanserte steiner	53
5.2.6.	Tolkning område 1	54
5.3.	<i>Område 2</i>	56
5.3.1.	Kildeområde B2	56
5.3.2.	Utløpsområde	56
5.3.3.	Kornstørrelse og rundingsgrad	58
5.3.4.	Orientering på avlange blokker	59
5.3.5.	Lengde- og tverrprofil	60
5.3.6.	Steinskygger og balanserte steiner	62
5.3.7.	Tolkning av område 2	63
5.4.	<i>Område 3</i>	67
5.4.1.	Kildeområde A3	67
5.4.2.	Utløpsområde B3	67
5.4.3.	Kornstørrelse	69
5.4.4.	Lengde- og tverrprofiler	69
5.4.5.	Steinskygger og balanserte steiner	71
5.4.6.	Tolkning av område 3	73
5.5.	<i>Område 4</i>	76
5.5.1.	Kildeområde A4	76
5.5.2.	Utløpsområde B4	76
5.5.3.	Kornstørrelse	78
5.5.4.	Lengde- og tverrprofil	78
5.5.5.	Steinskygger og balanserte steiner	80
5.5.6.	Tolkning av område 4	81
5.6.	<i>Område 5</i>	84
5.6.1.	Kildeområde A5	84
5.6.2.	Utløpsområde B5	84
5.6.3.	Lenge- og tverrprofil	86
5.6.4.	Steinskygger og balanserte steiner	87
5.6.5.	Vegetasjon	88
5.6.6.	Tolkning område 5	89
5.7.	<i>Område 6</i>	92
5.7.1.	Kildeområde A6	92
5.7.2.	Utløpsområde B6	92

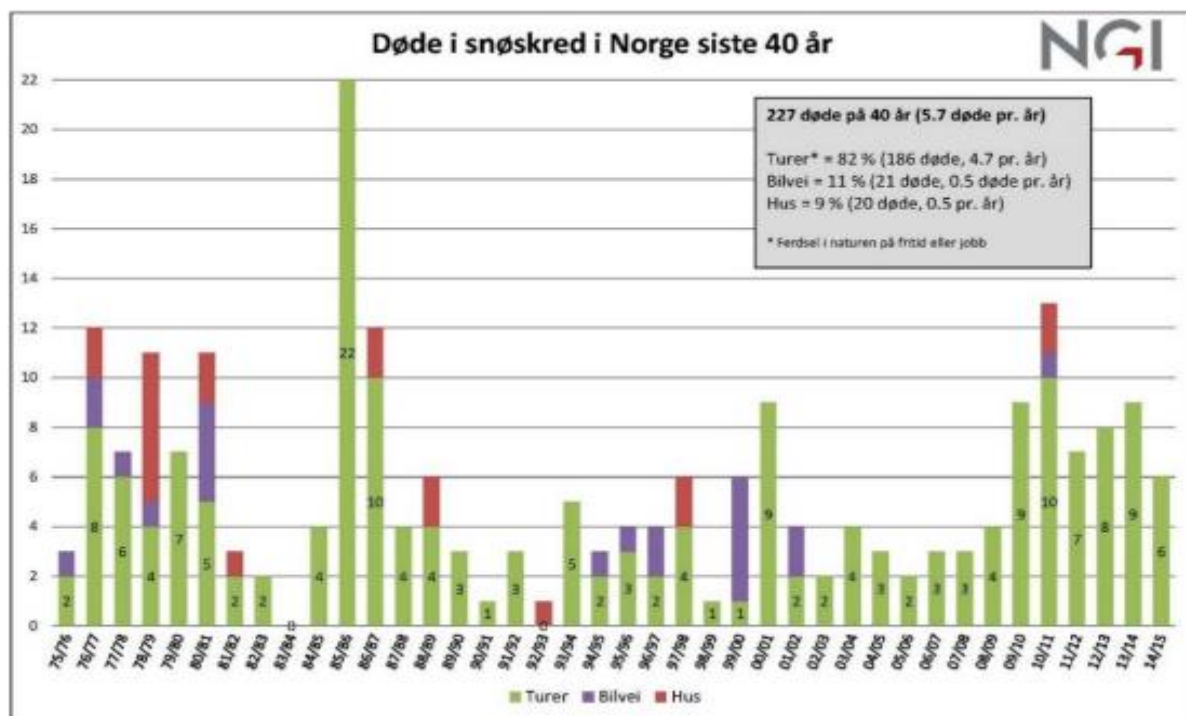
5.7.3.	Lengde- og tverrprofil	93
5.7.4.	Steinskygger og balanserte steiner	95
5.7.5.	Vegetasjon	97
5.7.6.	Tolkning av område 6	97
5.8.	<i>Område 7</i>	100
5.8.1.	Kildeområde A7	100
5.8.2.	Utløpsområde B7	100
5.8.3.	Lengde- og tverrprofil	101
5.8.4.	Steinskygger og balanserte steiner	103
5.8.5.	Vegetasjon	104
5.8.6.	Tolkning av område 7	105
5.9.	<i>Område 8</i>	108
5.9.1.	Kildeområde A8	108
5.9.2.	Utløpsområde B8	109
5.9.3.	Kornstørrelse og rundingsgrad	109
5.9.4.	Steinskygger og balanserte steiner	110
5.9.5.	Lengde- og tverrprofil	112
5.9.6.	Tolkning av område 8	114
5.10.	<i>Område 9</i>	117
5.10.1.	Kildeområde A9	117
5.10.2.	Utløpsområde B9	117
5.10.3.	Lengde- og tverrprofil	118
5.10.4.	Steinskygger og balanserte steiner	120
5.10.5.	Kornstørrelse og rundingsgrad	123
5.10.6.	Vegetasjon	123
5.10.7.	Tolkning av område 9	124
5.11.	<i>Tytebærdalen</i>	127
5.11.1.	Tverrelvdalstindane	129
5.11.2.	Tytebærtinden	132
5.11.3.	Urdkjerringa	135
6.	Diskusjon	138
6.1.	<i>Utløsende faktorer for snøskred</i>	138
6.1.1.	Topografi	138
6.1.2.	Klima	138
6.2.	<i>Snøskredindikatorer</i>	139
6.2.1.	Steinskygger	139

6.2.2.	Balanserte steiner	139
6.2.3.	Kornstørrelse og rundingsgrad	140
6.2.4.	Snøskredvifter	140
6.2.5.	Nedslagsformer	141
6.3.	<i>Utvalgte landformer</i>	141
6.3.1.	Tverrgående rygg under skredviftene i Tytebærdalen	141
6.3.2.	Bueform foran snøskredvifte i B9a	142
6.4.	Tverrgående morenerygg som begrenser B1b og B2b	143
6.5.	<i>Utvikling av skråningene i Tytebærdalen</i>	143
7.	Konklusjon	148
	<i>Feiltolkninger og mangel på målinger</i>	<i>Error! Bookmark not defined.</i>
8.	Referanseliste	150

1. INTRODUKSJON

1.1. Bakgrunn

Snøskred er et utbredt problem i Norge og utgjør en stor fare for både infrastruktur og menneskeliv. På landsbasis har 226 personer mistet livet de siste 40 årene som følge av snøskred, enten på tur i fjellet, på bilveien eller i sitt eget hjem (Brattlien, 2016) (Figur 1) Troms fylke er, sammen med Sogn og Fjordane, Møre og Romsdal og Hordaland, et av fylkene i Norge hvor snøskred skjer hyppigst i løpet av vinterhalvåret (Figur 3). Troms var også det fylket med høyest antall omkomne og involverte i snøskred sesongen 2014/2015 (NVE, 2016b) (Figur 2). Lyngsalpene kan ha mye av skylden for de høye ulykkestallene i Troms, med sine opptil 1800 meter høye tinder som stuper ned i fjordene og som er optimale for skiturisme i urørt terreng. Bare i området nord og sør for Kjosens er det registrert 15 dødsfall (12 mennesker og 3 husdyr) de siste 100 årene samt tre historiske hendelser (NVE, 2016a). Det økende antallet ulykker i sammenheng med samfunnsutvikling og klimaendringer viser behovet for å forstå hvor og når snøskred kan inntreffe.

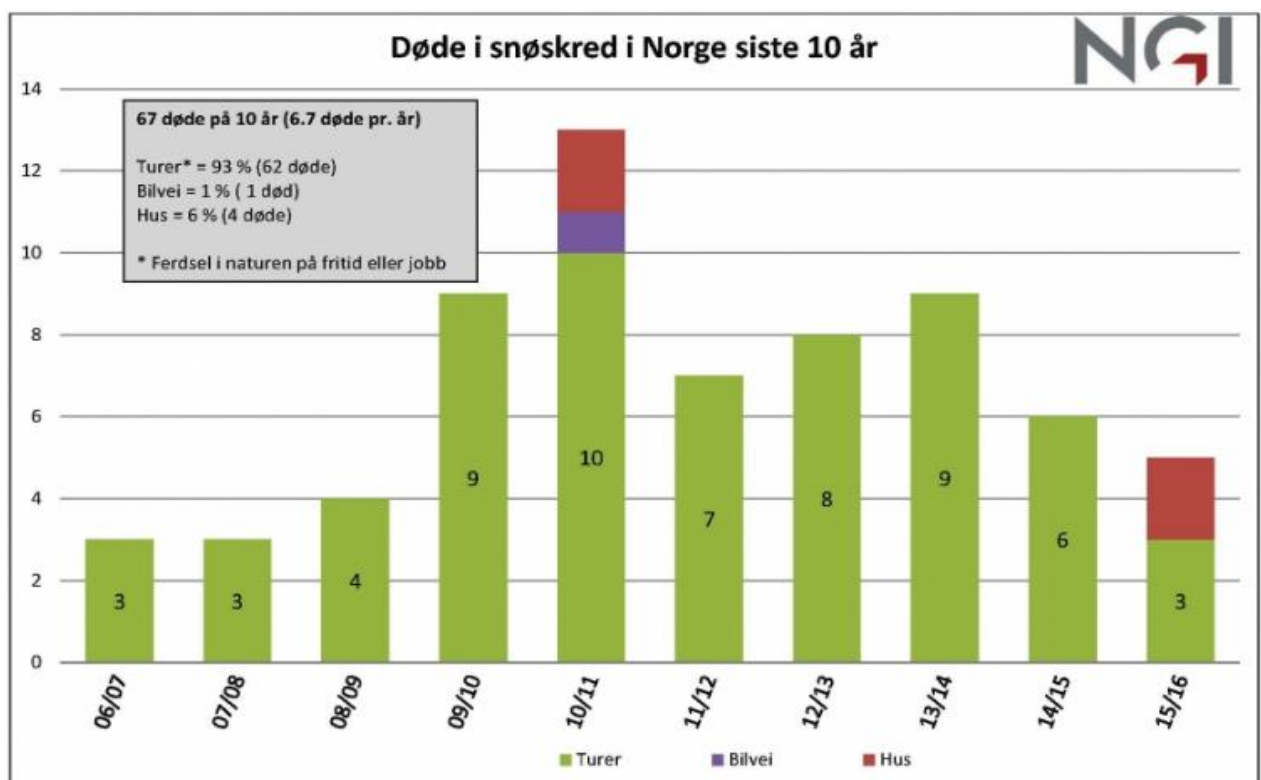


Figur 1: Oversikt over dødsulykker som resultat av snøskred de siste 40 årene. Grønne kolonner representerer ulykker skjedd på tur (friluftsliv), lilla kolonner representerer ulykker hvor snøskred har truffet biler og røde kolonner representerer ulykker hvor snøskred har truffet hus. Det høye tallet i sesongen 1985/86 kommer av at et kompani med ingeniørsoldater ble tatt av et snøskred hvor 16 personer døde (Lundesgaard, 1995). Figuren er hentet fra NGI sine hjemmesider (<https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise-A-AA/Snoeskred/snoeskred.no2/Ulykker>).

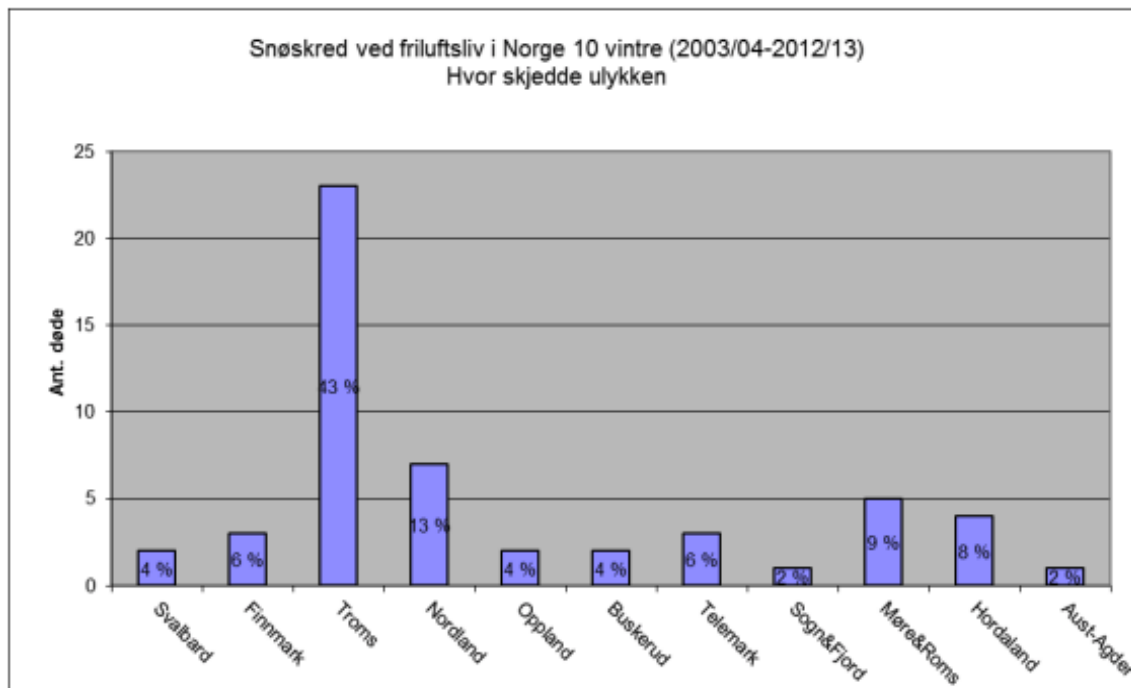
Snøskred kan også sette underliggende løsmasser i bevegelse og transportere med seg løse og frostsprengte blokker ned fjellsiden. Resultatet av dette er en rekke forskjellige mer eller

mindre karakteristiske sedimentære facies, småformer og landformer. Landformer som kan nevnes er skredbaner, skredvifter med konkav lengdeprofil eller asymmetrisk tverrprofil (Rapp, 1959) og snøskrednedslagsformer (Corner, 1980). Andre tydelige kjennetegn å finne i snøskredterreng er steinskygger (sedimenthaler) (Rapp, 1959), utsmeltede blokker/steiner som er stablet i en ustabil stilling (Gardner, 1970) og spor i vegetasjonen (Corner, 1980).

Ved å undersøke disse landformene i terrenget kan områder med hyppig snøskredaktivitet identifiseres. Snøskredterreng er ofte bratt og er også påvirket av både steinsprang og debris flows, så det å skille landformene fra de forskjellige skråningsprosessene vil være viktig.



Figur 2: Oversikt over dødsulykker som følge av snøskred de siste 10 årene fordelt på friluftsliv (grønn), på bilveien (lilla) og i hus (rød). Figuren er hentet fra NGI sine hjemmesider (<https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise-AA/Snoeskred/snoskred.no2/Ulykker>).



Figur 3: Oversikt over omkomne som følge av snøskred i perioden 2003-2013. kolonnene er inndelt i fylker og viser at nesten halvparten av dødsulykkene skjer i Troms fylke (Brattlien, 2016).

1.2. Formål

Formålet med denne masteroppgaven er å bruke feltarbeid, terrengmodeller og flyfoto til å forså og kartlegge hvilke områder som er dominert av snøskred ved å se på små og store landformer laget av snøskred i Kjoslen, Lyngen, Troms. Tidligere arbeid gjort på geomorfologiske landformer og snøskredenes betydning i viftedannelse vil være viktig for å skille skredmaterialet fra hverandre

Noen problemstillinger vil også bli satt i fokus:

- Er snøskred den dominerende skråningsprosessen på Sultinden og Tytebærdalen?
- Kan landformer benyttes til å bestemme hva slags skråningsprosess som opptrer?
- Har forskjellen i topografi på Sultinden og i Tytebærdalen noe å si for opptrædende skråningsprosesser?

Hele oppgaven skal resultere i et geomorfologisk kart med inntegnet løsmasser, skråningsmateriale og kartlagte landformer.

1.3. Tidligere arbeid

Arbeid som tidligere er gjort i området med tanke på snøskredavsetninger er liten. (Corner, 1980) beskrev nedslagsformer laget av snøskred i Troms fylke, hvor en nedslagstunge (avalanche impact tongue) i Tytebærdalen ble inkludert. Nedslagstungen er også inkludert i feltområdet til denne oppgaven. Ballantyne (1987) har også gjort et studie på to aktive protalus ramparts på sørsiden av Tytebærdalen. Området hvor disse er lokalisert er ikke inkludert i denne oppgaven.

1.3.1. Aktsomhetskart og skredhendelser

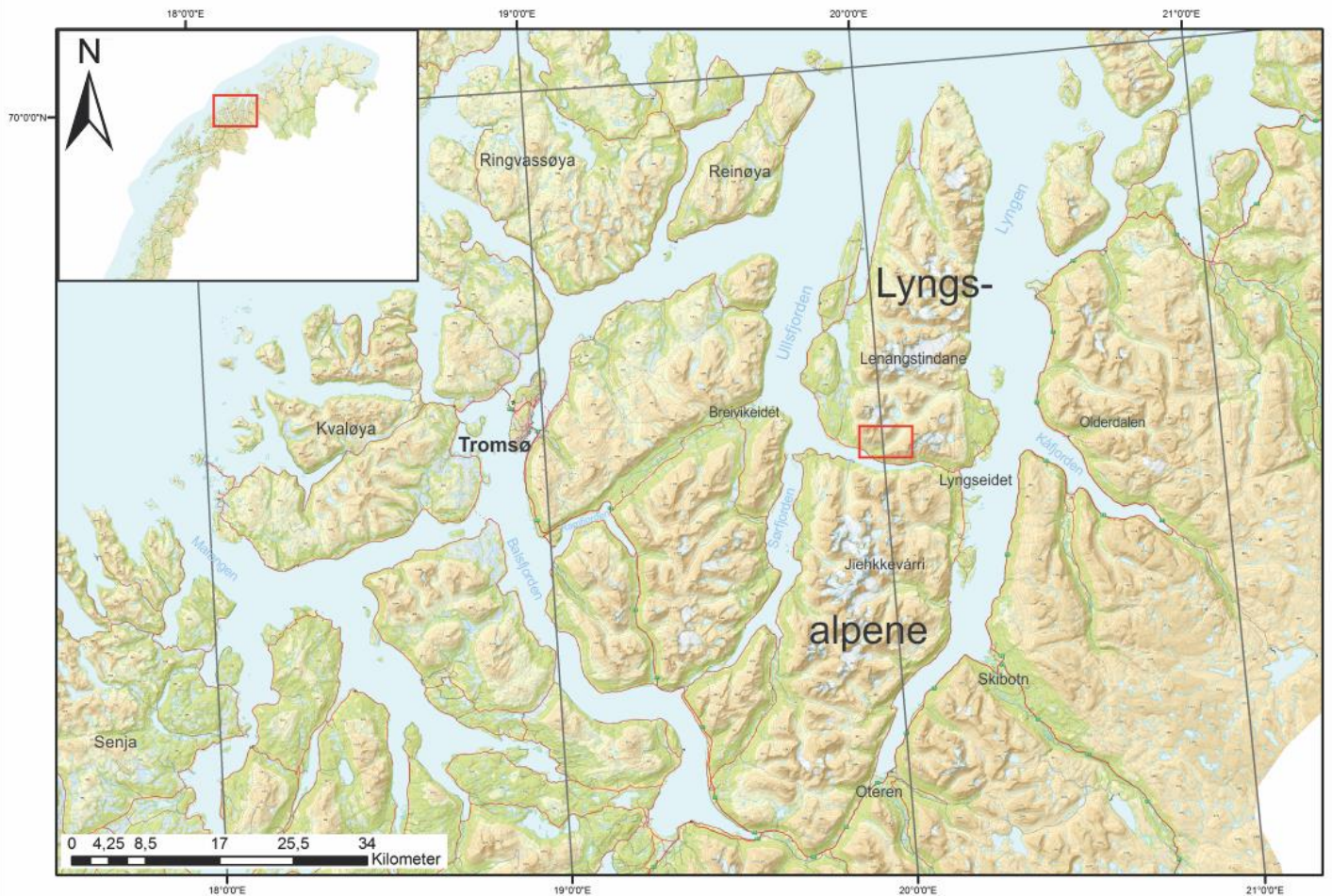
Som resten av Norge er det også laget aktsomhetskart over Kjosens med fokus på steinsprang og snøskred (samt jord- og flomskred) av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). Disse kartene er laget med en empirisk modell og viser den teoretiske utløpsdistansen til skred, da det blir brukt kart med bratthet for å beregne kilde- og utløpsområdene og ingen feltarbeid. Aktsomhetskartene er tilgjengelig på nettsidene til NVE og er gode pekepinner for å se hvor man kan forvente seg skredaktivitet og deres utløpsdistanse. NVE har også en database (NVE, 2016a) hvor skredhendelser blir registrert og lagt inn som punkter med informasjon i kart. Man kan gå inn å få oversikt over hva slags type skred som har gått, når det gikk, om noe/noen ble skadd og få en kort forklaring på hendelsen. Skrednett er tilpasset slik at den samarbeider med regObs. regObs er et samarbeidsprosjekt mellom NVE og Statens Vegvesen hvor alle med et registrert brukernavn kan gå inn og registrere observasjoner og hendelser i Norge. Dette gir oss en oversikt over innmeldte skredhendelser fra 2012 frem til i dag. regObs har også et samarbeid med Varsom som er en tjeneste levert av NVE sammen med Metrologisk Institutt, Statens Vegvesen og Jernbaneverket. Varsom bruker observasjonene fra regObs til å lage et daglig varsel for snø- og jordskred, flom og is-tykkelse.

1.3.2. Sikringstiltak

Det er gjort flere sikringstiltak rundt Kjosens. På www.atlas.nve.no er det registrert to sikringstiltak; Et langs elva innerst i Kjosens og et langs en bekk rett nord for Kobbenes. Det står at tiltaket i elva er mot elveerosjon, mens tiltaket i bekken er flomsikring. Statens Vegvesen har også gjort omfattende skredsikring ved tre lokasjoner langs Rv.91 på nordsiden av Kjosens. I 2006 ble det ferdigstilt to skredoverbygg, med tunneller og ledevoller, og en skredvoll, samt drenering av morenemassene i toppen av Storura. Det var en skredvoll i samme området som det omfattende sikringsarbeidet ble gjennomført, men var vurdert til å

ikke være tilstrekkelig etter at 5 personer mistet livet i 2000 da et snøskred dyttet en buss, to biler og en hjullaster på fjorden.

2. Områdebeskrivelse

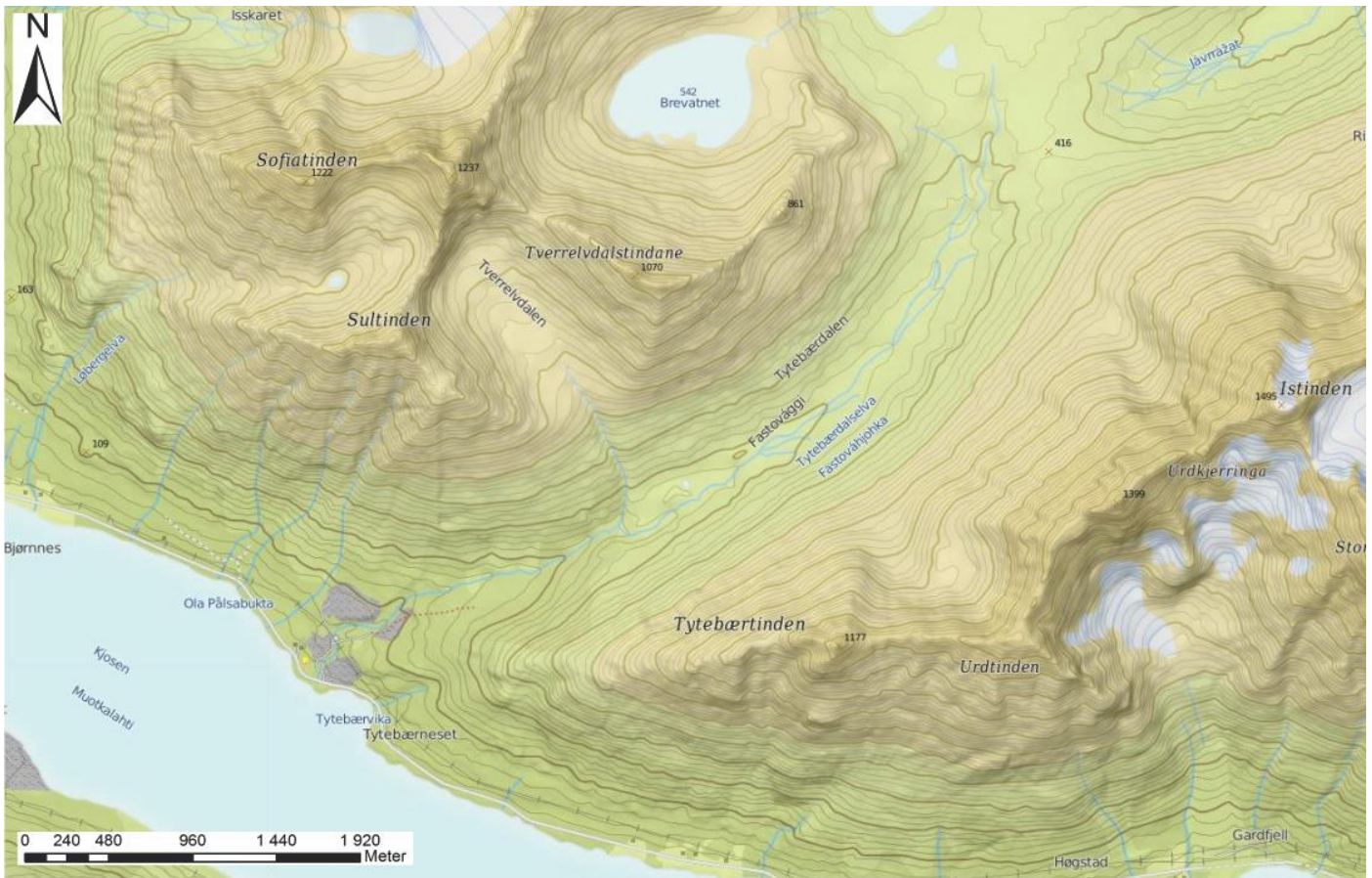


Figur 4: Oversiktsbilde over feltområdet (markert med rødt).

2.1. Beliggenhet og topografi

Kjosen er en fjordarm innerst i Ullsfjorden som (nesten) deler Lyngshalvøya på midten (Figur 4). Innerst i fjordarmen ligger Lyngseidet som en del av et 3 km bredt område som binder den nordlige delen av Lyngen sammen med den sørlige delen. Lyngshalvøya ligger i Troms fylke og strekker seg ut mellom Ullsfjorden i vest og Lyngen i øst. Lyngsalpene, som er mest kjent for sitt alpine landskap med spisse tinder, egger, bratte fjellsider og botner er et velkjent område for turgåere, fjellklatrere og skikjørere. Langs nordsiden av Kjosen ligger Fv91 som strekker seg fra Fagernes ved Ramfjorden til Olderdalen i Kåfjord og binder områdene rundt Tromsø sammen med områdene øst for Lyngen ved hjelp av to ferger.

Fjellsidene som er inkludert i denne oppgaven befinner seg langs den ytre halvdel av Kjosens. Sultinden (1083 moh.) ligger langs fjorden, mens Tverrelvdalstindane (1070 moh.), Tytebærtinden (1177 moh.) og Urdkjerringa (1495 moh.) ligger i Tytebærdalen, en nord-øst sør-vest orientert dalføre på nordsiden av Kjosens (Figur 5). Fjellsidene på Sultinden og inne i Tytebærdalen har veldig gode eksempler på snøskredpåvirkede skredvifter. Studieområdet omfatter opprinnelig også den indre delen av Kjosens, men har blitt delt inn slik at det dekker to avsluttende masteroppgaver.

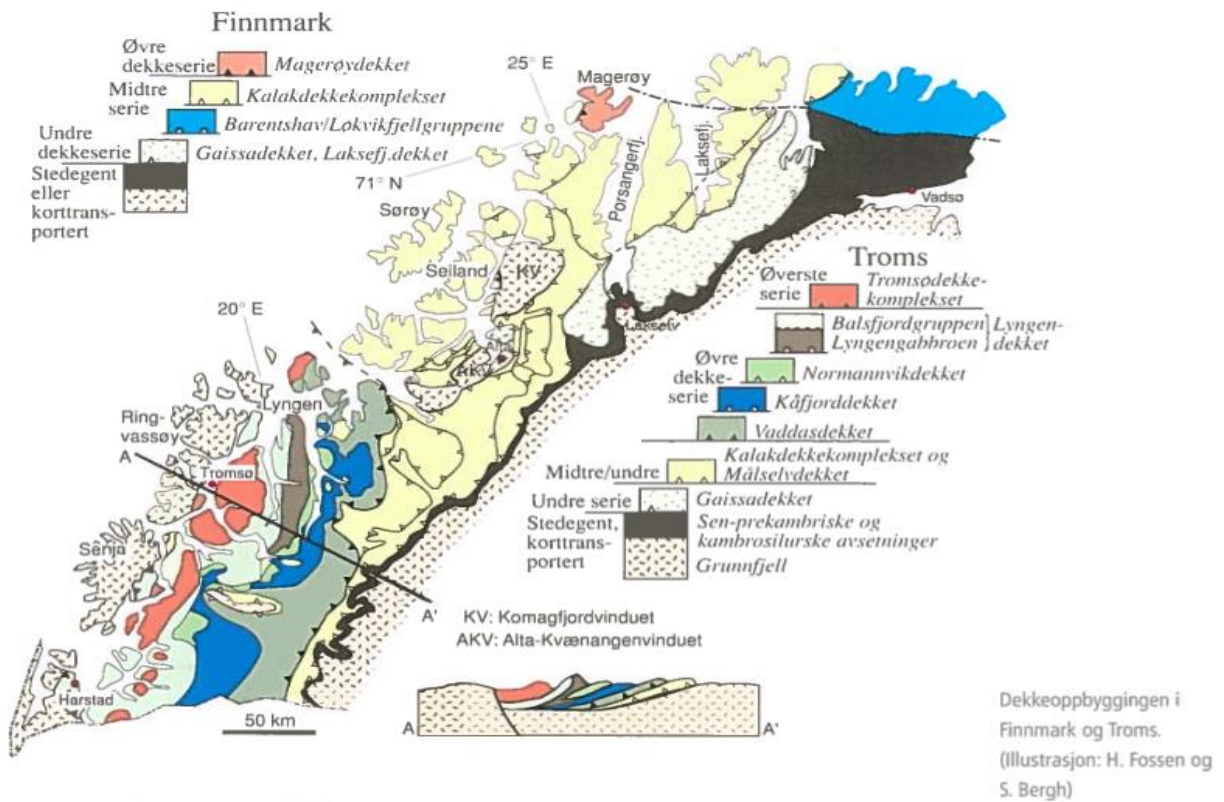


Figur 5: Topografisk kart som viser feltområdet på Sultinden og i Tytebærdalen. Kartet omfatter den røde firkanten tegnet inn i (Figur 4) Kartet er hentet fra <https://www.ut.no/kart/>

2.2. Berggrunnsgeologi

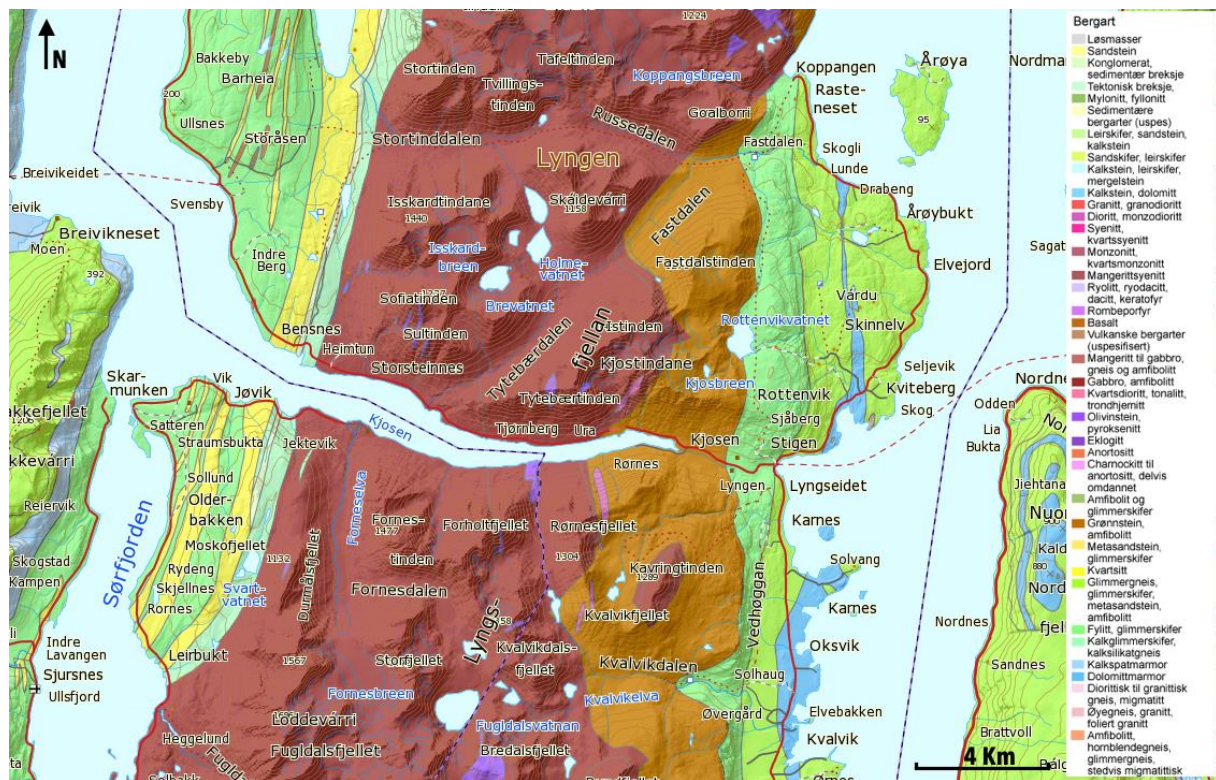
Lyngahalvøya er en del av Lyngendekket som tilhører den øvre dekkserien i den Kaledonske fjellkjeden og stammer fra restene av en gammel havbunnskorpe (ofiolittfragment) under dannelsen av kaledonidene (Ramberg et al. (2013), Figur 6). Størstedelen av Lyngendekket består av Lyngsgabbroen som er en mørk og tung dypbergart med lite silisium, men mye kalsium, magnesium og jern og er svært motstandsdyktig mot forvitring og erosjon, noe som også er grunnen til at Lyngsalpene stikker seg såpass ut i

landskapet i forhold til de omliggende fjellene (Munday, 1974, Ramberg et al., 2013, Kvassnes et al., 2004).



Figur 6: Oversiktsbilde over kaledonidene og dekkeoppbyggingen i Troms og Finnmark fylke (Ramberg et al., 2013).

Lyngengabbroen er også den mest dominerende bergarten på nordsiden av Kjosens (Figur 7). I gabbroen rundt Kjosens finner man også linser med ultramafiske bergarter som serpentinisert peridotitt og metapyroksenitt trolig fra sidelengsforkastningen, samt noen områder med dypbergarten tonalitt (NGU, 2017a).



Figur 7: Berggrunnskart som tar for seg den midterste delen av Lyngenhavøya og feltområdet. Som man ser ligger hele feltområdet i det mørke brune feltet, som representerer Lyngengabbroen.

2.3. Kvartærgeologi

2.3.1. Glasiasjon

Som resten av Norge, har Troms og Lyngen også vært gjennom en rekke glasiasjoner og interglasiasjoner, noe som tydelig har preget landskapet (Andersen, 1968). De største endringene i landskapet i Troms har skjedd i løpet av den siste geologiske perioden, Kvartær (fra 1,8 millioner år og til i dag) som har bestått av opptil 40 store og små istider (Dahl og Sveian, 2004). I løpet av kvartær er det hovedsakelig tre glasiiale fremrykk som er omtalt og er tydelig merkbare i landskapet (Figur 8). Disse fremrykkene er kalt Egga, Skarpnes og Tromsø-Lyngen trinnene (Andersen, 1968).

- Under den siste istiden, kalt Weichsel (115.000-11.700 år BP), var store deler av Skandinavia dekket av en tykk innlandsis. Innlandsisen, som hadde sin største utbredelse for 25.000 år BP, lagde store moreneavsetninger på Norges kontinentalsokkelen som i dag blir kalt Eggamoren (Andersen, 1968).
- Det andre tydelige glasiiale fremrykket i Troms kalles Skarpnes og består av de neste store og godt utviklede moreneryggene på innsiden av Egga. Framrykket skjedde

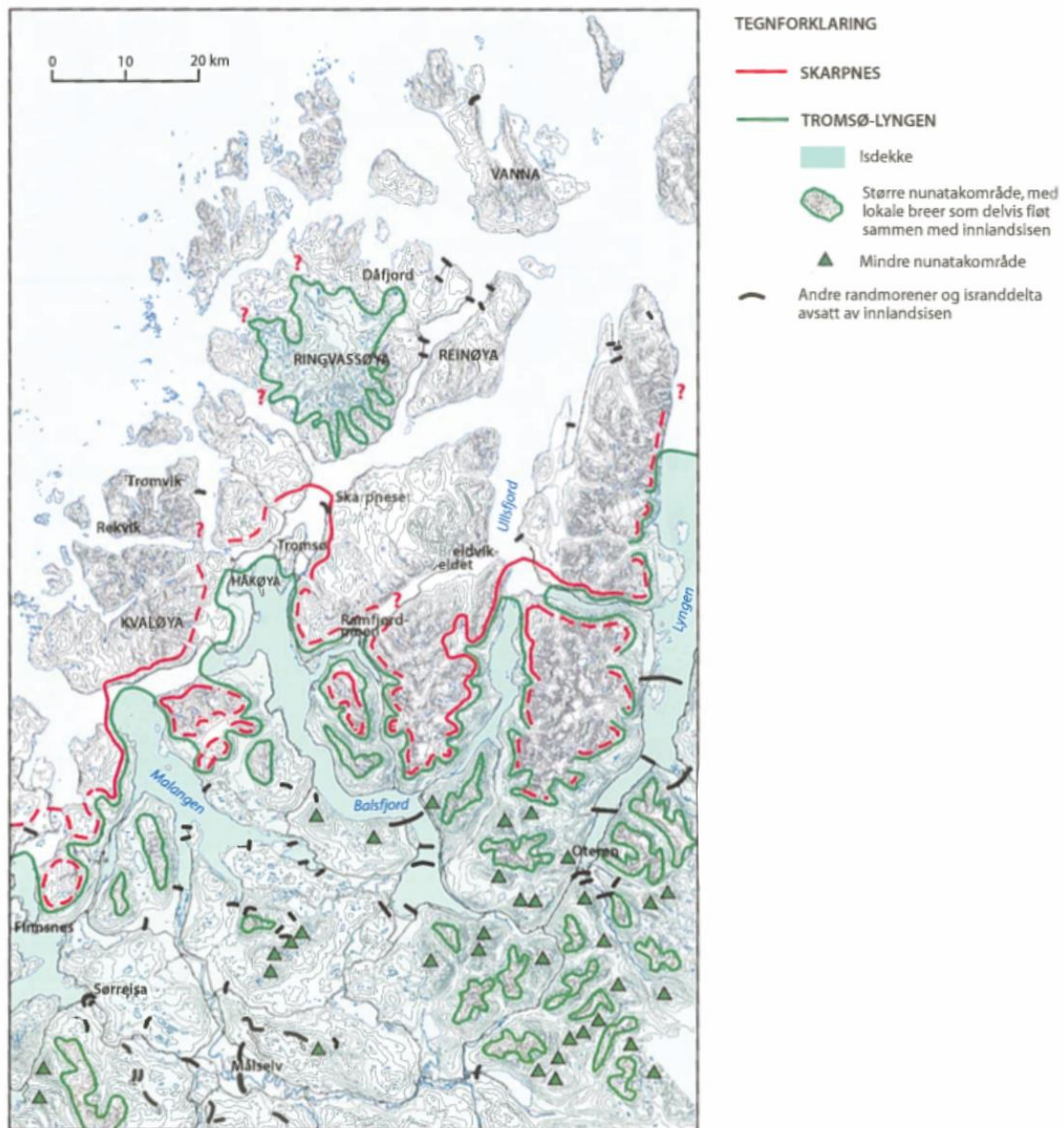
mellom 12.000 og 12.500 år BP (Corner og Haugane, 1993) og besto av utløpsbreer fra innlandsisen til sør og sør-øst (Andersen, 1968). Morenene fra Skarpnes trinnet er ikke like tydelige og er mindre enn morenene fra det neste glasiale fremrykket, Tromsø-Lyngen, men ligger 4-6 km lenger ut i fjordene enn morenene (Andersen, 1968). Skarpnesmorenene kan sees i Ullsfjorden ved Nakkehylla og Svensby, og Balsfjord ved Krokeldalen, på østsiden av Tromsøysundet (Holmes og Andersen, 1964). Randmorenene fra Skarpnes trinnet i Kjosen er mest tydelig på nordsiden av fjorden like under Sultinden og Tytebærtindene.

- Det tredje store glasiale fremrykket i Troms kalles Tromsø-Lyngen og skjedde under yngre dryas for ca 12.800 – 11.500 år BP og er tydelig i både Ullsfjord og Kjosen. Store randmorener er kartlagt, både på tvers av Kjosen, i åpningen av Tytebærdalen, under Sultinden og i overgangen mellom Ullsfjord og Sørfjorden. Bortsett fra randmorenene som strekker seg tvers over Kjosen er det å skille mellom morenene fra Skarpnes og Tromsø-Lyngen trinnene vanskelig.

Fra undersøkelser gjort av Holmes og Andersen (1964) på avsetninger fra lokale breer, mente Andersen at Sørfjorden var isfri under Stordal fasen og at havnivået var 71-73 meter høyere enn det er i dag.

Det finnes fortsatt omtrent 100 kvadratkilometer med isbreer i Lyngsalpene, fordelt på omtrent 140 større og mindre områder (Dahl og Sveian, 2004). For ca. 10.000 år siden var innlandsisen borte fra store deler av Lyngahalvøya. Tusen år senere var også de fleste mindre lokalbreene forsvunnet slik (Dahl og Sveian, 2004) at Lyngen var for det meste isfri. Frigjøringen av vekten til de store ismassene over Troms førte også til isostatisk oppløftning. Oppløftningen kan ha reaktivert gamle forkastninger i berggrunnen, noe som har ført til økt seismisk aktivitet og økt hyppigheten av steinsprang og undersjøiske skred (Howe et al., 2010).

Etter en periode med varmt klima, som varte i flere tusen år, begynte breene igjen å vokse for ca. 3000 år siden (Dahl og Sveian, 2004). I løsmassekartene til NGU er det en rekke mindre botnbreer og utløpsbreer som har bygget opp mer lokale og små morener rundt i Lyngen. Noen eksempel på det er Tverrelvdalen på baksiden av Sultinden og nordsiden av Tytebærtinden som huser en rekke mindre breer og morener.

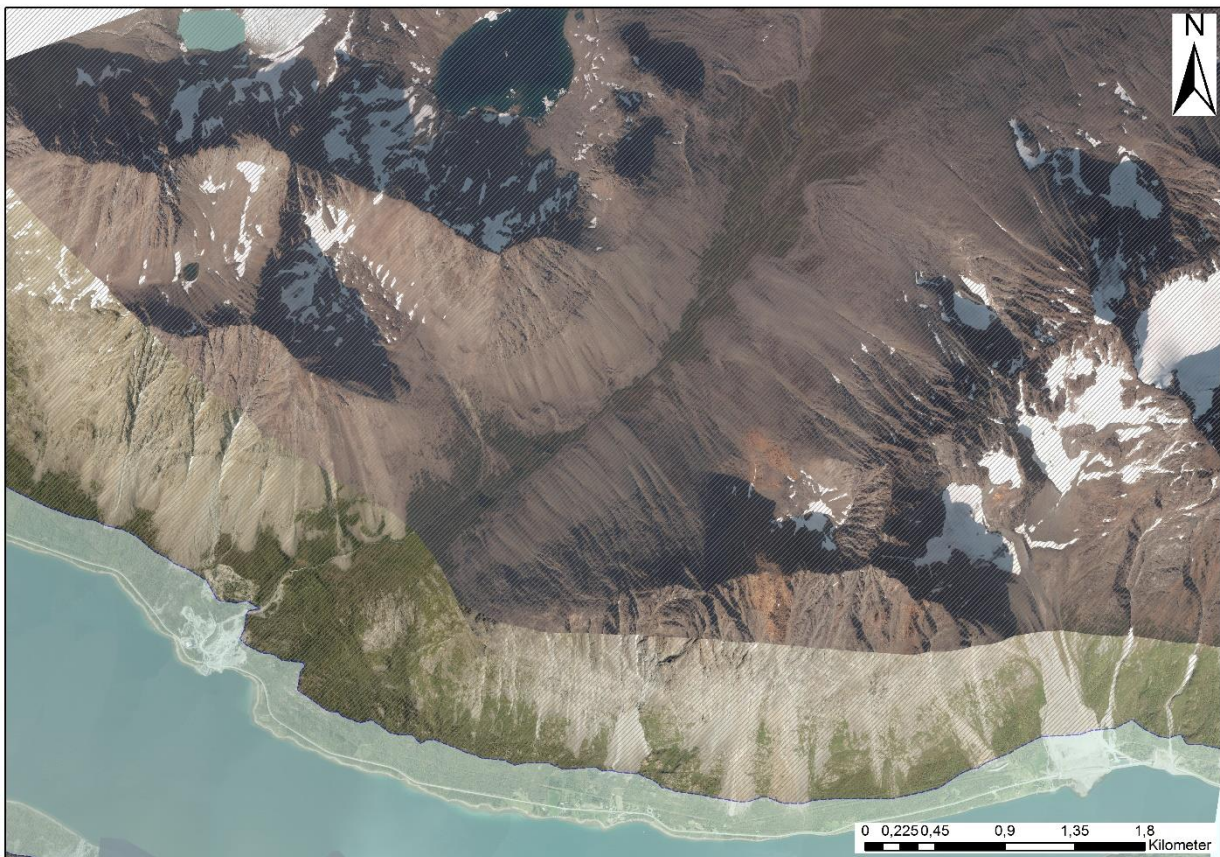


Figur 8: Kartet viser plasseringen til israndavsetninger fra de to mest tydelige glasiiale fremrykkene Skarphnes (rødt) og Tromsø-Lyngen (grønt). Figuren er modifisert fra Dahl og Sveian (2004).

2.3.2. Marin grense

Den marine grensen representerer det høyeste nivået havet har stått på et bestemt sted etter siste istid. Grense kan sees i landskapet som bergterrasser, strandlinjer, strandvoller eller terrasseflater på breelvavsetninger (Olsen, 2015). I Indre Troms er høyden på den marine grensen ca. 80 meter, mens i de ytre delene av Troms er på ca. 30 meter (Andersen, 1968).

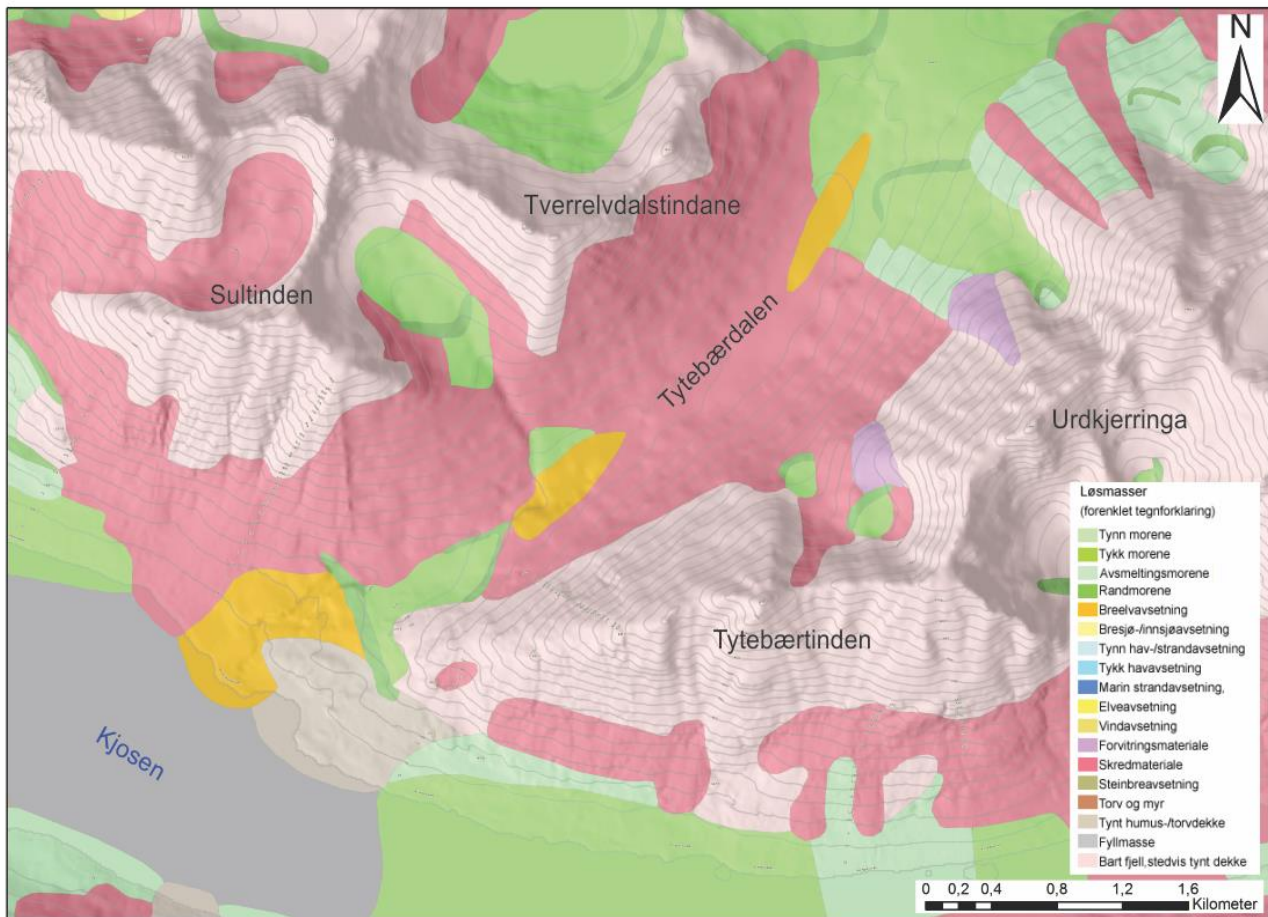
Løsmassekartene til NGU viser den marine grensen. I området rundt Kjosen ligger denne grensen på like under 75 moh. (NGU, 2017b), noe som gjør at den kan påvirke enkelte av skredviftene (Figur 9). Faren for kvikkleireskred og hvor relevante de er for denne oppgaven er liten, men det har gått kvikkleireskred like sør for Lyngseidet i 2010 hvor 200.000 kubikk raste ut i fjorden (Skogholt og Roti, 2010). Raset tok med seg deler av rv. 868 og to hus på fjorden.



Figur 9: Kartet viser den marine grensen med en lys farge langs fjorden og ligger på en høyde like under 80 moh. (NGU, 2017b).

2.3.3. Løsmasser

Løsmassekartene til NGU gir også et godt innblikk i hva slags løsmasser man finner i området rundt Kjosen (Figur 10). Kartene viser at fjellsidene hovedsakelig er dominert av skredmateriale, bart fjell og breavsetninger som morener, morenemateriale og elveavsetninger.



Figur 10: Oversikt over løsmassene på nordsiden av Kjosen, under Sultinden og i Tytebærdalen (NGU, 2017b).

2.4. Klima

Klimaet i Lyngen er kategorisert som subarktisk, med korte somre og lange, kalde vintre. Årsnedbøren varierer fra 750 mm i ytre strøk til 1000-1500 mm i innlandet og 300-600 mm i de skjerma dalførene (Dannevig, 2009).

Vinden i Troms blåser typisk fra nord-nordøst i sommermånedene og fra sørøst-sørvest i vintermånedene (Dannevig, 2009). Siden Kjosen er orientert øst-vest vil trolig den dominerende vindretningen være fra vest.

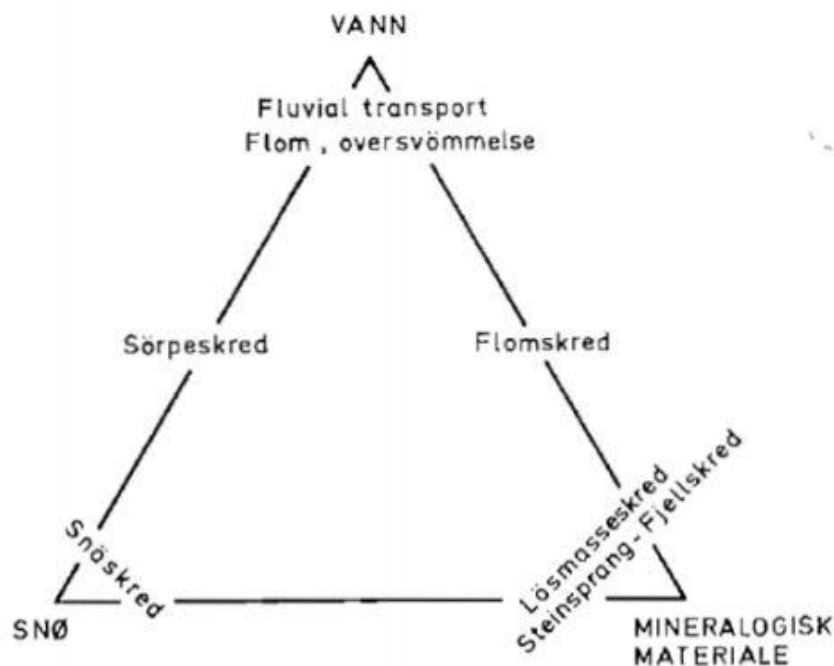
3. Skråningsprosesser og avsetninger, teori

I dette kapittelet skal det redegjøres for de relevante skrånings- og avsetningsprosessene som er blitt observert under feltarbeidet ved Sultinden og i flyfotoene fra Tytebærdalen. Begrepene det er satt fokus på her vil bli brukt videre i resultatene og diskusjonen. Siden artikler på dette temaet oftest er publisert på engelsk og denne oppgaven er skrevet på norsk, trengs det en oversikt over den norske klassifikasjonen og begrepene som vil bli brukt i denne oppgaven.

Noe av det første arbeidet på snøskredavsetninger ble er publisert på engelsk (Rapp, 1959, Caine, 1969, Gardner, 1970, Luckman, 1977). Oversettelsen og klassifiseringen av de engelske uttrykkene er gjort av blant annet Blikra et al. (1989), NVE (2011a) og Høeg et al. (2014) og vil bli brukt i denne oppgaven sammen med noen norske erstatninger av engelske begrep som det enda ikke er noen god oversettelse på.

3.1. Klassifisering

I Norge er inndelingen av skråningsprosesser delt inn etter hva slags type materiale som er involvert. En av de tidligste klassifikasjonen kom i 1977 fra Norges Geotekniske Institutt (NGI) hvor de brukte et trekantdiagram for å dele inn massebevegelser etter mengdeforholdet av snø, vann og mineralogisk materiale (Figur 11).



Figur 11: Trekantdiagram som deler inn skråningsprosesser etter hva slags type og mengde materiale som er innblandet i et skråningsprosess (NGI, 1977).

Hjørnene på diagrammet representerer snøskred, løsmasseskred og fluvial transport, mens sørpeskred og flomskred er en blanding av flere prosesser. I dag er det vanligst å bruke en tredelt klassifisering laget av Øydvin et al. (2011) som deler inn skråningsprosessene i tre kategorier (Tabell 1). Denne inndelingen vil bli brukt under tolkningen og beskrivelsen av prosessene som opptrer i feltområdet.

Tabell 1: Skredklassifisering basert på materiale (Øydvin et al., 2011).

Fast fjell	Løsmasser		Snø
	Grove ←	→ Fine	
Steinsprang	Jordskred		Snøskred
Steinskred			
Fjellskred	Flomskred	Kvikkleire-skred	Sørpeskred

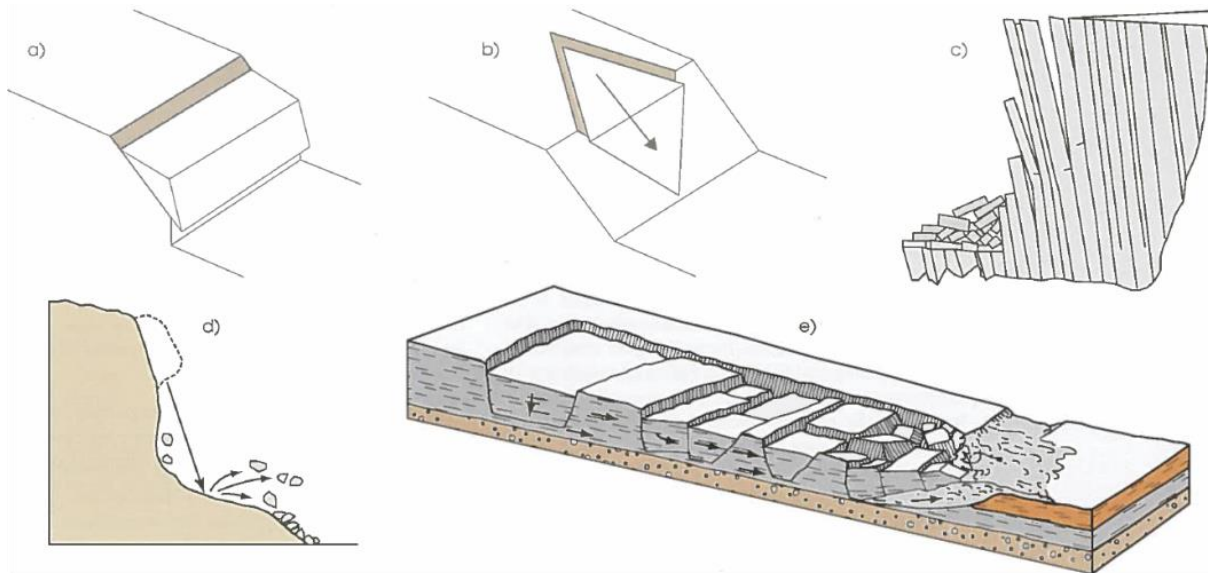
3.2. Steinsprang, steinskred og fjellskred

Definisjonen på steinsprang, steinskred og fjellskred deles inn etter volumet på skredet og avsetningene. Når en eller flere steinblokker faller ned med et samlet volum mindre enn 100 m² kalles det et steinsprang. Når volumet på steinmassene er mellom 100 og 10.000 m² er betegnelsen steinskred. Dersom volumet er større enn 10.000 m² kalles massebevegelsen et fjellskred (Blikra et al., 1989, Høeg et al., 2014).

Steinsprang forekommer helst om våren og høsten, enten som følge av fryse- og tinesykluser, eller nedbør som fører til økt vanntrykk i sprekker i fjellet (Blikra et al., 1989, NVE, 2011c). Om våren og sommeren er sannsynligvis også rotsprengning en viktig årsak til steinsprang (Høeg et al., 2014). For at stein- eller fjellskred skal inntreffe må visse topografiske og geologiske betingelser være oppfylt. Enhver steinblokk eller bergmasse har en kritisk helningsvinkel som fører til utglidning eller velting (Høeg et al., 2014). Dersom terrenget er flatere enn denne vinkelen er skred lite sannsynlig. Denne vinkelen varierer betydelig med bergmassens og sprekkflatens egenskaper og med vanntrykk som kan bygge seg opp i sprekkeflaten (Høeg et al., 2014).

I harde bergarter som vi har i store deler av Norge, er det sprekkenes orientering og frekvens (antall sprekker per meter) i forhold til fjellsidens orientering som avgjør om utglidning kan skje eller ikke. Ut fra sprekkenes orientering i bergmassene kan ustabilitet oppstå på flere måter (Figur 12):

- a) Utglidning av blokk langs en sprekkeflate
- b) Utglidning av kileblokk langs to sprekkeflater
- c) Utvelting av blokk på grunn av tilnærmet vertikale sprekker
- d) Utfall av hengende blokk uten fot
- e) Utglidning langs flere sprekkeflater eller krumme flater i sterkt oppsprukket eller svak bergart.



Figur 12: Oversikt over forskjellige typer utglidning og utvelting (Høeg et al., 2014).

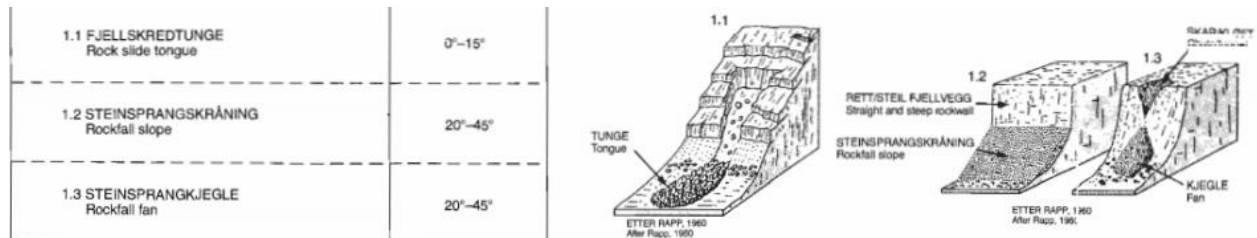
3.2.1. Avsetning fra steinsprang, steinskred fjellskred

Blikra et al. (1989) deler inn avsetningen fra steinsprang, steinskred og fjellskred etter skråningsprosees og formen på avsetningene ()

- *Fjellskredtunge* er en tungeformet ugradert avsetning av store blokker dannet ved fjellskred. Brattheten på skredtungen kan være svært lav, avhengig av størrelse og utløpsdistanse.
- *Steinsprangskråning (talus)* er en oppsamling av løsmasser (blokker og stein) under en bratt fjellside, som følge av en gjentatte steinsprang (Rapp og Fairbridge, 1968). Brattheten på ura blir naturlig mellom 35 og 40 grader og har en nært lineær

lengdeprofil. Talusen har en typisk fallsortering hvor de groveste materialet ender ved foten av skråningen.

- *Steinsprangkjegle* er også hovedsakelig dominert av steinsprang, men er heller dannet i bunn av kløft, renne eller gjel i fjellsiden. Lengdeprofilen er oftest rett, men kan være svakt konkav og har en bratthet mellom 25 og 45 grader (White, 1981).



Figur 13: Inndeling av avsetninger fra steinsprang, steinskred og fjellskred (Blikra et al., 1989).

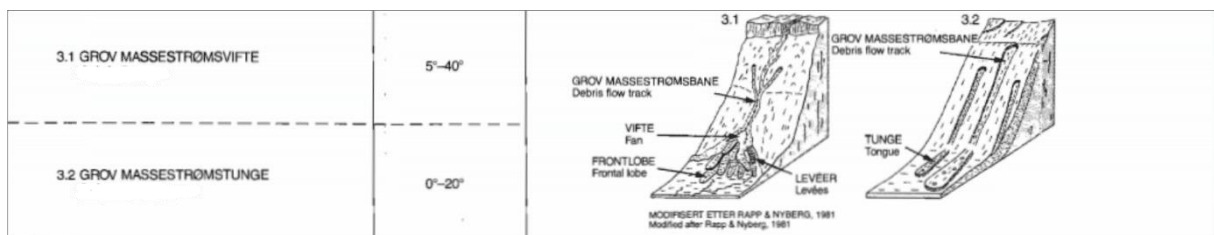
3.3. Løsmasseskred

Begreper løsmasser betegner alle typer masser som ligger oppå fast fjell: stein, grus, sand, silt, leire og jordsmonn, samt masser som er deponert av mennesker (Øydvin et al., 2011, NVE, 2011a). Et løsmasseskred er en fellesbetegnelse for alle skred i slike masser og kan deles inn i jordskred, flomskred og kvikkleireskred (Øydvin et al., 2011). Begrepene jordskred og flomskred blandes ofte sammen fordi det er en glidende overgang mellom dem, avhengig av vanninnhold og kornstørrelse (Øydvin et al., 2011). I denne oppgaven vil hovedsakelig begrepet løsmasseskred bli brukt som en fellesbetegnelse om jordskred og flomskred.

Jordskred vil bli utløst i vannmettede løsmasser i skråninger der helningen er større enn 25° som en plutselig utglidning, eller med et gradvis økende sig (Øydvin et al., 2011, Høeg et al., 2014). Blikra et al. (1989) beskriver jordskred som massestrømmer fordelt på grove massestrømmer bestående av blokker, stein og grus blandet med finere jordarter, og fine massestrømmer hvor andelen grove partikler er mindre. Jordskredene starter ofte som en utglidning av masser i områder uten definerte vannveier og går over til å bli en blokkdominert massestrøm etter hvert som den får tilført mer vann (Blikra et al., 1989, NVE, 2011a). Skredløpet til jordskred kan skjære seg en kanal i løsmassene som fungerer som et skredløp for senere skred eller danne trekantformede skredløp (Øydvin et al., 2011, NVE, 2011a). Skredløpet har ofte langsgående rygger, kalt levées, som blir avsatt ved at de groveste

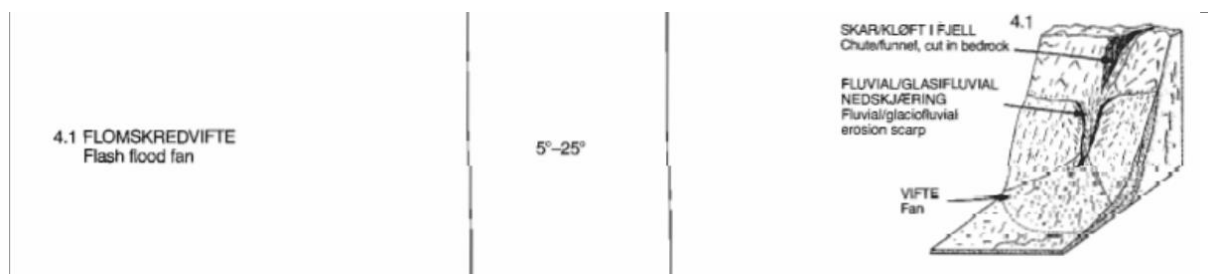
løsmassene i skredet blir samlet i fronten før de skyves til side av massene bak i skredet (Blikra et al., 1989, Øydvin et al., 2011).

Avsetningene til et jordskred blir beskrevet av Blikra et al. (1989) som enten en massestrømsvifte (jordskredvifte) eller en massestrømsstunge (jordskredtunge) (Figur 14). Øydvin et al. (2011) bruker heller uttrykket kanaliserte jordskred som avsetter og bygger opp vifteformer og ikke-kanaliserte jordskred som avsetter skredmassene i tungeformer. De ikke-kanaliserte jordskredene vil ofte bli utløst i et punkt og ha et skredløp som blir gradvis bredere, slik at det får en trekantform.



Figur 14: Oversikt over avsetningene laget av jordskred hvor det blir skilt mellom vifter (sammenastte) og tunger (enkelthendelser) (Blikra et al., 1989).

Flomskred omfatter skred med store variasjoner i vanninnhold og typer løsmasser som er involvert (Vegvesen, 2014) og opptrer i klart definerte elve- og bekkeløp, raviner, gjel eller skar der det vanligvis ikke er permanent vannføring (NVE, 2011a, Øydvin et al., 2011). Vannmassene kan rive løs og transportere store mengder løsmasser, større steinblokker, trær og annen vegetasjon langs skredløpet (NVE, 2011a, Øydvin et al., 2011). Flomskredene blir gjerne utløst ved ekstreme nedbørs- eller smeltevannsperioder og kan kategoriseres som en overgangsform mellom en fluvial prosess og et jordskred (Blikra et al., 1989). Flomskredvifter dannes i bunn av bekk- eller elvemunninger i en dalbunn eller fra skar/gjel i en bratt dalside (Figur 15, Blikra et al. (1989)). Skredmassene kan også avsette langsgående levéer og danner en stor vifte hvor de groveste massene legges igjen i toppen av skredviften og de fineste massene blir fraktet til enden av viften (Øydvin et al., 2011).



Figur 15: Illustrasjon som viser avsetningene fra flomskred (Blikra et al., 1989).

Kvikkleireskred trenger marin leire for å bli dannet. Siden kildeområdet i denne oppgaven omtaler fjellsider med lite til ingen tilgang til løsmasser som befinner seg langt over den marine grensen, vil kvikkleireskred ikke videre bli omtalt.

Det å skille mellom flom- og jordskred kan være vanskelig siden de oftest opptrer som en blanding av hverandre. Begrepet løsmasseskred vil derfor bli benyttet for å beskrive både flom- og løsmasseskred i feltområdet.

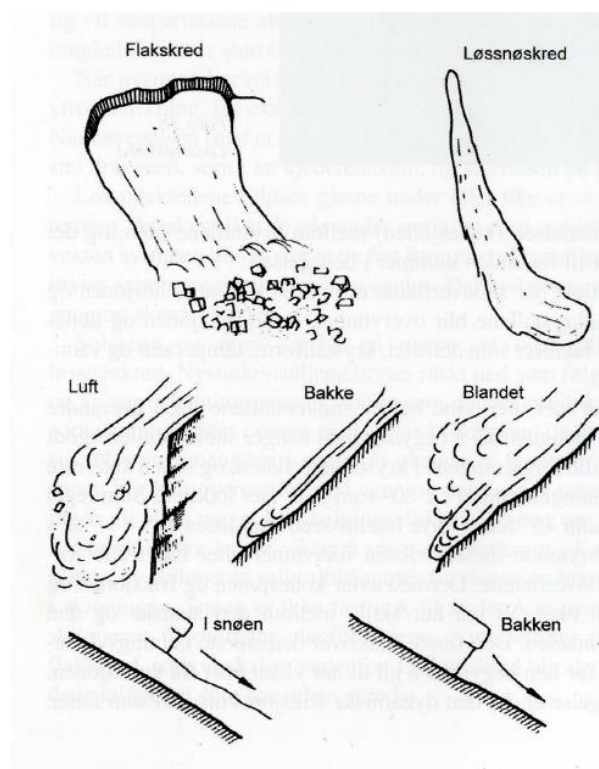
3.4. Snøskred

Snøskred er en prosess som oppstår i snødekte bratte skråninger/fjellsider med en helningsgrad brattere enn 25-30° (McClung og Schaerer, 2006, Norem, 2011). Snøskred deles som regel inn etter utløsningsmekanikk, og man skiller da mellom løssnøskred, flaskred og sørpeskred (Luckman, 1977, Blikra et al., 1989, Schweizer et al., 2003, NVE, 2011b). De tre snøskredtypene kan igjen deles inn etter hva slags type bevegelse skredet har. Om skredene glir ut langs bakken eller langs et underliggende snølag, eller det dannes en stor sky av snø eller om snøskredet beveger seg hovedsakelig langs bakken (figur xx, Høeg et al. (2014))

Luckman (1977) presenterer fire favoriserte områder for snøskredaktivitet:

- Åpne fjellsider med en gjennomsnittlig bratthet mellom 25 og 50 grader.
- Endringer i topografien på bratte fjellsider som gjør at snølagringen er varierende og stor i enkelte områder.
- Områder med fjellvegger og skrenter hvor snøen kan bygges opp. Slike områder kan bare føre til små snøskred, men disse kan igjen føre til at større snøskred blir utløst (f.eks. skavldannelse)
- Lesider hvor store mengder snø kan bygges opp. Vekten av overlageringen kan føre til at snøskred blir utløst.

Løssnøskred oppstår i snø med svake bindinger mellom snøkrystallene og kan skyldes store mengder nysnø eller våt snø som har redusert kohesjon på grunn av oppvarming eller regnvær (Norem, 2011, NVE, 2011b). Denne typen snøskred starter oftest fra et punkt og utvider seg nedover i skredbanen som skaper et karakteristisk dråpeformet skredløp (Figur 16). Volumet til et løssnøskred er stort sett liten og de har en kort utløpsdistanse. Denne skredtypen har derfor liten tilknytning til skade på infrastruktur eller tap av menneskeliv, men kan også opptre som store skred hvor alvorlige ulykker oppstår (Norem, 2011). Hvis løssnøskredene blir store nok og hastigheten høy, vil det bli dannet en trykkbølge foran skredet som kan knekke trær, lysstolper og knuse vinduer og mindre bygg (NVE, 2011b)

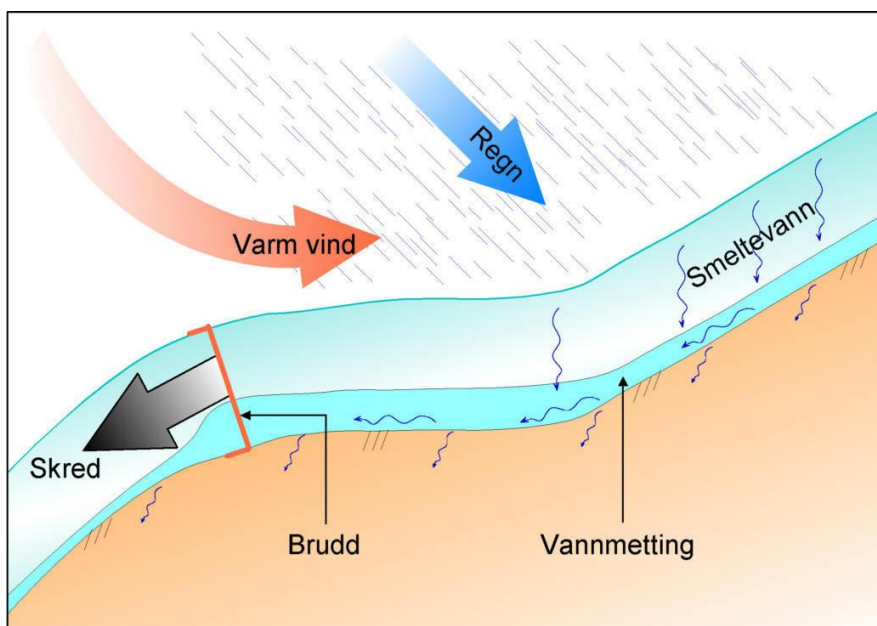


Figur 16: inndeling av forskjellige typer snøskred. Hentet fra Høeg et al. (2014).

Flakskred oppstår når en større del av snødekket løsner som et flak langs et glideplan, enten i snødekket eller langs bakken (Figur 16, NVE (2011b), Norem (2011)). Flakskred karakteriseres ved at de løsner langs en bruddkant i øvre del av skredet på et svakt lag med liten friksjon (Schweizer et al., 2003, Norem, 2011). Flakskredene danner mye større skred enn løssnøskredene, da bruddkanten kan forplante seg, i noen tilfeller, kilometer langs fjellsiden, men kan også finnes som små flakskred på bare noen meters bredde i bratte heng. Så fort flaket med snø er satt i bevegelse vil strukturen til flaket bli brutt opp slik at

snømassene beveger seg som et granulært materiale (NVE, 2011b). Dybden/høyden på bruddkanten bestemmer også hvor stort snøvolum som er i bevegelse, og er oftest 0,5-2,0 meter høy, men kan i ekstreme tilfeller være opptil 10 meter høy (Norem, 2011). Utløsningen av et flakskred skjer oftest ved overbelastning av et fastere (bundet) snølag som glir langs et lag med mindre styrke. Utglidningen kan komme av naturlige påvirkninger (kraftig nedbør eller avsetning av fokksnø) eller overbelastning fra en turgåer/skikjører som gjør at det svake laget kollapser (Schweizer et al., 2003, Norem, 2011).

Sørpeskred er en spesiell type snøskred hvor snømassene består av en veldig stor andel vann som følge av intens snøsmelting eller kraftig regnvær (Figur 17, Øydvin et al. (2011), Vegvesen (2014)). Sørpeskredene er mye tyngre og beveger seg langt saktere enn løssnø- og flakskred og følger vanligvis forsenkninger i terrenget (Blikra et al., 1989, Øydvin et al., 2011). Rapp (1960a) karakteriserer bevegelsen til sørpeskred mer lik løsmasseskred med vannmettet snø enn et snøskred i bekkeløp og gjel. Sørpeskredene skjer ofte på våren når snømassene produserer mer smeltevann enn det snøpakken klarer å drenere (Rapp, 1960a, Blikra et al., 1989, NVE, 2011b). (Rapp, 1960a) skiller også mellom hvite og skitne (dirty) snøskred. Hvite snøskred er løssnø- eller flakskred som beveger seg langs overflaten av snødekket og inneholder kun snø. Skitne snøskred har direkte kontakt med bakken og vil derfor inneholde snø sammen med blokker, stein og jord og vil ha en mer direkte geomorfologisk innvirkning på underlaget (Rapp, 1960a, Gardner, 1970). Denne typen



Figur 17: Skematisk tegning som viser faktorene som gjør at snøpakken blir så vannmettet at den går i brudd (Høeg et al., 2014, Udden, 1914).

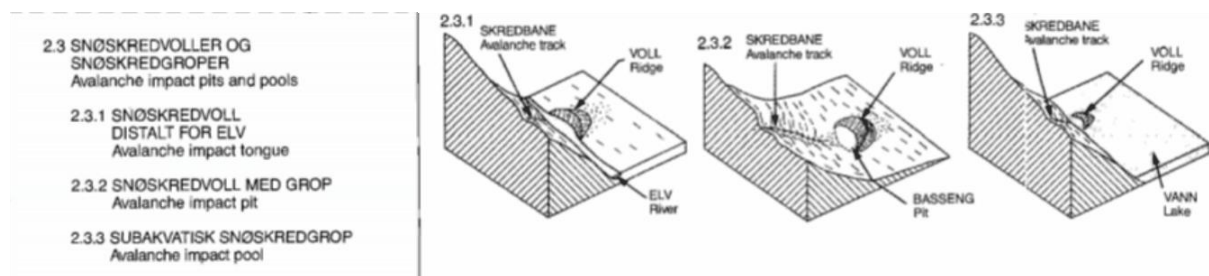
snøskred kan typisk opptre på våren når snøen er smeltet eller blåst bort på skredviftene i bunn av en fjellside, mens snøen fortsatt ligger høyere opp på fjellet (Luckman, 1977).

3.4.1. Landformer dannet av snøskred

3.4.1.1. Nedslagsformer

Snøskred med høy tetthet (flakskred eller sørpeskred) har en enorm nedslagskraft (Blikra og Nemeč, 1998). Nedslagsformene som er lagd av snøskred skjer helst i foten av relativt bratte skrånninger, ofte nedenfor kanaler, renner eller depresjoner som skaper bestemte snøskredbaner (Corner, 1980, Blikra et al., 1989). Når snøskred treffer en elv eller et basseng, vil løsmasser bli kastet opp slik at det dannes forskjellige landformer, vist i Figur 18, kalt *avalanche impact tongue*, *pits* og *pools* (Corner, 1980). I denne oppgaven vil de norske begrepene presentert av Blikra et al. (1989) bli brukt:

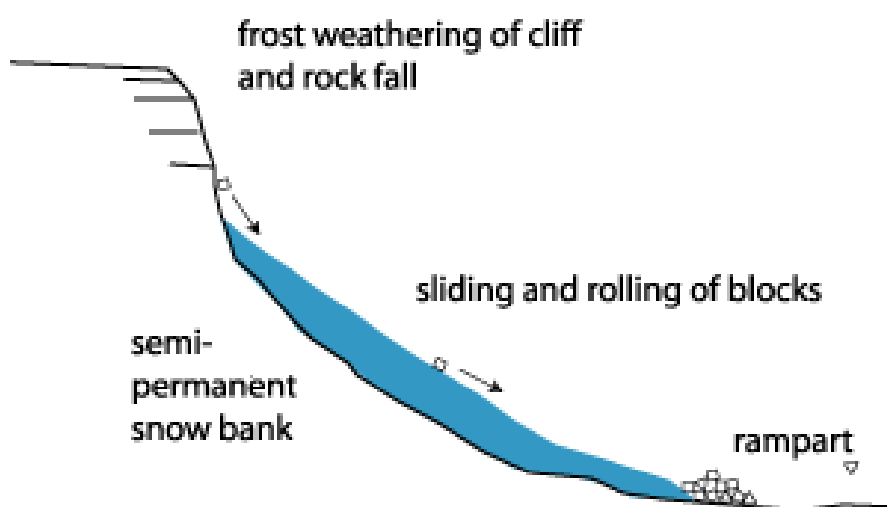
- *Snøskredvoll distalt for elv (tongue)*
- *Snøskredvoll med grop (pit)*
- *Subakvatisk snøskredgrop (pool)*



Figur 18: Oversikt over de tre nedslagsformene laget av snøskred (Blikra et al., 1989).

3.4.1.2. *Protalus rampart*

En protalus rampart er en tverrgående buet rygg bestående hovedsakelig av steinfragmenter i størrelsen stein og blokk (Harris, 1986, Ballantyne, 1987). De blir dannet ved at steiner og blokker faller ned på en snødekt vifte i form av steinsprang slik at de sklir ned og blir avsatt i fronten av snøfeltet. En protalus rampart består av angulære fragmenter med lite eller ingen matiks (Harris, 1986, Ballantyne, 1987) og kan forveksles med morener, skredavsetninger eller steinbreer. I mangel på et bedre begrep for denne landformen vil det engelske *protalus rampart* bli benyttet.



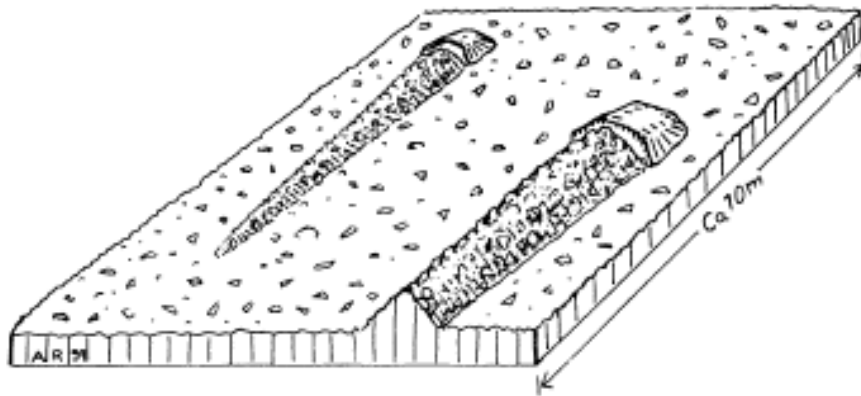
Figur 19: Sjematisk tegning av prosessen som lager protalus rampart. Bildet er hentet fra <http://www.landforms.eu/cairngorms/protalus%20rampart.htm>

3.4.1.3. *Steinskygger*

Et av de tydeligste tegnene på snøskredaktivitet er steinskygger, først beskrevet av Rapp (1959), i et studie av snøskredvifter i Lappland, Sverige, men er også beskrevet av Potter (1969), Gardner (1970) og Luckman (1977). Steinskyggene ble opprinnelig kalt «debris tails» av Rapp (1959), men vil bli kalt steinskygger i denne oppgaven. Steinskygger er en oppsamling av løsmasser som har akkumulert på nedsiden av en stasjonær blokk/stor stein som en er liten, rett rygg (Figur 20 Rapp (1959)). Ryggene er lineære og har en høyde på opptil 1 meter (Luckman, 1977) og en lengde på mellom 1-15 meter. Høyden på ryggen er bestemmes av størrelsen/høyden på den stasjonære blokken. Ryggen er høyest nærmest blokken og avtar i høyde nedover viften.

I områdene rundt Lake Louis er steinskygger assosiert med snøskredvifter under høye fjellvegger og renneformer (Gardner, 1970). Snø oppe i renner smelter ikke i samme grad som

den underliggende skredviften i løpet av våren, dette kan komme av en tykkere snøpakke pga. innblåst snø, kaldere temperatur i høyden eller en skyggelagt renne. Hvis denne oppsamlede snøen så raser ned over en blottlagt skredvifte uten snødekke, vil løsmassene i viften bli påvirket av snøskredet.



Figur 20: Illustrasjon som viser to steinskygger. De består av en stasjonær blokk med en 5-10 meter lang hale av løse, ukonsoliderte løsmasser. Hentet fra Rapp (1959)

Rapp (1959) foreslo to forskjellige prosesser som lager disse steinskyggene, enten (a) erosjon eller (b) avsetning.

- a) Ved avsetning vil blokken som ligger stasjonært i skredviften fungere som en blokade. Blokker og steiner som fraktes med snøskredet vil treffe denne stasjonære blokken, rulle over den og bli oppsamlet (avsatt) på baksiden hvor kreftene til strømmen av snøskredet vil være mindre.
- b) Ved erosjon vil blokken fungere som en levegg, og beskytte de nedenforliggende løsmassene slik at de ikke blir fraktet med snøskredet videre ned viften.

Rapp nevner også at det er observert enkelte tilfeller hvor en større blokk har to steinskygger med en forsenkning mellom seg. Han mener da at dette er bevis på at steinskyggene er laget av en avsetningsprosess.

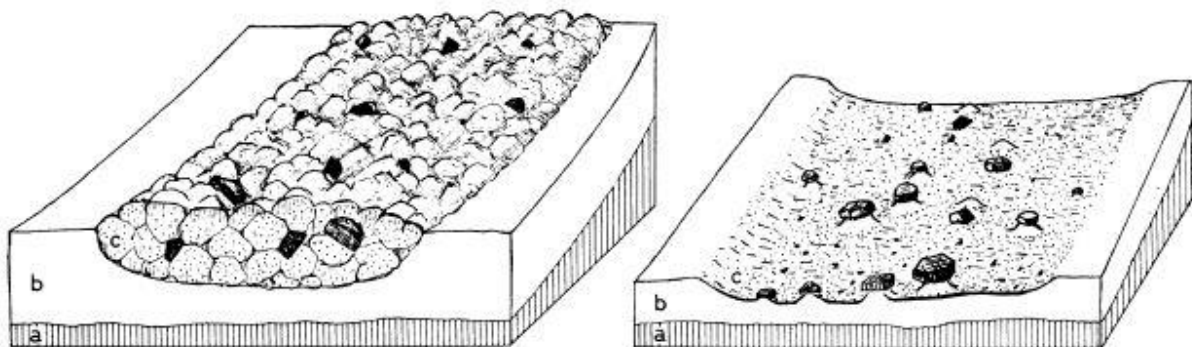
Rapp mente også at man kan se på den stasjonære blokken fungere både på en passiv og en aktiv måte. I (a) vil blokken fungere både aktivt (ved å stoppe og samle steinene) og passivt (ved å beskytte løsmassene for erosjon). I (b) vil blokken kun fungere passivt (ved å beskytte løsmassene for erosjon). Strømlinjeformen til småformene blir trolig bevart gjennom en erosjonsprosess kalt «trimming» (Rapp, 1959, Potter, 1969), noe som sier at både en avsetnings- og en erosjonsprosess er viktige.

Blikra og Nemeč (1998) kartla en lignende form i Møre og Romsdal som de kalte «debris horns». Et typisk «skittent» snøskred, fylt med løsmasser, etterlot seg en oppsamling av løsmasser på oppsiden av stasjonære blokker.

3.4.1.4. *Balanserte steiner*

Perched boulders er svært vanlig i skredvifter påvirket av snøskred (Rapp, 1960b, Ward, 1985, Blikra et al., 1989). Siden perched boulders ikke er et godt norsk ord, vil det i denne oppgaven bli brukt betegnelsen balanserte steiner. Selv om betegnelsen stein hovedsakelig er brukt for å beskrive størrelsen til et steinfragment, vil det i denne sammenhengen bli brukt til å beskrive grus, steiner og blokker som er plassert i balanserte og tilfeldige posisjoner på en skredvifte.

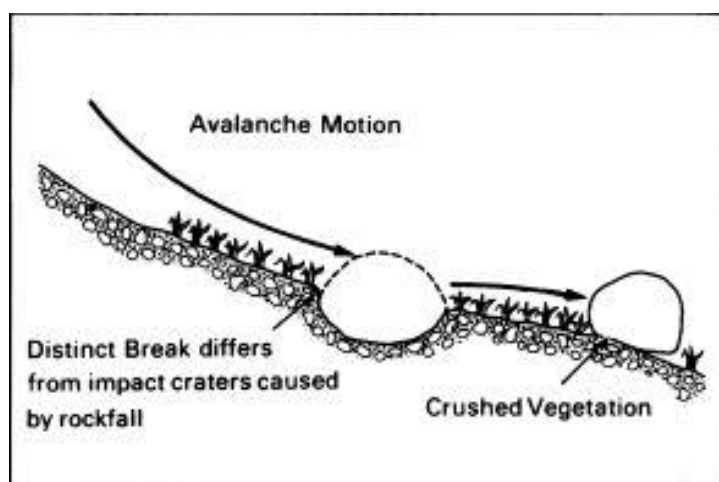
Blokker, steiner og grus som blir fraktet i skitne snøskred, eller ruller på toppen av en snødekt vifte eller avsatt snø vil ende opp mot fronten av skredviften (Luckman, 1978). Når snøen så smelter vil steinene smelte ut slik at de kan bli plassert i svært tilfeldige og balanserte posisjoner (Figur 21). Typisk er steiner som ligger stablet, balanserende eller ustabil på bratte sider av større blokker. Steinene er typisk å finne i den nedre delen av skredviften, men kan også finnes andre steder på viften (Luckman, 1978). Ward (1985) bruker også sine observasjoner av balanserte steiner til å bedømme stabiliteten til skredviftene.



Figur 21: Illustrasjon av blokker som smelter ut av snømassene slik at de blir plassert oppå underlaget (Rapp, 1960a).

3.4.1.5. Steinhull

I tillegg til de typiske landformene først presentert av (Rapp, 1959, 1960a), observerte Ward (1985) flere kjennetegn som kan være dannet av snøskredaktivitet i en skredvifte. En av disse kjennetegnene er «boulder holes». Videre i denne oppgaven vil begrepet steinhull bli brukt for disse formene. Steinhullene vises som tomrom i skredviften hvor det tidligere har vært en delvis nedgravd blokk (Figur 22). Ward (1985) skiller mellom steinhull og nedslagsspor fra steinsprang som heller vil danne en lineær rekke med forsenkninger etter en blokk har rullet eller sprettet nedover løsmassene.



Figur 22: Illustrasjon som viser hvordan en blokk eller stein blir flyttet av snømassene i et snøskred slik at den etterlater seg et hull i underlaget (Ward, 1985).

3.4.1.6. Snøskredvifter

Dette er skredvifter som hovedsakelig er laget av erosjon og avsetning fra snøskred, og ble først beskrevet av Rapp (1959) i Lappland, Sverige. Lengdeprofilen til en snøskredvifte er merkbart konkav og er brattest i toppen, like under kildeområdet. Selve skredløpet til snøskredene har en jevn overflate, med vegetasjon i enkelte områder og tydelige karakteristiske landformer, som steinskygger (Rapp og Fairbridge, 1968).

Snøskredviftene kan være skapt av kun snøskred, eller være et resultat av at snøskred modifierer en allerede eksisterende skredvifte (for eksempel talus) (Rapp, 1959, Luckman, 1978). Rapp identifiserte også to forskjellige typer snøskredvifter; en viftetype og en «road bank» type.

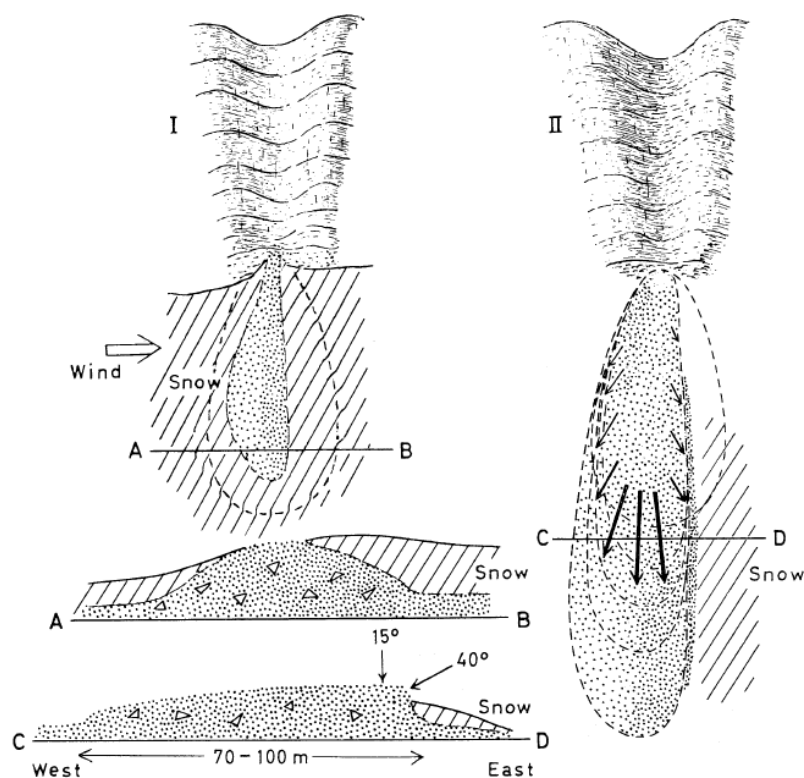
- Viftetypen har en avlang form med et tynt dekke av angulært nedfall. Viften har også områder med balanserte steiner, fra utsmelting av snømassene. Viftene kan strekke seg flere hundre meter ned over områder med en gradient helt ned i 8°. Skredvifter som

ligner på denne viftetypen kan også bli lagd av våte snøskred/slushskred i subarktiske områder (Rapp, 1959).

- «Road bank» typen av snøskredvifter blir til hvor snøskredene beveger seg over oppsamlingsområder av løsmasser, som for eksempel en talus eller kolluvial vifte under store renneformer i fjellsiden. Snøskredene eroderer løsmassene i toppen av viften og avsetter de igjen ned mot bunnen av viften. Dette produserer en opphevet tunge med løsmasser som strekker seg lengre enn den originale skredviften. «Road bank» tunger har en markant konkav lengdeprofil og har ofte en asymmetrisk tverrprofil, med en flat topp, to brattere skråninger på sidene og en slak front (Rapp, 1959).

Rapp (1959) kom frem til en hypotese som forklarte den asymmetriske tverrprofilen ved at vindtransportert snø av en dominerende vindretning på tvers av snøskredviften (Figur 23). Flere av snøskredviftene han undersøkte i områdene rund Kebnekaise, Abisko og Sarek hadde en asymmetrisk tverrprofil, spesielt viftene av typen «road bank». Hypotesen til Rapp (1959) går ut på at den dominerende vindretningen fører til stor transport av snø fra lo- til lesiden slik at det blir bygd opp en fonn med snø på den ene siden av viften. Den oppbygde snøen på lesiden av viften vil beskytte viften fra snøskred. Losiden av viften vil derimot være avblåst slik av løsmassene er eksponert for snøskred som raser ned viften. På grunn av dette vil losiden være mer påvirket av erosjon enn lesiden slik at viften bygges ut til å bli mer og mer asymmetrisk.

Luckman (1978) støtter hypotesen til Rapp, men foreslår også at asymmetrien kan komme av at snøskredene vil dreie noe med fallretningen av dalen, slik at siden oppstrøms på skredviften vil få en brattere siden enn nedsiden. Han observerte også, i de Kanadiske rocky mountains, at den bratte siden av skredviften hadde en større kornstørrelse med godt utviklet lav. Dette kan tyde på at så fort en skredvifte har fått denne asymmetriske formen, vil den bli opprettholdt slik at den slake siden fortsatt vil bli påvirket av snøskred i en stor grad.



Figur 23: Den asymmetriske tverrprofilen kommer av en oppsamling av vindtransportert snø. Snøen blåser av snøen på lo-siden (venstresiden av viftene i figuren) og legger den på le-siden (høyresiden av viftene i denne figuren). Den oppbygde snøen fører så til at le-siden blir skjermet for senere snøskred (Rapp, 1959).

3.5. Øvrige landformer



3.5.1. Sammensatte skredvifter

Oftest er skredvifter bygget opp av skredmateriale fra flere forskjellige typer skråningsprosesser. Blikra og Nemeč (1998) har definert to viftetyper etter hva slags prosesser som opptrer, bratthet og hva slags materiale viften er bygget opp av (Figur 24):

- *Kolluviale vifter* er en vifteform som er dannet av kolluviale prosesser og består hovedsakelig av grovkornet og umodent skråningsmateriale, kalt *kolluvium*. De kolluviale viftene er vanligst å finne under fjellskråninger og ved foten av fjell. Viften dannes av endringer i skredløpenes retning. Når skredløpene blir fylt igjen av skredmasser vil skredløpet bryte ut og finne et nytt løp (Blikra og Nemeč, 1998). Lengdeprofilen til de kolluviale viftene er ofte slakt konkav, og kan ha en bratthet på opptil 35-45 grader i toppen, men også være helt ned til 15-20 grader i bunn, avhengig

av hva slags skråningsprosess som dominerer (Blikra og Nemeč, 1998). Overflaten av viftene er kupert og ujevn som følge av levéer og forsenkninger laget av en rekke løsmasseskred.

- *Alluviale vifter* har en langt flatere profil og består hovedsakelig av grus og sand som er avsatt av fluviale prosesser i område hvor terrenget flater ut (Blikra og Nemeč, 1998). Radiusen til alluviale vifter kan variere fra 10 til 100 kilometer og har dermed en større utbredelse enn de kolluviale viftene, men er langt flatere med en bratthet mellom 10-15 grader i toppen og under 5 grader i bunn av viften (Anstey, 1965, Anstey, 1966, Blikra og Nemeč, 1998).

TYPICAL CHARACTERISTICS	colluvial fan	alluvial fan
Geomorphic setting:	mountain slope and its base (slope fan)	mountain footplain or broad valley floor (footplain fan)
Catchment:	mountain-slope ravine	intramontane valley or canyon
Apex location:	high on the mountain slope (at the base of ravine)	at the base of mountain slope (valley/canyon mouth)
Depositional slope:	35-45° near the apex, to 15-20° near the toe	seldom more than 10-15° near the apex, often less than 1-5° near the toe
Plan-view radius:	less than 0.5 km, rarely up to 1-1.5 km	commonly up to 10 km, occasionally more than 100 km
Sediment:	mainly gravel, typically very immature	gravel and/or sand, immature to mature
Grain-size trend:	coarsest debris in the lower/toe zone	coarsest debris in the upper/apical zone
Depositional processes:	avalanches, including rockfall, debrisflow and snowflow; minor waterflow, with streamflow chiefly in gullies	debrisflow and/or waterflow (braided streams)
EXAMPLES	 <p>The Brofonna colluvial fan, Trollvegen near Romsdal, Norway; one of the world's largest colluvial fans, with a height of 830 m and a plan-view radius of 1.5 km.</p>	 <p>The Badwater alluvial fan, eastern side of Death Valley, California; a modest fan, with a radius of c. 6 km.</p>

Figur 24: Oversikt over kolluviale og alluvial vifter og deres egenskaper og involverte prosesser (Blikra og Nemeč, 1998).

3.5.2. Periglasiale landformer

Periglasiale landformer er lokalisert i områder rund en isbre, eller i områder hvor det tidligere har vært en isbre (Matsuoka og Ikeda, 2005). Det er to typiske lobeformede landformer som er forbundet med periglasiale områder:

- *Steinbreer* er en oppsamling av usortert morene- og skredmaterialer og dannes ofte i skredvifter under bratte fjellsider. Kjernen av steinbreen består av is som enten kommer fra vann som har frosset til is eller fra snøskred som blir dekket av skredmateriale slik at den blir omdannet til is. Isen i kan også stamme fra morener

med en iskerne avsatt av isbreer. (White, 1981, Humlum, 1998, Humlum et al., 2007). Steinbreer beveger seg som en saktegående isbreer og kan ha en bevegelse fra noen centimeter til titalls centimeter per år (Giardino et al., 1987). I fjellsider kan steinbreer sees som bratte tungeformer med en rekke tverrgående rygger og forsenkninger (Giardino et al., 1987).

- *Solifluksjon* er definert av Andersson (1906) som en saktegående bevegelse av vannmettede sedimenter som følge av gravitasjon. Prosessen er mest vanlig i områder med permafrost hvor den harde isen i bakken begrenser en gjennomstrømningen av vann ned i sedimentene (Benedict, 1970). Bevegelsen oppstår når det øverste vannmettede laget med sedimenter siger nedover en skråning i perioder med smelting. Dette vil være typisk i sen vår/sommer. Solifluksjon lager tunger-/lobeformer som er langt mindre enn landformene laget av steinbreer.



Figur 25: Et eksempel på en solifluksjonslobe fra Canada (Hugenholtz og Lewkowicz, 2002).

4. Datainnsamling og metoder

4.1. Feltarbeid

Feltarbeidet til denne oppgaven ble gjennomført i løpet av to uker i august og september, samt en dag i november 2016. Arbeidet ble gjort sammen med medstudent Astrid Lemme for å samle inn data til hver vår masteroppgave i området nord for Kjosén. Forberedelsene til feltarbeidet gikk med på å gjøre seg kjent med området og gjøre en deltolkning i hvert feltområdene, samt merke hvilke lokasjoner som var spesielt aktuelle for masteroppgavene.

Feltarbeidet ble brukt til å få en best mulig oversikt over feltområdet ved hjelp av observasjoner, måling av bratthet, orientering, kornstørrelse og rundingsgrad, og kartlegging av aktuelle geomorfologiske elementer. Kartlegginga ble gjort på utskrevne høyoppløselige flybilder (www.norgebilder.no) og målingene ble gjort med et kompass av typen Silva Compass Expedition S med klinometer og en tommestokk. Observasjonene fra feltarbeidet ble georeferert ved hjelp av en Garmin Origen 400 GPS.

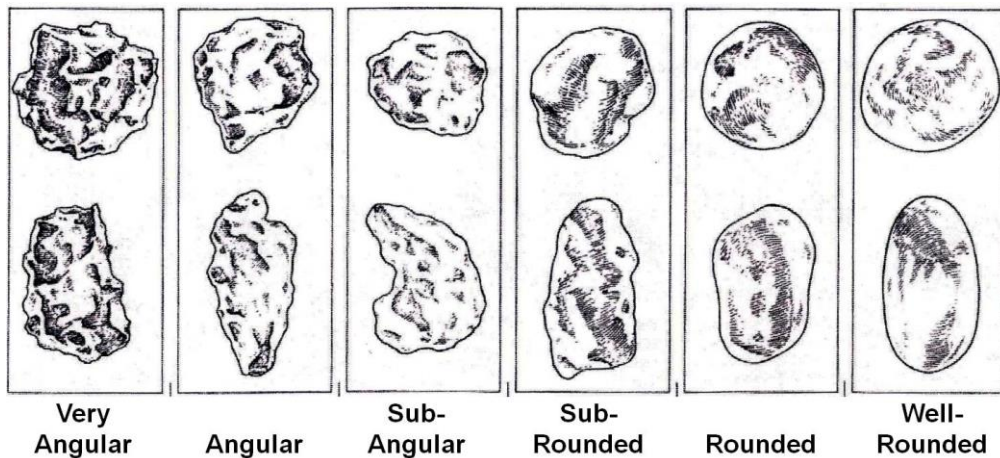
4.1.1. Kornstørrelse og rundingsgrad

Det ble registrert kornstørrelse og rundingsgrad på 50 steinfragment i hver lokasjon. Lokasjonene ble valgt ut for å se på variasjonen i kornstørrelse og rundingsgrad mellom skredvifter, skredløp og nedslagsformer.

For å få en tilfeldig utvelgelse av steinfragmenter til målingen la vi ned en tommestokk på bakken og telte de 50 av steinfragmentene som berørte den. I områder med mye stein og blokker måtte det to eller tre meterstokklengder til for å få 50 målinger.

Rundingsgraden til steinfragmentene ble beskrevet ut fra Powers (1953) sin klassifisering fra veldig rundet til veldig angulær (Figur 26), mens kornstørrelsen ble bestemt ved å bruke den lengste akselen til steinfragmentene og klassifiseringen til Wentworth (1922) og Udden (1914) (Tabell 2). Klassifiseringen engelsk så det ble brukt norske betegnelser istede;

- Boulder - blokk
- Cobble - stein
- Sand - sand



Figur 26: Oversikt over de seks klassifiseringene av rundingsgrad som ble brukt under feltarbeidet.
Hentet fra (Powers, 1953)

Tabell 2: Skjema for klassifisering av kornstørrelse.
modifisert fra Wentworth (1922) og Udden (1914)

Particle Size Range	Particle class (Wentworth)
> 256 mm	Boulder
64–256 mm	Cobble
32–64 mm	Very coarse gravel
16–32 mm	Coarse gravel
8–16 mm	Medium gravel
4–8 mm	Fine gravel
2–4 mm	Very fine gravel
1–2 mm	Very coarse sand
0.5–1 mm	Coarse sand
0.25–0.5 mm	Medium sand
125–250 μm	Fine sand
62.5–125 μm	Very fine sand

4.2. Programvare og framstilling

For å videre analysere feltområdet og fremstille de observerte elementene, samt å lage et geomorfologisk kart, ble ESRI ArcGIS 10.5 brukt. Alle kart er vist i referansesystemet WGS 1984 UTM sone 33N.

Orient 3.6.3 er brukt for å plote inn orienteringer målt i felt og CorelDraw X8 er benyttet for å videre redigere kartene og figurene brukt i oppgaven.

4.2.1. ArcGIS

4.2.1.1. Flybilder (med dato)

Flybildene brukt for kartleggingen i denne oppgaven er hentet fra kartverkets tjeneste norgebilder. Bildene er importert til ArcGIS i formatet GeoTIFF som gjør at bildene automatisk er georeferert i riktig posisjon for det valgte referansesystemet (Mahammad og Ramakrishnan, 2003). Det er benyttet forskjellig bakkeoppløsning på bildene avhengig av hva de skal brukes til.

Kartverket har flere serier med flyfoto tilgjengelig i Norgebilder. I området rundt Kjosén er det tatt fire forskjellige serier over en periode på 13 år (Tabell 3). Det er også en rekke historiske flybilder som er tilgjengelig på bestilling fra Kartverket.

Tabell 3: Oversikt over alle kartlagene som er tilgjengelig i feltområdet.

Kartlag	Fotodato
Troms 2016	16. September 2016
Troms 2015	13. Juli 2015
Troms 2011	19. September 2011
Troms 2006	5. August 2006
Lyngen 2004	23. Juli 2004

4.2.1.2. Kartlag

Alle kart som er brukt i denne oppgaven er hentet fra Kartverkets tjeneste Geodata. Geodata har en rekke tilgjengelige kart via sine WMS-servere. Alle geologiske kart (berggrunn, løsmasser og marin grense), samt grunnkart som topografiske kart er hentet fra denne tjenesten og lagt inn i ArcGIS ved hjelp av WMS-servere.

4.2.1.3. Digital terrengmodell (DTM)

Den digitale terrengmodellen (DTM) som er brukt i arbeid i ArcGIS er lastet ned fra Kartverkets database. Det er benyttet to terrengmodeller med forskjellig horisontal oppløsning, én på 5 meter og en på 10. Terrengmodellen med høyest oppløsning (5 m) strekker seg bare et lite stykke opp fra fjorden og opp til bunnen av skredviftene under Sultinden, mens terrengmodellen med lavest oppløsning (10 m) er landsdekkende. Det er også et skille midt i kildeområdene på Sultinden. Opptegning av lengdeprofiler øst for dette, mot Tytebærdalen, er svært unøyaktig og har en lav oppløsning i forhold til målingene gjort på Sultinden. Det er ikke funnet en løsning på dette problemet.

4.2.1.4. 3D analyst

ArcGIS har en utvidelse kalt «3D analyst». Denne utvidelsen gir muligheten til å bruke en rekke verktøy som bruker DTM'en til å analysere topografi og geometri i det aktuelle området. Lengde- og tverrprofil er laget ved å tegne en linje hvor man vil lage en profil for så å bruke verktøyet «profile graph» som viser denne linjen som en 2D-graf. Grafen kan eksporteres som en bildefil og brukes i dokumenter.

Et annen verktøy som er benyttet i denne utvidelsen er kalt «steepest path». Dette verktøyet simulerer en ball som ruller ned en hellende overflate fra et bestemt punkt. Steepest path ble brukt flittig for å avgrense de forskjellige områdene i feltarbeidet og for å simulere skredløp i fjellsiden.

4.2.1.5. NGU-symboler

Norges Geotekniske Undersøkelse har en rekke symboler på flater og punkt for geologisk kartlegging. Disse er lagt in i ArcGIS og er brukt for å tegne landformer og løsmasser i feltområdet.

5. Resultat

I dette kapittelet vil det bli gjort en detaljert gjennomgang av områdene på Sultinden og i Tytebærdalen (Figur 27). Alle delområdene vil bli presentert med resultater fra feltarbeidet sammen med en tolkning av området. Både Sultinden og Tytebærdalen er forsøkt delt inn i forskjellige områder som har noen av de samme egenskapene som dominerende skråningsprosess, himmelretning, kilde-, nedslags- og utløpsområde. På Sultinden vil det bli gjort en detaljert inndeling av kilde- og utløpsområder, mens Tytebærdalen vil ha en inndeling basert på fjellside uten noen videre inndeling.

Feltområdet på nordsiden av Kjosen er mer nøyaktig begrenset til sørsiden av Sultinden og Tytebærdalen. Tytebærdalen ble ikke befart under feltarbeidet til denne oppgaven, men har i etterkant av feltarbeidet blitt vurdert som et aktuelt område for å utfylle oppgaven, da den også inneholder flere skredvifter påvirket av snøskred. Siden området i Tytebærdalen ikke ble befart under feltarbeidet, vil dette området kun bli studert og tolket ved hjelp av flybilder.

For å gi en tydelig fremstilling av de forskjellige observerte landformene i hvert område, vil det først bli presentert et detaljert kart uten noen påtegninger. Deretter vil et kart med alle påtegningene bli presentert så de to kartene kan sammenlignes. Resultatene fra Sultinden vil bli presentert først, etterfulgt av analysen fra Tytebærdalen.

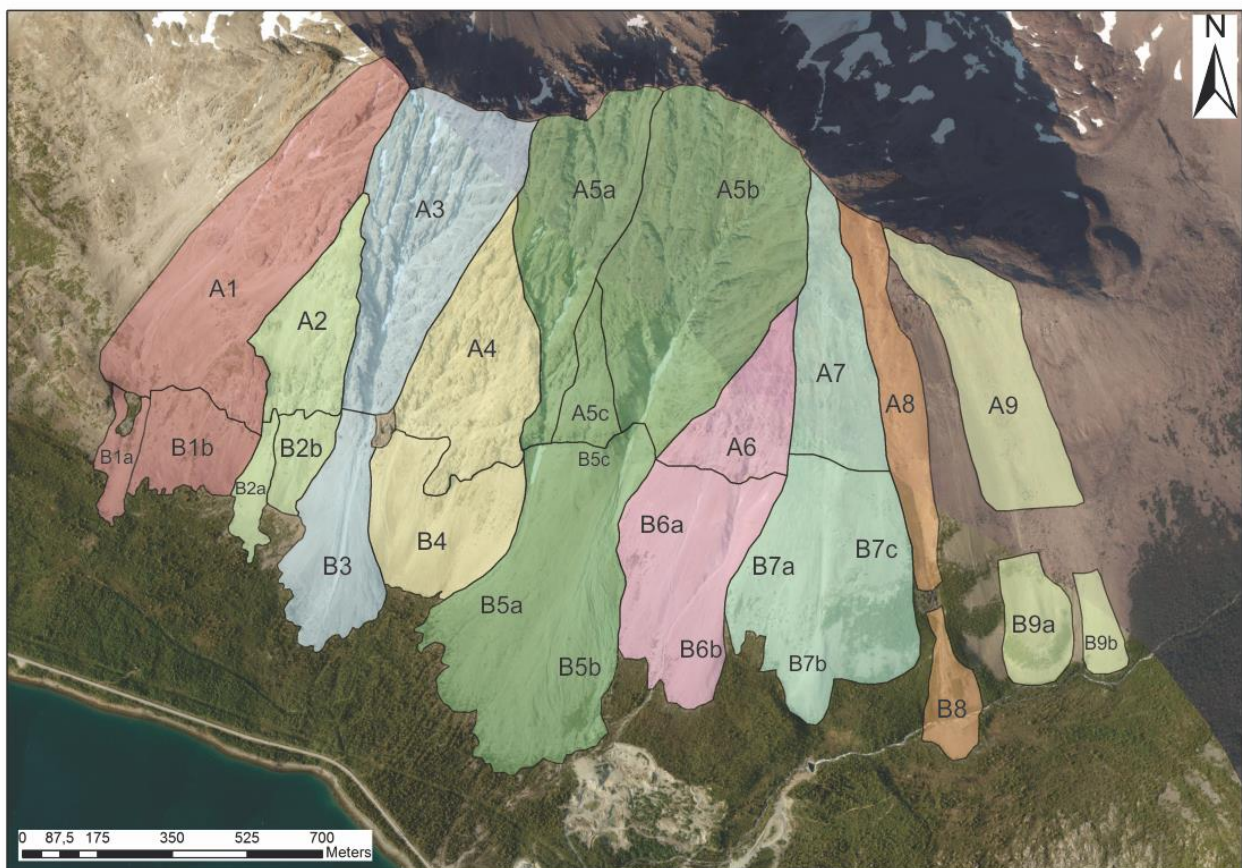


Figur 27: Oversiktsbilde som viser inndelingen og posisjonen til Sultinden og Tytebærdalen. Bildet hentet fra www.Norgebilder.no.

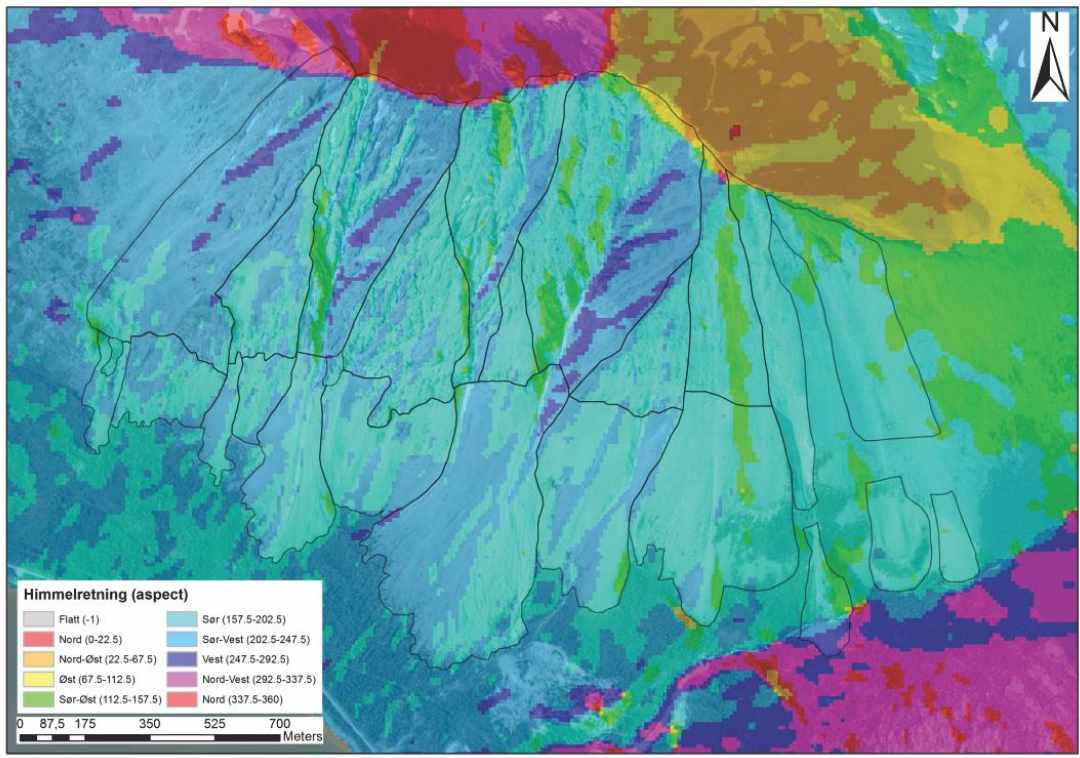
5.1. Sultinden

Sultinden strekker seg fra 1083 moh. og helt ned til fjorden. Kildeområdene på sørsiden av Sultinden er delt inn i forskjellige soner som hver forsyner de nedenforliggende utløpsområdene med skredmasser og snøskred (Figur 28). Fargene er valgt slik at kilde- og utløpsområde har samme farge. Det er vanskelig å skille flere av kildeområdene og utløpssonene fra hverandre, men ved å bruke 3D-bilder og steepest path-funksjonen i GIS har områdene blitt valgt ut på best mulig måte.

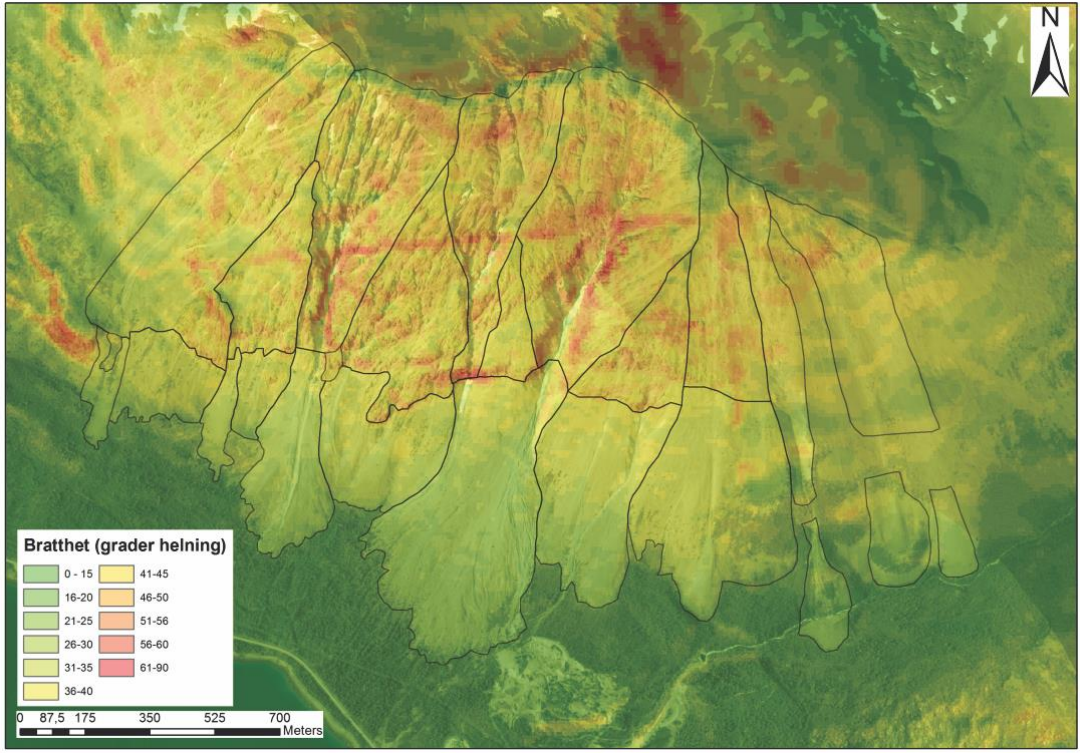
De forskjellige områdene er fordelt på kildeområder (A) og utløpsområder (B) sammen med et tall som binder tilhørende kildeområder og utløpsområder sammen (eks. kildeområde A1 hører sammen med utløpsområde B1). Enkelt av kilde- og utløpsområdene er også såpass store og komplekse at de igjen er delt inn med en liten bokstav for å avgrense enkeltområder (eks. kildeområde A7 hører sammen med B7a, B7b og B7c).



Figur 28: Oversikt over inndelingen av området på Sultinden. A1-A9 er kildeområder og B1-B9 er utløpsområder



Figur 29: Kartet viser himmelretningen til kilde- og utløpsområdene under Sultinden.



Figur 30: Kartet viser brattheten til sørsiden av Sultinden.

5.2. Område 1

Det vestligste området under Sultinden består av kildeområde A1 og utløpsområdet B1 som igjen er delt inn i to områder, kalt B1a og B1b. A1 består av en blanding av gjel i fast fjell under toppen av Sultinden, og mer åpne områder ned mot utløpsområdene. Størstedelen av kildeområdet har en himmelretning mot sør-vest, mens deler av sideveggene i gjelene vender mot vest og sør (Figur 29). Ned mot utløpsområdet dreier himmelretningen mer mot sør. Brattheten i kildeområdet er opptil 50 grader i toppen, og avtar ned mot utløpsområdet hvor brattheten er helt nede i 15-20 grader. I utløpsområdet er brattheten mellom 15 og 35 grader (Figur 30).

5.2.1. Kildeområde A1

Kildeområde A1 er et av de største under Sultinden og er vanskelig å definere. Området er tegnet inn ved hjelp av fallinjer og skredløp i terrenget som stammer fra gjelene i toppen av kildeområdet. Overgangen mellom kilde- og utløpsområdet er utydelig og utydelig fordi det er avsatt store mengder skredmateriale på oversiden av det tenkte utløpsområdet. Det er flatt nok til at løsmasser blir avsatt her, men vil også være en kilde for eventuelle snø-/løsmasseskred som raser gjennom området. Siden dette området ikke ble befart under feltarbeidet er det valgt å tilhøre kildeområdet. Det er også en fjellknaus som er inkludert i den østlige, nedre delen av kildeområdet for å få med kilden til eventuelle steinsprang som ender opp i utløpsområde B1b.

Gjelene i toppen av kildeområdet traktes sammen og er godt egnet til å føre store mengder løsmasser og snø ned over den flatere delen av kildeområdet og ned utløpsområdet. Det er ikke tegn til at noen løsmasseskred har nådd utløpsområdet B1a, men det er flere løsmasseskred i B1b området (Figur 36). Det er spesielt et løsmasseskred som har stoppet i overkant av utløpsområde B1a og kan si noe om retningen på skredløpet fra kilde- til utløpsområde.

5.2.2. Utløpsområde B1

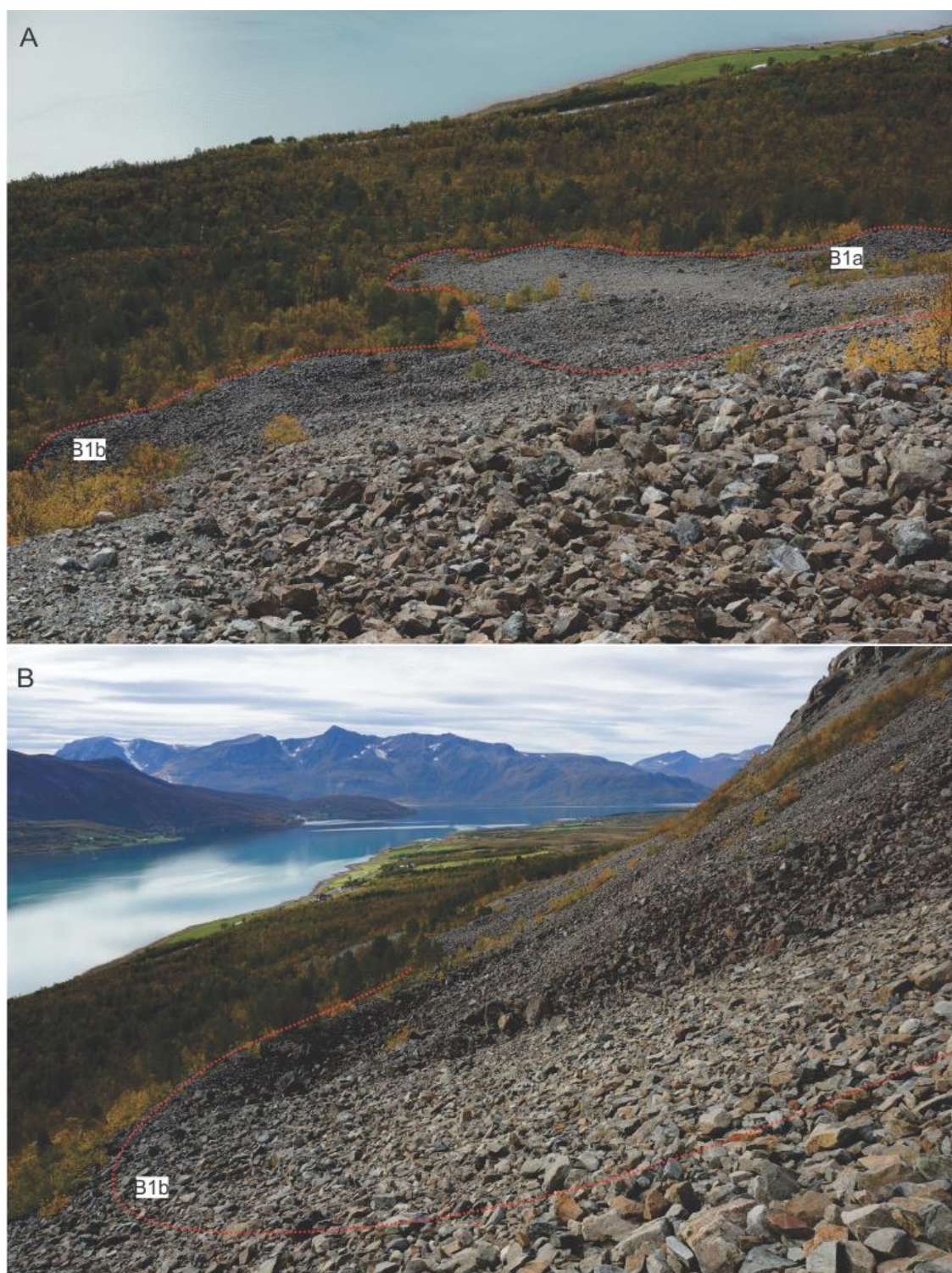
Selv om B1a og B1b stammer fra det samme kildeområdet, er det forskjeller ved de to utløpsområdene som gjør det lett å skille de fra hverandre (Figur 32a). Viften B1a skiller seg ut fra B1b med en lengre utløpsdistanse, mindre kornstørrelse og en tydelig konkav lengdeprofil (Figur 34). Løsmassene i viften har også en lysere farge, noe som tyder på at

kornstørrelsen er mindre og at skredhyppigheten er større. B1a består av to vifteformer, en østlig som strekker seg 100 meter lengre ned i skogen enn resten av steinura og en, noe utydelig vestlig vifte som strekker seg kortere ned i skogen og er begrenset av randmorenen i bunn av utløpsområdet. Avgrensningen av viftene er tegnet inn ved å følge områder med lysere og mindre kornstørrelse som kan tyde på større erosjon- og skredaktivitet. Skredløp, beregnet i GIS, fra kildeområdet tyder også på at størstedelen av nedfall/skred vil ende opp i B1a-viftene. Det er også en del vegetasjon i områdene mellom de to viftene. Trærne følger fallretningen i en linje og vokser i utkanten av viften og er mellom 1-2 meter høye.

Det andre utløpsområdet, B1b, har en mye kortere utløpsdistanse enn B1a og er begrenset av skog og et buet, flat, tverrgående rygg i bunn av utløpsområdet som består av usortert materiale med varierende kornstørrelse (Figur 31). Ryggen stikker fram i terrenget som en buet, flat rygg, hvor oppsiden er fylt igjen av skredmateriale og nedsiden har en bratt side med noe nedfall (Figur 32b). Fargen på blokkene og steinene i B1b er svært variert over hele området og består både av store, mørke blokker og områder med lysere, mindre steiner som følge av nye og gamle løsmasseskred. Deler av B2b område, spesielt den vestlige delen mot B1a, ble opplevd som å være svært ustabil i den forstand at det var liten kontakt mellom blokkene og stedvis ingen finkornet materiale/matriks som stabiliserte de. Det samme området har også en rekke forhøyninger og forsenkninger uten noen åpenbar sammenheng.

Figur 31: Den tverrgående ryggen i B1b består av alle en rekke kornstørrelser fra silt til blokk. Bildet er tatt i punkt 1 i Figur 36.





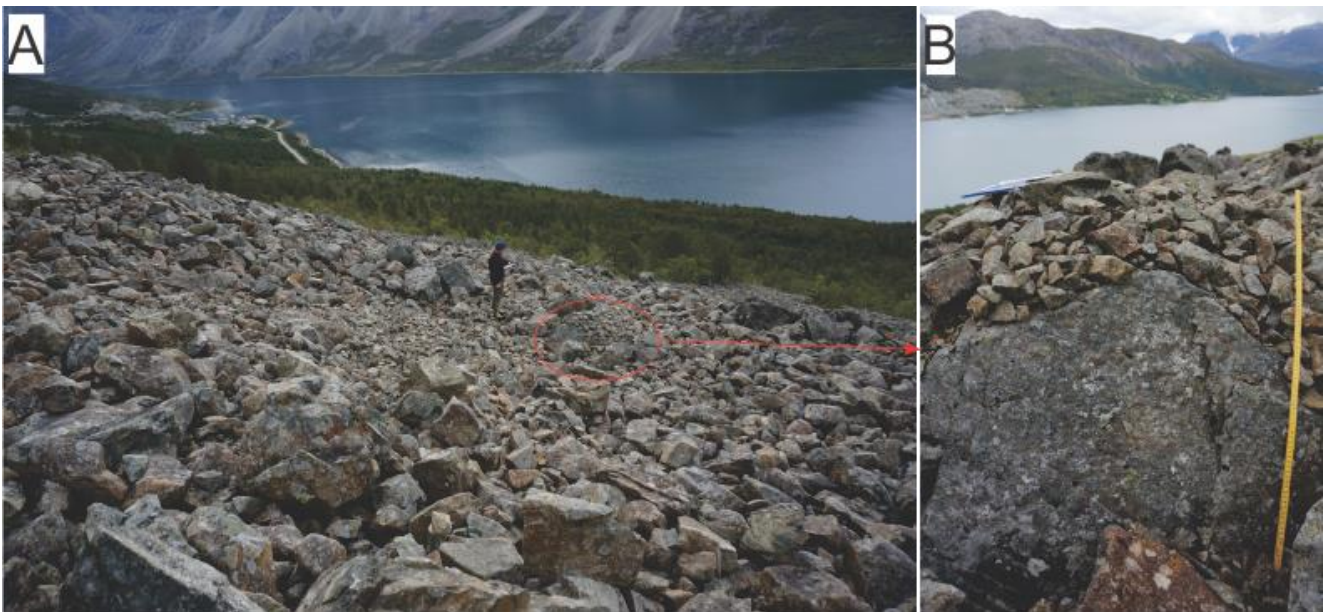
Figur 32: Oversiktsbilder som viser A) den lange utløpssonen B1a og den store variasjonen i topografien i B1b, sett fra punkt 2 i Figur 36. B) Den tverrgående ryggen som begrenser utløpsdistansen til B1b sett fra punkt 3 i Figur 36.

Det er to tydelige løsmasseskred i toppen av B1b som strekker seg fra fjellknausen like over utløpsområdet. Det kan også skimtes områder med finere kornstørrelse som kan se ut som gamle løsmasseskred som nå er tildekt av nyere nedfall. Områdene i bunn av utløpssonen er, i

varierende grad, dominert av større blokker rundt disse forhøyningene og forsenkningene i området. Vegetasjonen har grodd, i likhet med B1a, i striper som følger fallretningen og områder med finere løsmasser og er 1-2 meter høye.

5.2.3. Kornstørrelse og rundingsgrad

Det er gjort to målinger av kornstørrelse og rundingsgrad i område B1. Begge målingene ble gjort i områdene rund forsenkningene/forhøyninger hvor den lokale forskjellen på kornstørrelsen er stor (Figur 33).



Figur 33: Bildet viser A) området hvor de øvre målingene av kornstørrelse ble tatt. En tydelig forsenkning i terrenget med langt finere løsmasser enn de omliggende løsmassene. B) En blokk som tydelig er begravet av stein (balanserte steiner) er markert med en rød sirkel.

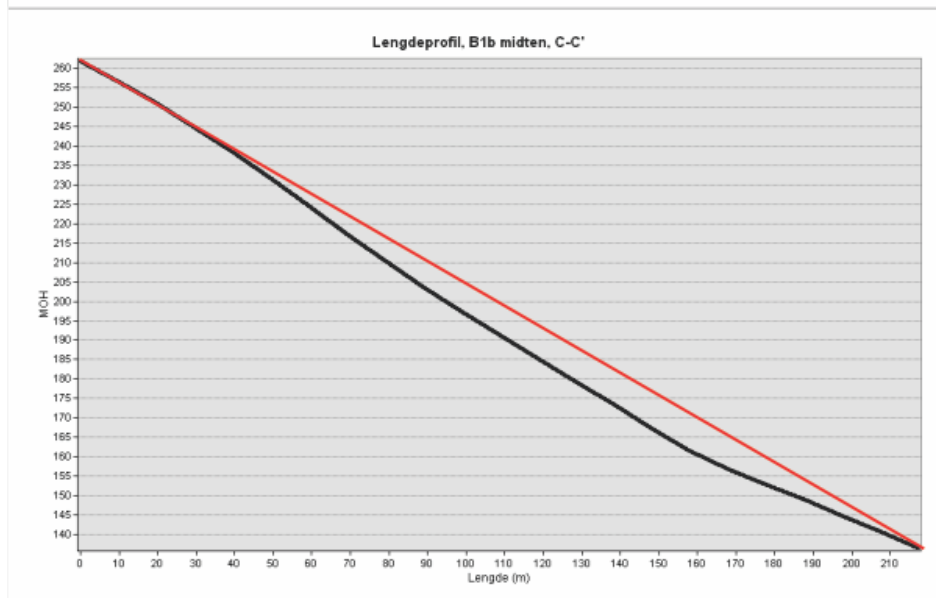
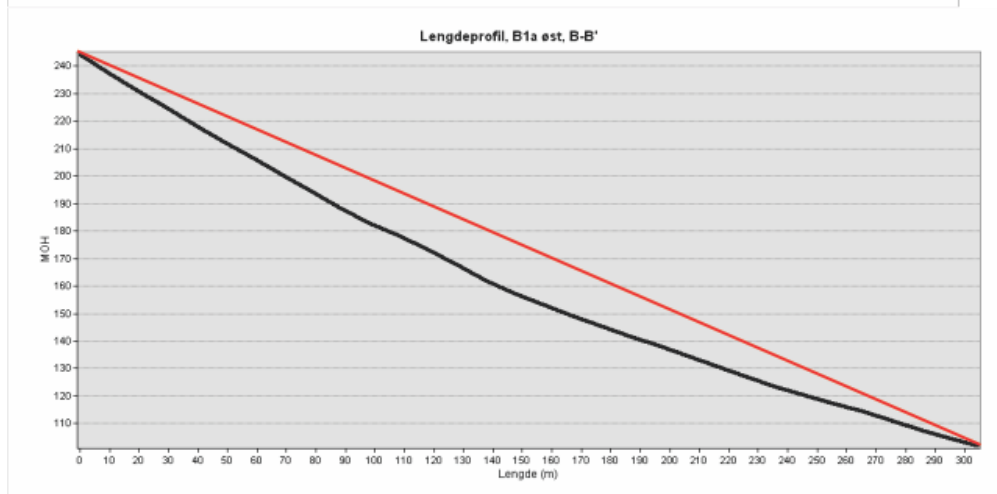
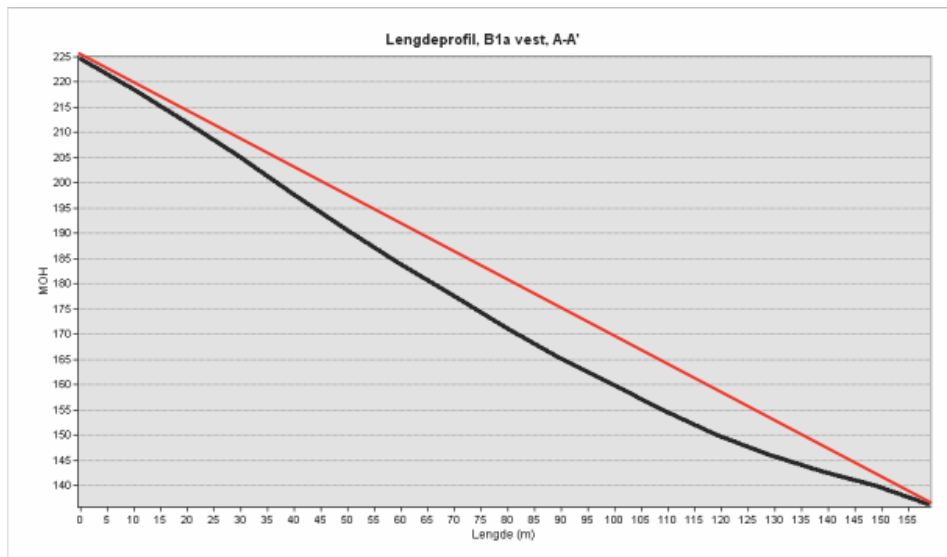
- Den første målingen ble gjort i en forsenkning hvor underlaget var nært horisontalt og kornstørrelsen var merkbart mindre enn de omliggende blokkene. Gjennomsnittet på kornstørrelsen i dette området er 134,8 mm. Som tabellen viser er størstedelen av steinfragmentene i størrelsen stein. Rundingsgraden viser at 58 % er angulære, mens 38 % er sub-angulære.
- Den andre målingen ble gjort like nedenfor den første målingen, i et område med merkbart større blokker og enkelte godt utviklede lav. Gjennomsnittet fra disse målingene viser at kornstørrelsen er fire ganger (420 mm) så stor som den forrige målingen. Likheten mellom rundingsgraden i de to områdene er mer lik med 40 % angulære og 38 % sub-angulære blokker.

Tabell 4: Sammendrag av de to målingene som ble gjort i B1b.

Øvre måling			Nedre måling		
Gjennomsnittlig kornstørrelse		134,8 mm	Gjennomsnittlig kornstørrelse		420,6 mm
Kornstørrelse			Kornstørrelse		
Blokk (> 256 mm)	2	4 %	Blokk (> 256 mm)	38	76 %
Stein (64-256 mm)	45	90 %	Stein (64-256 mm)	17	34 %
Veldig grov grus (32-64 mm)	3	6 %	Veldig grov grus (32-64 mm)	5	10 %
Grov grus (16-32 mm)	-	-	Grov grus (16-32 mm)	-	-
Medium grus (8-16 mm)	-	-	Medium grus (8-16 mm)	-	-
Rundingsgrad			Rundingsgrad		
Veldig angulær	1	2 %	Veldig angulær	6	12 %
Angulær	29	58 %	Angulær	20	40 %
Sub-angulær	19	38 %	Sub-angulær	19	38 %
Sub-rundet	1	2 %	Sub-rundet	4	8 %
Rundet	-	-	Rundet	1	2 %
Veldig rundet	-	-	Veldig rundet	-	-

5.2.4. Lengde- og tverrprofil

Det er tegnet inn tre lengdeprofiler i B1. To i viftene til B1a og én i B1b. Profilene er tegnet opp etter skredviftenes orientering og fallinjer i løsmassene. Både den vestlige og den østlige skredviften viser en tydelig konkav lengdeprofil ned mot skogen (Figur 34). I den sentrale delen av B1b er lengdeprofilen langt mindre konkav og er ujevn. Tverrprofilen til B1a viser ingen tydelige asymmetriske skredvifter og er derfor ikke inkludert.



Figur 34: Både figuren til de to skredløpene i B1a har tydelige konkave lengdeprofiler. Lengdeprofilen til B1b er ikke like konkav, og er mer lineær i toppen. Plasseringen til profilene er vist i Figur 36.

5.2.5. Steinskygger og balanserte steiner

Det ble funnet fire områder med balanserte steiner og ingen områder med steinskygger i utløpsområde B1 (Figur 35). Områdene med balanserte steiner er tegnet inn i detaljkartet over området (Figur 36). Det er ikke lett å trekke en direkte sammenheng mellom plasseringen til de balanserte steinene og snøskred. Det østligste og vestligste området med balanserte steiner er områder som kan tenkes å ligge i utløpssonen til snøskred. begge er plassert ned mot områder med større kornstørrelser som har en flatere gradient. Det vestligste området ligger ned mot morenen og like under et tydelig steg i skredmassene, mens det østligste området er et område med større blokker enn resten av utløpsområdet. Det kan tenkes at snøskred i B2 kan dreie ut fra utløpsområde B2a og ende opp i B1b slik at balanserte steiner blir avsatt i grensen mellom de to utløpsområdene. De to sentrale områdene med balanserte steiner er begge områder med veldig variert topografi og kornstørrelse, men det er flere blokker som er dekket av løsmasser.



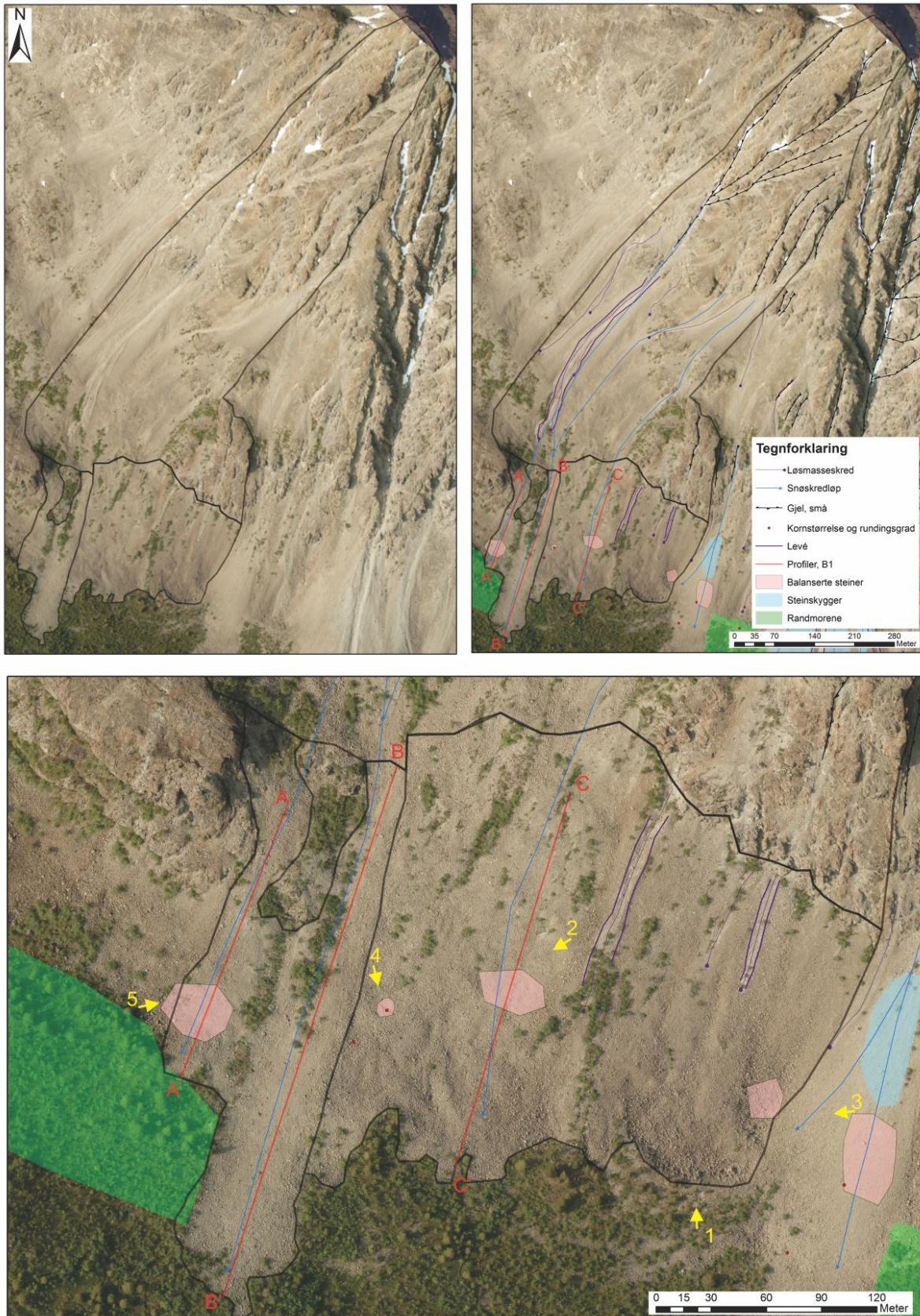
Figur 35: Bildene viser to eksempler på balanserte steiner i bunn av den vestlige skredviften i B1a. Bildene er tatt i punkt 5 på Figur 36.

5.2.6. Tolkning område 1

Siden det ikke er noen løsmasseskred som har en lang nok utløpsdistanse at de rekker helt ned til B1a viften, er det også lite sannsynlig at det er denne prosessen som har forårsaket og avsatt skredviften i B1a.

I flyfotoene ser det ut til at fjellknausen over den østlige delen av B1b skjerner området for snøskred og at det hovedsakelig er påvirket av steinsprang og små løsmasseskred. Det er også en tydelig overgang i fargen på skredavsetningene i den vestlige og østlige delen. Den vestlige delen av området, som ikke er skjermet av fjellknausen, har en mye lysere farge enn området under fjellknausen. Dette kan fortelle noe om skredaktiviteten og at den vestlige delen av B2b har vært mer utsatt for snøskredaktivitet enn det østlige området. Selv om det er lokale forskjeller i fargen på avsetningene i B1, er fargen gjennomsnittlig mørkere enn resten av utløpsområdene under Sultinden. Det også ble funnet store lav på opptil 30 cm på blokkene i området, noe tyder det på at skredaktiviteten i området ikke er stor.

Forhøyningene og forsenkningene i område B1b er vanskelig å tolke, men er mest sannsynlig forårsaket av en form for bevegelse i skredavsetningene etter at de ble avsatt. Siden randmorenen fra Tromsø-Lyngen trinnet strekker på tvers av utløpsområdet kan også tilgangen på breis i morenen vært stor etter at breen trakk seg tilbake. Dette kan danne steinbreer eller solifluksjon som gjør at skredmaterialet blir satt i bevegelse ned mot fjorden. Snøskred kan også være med på å tilføye snø og is som opprettholder bevegelsen i viften. Den tverrgående buede formen som avgrenser utløpsdistansen i B1b er også trolig forårsaket av samme mekanisme, men har en annen form fordi det hovedsakelig er steinsprang og små løsmasseskred som er kilden til avsetningene her. Siden tilføringen av snø er mindre her kan bevegelsen også bli begrenset noe i forhold til resten av området.



Figur 36: Oversiktsbilder som viser alle de kartlagte landformene i område 1. De gule pilene peker til hvor bilder er tatt og i hvilken retning de er tatt. Tegnforklaringen gjelder for alle tre kartene.

5.3. Område 2

Både kilde- og utløpsområdet til område 2 (A2 og B2) er langt mindre enn B1 og A1. Kildeområdet A2 er trekantformet og opptar det resterende området mellom to mye større kildeområder, A1 og A3. Utløpsområdet er delt inn i to mindre områder, kalt B2a og B2b, etter utløpslengde og type avsetninger. Himmelretningen til størstedelen av området er vendt mot sør, mens enkelt av de mer åpne områdene både i kilde- og utløpsområdet er vendt mot sør-vest (Figur 29). Brattheten i kildeområdet er varierende, og er mellom 55 og 30 grader bratt. Utløpssonen er mellom 25 og 35 grader bratt, men har også et parti som er flatt i bunn av B2b (Figur 30).

5.3.1. Kildeområde B2

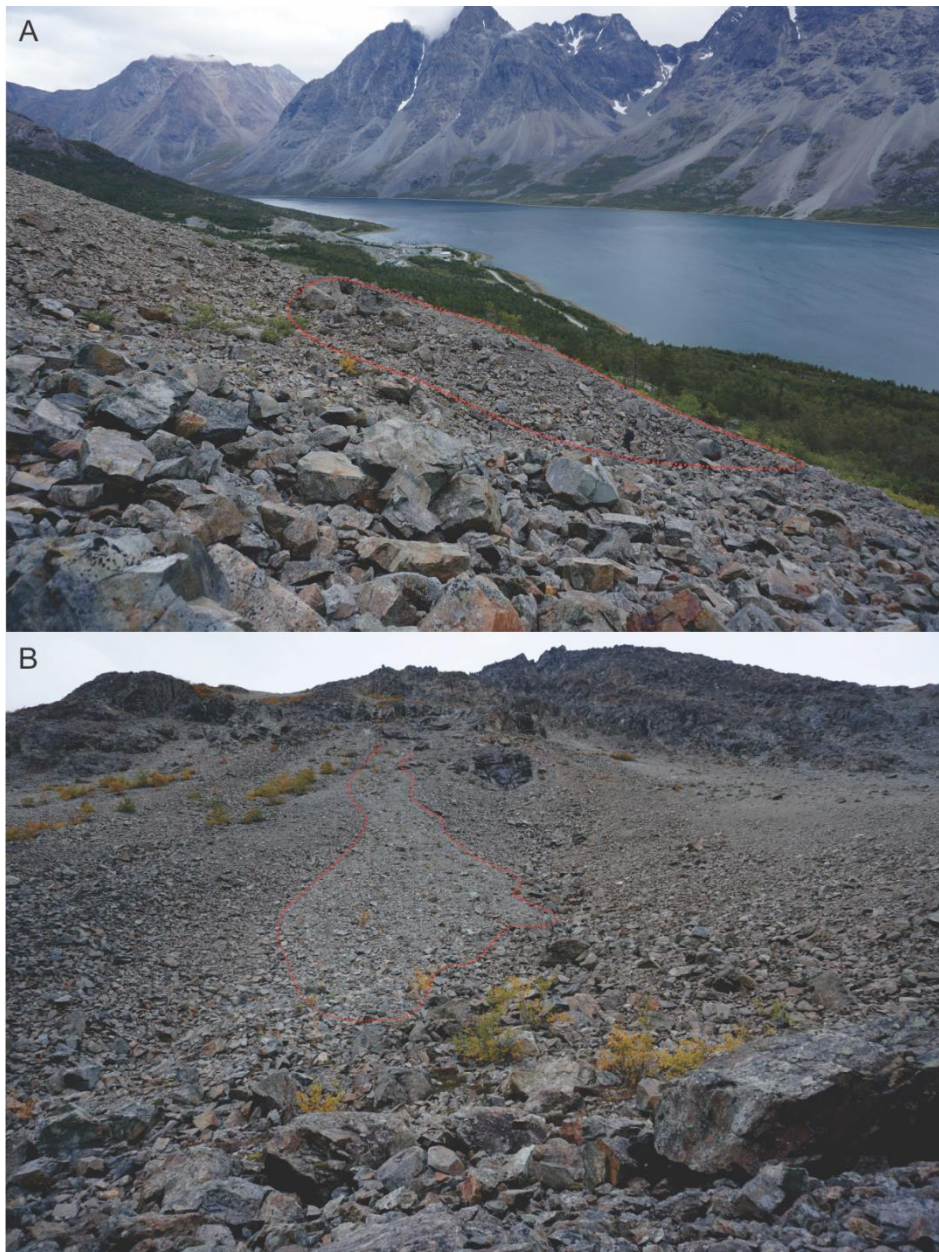
Kildeområde A2 er trekantformet og følger den vestlige kanten til den tydelige renneformen i A3. Toppen av kildeområdet er vanskelig å definere, men fallinjer i løsmassene kan gi en indikasjon på hvor overgangen mellom A1 (naboområdet) og A2 er. Overgangen mellom kilde- og utløpsområdet består av fast fjell med en rekke gjel i. Løsmasseskred fra det åpne området i kildeområdet traktes sammen i et av disse gjelene før det raser ned utløpsområdet. Det er tre tydelige og godt nedslitte sport etter løsmasseskred i det åpne, midterste partiet av området som alle har retning mot B2a og B2b. Over område B2a strekker kildeområdet seg et stykke inn over fjellknausen som er inkludert i den østlige delen av A1. Nedfall og skred fra dette området vil trolig trille/renne rundt fjellknausen og ned B2a (Figur 41).

5.3.2. Utløpsområde

De to områdene, B2a og B2b, er delt inn etter utløpslengde og type avsetninger. B2a har en utløpsdistanse som er ca. 80 meter lenger ned i skogen enn B2b. Utløpsdistansen til B2b er begrenset av en opphøyd tverrgående rygg hvor nedfall fra den østlige delen av kildeområdet har stoppet (Figur 37A). Løsmassene i B2a har en lysere farge enn B2b, og kan gi en indikasjon på skredtype og skredhyppighet. Kornstørrelsen på skredviften er varierende og ser ut til å øke ut mot utkanten av viften, noe som blir bekreftet i målingene gjort av kornstørrelser. Viften har en tydelig trekantform og får mest sannsynlig tilført løsmasser/snøskred gjennom ett gjel fra kildeområdet.

Skredmaterialet i B2b er varierende, både i kornstørrelse og type nedfall. Ryggen som begrenser utløpsdistansen til B2b er sammensatt av dårlig sorterte løsmasser i forskjellig

kornstørrelse. Det er også mye løsmasser i skråningen på nedsiden av den tverrgående ryggen, men her er det ikke observert noe fersk nedfall og den er godt vegetert. Dette kan tyde på at skredaktiviteten lenger enn ryggen er liten. Midt i området er det et tydelig skredløp fra et løsmasseskred som har stoppet på oppsiden av den flate delen av ryggen (Figur 37B). Det er også et tydelig spor etter et steinsprang ned B2a som ender opp akkurat i grensen mellom de to utløpsområdene, på oversiden av den tverrgående ryggen. Denne blokken er et godt bevis på at blokkene vil stoppe når de når den flate ryggen i B2b.



Figur 37: A) Den tverrgående ryggen som begrenser utløpsdistansen til nedfall i B2b. Den røde stiplede linjen markerer det flateste partiet av ryggen. Bildet er tatt i punkt 3 i Figur 42. B) Sett fra den tverrgående ryggen og opp mot kildeområdet. Den røde stiplede linjen markerer et tydelig løsmasseskred. Bildet er tatt i punkt 4 i Figur 42.

5.3.3. Kornstørrelse og rundingsgrad

I område B2 er det til sammen gjort fem målinger av kornstørrelse og rundingsgrad. To er tatt i B2a, én midt på viften, og én i utkanten av viften. I område B2b er det gjort tre målinger, én midt på den tverrgående ryggen, én blant de største blokkene på oppsiden av ryggen og én i bunn av løsmasseskredet (markert med røde prikker i Figur 42).

- Målingene som er gjort i B2a viser at kornstørrelsen er minst på viften og at den gradvis blir større mot utkanten av viften. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen midt på viften er 85,7 mm, mens i utkanten av viften er gjennomsnittet nesten dobbelt så stort på 174,6 mm.
- Rundingsgraden i B2a viser at steinfragmentene er tydelig mer angulære i utkanten av viften enn midt på. 72 % av steinene er angulære og veldig angulære, mens bare 30 % er det i midten av viften. 14 % er også sub-rundet og rundet midt på viften, noe som ikke ble funnet i det hele tatt i utkanten av viften.

Tabell 5: Sammenndrag av målingene som ble gjort midt på og i utkanten av B2a viften.

Øvre måling, midt på viften			Nedre måling, utkanten av viften		
Gjennomsnittlig kornstørrelse	85,7 mm		Gjennomsnittlig kornstørrelse	175,0 mm	
Kornstørrelse			Kornstørrelse		
Blokk (> 256 mm)	1	2 %	Blokk (> 256 mm)	10	20 %
Stein (64-256 mm)	28	56 %	Stein (64-256 mm)	34	68 %
Veldig grov grus (32-64 mm)	21	42 %	Veldig grov grus (32-64 mm)	6	12 %
Grov grus (16-32 mm)	-	-	Grov grus (16-32 mm)	-	-
Medium grus (8-16 mm)	-	-	Medium grus (8-16 mm)	-	-
Rundingsgrad			Rundingsgrad		
Veldig angulær	4	8 %	Veldig angulær	17	34 %
Angulær	21	22 %	Angulær	19	38 %
Sub-angulær	18	36 %	Sub-angulær	14	28 %
Sub-rundet	6	12 %	Sub-rundet	-	-
Rundet	1	2 %	Rundet	-	-
Veldig rundet	-	-	Veldig rundet	-	-

- Målingene i B2b viser at den gjennomsnittlige kornstørrelsen er nokså lik i løsmasseskredet og på (overflaten) av den tverrgående ryggen med 110,8 mm og 113,0 mm, mens i området like bak ryggen er gjennomsnittet på 212,2 mm.
- Rundingsgraden viser at målingene i løsmasseskredet og på moreneryggen er nokså like med 40 % og 44 % angulære og sub-angulære blokker og steiner. De store blokkene på oversiden av ryggen viser at steinfragmentene er mer angulære med 84 % angulær og veldig angulære blokker.

Tabell 6: Sammendrag av målingene som ble gjort i B2b.

Måling i bunn avløsmasseskred

Gjennomsnittlig kornstørrelse	110,8 mm	
Kornstørrelse		
Blokk (> 256 mm)	2	4 %
Stein (64-256 mm)	41	82 %
Veldig grov grus (32-64 mm)	7	14 %
Grov grus (16-32 mm)	-	-
Medium grus (8-16 mm)	-	-
Rundingsgrad		
Veldig angulær	-	-
Angulær	20	40 %
Sub-angulær	28	56 %
Sub-rundet	2	4 %
Rundet	-	-
Veldig rundet	-	-

Måling i blokkene over morenen

Gjennomsnittlig kornstørrelse	212,2 mm	
Kornstørrelse		
Blokk (> 256 mm)	11	22 %
Stein (64-256 mm)	32	64 %
Veldig grov grus (32-64 mm)	6	12 %
Grov grus (16-32 mm)	-	-
Medium grus (8-16 mm)	-	-
Rundingsgrad		
Veldig angulær	22	44 %
Angulær	20	40 %
Sub-angulær	8	16 %
Sub-rundet	-	-
Rundet	-	-
Veldig rundet	-	-

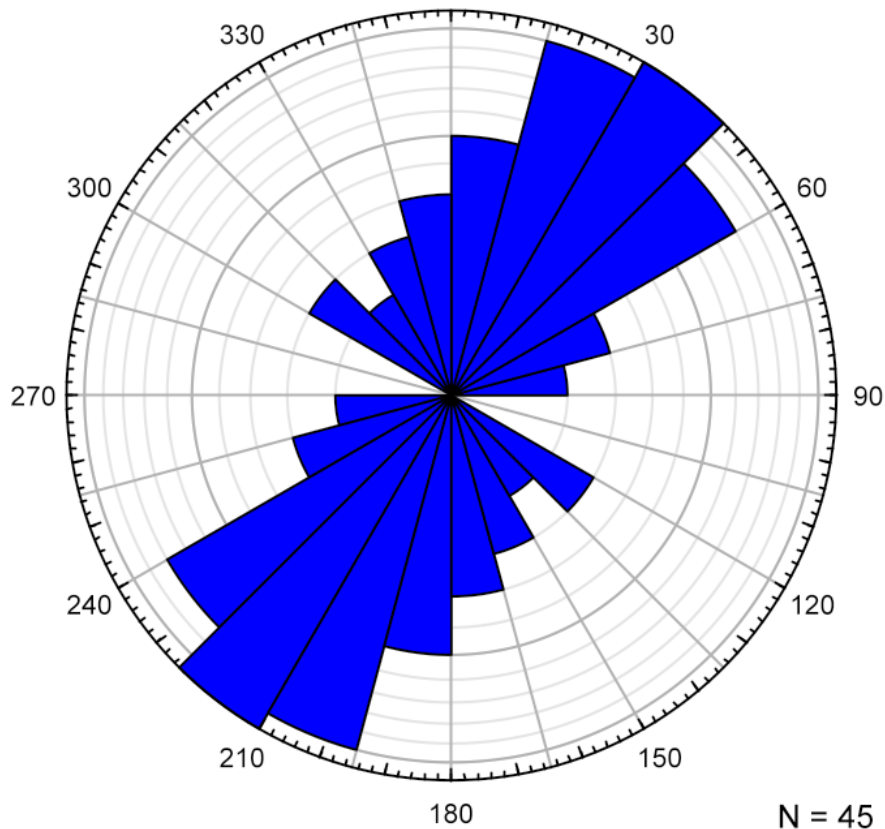
Målinger på moreneryggen

Gjennomsnittlig kornstørrelse	113,0 mm	
Kornstørrelse		
Blokk (> 256 mm)	3	6 %
Stein (64-256 mm)	36	72 %
Veldig grov grus (32-64 mm)	11	22 %
Grov grus (16-32 mm)	-	-
Medium grus (8-16 mm)	-	-
Rundingsgrad		
Veldig angulær	5	10 %
Angulær	17	34 %
Sub-angulær	25	50 %
Sub-rundet	3	6 %
Rundet	-	-
Veldig rundet	-	-

5.3.4. Orientering på avlange blokker

Midt på B2a-viften ble det også gjort målinger av orienteringer på avlange blokker og steiner. Målingene av 45 avlange blokker viser at 29 av blokkene ligger orientert mot sør-vest, mellom 190 og 240 grader. Dette stemmer overens med skredviften som er orientert mot 212 grader (sør-vest) i området hvor målingene ble gjort (Figur 38).

Orientering på avlange blokker, B2a

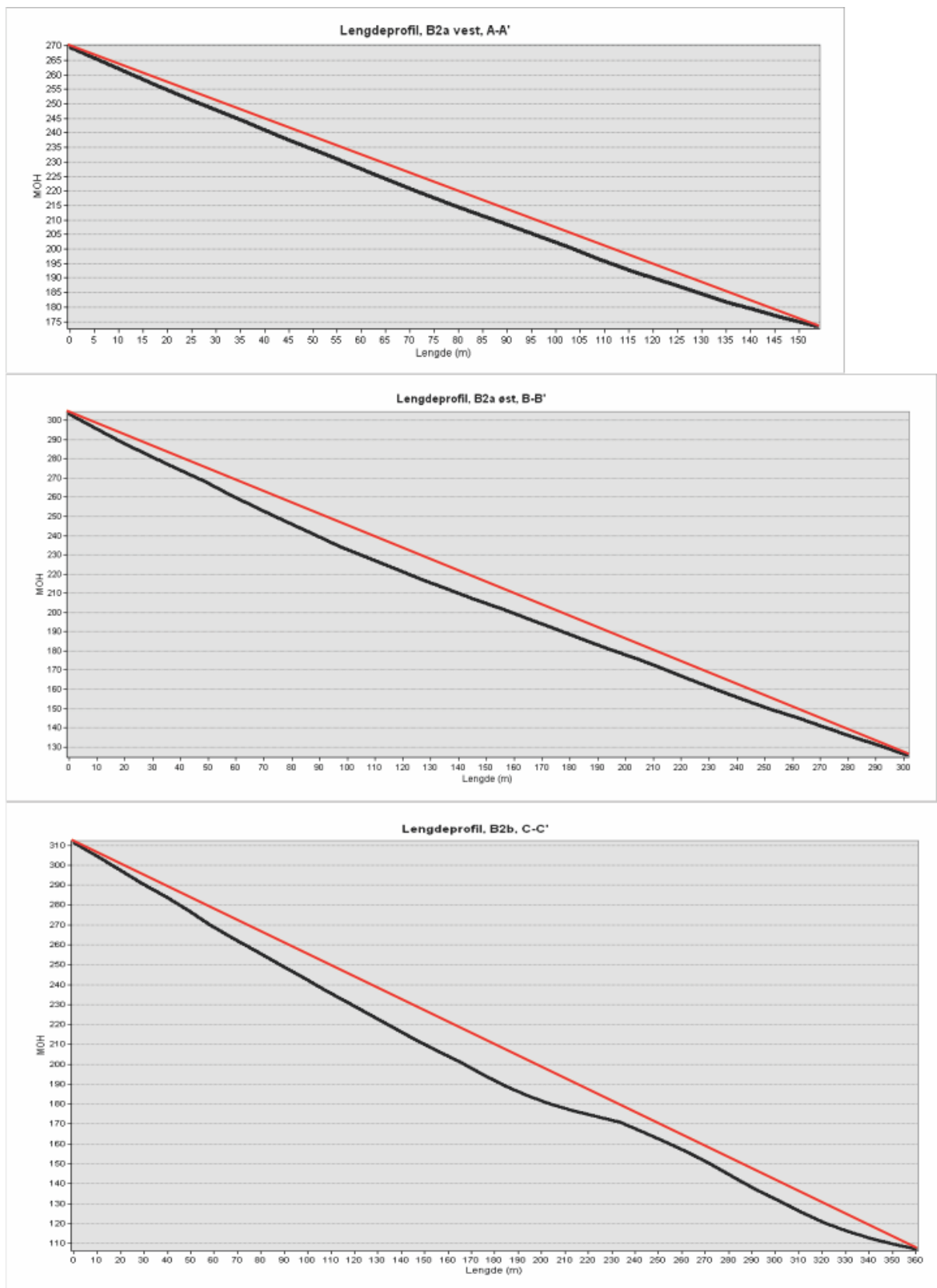


Figur 38: Rosediagram som viser orienteringen til de registrerte avlange blokkene i B2a. Plasseringen til målingene er markert med en grønn trekant i Figur 42.

5.3.5. Lengde- og tverrprofil

Lengdeprofilen til snøskredløpet i B2a er konkavt. Profilet til det vestlige skredløpet (A-A') er forsøkt tegnet inn etter et tenkt skredløp som dreier mot området med balanserte steiner som ble funnet i naboområdet B1b. Profilet til hovedløpet ned skredviften er tegnet inn som en rett strek fra toppen av viften og ned til skogen. Profilet B-B' viser at skredviften er mest konkav i toppen, mens den flater ut og blir mer lineær mot bunnen (Figur 39).

I lengdeprofilen C-C' i område B2b ser man den tverrgående ryggen hvor store deler av løsmassene har stoppet opp. Oppløsningen på DEM-en er ikke god nok til å få med hvor flatt det faktisk er der (Figur 39).

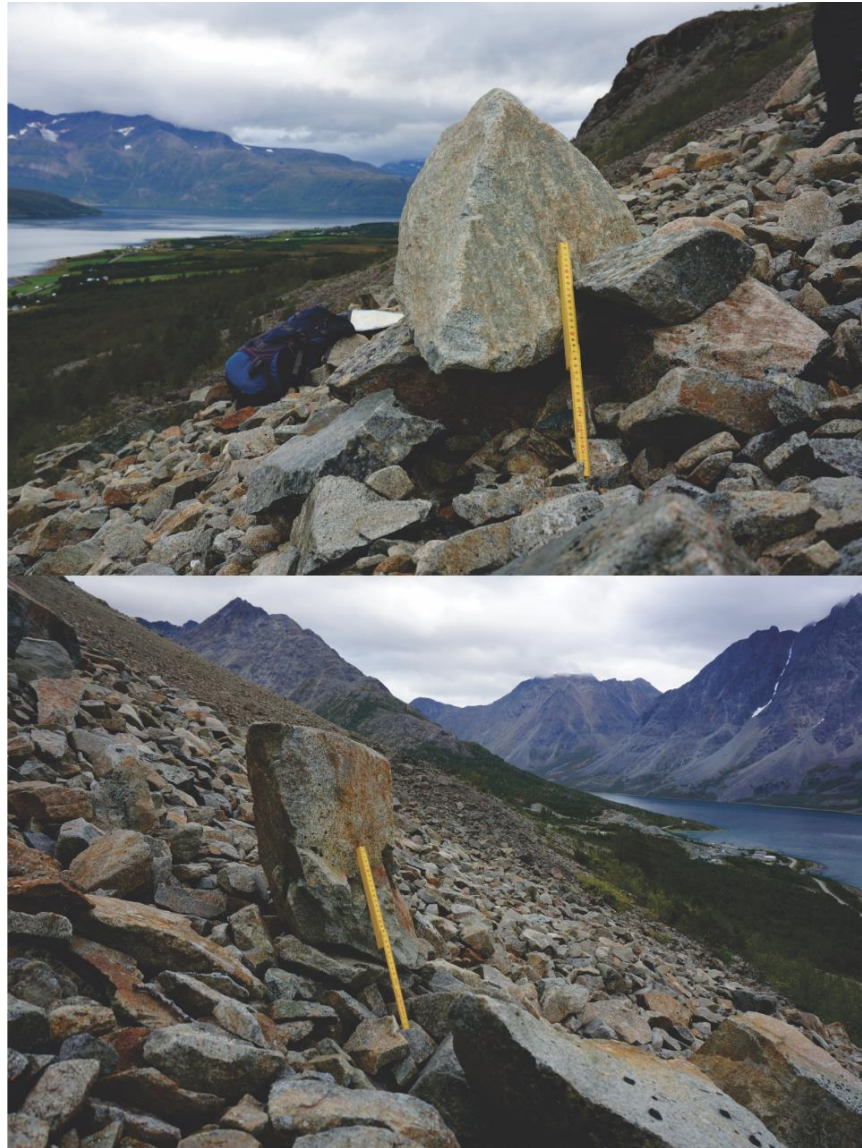


Figur 39: Lengdeprofilene til B2a og B2b viser at skredløpene er svakt konkave. Orienteringen til profilene er markert med røde streker i Figur 42.

5.3.6. Steinskygger og balanserte steiner

I området B2a er det observert ett område med balanserte steiner og ett område med steinskygger. De balanserte steinene ble observert i felt, mens steinskyggene kun er observert på flyfoto. Steinskyggene befinner seg i den øvre delen av B2a-viften, like vest for en rad med trær (Figur 42). De er ikke veldig tydelige, men er mulig å sees bak noen av de større blokkene i viften og er mellom 2 og 4 meter lange. Steinskyggene følger fallinjen/skredløpet sør-vestover ned mot fjorden.

På nedsiden av området med steinskygger, like over overgangen mellom de fine løsmassene midt i skredviften og de grovere løsmassene i utkanten av viften, ble det observert en rekke balanserte steiner. Størstedelen av steinfragmentene har blokkstørrelse og er tydelig plassert oppå løsmasser med mindre kornstørrelse (Figur 40). Dette er også mulig å se i flybildene, hvor man ser at større blokker har en liten skygge og er plassert oppå de finere, lysere løsmassene (Figur 42). Målingen som er gjort av kornstørrelse er gjort like utenfor dette området og har kun én blokk å vise til i målingene.



Figur 40: To bilder av balanserte steiner. Bildene er tatt i punkt 1 og 2 i Figur 42.

5.3.7. Tolkning av område 2

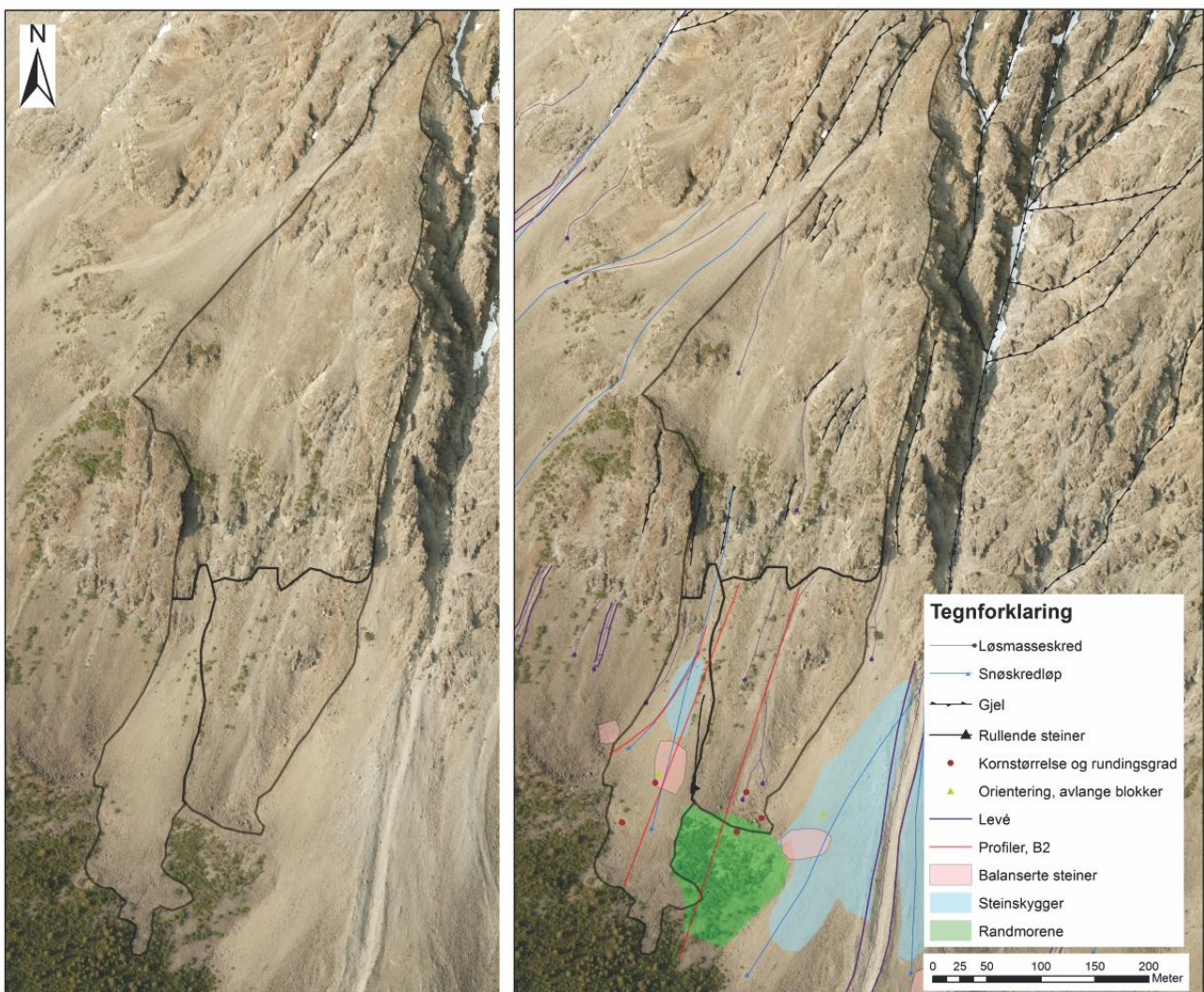
Alle observasjonene og målingene som ble gjort i felt tyder på at B2a er en skredvifte preget av hyppig snøskredaktivitet. Grunnen til at skredviften ikke har en veldig tydelig konkav lengdeprofil kan være at kildeområdet er for lite for å danne store nok snøskred som eroderer og endre viftens form betydelig. Kildeområdet har åpne områder med en bratthet rundt 30 grader, og vil være gunstig for oppsamling av snø som kan resultere i snøskred som traktes ned de små gjelene i fjellet like over viften. Siden det er snakk om store åpne områder uten noen særlig oppsamlingsevne av regn og smeltevann vil det trolig være mest aktuelt å snakke om flakskred i dette området. Det samme kan være grunnen til at det ikke er observert noen store løsmasseskred i B2a. Sporene etter løsmasseskred i kildeområdet kommer fra et lite

løseområde i grensen mellom A1 og A2 og har stoppet i det åpne området over utløpsområdet.

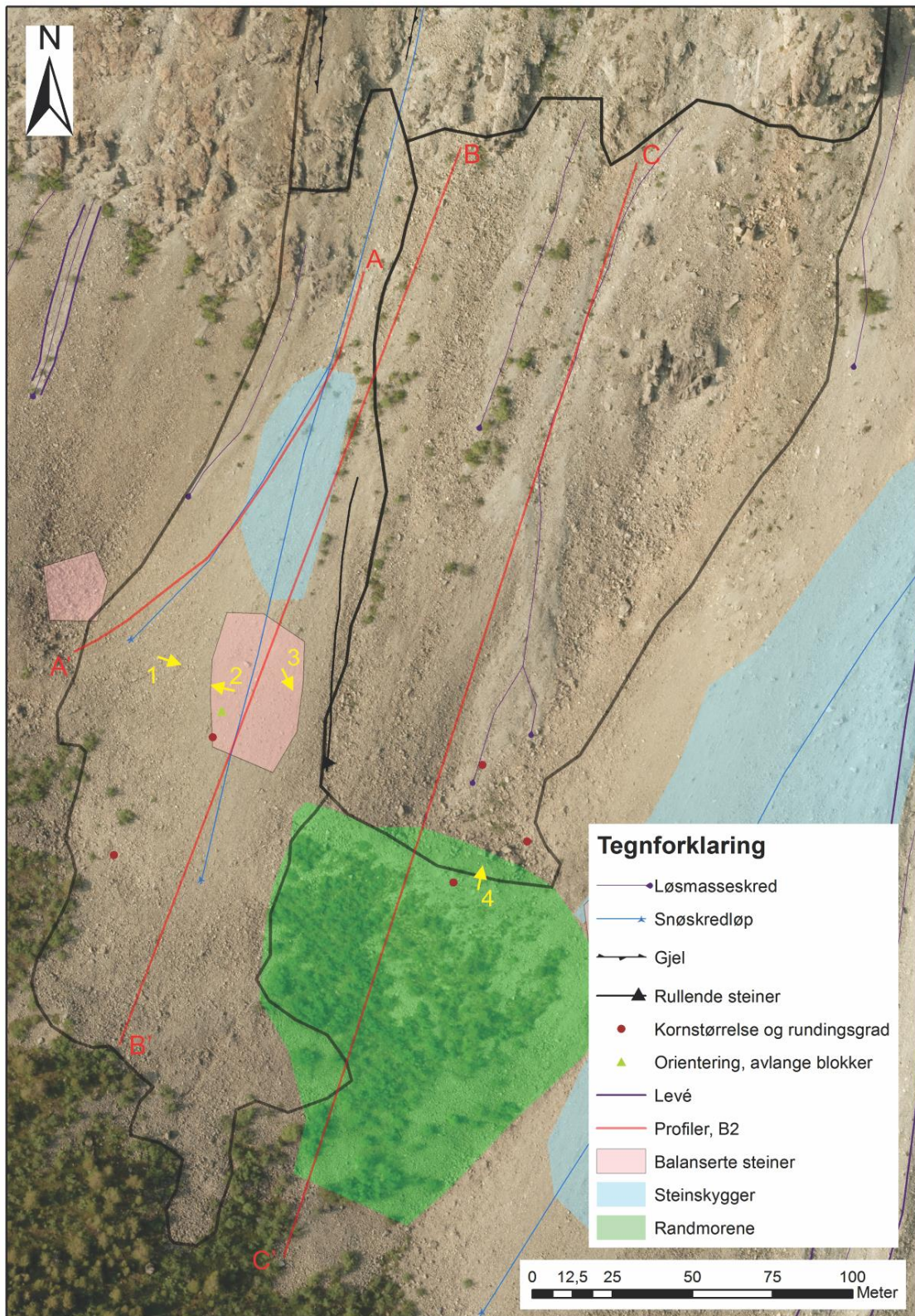
I flyfotoene er det lett å se at skredviften har en langt lysere farge og mindre kornstørrelse enn de omliggende skredmassene. I bunn og i utkanten av viften er det en brå overgang til grovere løsmasser. Dette er trolig forårsaket av at snøskredet lettest får tak i løsmasser med stor kornstørrelse og transporterer den med seg helt til snøskredet stopper i utkanten av viften. Steinskyggene og de tilfeldig plasserte steinene kan også si oss noe om skredretningen og kraften til skredene. Steinskyggene er funnet i området helt øverst i viften hvor viften blir bredere slik at farten på snøskredet senkes, mens tilfeldig plasserte steiner ble funnet nedenfor dette. Farten og kraften til snøskredene har mest sannsynlig en stor innvirkning på om steinskygger blir dannet eller ikke.

Den tverrgående ryggen som begrenser utløpsdistansen til B2b er vanskelig å tolke. Høyden i terrenget og orienteringen til ryggen passer godt sammen med randmorenene som tidligere er kartlagt både øst og vest for utløpsområdene under Sultinden. Trolig vil andre deler av morenen være begravet i de resterende områdene av store mengder løsmasser. Stratigrafien i den tverrgående ryggen ble ikke studert under feltarbeidet, så det er vanskelig å fastslå at dette er morenemateriale. Avsetningene på oversiden av ryggen minner også mer om steinsprang (og løsmasseskred) enn en snøskredvifte, så å tolke dette som en protalus rampart er vanskelig. Kildeområdet over B2b har flere små renneformer som vil være gunstig for oppsamling av regn og smeltevann noe som ikke er gunstig for dannelsen av store snøskred.

Å sammenligne den tverrgående ryggen foran B2b med den tverrgående ryggen foran B1b kan være viktig for å få en forståelse for prosessene som opptrer i dette området. Den største forskjellen på de to ryggene er at ryggen i B1b er buet, mens B2b er lineær. Hvis begge to stammer fra den samme morenen, og nå opptrer som steinbreer, skulle man tro at forskjellen ble dannet fordi det har vært mer bevegelse i B1b ryggen enn i B2b ryggen. Bevegelsen i de to områdene vil bli bestemt av tilgangen på breis og snø etter at breen trakk seg tilbake. Hvis det har vært mer is i morenen som er avsatt i B1b enn i B2b, vil også bevegelsen trolig være større. Under feltarbeidet ble kun stratigrafien til B1b-ryggen studert. I flyfotoene kan det se ut som begge ryggene er bygd opp av samme type løsmasser. Siden formen til ryggen i B2b også er lineær er det vanskelig å tolke dette som en protalus rampart. Foreløpig er den tverrgående ryggen tolket som en del av randmorenen som ligger parallelt med Kjosens.



Figur 41: Sammenlignbare oversiktskart over område 2. Inndelingen av området er marker med en svart linje.



Figur 42: Detaljkart av utløpssonen B2a og B2b. De gule pilene viser hvor bilder er tatt og i hvilken retning de er tatt.

5.4. Område 3

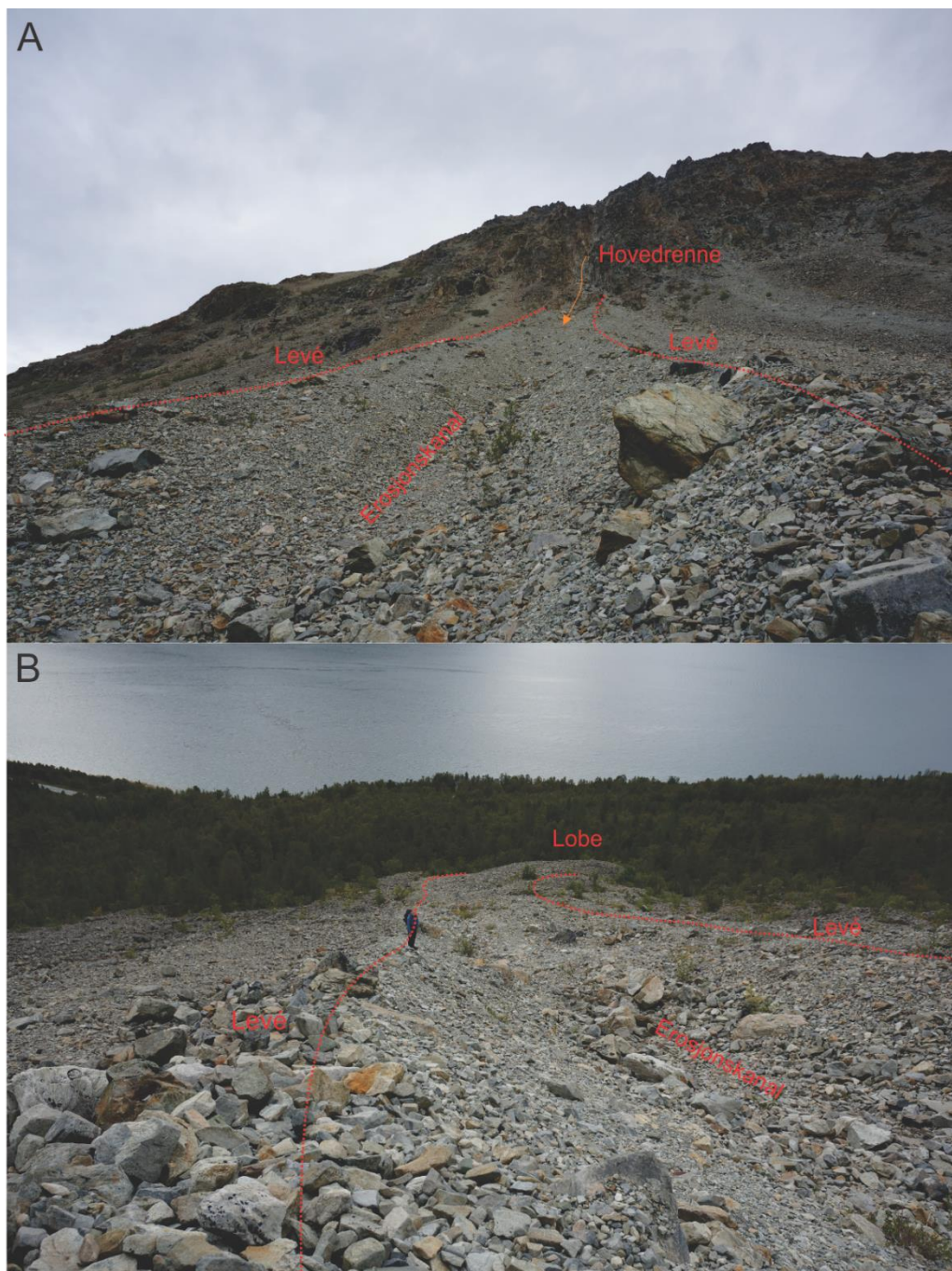
Områdene A3 og B3 er begge to av de større områdene under Sultinden. Kildeområdet er igjen trekantformen, men består av en rekke gjel som traktes sammen til en stor renne i bunn. Utløpsområdet er typisk vifteformet og strekker seg mellom 200 og 275 meter ned i skogen. I denne delen av Sultinden er fjellsiden dreid noe mer rett mot sør noe som vises i større grad her enn de tidligere kilde- og utløpsområdene (Figur 29). Brattheten i kildeområdet er varierende, men er mellom 55 og 30 grader bratt. Toppen av B3 er over 30 grader, mens resten er mellom 15 og 30 grader (Figur 30).

5.4.1. Kildeområde A3

Kildeområdet A3 består av en av de tre store renneformene under Sultinden og strekker seg helt fra toppryggen og ned til skredviften B3. Kildeområdet har en tydelig bolle-/renneform og inneholder en rekke mindre gjel som traktes sammen til en stor renne, som er opptil 30 meter dyp og 140 meter bred, ned mot utløpsområdet. Det er også en hylle på vestsiden i bunnen av hovedrennen. Det kan se ut som det er en del nedfall herfra som ender opp i B3 og er derfor inkludert i kildeområde A3. Det er ikke de samme åpne områdene med avsatt løsmasser i A3 som det er i A1 og A2. I flyfotoene ser man at det er små snømengder som ligger igjen fra vinteren, men svært lite løsmasser.

5.4.2. Utløpsområde B3

Skredviften B3 har en tydelig trekantform og har lett gjenkjennelige spor etter et løsmasseskred midt i viften. Løsmasseskredet strekker seg fra rennen i toppen av viften og helt ned til trærne i foten av skredviften hvor det har laget en stor lobeform (Figur 43). Skredløpet følger midten av skredviften fra topp til bunn og dreier ikke til noen av sidene. Levéene laget av løsmasseskredet har en høydeforskjell på 3 meter fra bunnen av skredløpet og har på det meste en bredde på opptil 40 meter. I toppen av skredviften er levéene noe utydelig, og det er kun mulig å se forsenkningen (erosjon) laget av skredet. Halvveis ned viften er de opphøyde levéene mer synlig og kan følges helt ned til bunn av viften. Det er også en rekke formasjoner, spesielt på østsiden av viften, som kan minne om gamle løsmasseskred.



Figur 43: A) Skredløpet til løsmasseskredet sett oppover mot kildeområdet fra punkt 1 i Figur 50. B) skredløpet til løsmasseskredet sett nedover fra punkt 2 i Figur 50.

Fra flyfotoene ser det ut til at snøskredløpene er litt annerledes enn skredløpet til løsmasseskredet. Snøskredene ledes bort fra den sentrale, opphøyde delen av vifta og dreier ut mot ytterkantene av vifta istede for å ha et direkte skredløp. Det er et snøskredløp på hver side av løsmasseskredet som stammer fra den samme hovedrennen i kildeområdet. Begge snøskredløpene dreier ut til hver sin side i områdene hvor levéene til løsmasseskredet er

nedslitt. De fine løsmassene sammen med noen større blokker som er avsatt i levéene, er flyttet på og «smurt» utover hver side av skredløpet.

5.4.3. Kornstørrelse

Det ble ikke gjort noen målinger av kornstørrelse eller rundingsgrad under feltarbeidet, så dette blir bare tolkninger fra flyfotoene. Forskjellen i kornstørrelse ser ut til å være stor for de to snøskredløpene på hver side av viften. Vestsiden består av en liten kornstørrelse fra topp til bunn, mens østsiden er svært variert og har en langt større gjennomsnittlig kornstørrelse mot bunnen av skredløpet. I bunn av det vestlige snøskredløpet er det også store lokale forskjeller i kornstørrelsen og overgangene mellom de er veldig tydelige (Figur 44). Både mot den tverrgående ryggen i område B2b og mot blokkene langs løsmasseskredet er kontrasten og overgangen mellom de to kornstørrelsene tydelig.

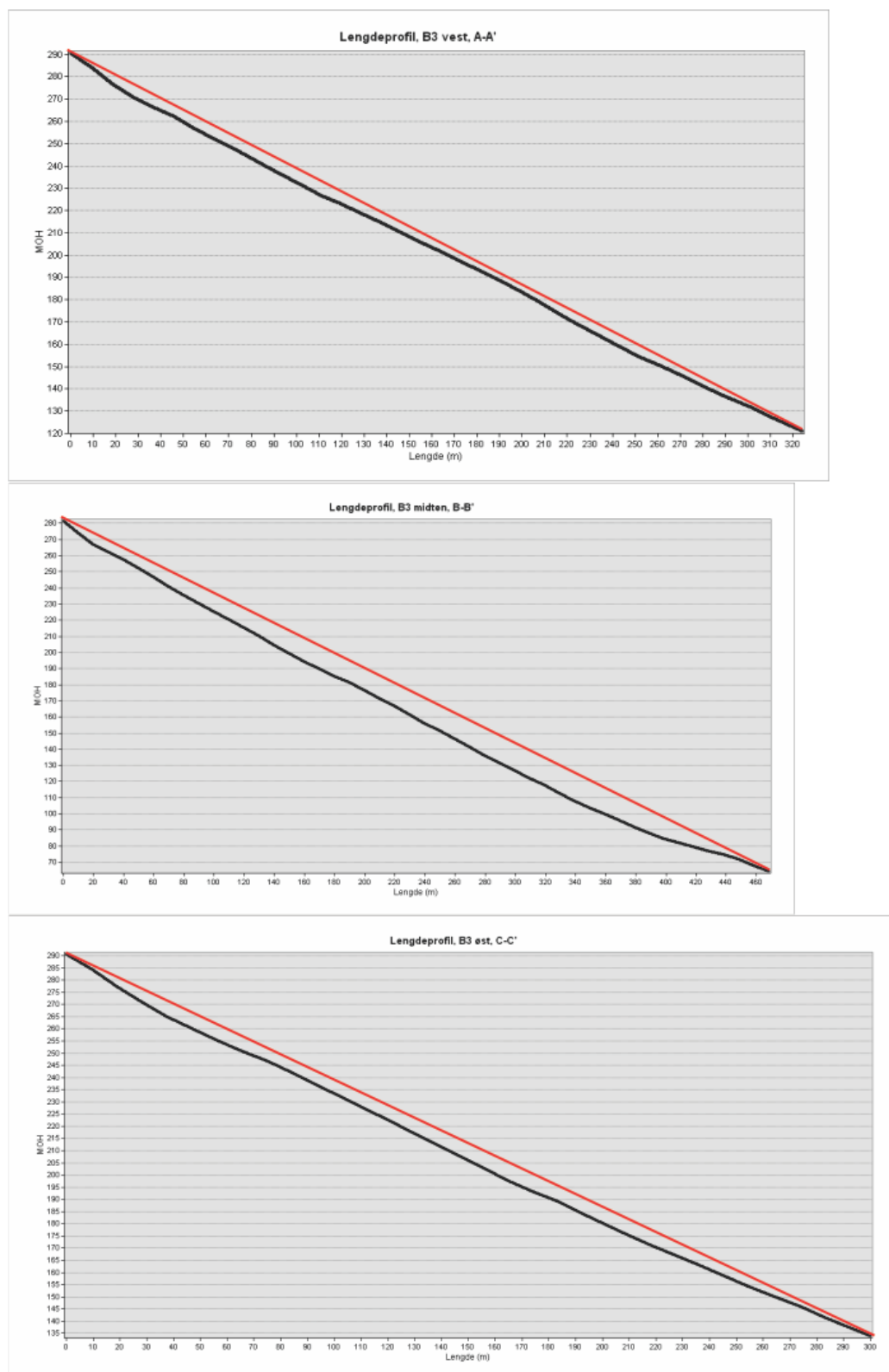


Figur 44: Tydelige skille mellom fine og grove løsmasser i skredviften er markert med en rød linje. Et tenkt snøskredløp er tegnet inn med blå pil.

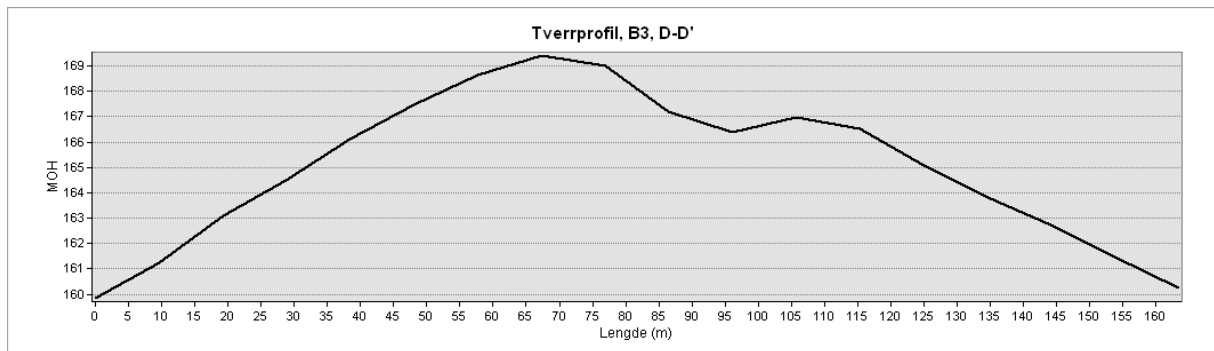
5.4.4. Lengde- og tverrprofiler

Et lengdeprofil av hele B3-viften viser at den har en tydelig konkav form (Figur 47). Lengdeprofilen til de to snøskredløpene er derimot ikke tydelig konkave (Figur 45). Profilene er tegnet inn ved å følge områdene med lysere og mindre kornstørrelse, samt orienteringen til steinskyggene.

Tverrprofilen til B3 viser at skredviften ikke er asymmetrisk (Figur 46).



Figur 45: Det er kun lengdeprofilen til skredviften (B-B') som har en tydelig konkav profil. Den røde linjen er tegnet inn som en referanselinje for å lettere se at profilene er konkave.



Figur 46: Tverrprofilen til B3-viften er ikke asymmetrisk, men man kan tydelig se skreløpet til løsmasseskredet midt i profilet.



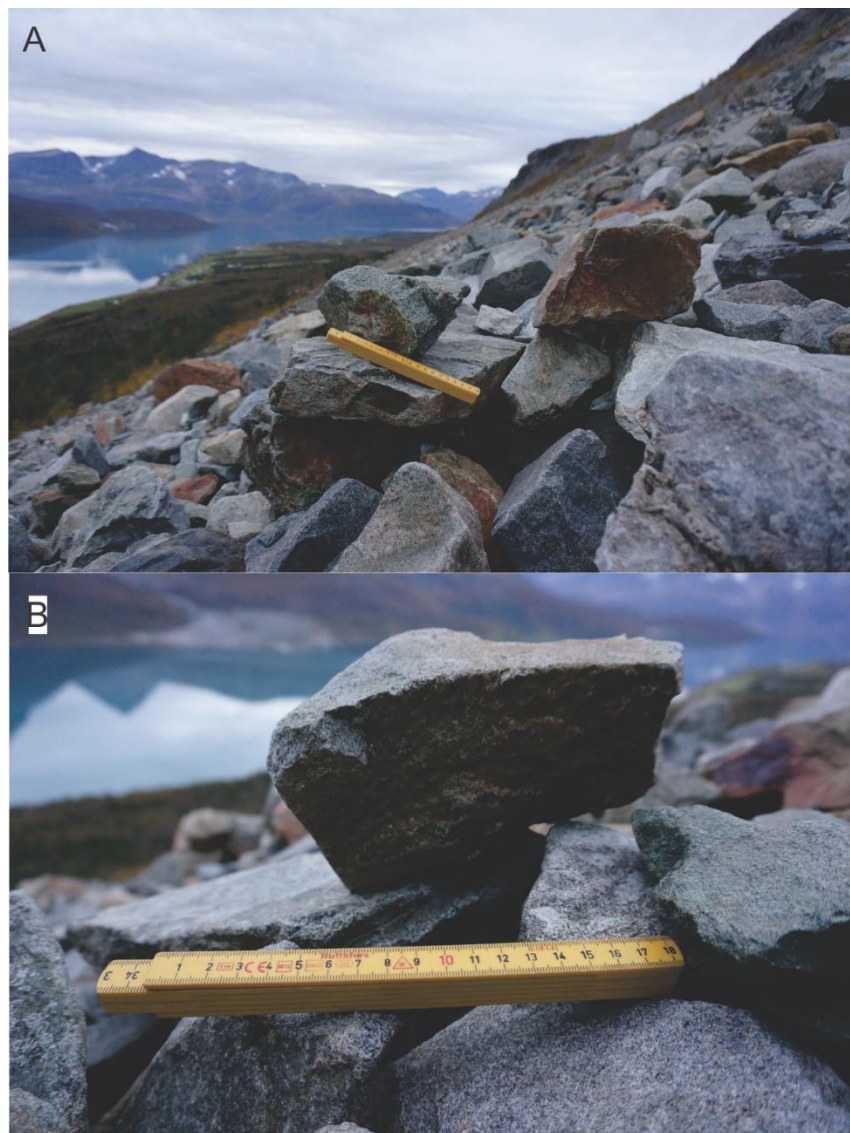
Figur 47: Bilde fra siden som viser den konkave lengdeprofilen til skredviften i område B3. Bildet er tatt fra område A6 og mot vest.

5.4.5. Steinskygger og balanserte steiner

B3 er et av de områdene med de tydeligste steinskyggene under Sultinden. Skredløpene både på øst og vestsiden av løsmasseskredet er preget av disse småformene og er lett å observere fra flyfotoene (Figur 50). Områdene med steinskygger strekker seg fra de nedslitte levéene i den øvre delen av viften og ned til ca. 70 meter fra fronten av viften på vestsiden og 140 meter på østsiden. Orienteringen på steinskyggene avviker noe fra det direkte skredløpet til løsmasseskredet og kan gi en indikasjon på retningen til snøskred. Lengden på steinskyggene er mellom 10 og 3 meter.

Det ble funnet to områder med balanserte steiner i B3. De befinner seg under områder med steinskygger, i bunn av snøskredløpet på østsiden og noe høyere i det vestlige snøskredløpet (Figur 48). Bunnen av snøskredløpet på vestsiden ble ikke befart under feltarbeidet så det er ikke funnet noen balanserte steiner her, men ved å se på trenden på plasseringen til balanserte steiner ellers under Sultinden kan det tenkes at de også finnes her.

De balanserte steinene som er observert på vestsiden er i et område like over den tverrgående ryggen som begrenser utløpslengden til B2b. Det kan se ut som ryggen avgrenser snøskredløpet og hildrer utbredelsen av det noe.



Figur 48: To eksempler på balanserte blokker på vestsiden av B3-viften.

5.4.6. Tolkning av område 3

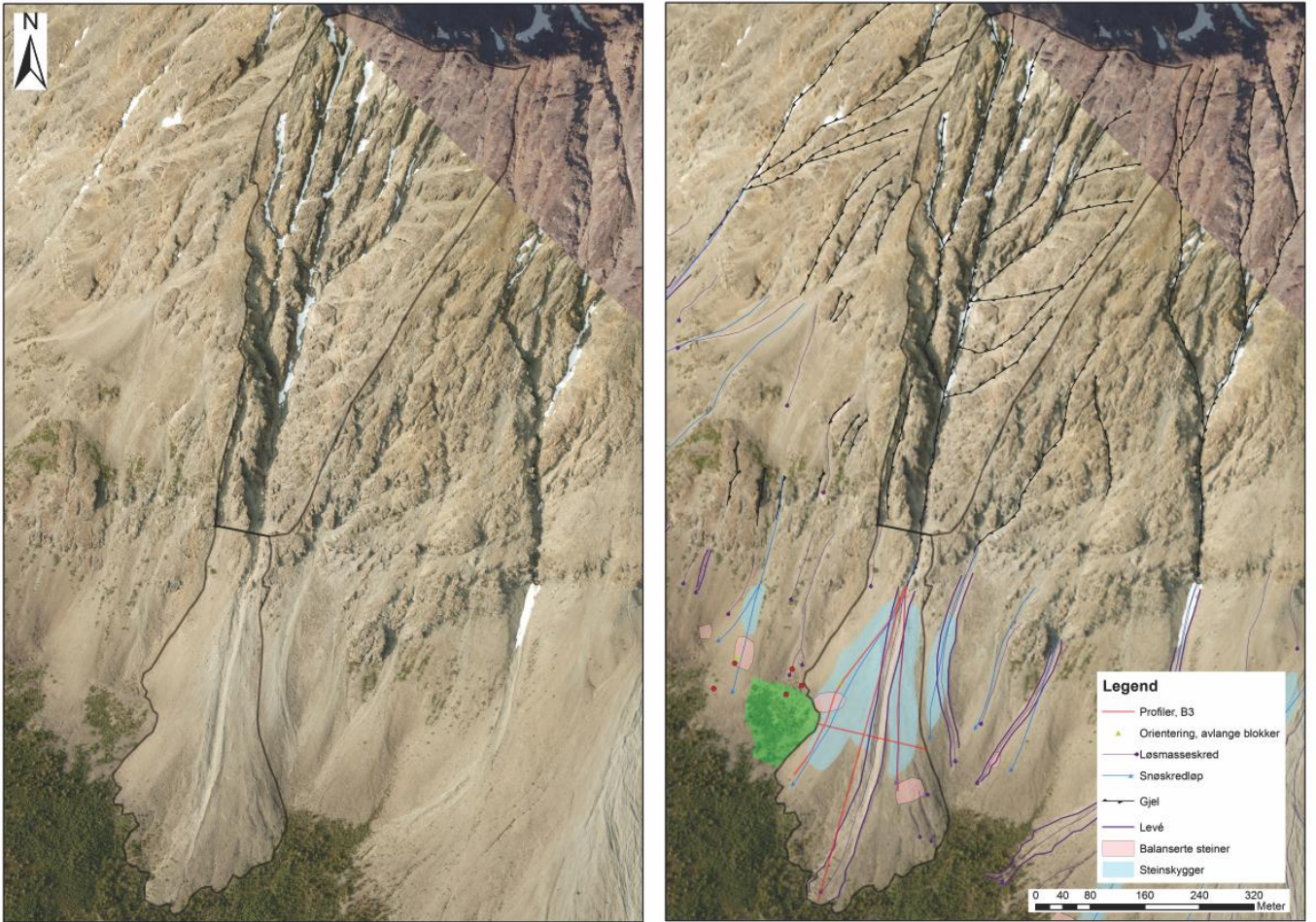
Kildeområdet A3 er svært gunstig for oppsamling av smeltevann og snø, og har en utforming som vil konsentrere nedfall i en hovedrenne. Dette er mest sannsynlig grunnen til den økte utløpsdistansen i forhold til område 1 og 2. Deler av kildeområdet, særlig vestsiden av rennene, er orientert mot øst og sør-øst og fungerer som en levegg som er optimal for oppsamling av snø, spesielt med en dominerende vindretning fra vest. Store skavler og vindtransportert snø kan bygges opp før den tydelige renneformen til kildeområdet samler og konsentrerer snøras ned mot B3 viften.

B3 viften vil bli kategorisert som en kolluvial vifte. Siden kildeområdet er såpass stort og har en god oppsamlingsevne av smeltevann og snø vil det være flere prosesser som påvirker og bygger ut viften. Med en bratthet på mellom 15 og 30 grader vil dette heller ikke være en alluvial vifte som har en langt flatere gradient.

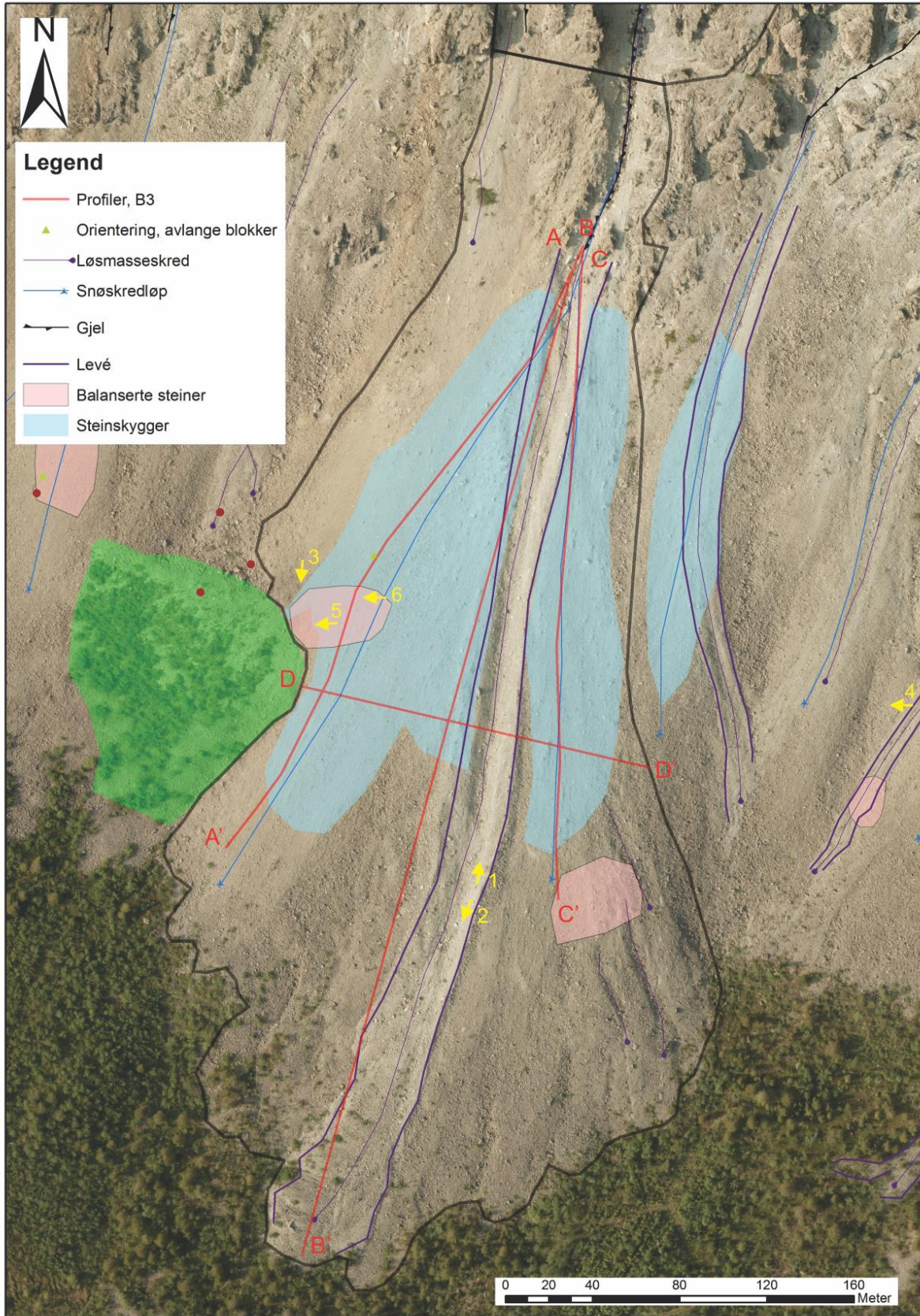
Snøskredene og det siste løsmasseskredet har forskjellige skredløp ned viften. Snøskredene skråer ut fra løsmasseskredet i toppen av viften og dreier ut mot begge sider av viften, mens løsmasseskredet følger midten av viften helt ned til skogen. Tettheten til massene som er i bevegelse er mest sannsynlig en viktig faktor for hvor skredene ledes.

Østsiden av skredviften er også preget av en rekke eldre lobeformer fra eldre løsmasseskred som nå er dekket av nyere skredmasser. Siden steinskyggene ender like over dette området og at det er en markant økning i kornstørrelsen ned viften, tyder på at det er snøskred som forårsaker tildekkingen av de eldre løsmasseskredene. Forskjellen i kornstørrelse på hver side av viften kan også ha noe av skylden for at steinskyggene er mulig å observere over ett større område på vestsiden enn østsiden.

De to snøskredløpene er ikke veldig tydelig konkave, noe som kan skyldes av at de ikke har et skredløp rett ned skredviften. Siden de «ruller» av og dreier seg vekk fra senteret av viften blir også lengdeprofilen mer lineær enn konveks.



Figur 49: Sammenlignbare kart som viser inndelingen av kilde- og utløpsområde i område 3 (markert med sort linje)



Figur 50: Detalkart som viser de kartlagte landformene i B3 samt orienteringen til profilene og nummerering og orientering av bilder (gule piler).

5.5. Område 4

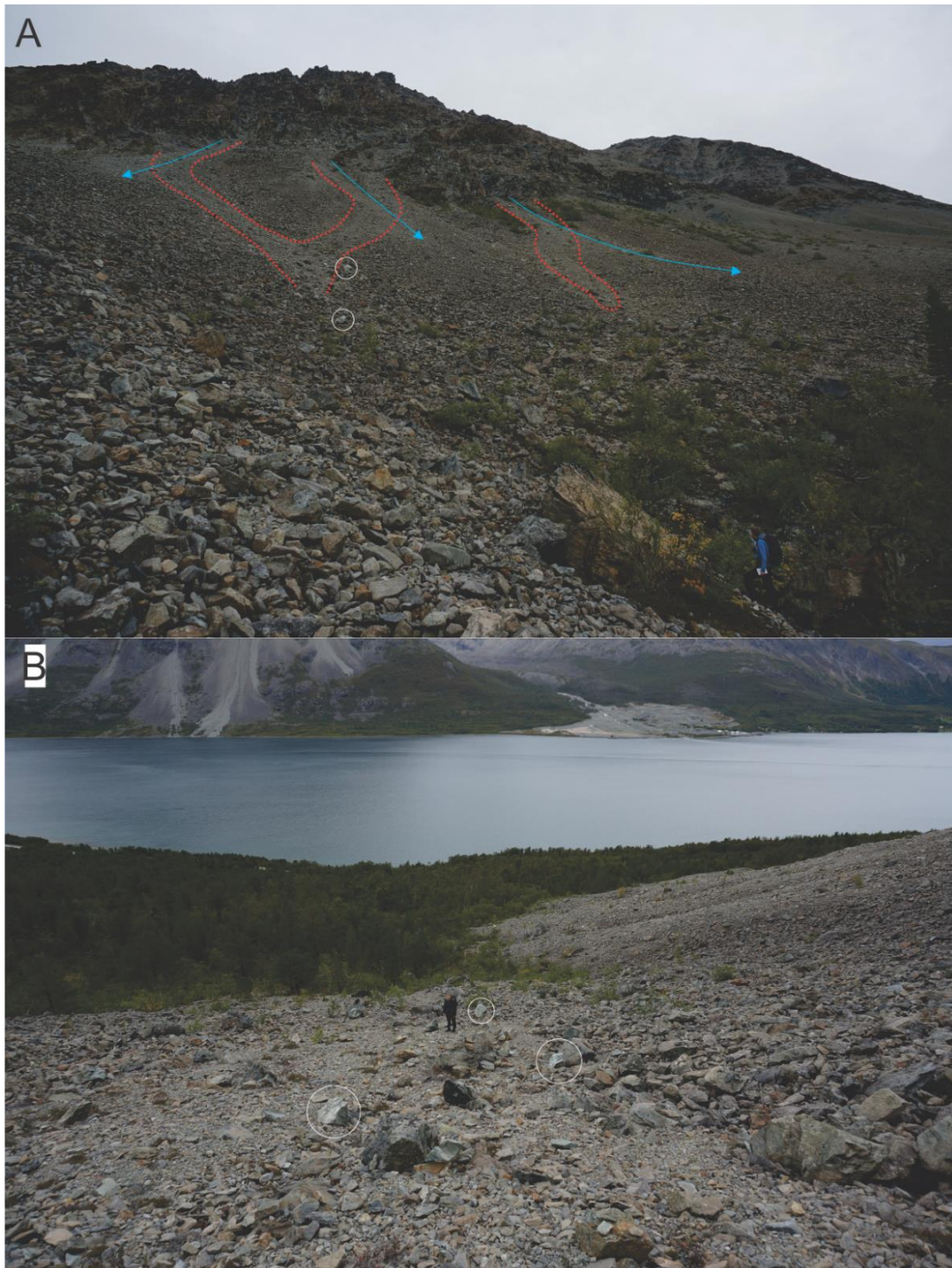
A4 og B4 opptar områdene mellom de største kilde- og utløpsområdene under Sultinden. A4 er et trekantet kildeområde uten noen store renneformer, men har en rekke mindre gjel som leder snøskred og løsmasser ned til B4. Både A4 og B4 er hovedsakelig vendt mot sør, men har enkeltområder vendt mot sør-vest (Figur 29). Brattheten i kildeområdet er mellom 56 og 30 grader, fordelt på bratte fjellknauser og gjel og noen flatere, mer åpne områder og hyller. Utløpsområdet har en bratthet mellom 36 og 20 grader og har en langt kortere utløpsdistanse enn de omliggende viftene (B3 og B5) (Figur 30).

5.5.1. Kildeområde A4

Som nevnt består ikke A4 av noen stor renneform som flere av de andre kildeområdene gjør. A4 er trekantformet og har en rekke små og gjel som leder snøskred og løsmasser ned til et bredt utløpsområde. Det er fire gjel og skredløp fra kildeområdet som resulterer i fire skredvifter. Kildeområdet er begrenset i øst og vest av de store rennene i område A3 og A5. Enkelt av områdene med fast fjell, som ikke inngår i de forskjellige skredløpene, er for bratte for dannelsen av snøskred. Disse områdene er heller ikke områder hvor store mengder løsmasser eller snø blir avsatt så de er inkludert i kildeområdet.

5.5.2. Utløpsområde B4

B4 har en mye kortere utløpsdistanse enn de omliggende viftene, og består av flere vifter som stammer fra hvert sitt skredløp i kildeområdet. Overgangen mellom kilde- og utløpsområde er tegnet inn etter overgangen mellom løsmasser og fast fjell. Fra de fire skredløpene i kildeområdet er det dannet to tydelige vifteformer sentralt i utløpsområdet, mens det østlige og vestlige skredløpet har dannet mindre tydelige skredvifter som er forstyrret av hver sin skredvifte (B3 og B5). Dette begrenser utbredelsen til skredviftene noe og gjør avgrensningen av utløpsområdets ytterkanter vanskelig. I de tre vestlige skredviftene er det tydelige spor etter levéene til flere løsmasseskred av forskjellig alder (Figur 51). Levéene er tydelig nedslitt i flere av skredviftene, og man kan se at de fine løsmassene er smurt utover skredviften, samme som løsmasseskredet i B3.



Figur 51: A) utløpsområdet sett fra bunn. De røde linjene markerer løsmasseskre, de blå pilene viser tenkte snøskredløp og de hvite sirklene markerer ferskrere nedfall. Bildet er tatt i punkt 1 i Figur 56. B) Bildet er tatt i retning fjorden og viser utløpsområdet ovenfra. De hvite sirklene markerer det ferske nedfallet. Bildet er tatt i punkt 2 i Figur 56.

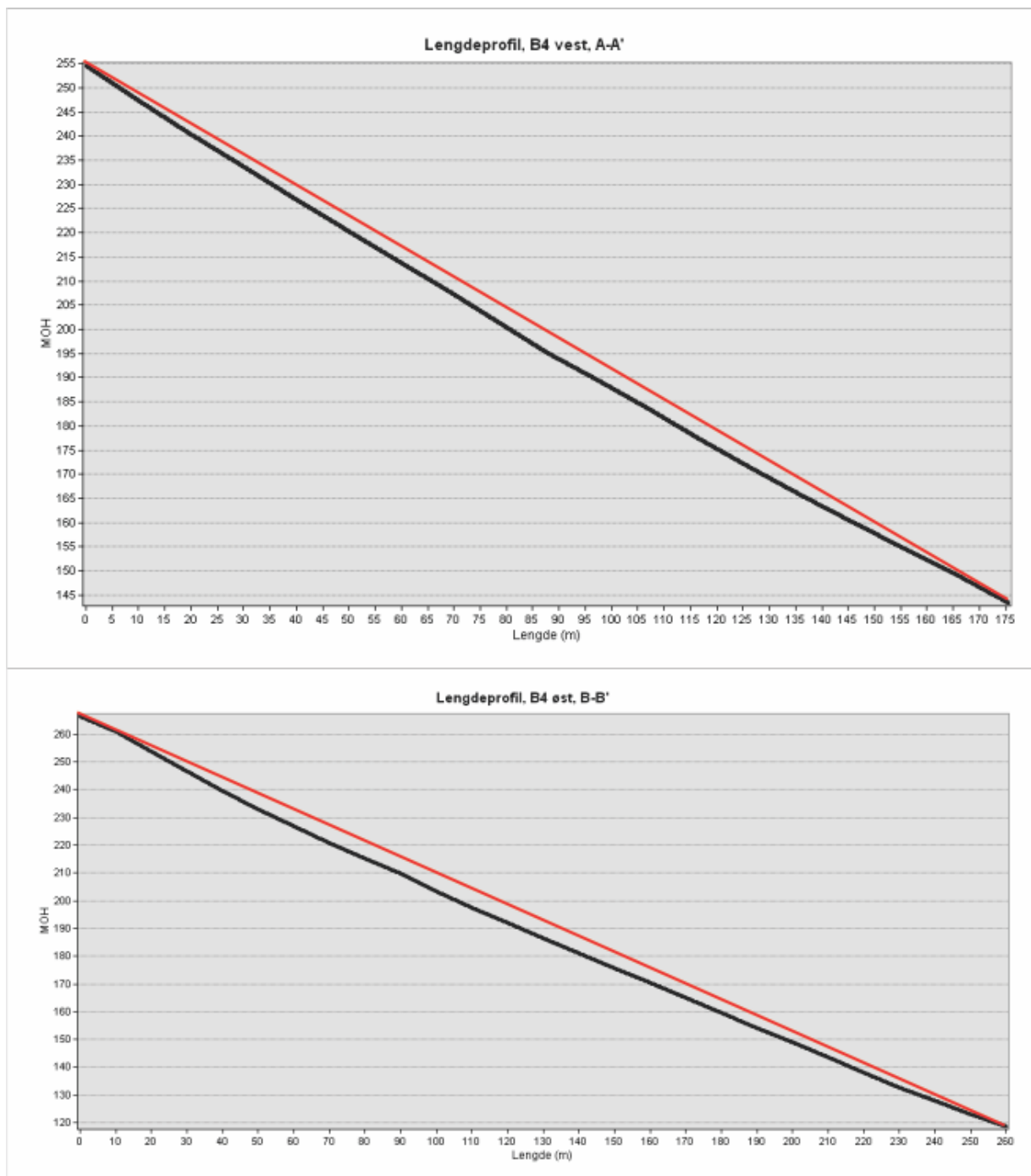
Vegetasjonen i B4 opptrer i størst grad i den øvre, østlige delen av området. Trærne her vokser på rekke i fallretningen, men holder seg unna de sentrale områdene av skredløpene og skredviftene.

5.5.3. Kornstørrelse

Det ble ikke gjort noen målinger av kornstørrelse eller rundingsgrad i dette utløpsområdet, men forskjellene er tydelige fra flyfotoene (Figur 56). De fire skredviftene består av langt finere og lysere materiale enn områdene mellom og ned mot bunn av viftene. Dette har mest sannsynlig noe med kilden til skredmassene og prosessene som foregår her.

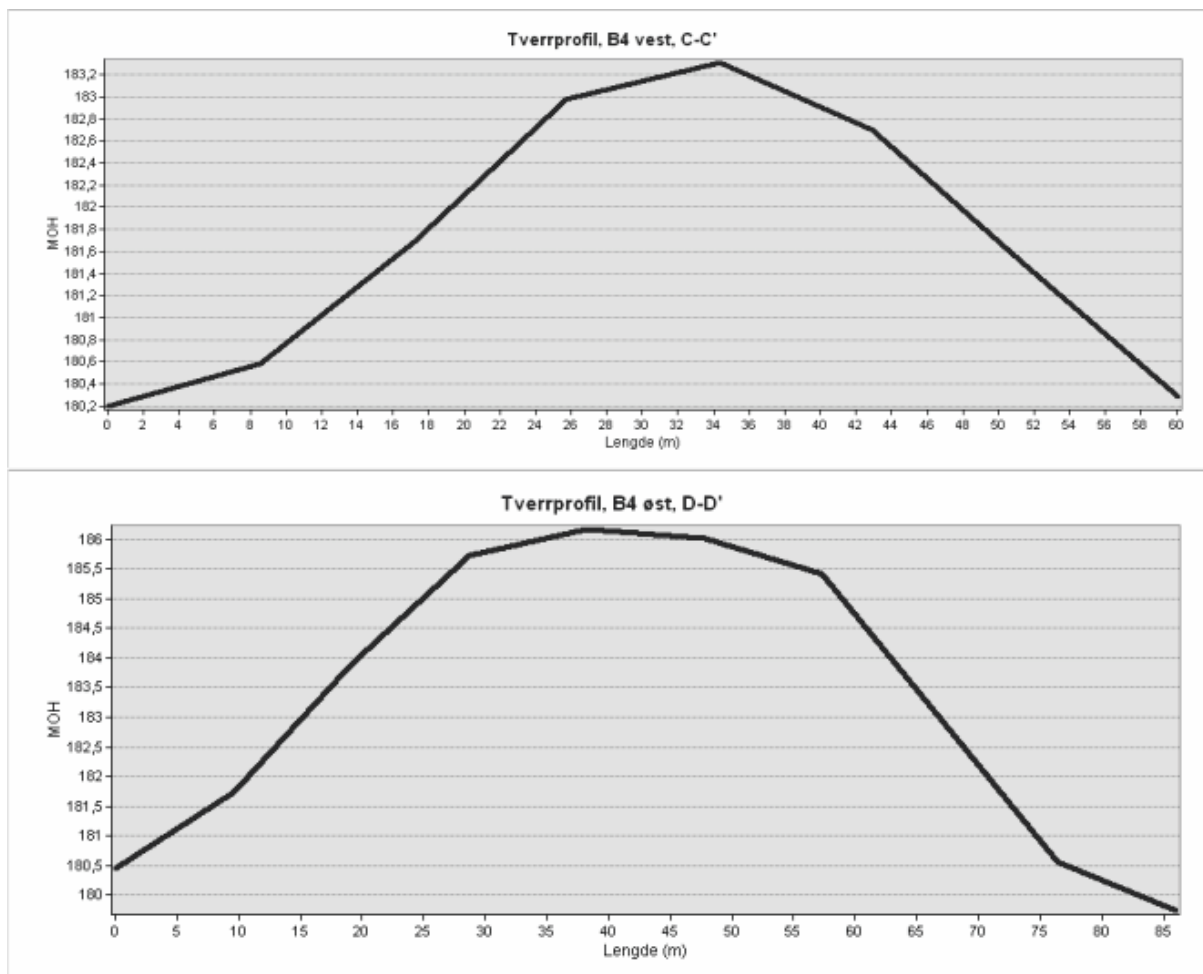
5.5.4. Lengde- og tverrprofil

Både lengde- og tverrprofil er kun tegnet inn i de to sentrale viftene i utløpsområdet. Disse viftene er de mest tydelige og er ikke forstyrret av naboviftene i like stor grad som de ytterste skredviftene i området. Lengdeprofilen til de to sentrale viftene har en svak konkav profil (Figur 52).



Figur 52: Lengdeprofilene til viftene i B4 viser at de ikke er merkbart konkave. Den røde linjen er tegnet inn som referanse slik at konkaviteten til profilene skal vises bedre.

Tverrprofilene til begge viftene viser at de er svakt asymmetriske, men i hver sin retning. Den østlige sentrale viften har en brattere østside enn vestsida (D-D'), mens den vestlige sentrale viften har en brattere vestsida enn østside (C-C') (Figur 53).



Figur 53: Tverrprofilene til skredviftene i B4 er svakt asymmetriske. C-C' har en brattere vestsida, mens D-D' har en brattere østsida.

5.5.5. Steinskygger og balanserte steiner

B4 har kun ett felt hvor det ble observert steinskygger og et felt hvor det ble observert balanserte steiner (Figur 54). Steinskyggene strekker seg fra det mest tydelige løsmasseskredet i den vestlige delen av B4, mens balanserte steinene er kun observert i et lite område i en av de to sentrale viftene. I likhet med steinskyggene i område B3, avviker orienteringen fra løsmasseskredet noe. Løsmasseskredet har en brå sving i seg og følger trolig fallet i skredviften mer slavisk enn et snøskred. Orienteringen til steinskyggene peker mer rett ned fra fjellsiden og dreier ut fra løsmasseskredet hvor det svinger.



Figur 54: Flere balanserte steiner på en blokk. Bilde er tatt mot sør. Bildet er tatt i punkt 3 i Figur 56.

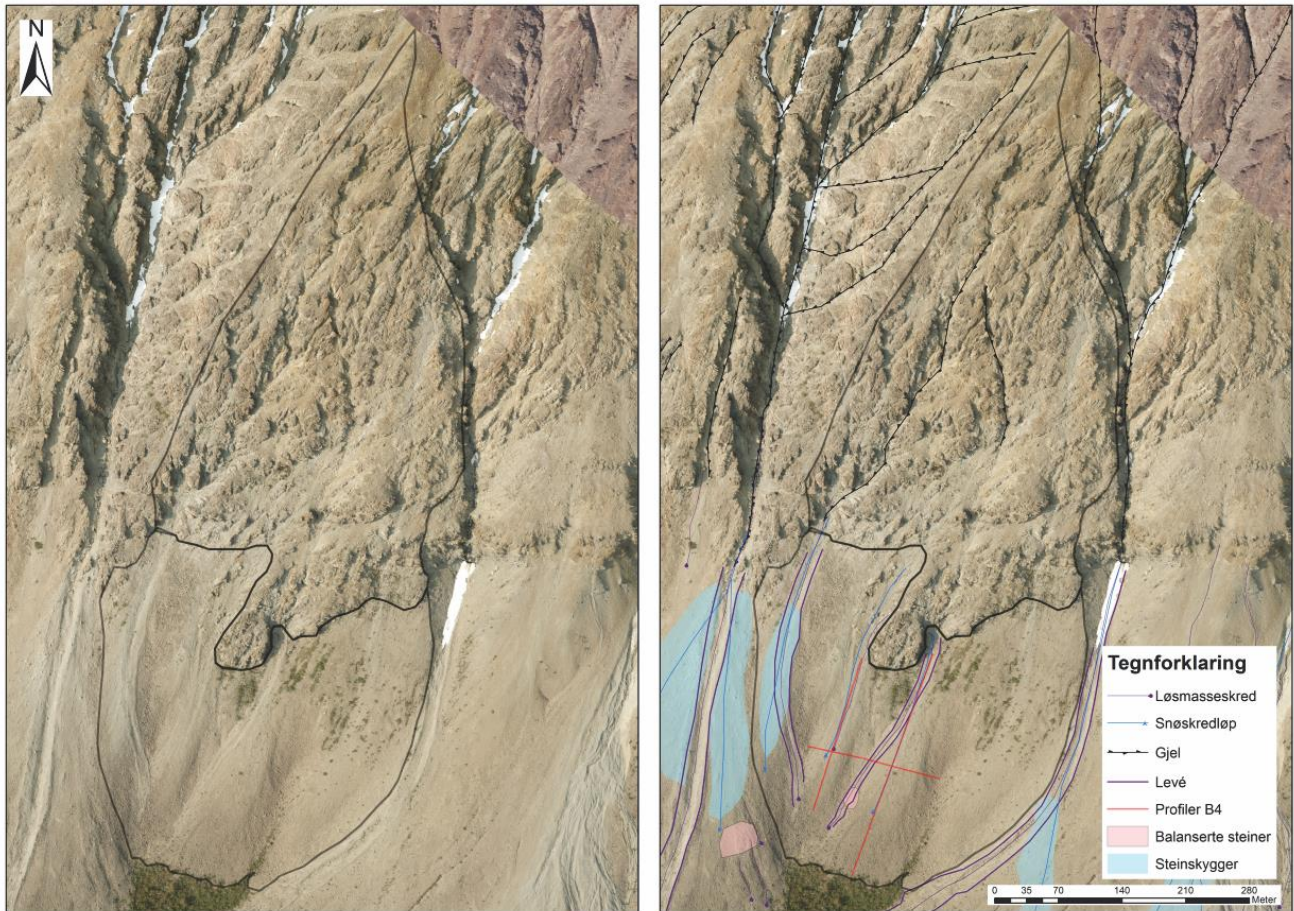
5.5.6. Tolkning av område 4

I likhet med område 2 er område 4 preget av en kortere utløpsdistanse enn og et mye mindre kildeområde enn naboområdene. Kildeområdet er trekantformet og har en variert topografi med få sammenhengende gjel og få åpne områder. Utløpsområdet har likevel fire skredvifter som er preget både av snøskred og løsmasseskred. Skredviftene er trolig talus vifter som er påvirket og modifisert av både snøskred og løsmasseskred, og kan kategoriseres som små kolluviale vifter.

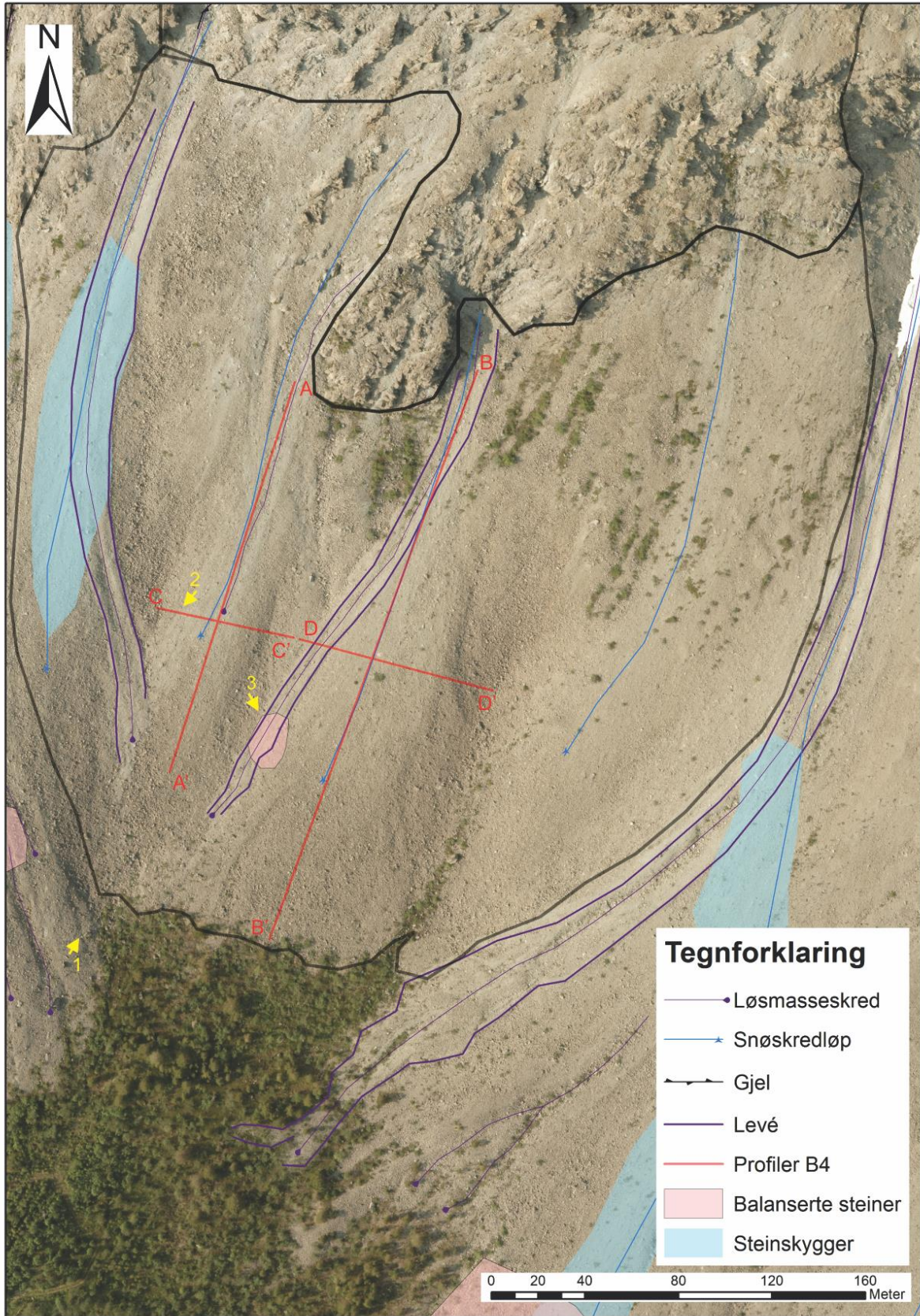
Siden det ikke er noen særlig sammenheng mellom gjelene i kildeområdet vil det heller ikke resultere i store løsmasseskred. Det samme gjelder snøskred, som trolig trenger større åpne områder for å danne store snøskred.

I den vestligste skredviften som grenser til utløpsområde B3 er det flere steinskygger. Området med steinskygger starter langs levéen til det vestlige løsmasseskredet og dreier ut av det. Levéene i området hvor steinskyggene er funnet er svært nedslitt, mens lengre ned i skredløpet er levéene synlig igjen. Steinskyggene forekommer i området hvor løsmassene er langt finere enn de omliggende løsmassene og har en lysere farge.

Det er et snøskredløp som følger det vestlige løsmasseskredet før det dreier ut av skredløpet slik at det følger fallinjen mer direkte. Steinskyggene og de utsmurte løsmassene fra levéen er også med på å vise dette. Forskjellen i tetthet på snøskred og løsmasseskred vil være med på å avgjøre om skredløpene følger hverandre.



Figur 55: Sammenlignbare kart som viser omrisset av området og de kartlagte landformene, samt profilenes orientering.



Figur 56: Detaljkart som viser utløpsområdet B4 og de kartlagte landformene, samt orienteringen på profilene og bildene.

5.6. Område 5

Dette området består av det største utløpsområdet og kildeområdet under Sultinden. Området består hovedsakelig av to store renneformer som begge har dannet to store skredvifter. Siden disse to renneformene er så nær hverandre er også skredviftene de danner vanskelig å skille fra hverandre. Kildeområdet B5 strekker seg helt opp til toppen av Sultinden og er hovedsakelig vendt mot sør-sør-vest, men har en rekke små og store gjel som er vendt mot øst-sør-øst og som danner gunstige lesider hvor snø kan samle seg opp (Figur 29). Utløpsområdet er vendt mot sør-sør-vest, men har også et lite område som er vendt mot vest. Brattheten i A5 er mellom 55 og 33 grader, mens utløpsområdet er brattest i toppen med 30 grader og flates ned mot skogen med bare 15 grader (Figur 30). Områdene mellom de to skredviftene er også inkludert og har fått et eget kildeområde mellom de to store renneformene i kildeområdet.

5.6.1. Kildeområde A5

Kildeområdet A5 er delt inn i tre avhengig av hvor nedfallet fra de tre områdene ender opp. Kildeområdet består av to store renneformer, A5a og A5b, som strekker seg helt opp til toppen av Sultinden (1083 moh.). Det er også et mindre, mer åpent kildeområde (A5c) mellom disse store rennene (Figur 61).

A5a og A5b har en ganske lik oppbygning og består av hver sin renneform som igjen er delt inn i en rekke mindre gjel. Alt nedfall fra disse to kildeområdene traktes sammen til to store renner før løsmasser og snøskred ender opp i utløpsområdet. Det mye mindre kildeområdet, B5c, består av et mer åpent og bratt område. Nedfall herfra traktes ikke sammen i noen gjel, men faller heller ned mot et område mellom de to store skredviftene B5a og B5b. På grunn av den tydelige renneformen til disse kildeområdene vil oppsamling av vindtransportert snø være høyst sannsynlig. Tilgangen på løsmasser i rennene er varierende, men stor i enkelte områder.

5.6.2. Utløpsområde B5

Som nevnt er dette området satt sammen av tre forskjellige utløpsområder som stammer fra hvert sitt kildeområde. B5a og B5b er skredviftene som sammen oppgjør den største delen av utløpsområdet. De to skredviftene er nære hverandre og derfor svært påvirket av hverandre, noe som gjør det vanskelig å skille de fra hverandre. Det er viften B5b som har den lengste utløpsdistansen i dette området og strekker seg om lag 100 meter lenger ned i skogen enn

B5a. Området B5c opptar løsmassene mellom de to store skredviftene. Området er flatere og har ingen tydelig vifteform så begrensningen av dette området er også vanskelig.

Begge de store skredviftene er preget av løsmasseskred. I B5a er det kun ett løsmasseskred som opptrer og strekker seg fra toppen av utløpsområdet og helt ned til skogen. I toppen av skredløpet er det dannet en stor ravine med en bredde på opptil 80 meter i løsmassene, like under overgangen til kildeområdet. Levéene fra skredet er, i varierende grad, tydelige i flyfotoene. Det er også mulig å skimte noen levéformer i bunn av skredviften, like over skogen. Disse levéene svinger opp mot det nyere skredløpet og har trolig stammet fra den samme rennen i kildeområdet. I skogen på nedsiden av B5a er det en rekke linjer i skogen som trolig representerer dreneringskanaler ned mot fjorden. B5b er langt mer preget av forskjellige typer løsmasseskred enn resten av utløpsområdet. Det er en rekke nye og gamle skredløp som har laget tydelige merker i dette området og stemmer fra den samme hovedrennen i kildeområde A5b (Figur 57). Løsmasseskredene har dannet en rekke levéaktige og forgreinede mønstre i løsmassene, og er mulig å følge helt ned til fjorden. Det er også et område like over veien hvor skogen enda ikke har grodd igjen.

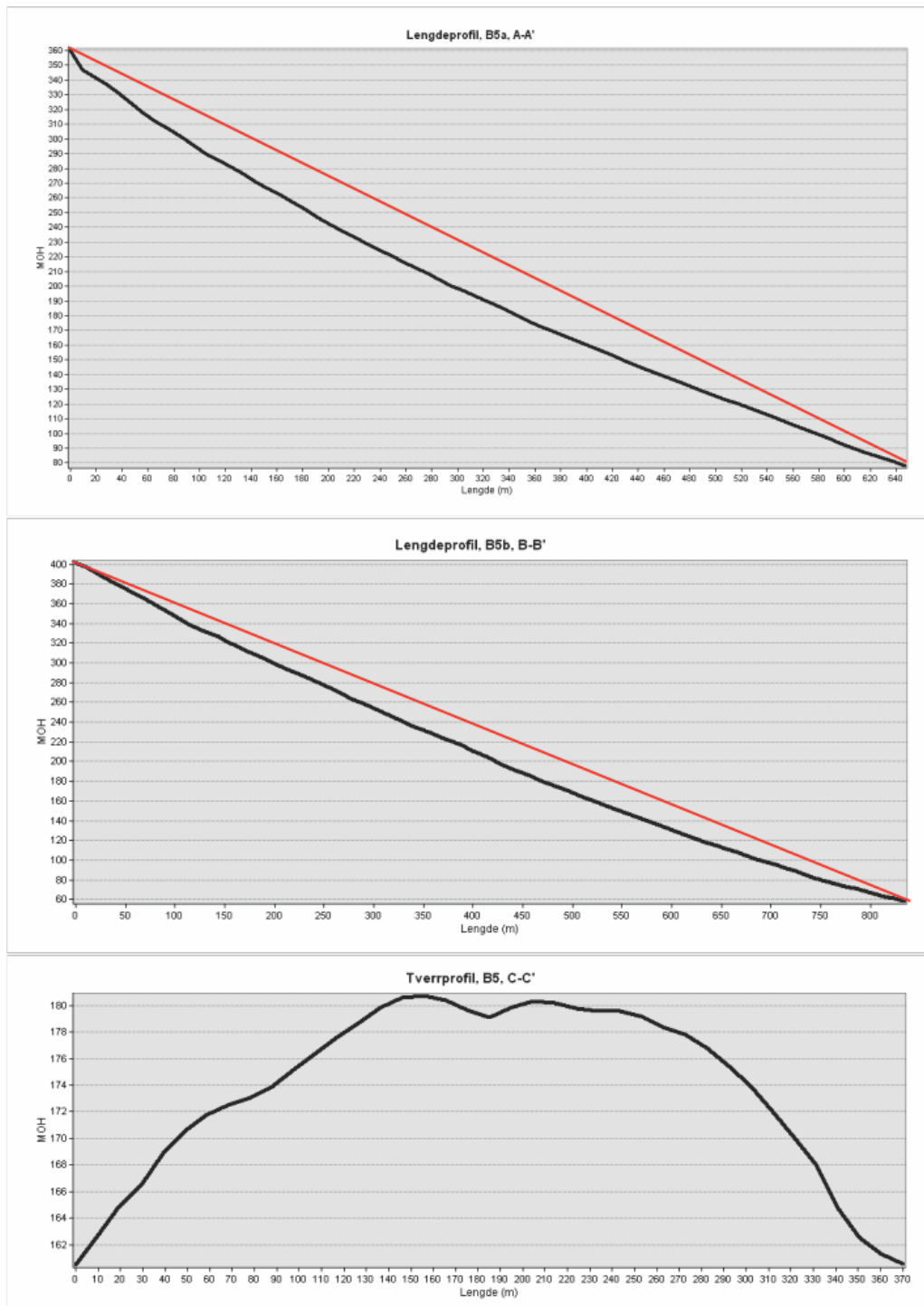


Figur 57: A) Bildet viser de tydelige sporene etter løsmasseskred på østsiden av B5b. Bildet er tatt oppover mot kildeområdet fra punkt 1 i Figur 62 B) Bildet viser løsmasseskredene på østsiden av B5b-viften. Bildet er tatt i punkt 2 i Figur 62.

5.6.3. Lenge- og tverrprofil

Lengdeprofilene til de to store skredviftene B5a og B5b er tegnet inn etter et tenkt snøskredløp og følger steinskygger og områder med finere materiale. Lengdeprofilen til begge viftene er tydelig konkave (Figur 58). Lengdeprofilen til B5a er den skredviften med den mest tydelige konkave formen i området under Sultinden.

Tverrprofilen til hele B5-viften har, litt avhengig av hvor man strekker profilet, en tydelig asymmetrisk profil med en bratt østside og en slak vestsida (Figur 58). Midt i viften er det en nedsynkning i profilet, som mest sannsynlig representerer overgangen mellom de to viftene. Siden den vestlige viften (B5a) er begrenset av den østlige viften (B5b) kan dette resultere i at viftens asymmetri blir utydelig. Det samme gjelder den østlige viften som er svært påvirket av løsmasseskred og drenering som kan være med på å fylle igjen den bratte østsiden.



Figur 58: Lengdeprofilen til både B5a og B5b er tydelig konkave. Tverrprofilen til B5-viften er også konkav med en bratt østside. De røde linjene er tegnet inn som en lineær referanse for å vise den konkave formen bedre.

5.6.4. Steinskygger og balanserte steiner

I likhet med viften i B3 ble det funnet en rekke steinskygger i områdene rundt løsmasseskredene (Figur 62). Den samme trenden vises her hvor skredbanens og steinskyggenes orientering skrår vekk fra skredløpet til de to løsmasseskredene. I det partiet

hvor steinskyggene skrår ut fra løsmasseskredet i B5a, ser det ut til at skredløpet er fylt igjen av løsmasser og levéene vises ikke like tydelig. Tverrprofilene fra skredløpet viser at dybden er ca. 2,5 meter, men høyden på levéene er lik som de omliggende løsmassene. I B5b er steinskyggene observert på vestsiden av skredløpene. Steinskyggene ser ut til å opptre i områder hvor skredløpene er svært nedslitt og fylt igjen av løsmasser.

Områder med balanserte steiner ble funnet i bunn av skredløpet i B5a (Figur 59). Dette området er i bunn av steinskyggen, helt nede ved skogkanten. Områdene under steinskyggene i B5b-viften ble ikke befart og det er derfor heller ikke observert noen balanserte steiner her.



Figur 59: Bilde av balanserte steiner i bunn av skredviften på vestsiden av område B5a. Bildet er tatt i punkt 3 i Figur 62.

5.6.5. Vegetasjon

Det er flere rader med trær som vokser rundt på viften. Trærne ser ut til å vokse i gamle løsmasseskred og dreneringsløp i viften. Enkelte av trærne er både veltede og bøyde, spesielt ble dette observert i områdene rundt steinskyggene i B5a (Figur 60). Trærne så ikke ut til å ha tatt noen skade av et evt. skred, så det å fastslå at det er fra snøskred er vanskelig.



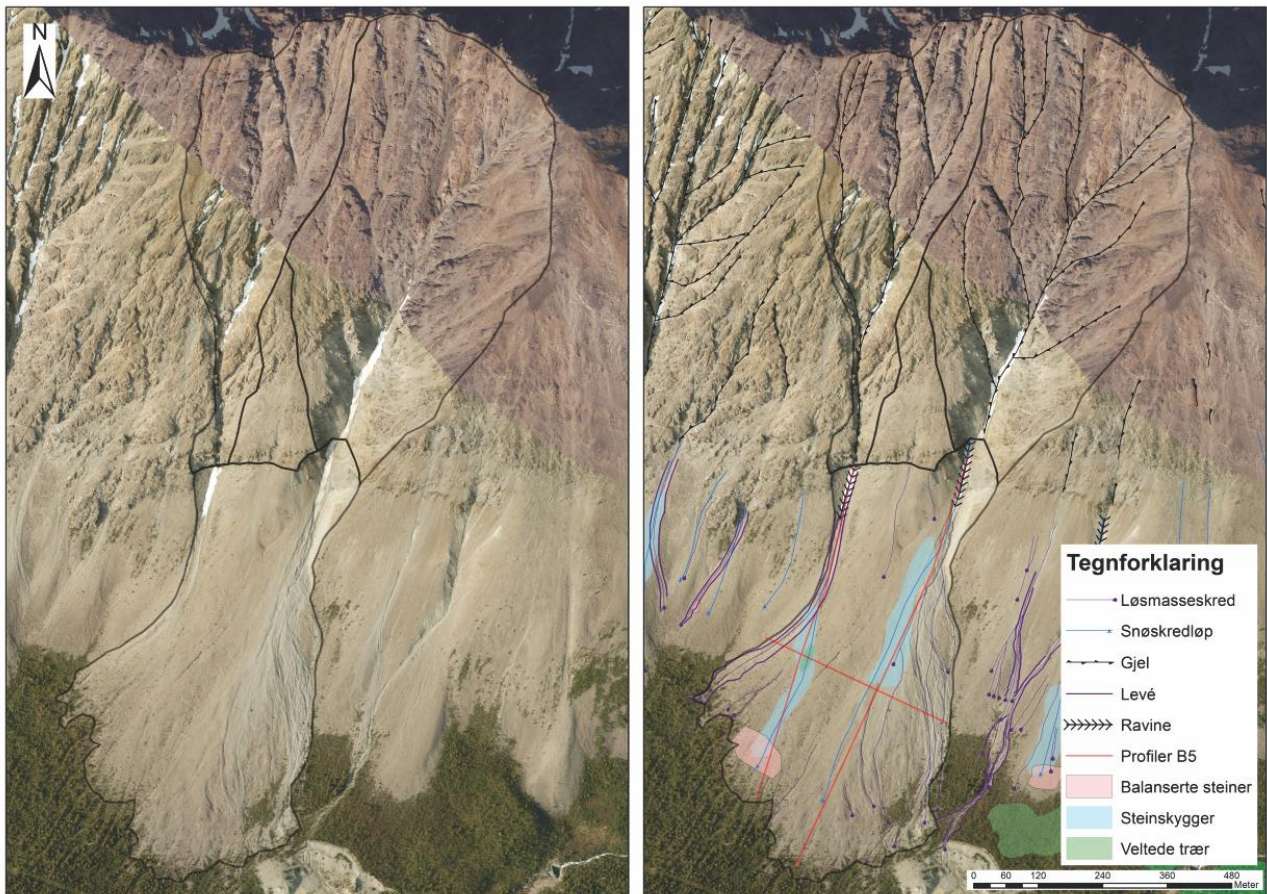
Figur 60: Bøyde trær midt i skredløpet i B5a. Bilde er tatt i punkt 4 i Figur 62.

5.6.6. Tolkning område 5

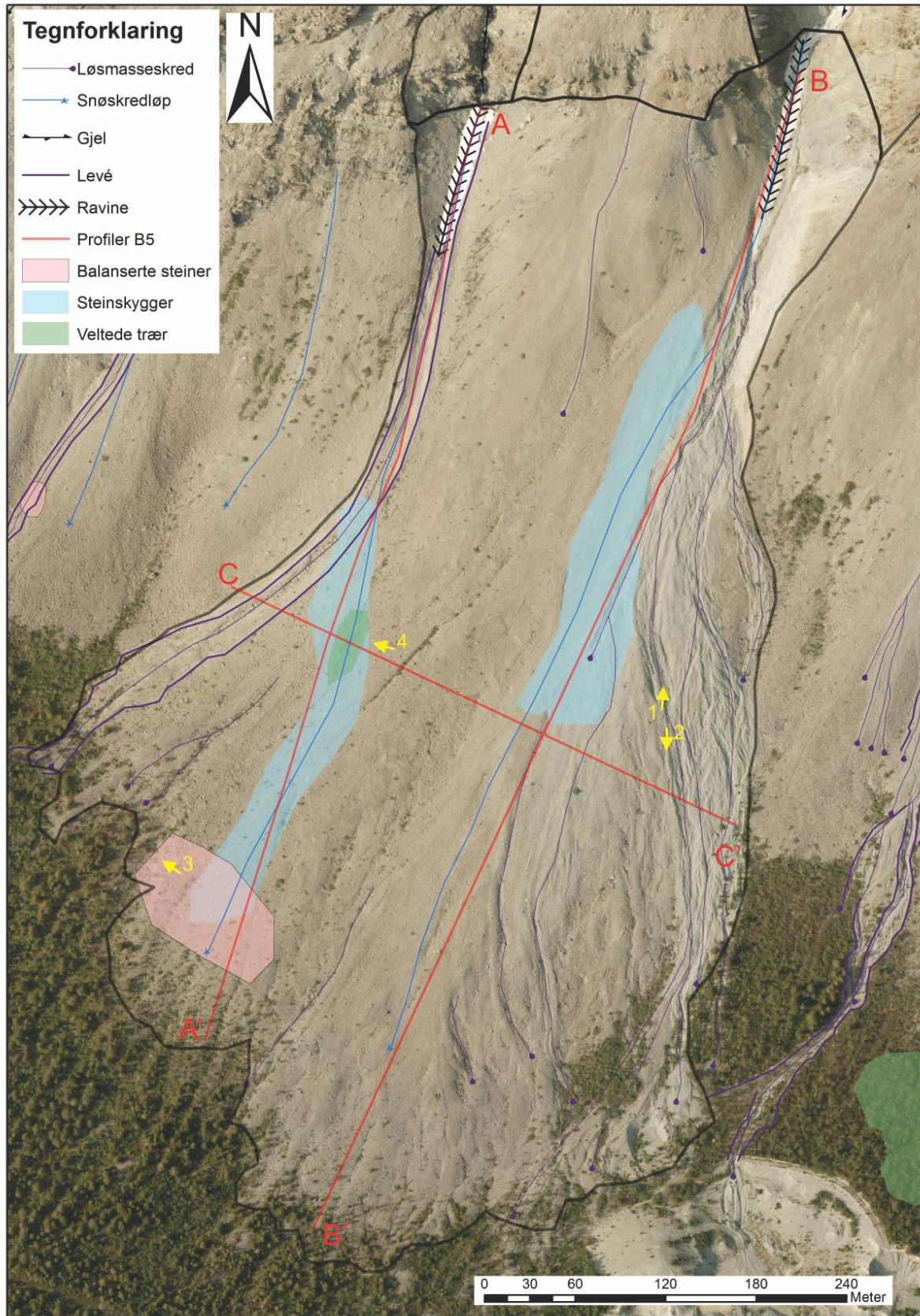
Størrelsen på de tre sammensatte kildeområdene gjenspeiles i et stort utløpsområde med den lengste utløpsdistansen under Sultinden. Kildeområdet har et stort nedslagsfelt og kan lede store mengder nedbør og smeltevann ned til hovedrennen i bunn av kildeområdet. De store renneformene har også en vestlig leside som er være gunstig for lagring av store mengder snø. Oppsamlet smeltevann og nedbør sammen med den spredte tilgangen på løsmasser i kildeområdet vil kunne føre til løsmasseskred med varierende vanninnhold og størrelse. Den lange utløpsdistansen til løsmasseskredene i B5b og dreneringskanaler i skogen under viften tyder også på at vanninnholdet har vært høyt og viskositeten lav.

Utløpsområdet er sammensatt og bygget opp av flere prosesser og kan tolkes som å være en kombinasjon av en kolluvial (bratt helning og påvirket av jordskred, steinsprang og snøskred) og alluvial vifte (slakere helning, lengre utløpsdistanse og påvirket av flomskred og jordskred). De mest tydelige prosessene er nye og gamle løsmasseskred i B5b og B5a.

Området B5c ser ut til å ha en langt mindre påvirket overflate, kun av to mindre løsmasseskred, og kategoriseres heller som en talus vifte. Levéene i løsmasseskredene er stedvis nedslitt, og er trolig forårsaket av snøskredaktivitet. Steinskygger, tilfeldig plasserte blokker og veltet/bøyd vegetasjon på viften tyder på det samme. Snøskredløpene strekker seg fra hovedrennen i kildeområdet og dreier ut av løsmasseskredene slik at de følger den sentrale delen av viften.



Figur 61: Sammenlignbare kart som viser omrisset av kilde- og utløpsområdet, samt de kartlagte landformene og orienteringen til profilene.



Figur 62: Detaljkart av B5-viften som viser alle de kartlagte landformene, samt profiler og piler som viser hvor bilder er tatt (gule piler)

5.7. Område 6

Område A6 og B6 opptar områdene øst for de største renneformene under Sultinden og har en langt mer åpen og udefinerbar topografi enn de andre områdene. Kildeområdet er trekantformet og er hovedsakelig vendt rett mot sør med noen unntak som er vendt mot sørvest (Figur 29). Utløpsområdet består av en tydelig snøskredvifte (B6b) og et åpent område (B6a) med få formasjoner og landformer. Det er, i likhet med kildeområdet, vendt hovedsakelig mot sør. Brattheten i kildeområdet er 52 til 35 grader mens brattheten i utløpsområdet er 38 til 18 grader (Figur 30).

5.7.1. Kildeområde A6

Fordi kildeområdet er mer åpent med færre formasjoner enn de tidligere kildeområdene er det også vanskelig å definere (Figur 65). Området er tegnet inn og begrenset etter fallinjer i terrenget som ender opp i utløpsområdet. I vest grenser kildeområdet til den store renneformen A5b, noe som gjør begrensningen av A6 lettere (Figur 67). Resten av områdene øst for dette kildeområdet under Sultinden har ingen tydelige overganger mellom hverandre. Kildeområdet er derfor hovedsakelig tegnet inn etter skredløp som vil ende opp i viftene B6a eller B6b. Det er en rekke mindre gjel som leder løsmasser og snøskred ned mot utløpsområdet, noe som kan være med på å konsentrere skredmasser noe. Tilgangen på løsmasser i A6 er varierende. Området veksler mellom bratte partier med bart fjell og mindre bratte partier med løsmasser.

5.7.2. Utløpsområde B6

Utløpsområdet B6 er delt inn i to områder, B6a og B6b, avhengig av deres utløpslengde og form. B6a er et åpent område med svært lite formasjoner og landformer. Det er et tydelig løsmasseskred ned midten av viften som strekker seg fra kildeområdet og ned til skogen. Det kan se ut som dette eksponerer berggrunnen i toppen av viften. Det er også enkelte mindre, eldre og nedslitte løsmasseskred i området som har hatt liten innvirkning på utformingen av B6a. Sorteringen av steiner og blokker i området ser ut til å være minst i toppen og bli grovere ned mot skogen i bunn av viften. Skredviften er svært bred i toppen, men er påvirket og begrenset av B5b og B6b i bunn slik at bredden minker fra 180 meter i toppen til 80 meter i bunn. I overgangen mellom de to utløpsområdene er det en rekke små tverrgående rygger som strekker seg mellom to løsmasseskred (Figur 63).

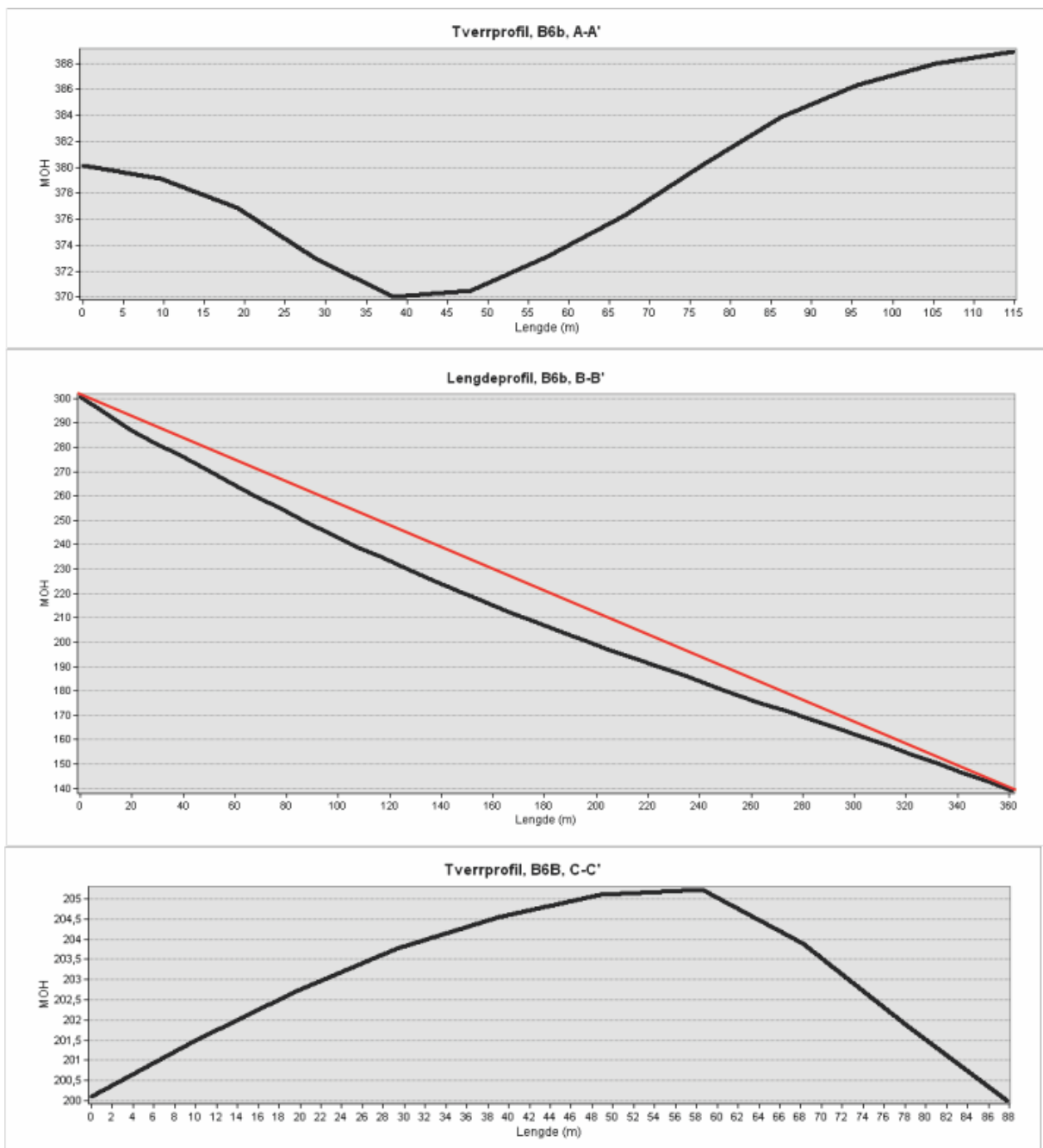
B6b omhandler den østlige delen av utløpsområdet og består av en ravine i løsmasser og en tydelig snøskredvifte. Ravinen i løsmassene starter like under kildeområdet og strekker seg fra 435 moh. til 300 moh. Den er opptil 150 meter bred og har en asymmetrisk tverrprofil med en 10 meter bratt østside og en 20 meter slakere vestside (Figur 64, A-A'). Ravinen vil fungere som et samlingsområde for nedfall fra kildeområdet slik at det traktes ned mot skredviften. Den eksponerer også en del av berggrunnen, og det kan virke som om deler av berggrunnen også er erodert og fraktet ned mot viften. Fra bunn av ravinen er det et tydelig skredløp fra et løsmasseskred som unngår snøskredviften før det ender opp i skogen og fortsetter helt ned til steinbruddet nedenfor utløpsområdet. Løsmasseskredene fra B6a kobles også sammen med dette skredløpet. Det er også to veldig nedslitte og utydelige løsmasseskred som er godt tildekket av nye løsmasser.



Figur 63: Små tverrgående rygger i løsmassene like over B6b-viften. Bildet er tatt i punkt 1 i Figur 68

5.7.3. Lengde- og tverrprofil

Skredviften i område B6b har både en veldig tydelig asymmetrisk tverrprofil og en tydelig konkav lengdeprofil (Figur 64). Lengdeprofilen er brattest like under ravinen i toppen av området før det blir slakere ned mot skogen. Tverrprofilen viser at viften har en slak vestside som ender opp i en bratt østside. Den bratte siden av viften peker mot sør-øst og vil være en gunstig leside for vindtransportert snø fra vest.



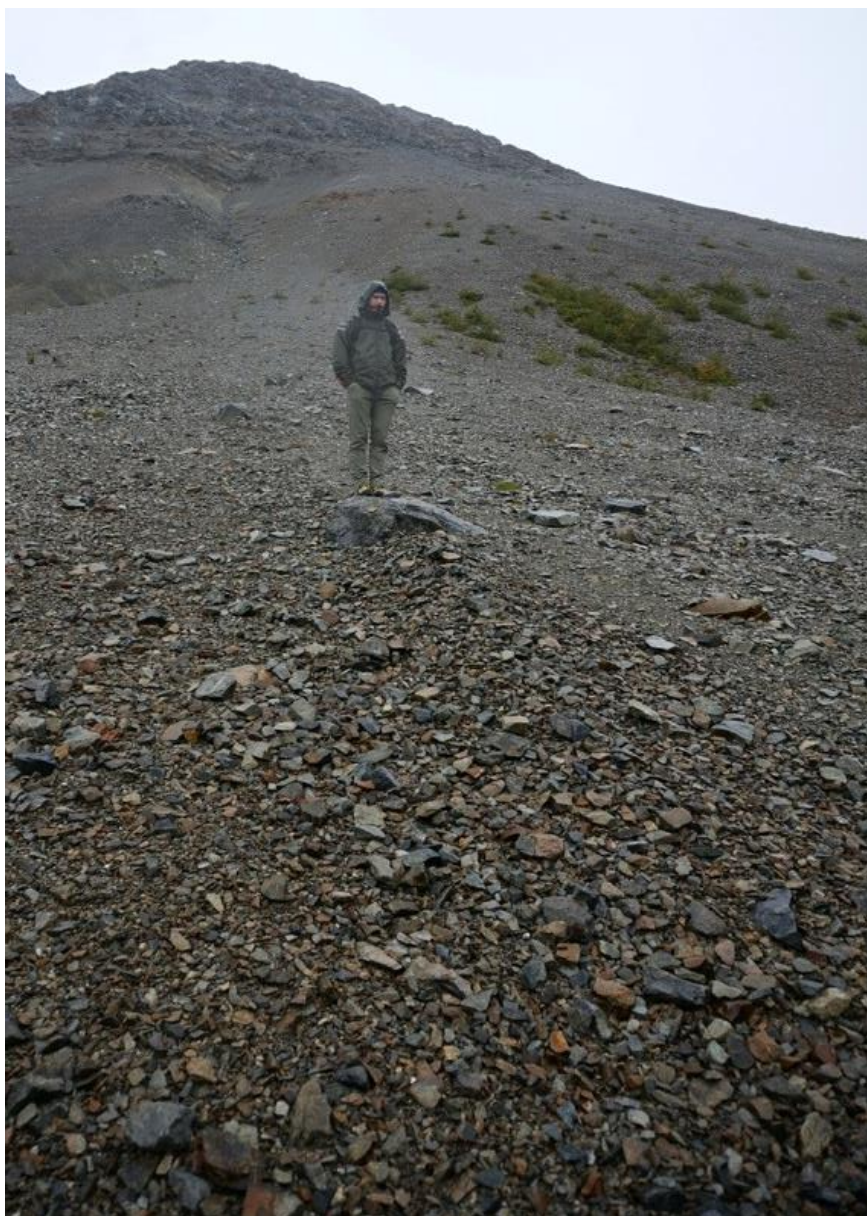
Figur 64: Tverrprofilet til ravinen over B6b (A-A') har en tydelig asymmetrisk form. Lengdeprofilen til B6b har en tydelig konkav profil (B-B'). Den røde linjen er tegnet inn som en lineær referanse. Tverrprofilen til B6b viften har en tydelig asymmetrisk profil med en bratt østside og slak vestside (C-C').



Figur 65: Oversiktsbilde over utløpsområde B6 og kildeområde A6, samt den største renneformen under Sultinden (A5b). De rosa pikene viser løsmasseskred, mens den blå pilen viser et tenkt snøskredløp ned mot B6b viften. Den hvite sirkelen ringer rundt de tverrgående ryggene. Bildet er tatt fra punkt 2 i Figur 68

5.7.4. Steinskygger og balanserte steiner

Skredviften B6b er et av de områdene med de tydeligste steinskyggene under Sultinden. Området med steinskygger er lett å se i flyfotoene og er begrenset til den sentrale delen av skredviften. Steinskyggene ble også observert i felt og har en lengde mellom 4 og 6 meter (Figur 66). Orienteringen til steinskyggene følger et snøskredløp ned skredviften, parallelt med fallretningen.



Figur 66: Et av de bedre bildene som ble tatt av steinskygger i områdene under Sultinden. Bildet viser også den store ravinen på oversiden av B6b-viften. Bildet er tatt på punkt 3 i Figur 68

Områder med balanserte steiner ble funnet nedenfor områdene med steinskygger, hvor den typiske snøskredviften slutter og kornstørrelsen blir større. Steinene er tydelig stablet oppå hverandre i veldig ustabile stillinger. Det er hovedsakelig stein som er stablet oppå blokker, men stein stablet oppå stein forekommer også.

5.7.5. Vegetasjon

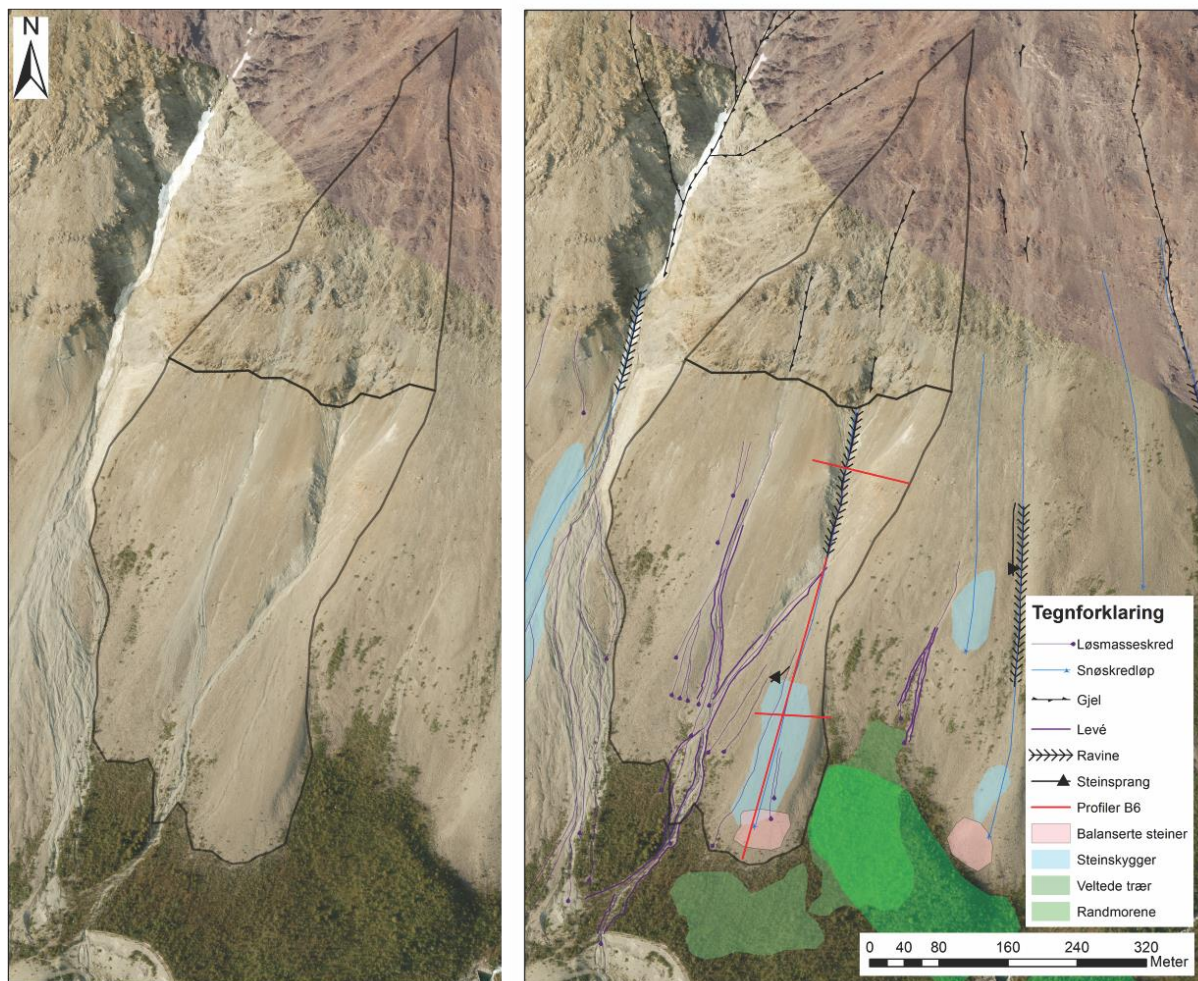
Videre ned fra skredviften B6b ser det ut til at det er en rekke trær som er veltet. Dette området ble ikke befart under feltarbeidet, så det er bare observasjoner fra studiet av flyfotoene. Områdene nedenfor skredviften ser ut til å ha lavere og yngre skog enn de andre områdene med skog på nedsiden av B6. Skogen blir igjen større og kraftigere lenger vekk fra viften. Om årsaken til de velte trærne er tilfeldig eller har noe med snøskred å gjøre er vanskelig å fastslå. Fra flyfotoene er det mulig å se at flesteparten av de velte trærne er ligger veltet ned mot fjorden, i fallretningen til snøskred.

5.7.6. Tolkning av område 6

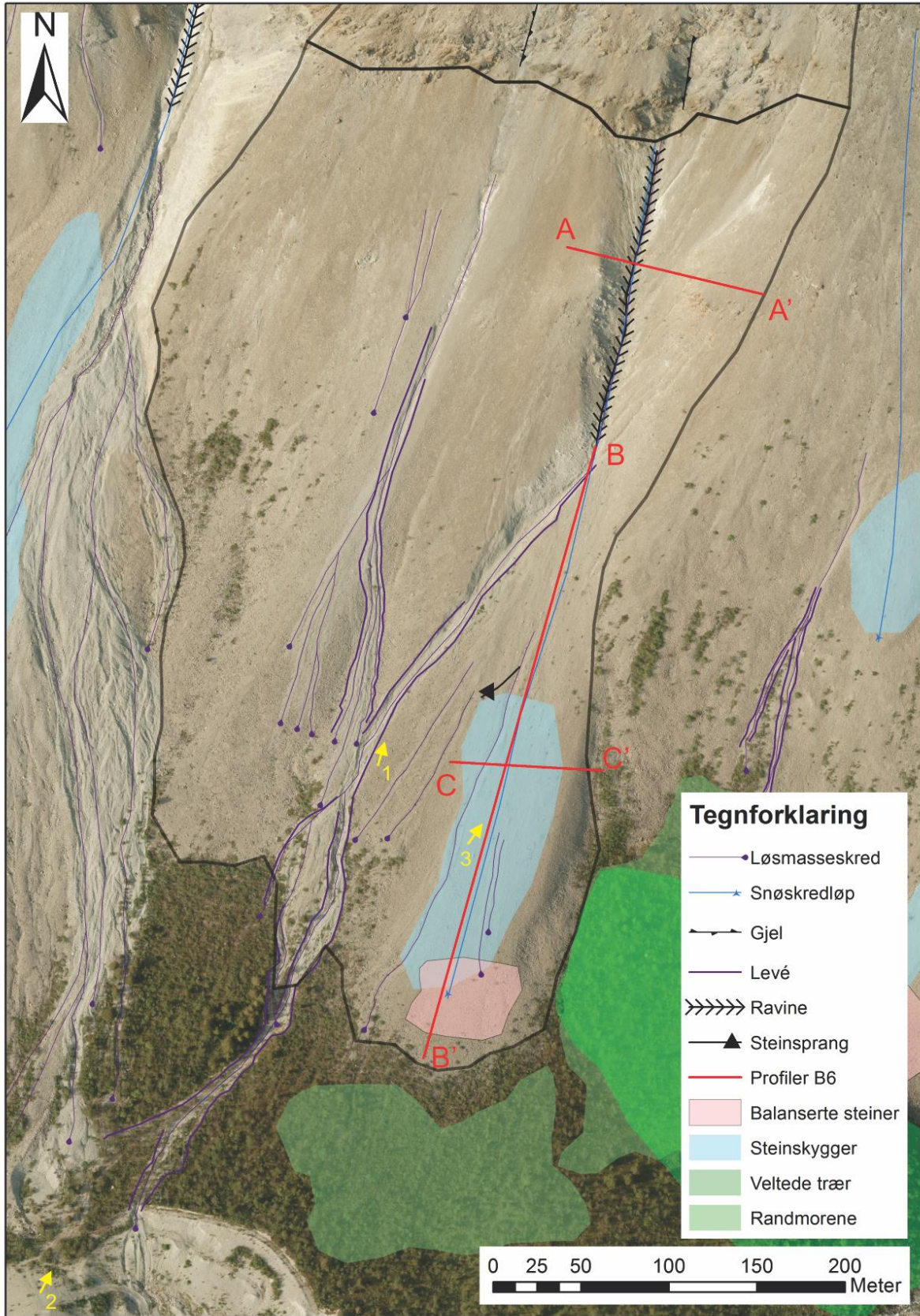
Et mer åpent kildeområde vil være mer gunstig for dannelse av en tykk sammenhengende snøpakke som kan føre til store flakskred. Siden brattheten er varierende er det vanskelig å definere et bestemt løsnepunkt for snøskred. Selv om kildeområdet har en mer åpen topografi og ikke består av tydelige renneformer eller gjel, er det fortsatt et par større løsmasseskred i utløpsområdet. I flybildene ser det ut til at kilden til løsmasseskredene er spredt over større områder som lysere partier i fjellsiden, og kan være flere skredhendelser fordelt ut over lang tid.

Steinskygger og tilfeldig plasserte steiner sammen med en konkav lengdeprofil og en tydelig asymmetrisk tverrprofil peker til at B6b-viften hovedsakelig blir preget av snøskredaktivitet. Formen på snøskredviften med ett flatt senter og en bratt vestsida, vil kategorisere den som en snøskredvifte av roadbank-typen. Den eroderte ravinen i utløpsområdet er mest sannsynlig grunnen til at skredviften er plassert der den er. Ravinen samler nedfall fra et større område i kildeområdet og fører det ned mot viften. Snøskred vil også bli samlet slik at størrelsen, hastigheten og erosjonskraften blir økt. Andre skredløp i dette området fra tidligere løsmasseskred er godt nedslitt. Vegetasjonen på nedsiden av viften ser også ut til å være tynnet ut.

Området B6a har få landformer som gjør det vanskelig å tolke, men er trolig mest preget av steinsprang sammen med mindre hyppige snøskred. De små tverrgående ryggene stammer mest sannsynlig fra solifluksjon som følge av frysing og tining.



Figur 67: Sammenlignbare kart som viser omrisset av kilde- og utløpsområdet, samt de kartlagte landformene og profilenes orientering.



Figur 68: Detaljkart av utløpsområde B6. Kartet viser de observerte landformene, samt orienteringen til profilene og hvor bildene er tatt.

5.8. Område 7

Dette området er noe likt som område B6 og består av en tydelig snøskredvifte (B7b), en ravine i løsmasser, to store og mer åpne områder (B7a og B7c) og områder med skog. Kildeområdet til B7 er større enn kildeområdet til B6 og er strekker seg helt opp til toppryggen av Sultinden på 940 moh. Størstedelen av område 7 er vendt mot sør, men har enkelte parti som er vendt mot sør-øst (Figur 29). Brattheten i kildeområdet er mellom 30 og 51 grader, mens utløpsområdet har store områder som er brattere enn 30 grader og en snøskredviften som er ned mot 15 grader bratt (Figur 30).

5.8.1. Kildeområde A7

Kildeområde A7 har heller ingen typisk renneform som A5 og består av vekslende partier med løsmasser og fast fjell. Området har en rekke tydelige skredløp av forskjellig størrelse med kapasitet til å samle opp store mengder snø og løsmasser. Det største og lengste av disse skredløpene ender opp i en snøskredvifte i bunn av utløpsområdet.

5.8.2. Utløpsområde B7

Utløpsområdet er delt inn i tre etter opprinnelse og form. Størstedelen av utløpsområdet er lite preget av løsmasseskred og landformer. B7a og B7c er to åpne områder med få formasjoner, mens B7b er en tydelig snøskredvifte med en tilhørende erodert ravine i overkant som strekker seg fra kildeområdet og ned til viften.

B7a har store variasjoner i kornstørrelse og har områder som er vanskelig å tolke kun fra flyfoto. Det er flere områder som ser ut som nedgravde lobeformede fronter av gamle løsmasseskred, med finere kornstørrelse. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen ned område B7a viser ikke en tydelig trend, men kornstørrelsen blir større i bunn, ned mot og inn mellom trærne. Det er også et nedslitt løsmasseskred hvor levéene i den øvre delen ikke lenger er tydelige. Skredet deles opp i to skredløp ned mot skogen hvor levéene blir tydelige igjen. I området hvor levéene er nedslitt er det også en tungeform med finere løsmasser med flere steinskygger på. Dette er langt opp i viften hvor brattheten fortsatt er over 30 grader.

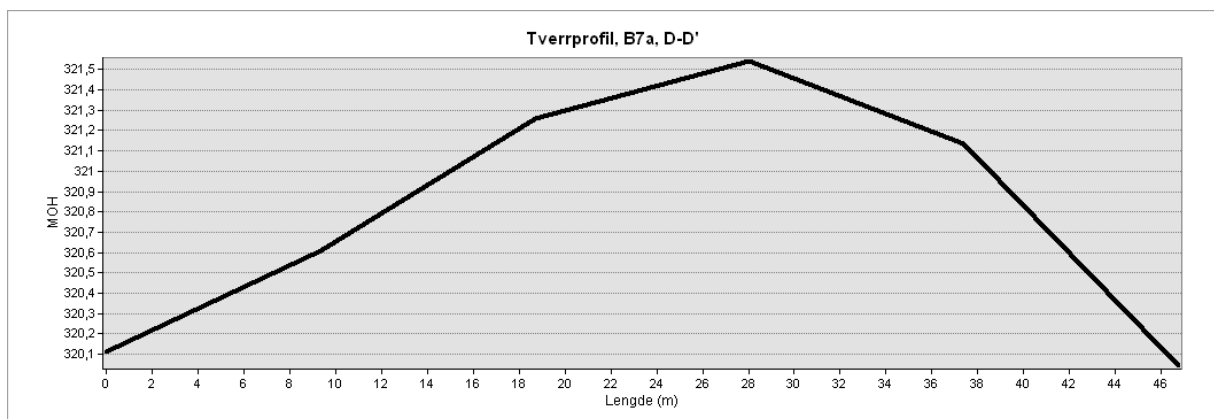
Område B7b omhandler en tydelig snøskredvifte ned mot bunnen av området. I overkant av viften er det også en tydelig erodert asymmetrisk ravine i løsmasser som er 80 meter på det bredeste og har en vestlig skrent på 3 meter og en østlig skrent på 6 meter. Den asymmetriske

formen hjelper til med å samle skredmateriale fra et større område slik at det kan bli fraktet ned til et konsentrert område på skredviften. Det kan også se ut som at den øvre delen av ravinen har eksponert berggrunnen. Fronten av skredviften er begrenset av morenen som krysser tvers over Tytebærdalen. Det er også en myr på nedsiden av skredviften med flere større blokker på, noe som tyder på at utløpsdistansen kan være lenger enn viftens ytterkant i enkelte tilfeller.

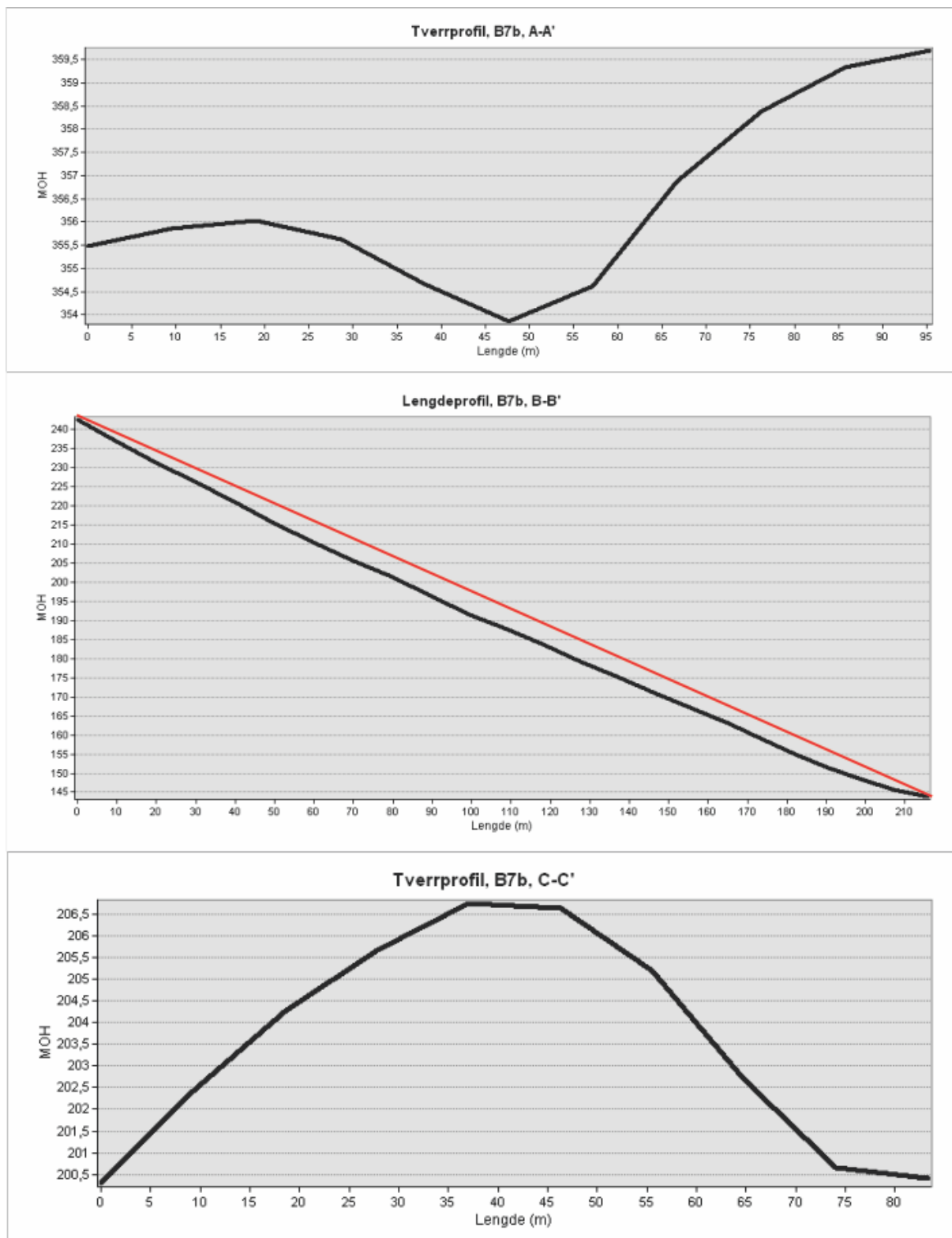
Det østlige området, B7c, er også åpent og lite preget av landformer og formasjoner. Korndelingene er derimot langt mer markant her enn i B7a området. Langs hele den eroderte ravinen over B7b er kornstørrelsen tydelig større enn resten av området. Midten av området er også preget av et skredløp med lysere og finere løsmasser. I fronten av de lyse og finere løsmassene er vegetasjonen grodd i en bue i et underlag som ser ut til å ha veldig lys og fin kornstørrelse. På nedsiden av vegetasjonen er det igjen et lite område med skredmateriale.

5.8.3. Lengde- og tverrprofil

Tverrprofilen til skredviften B7b har en tydelig asymmetrisk form hvor østsiden er brattere enn vestsiden. Lengdeprofilen viser også at viften er tydelig konkav (Figur 70). Tverrprofilen til den mindre tydelige skredviften i B7a har også en svak asymmetri med en bratt østside og en slak vestside (Figur 69)



Figur 69: Tverrprofil av den noe utydelige skredviften i område B7a. Viften har en tydelig asymmetrisk tverrprofil med en bratt østside og en slak vestside.



Figur 70: Oversikt over de tre profilene laget i område B7b; tverrprofilet til ravinen (A-A'), den konkave lengdeprofilen til skredviften B7b (B-B') og den asymmetriske tverrprofilen til B7b skredviften (C-C').

5.8.4. Steinskygger og balanserte steiner

Det ble observert ett område med steinskygger i felt og ett område fra flybildene. Det ene området er nederst på skredviften B7b og opptar store deler av vestsiden på viften i et område med tydelig finere løsmasser. Det andre området er langt større og er på skredviften i B7a. Orienteringen på steinskyggene peker rett ned mot fjorden i fallretningen og har en lengde på mellom 1-5 meter.

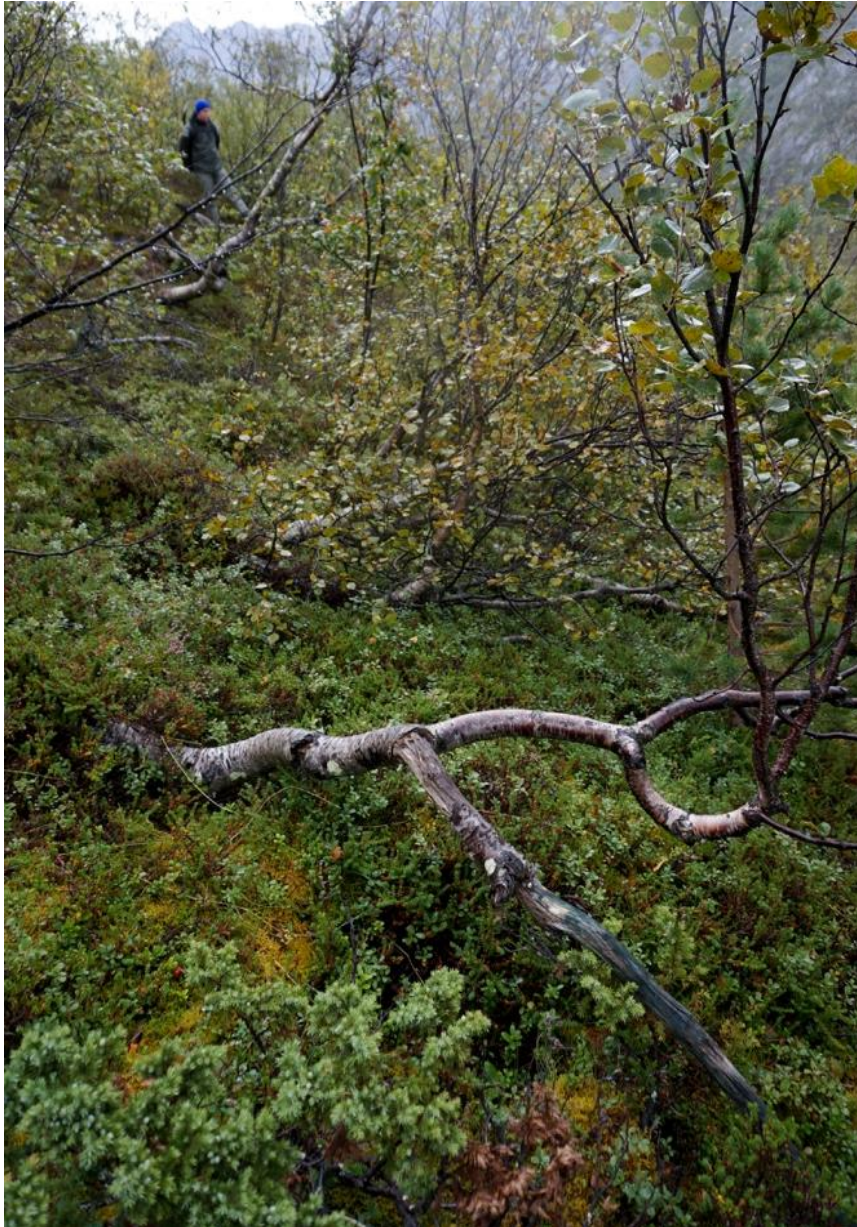
Områder med balanserte steiner ble, i likhet med tidligere områder, funnet på nedsiden av steinskyggene (Figur 71). Det er også her mest typisk at stein er stablet oppå blokker. Den andre skredviften i B7a ble ikke undersøkt og det er derfor ikke observert noen balanserte steiner her.



Figur 71: Et område i bunn av skredviften B7b med svært mange balanserte steiner. Kornstørrelsen er hovedsakelig stein som er stablet oppå blokker. Bildet er tatt i punkt 1 i Figur 74.

5.8.5. Vegetasjon

I felt ble det observert flere veltede trær i skogen like nedenfor område B7a (Figur 72). Fra flyfotoene er det også observert flere veltede trær slik at polygonet i kartene er utvidet noe. Det ble ikke observert noe skade på trærne fra sammenstøt med snøskred/steinsprang, så det er uvisst hva som er årsaken til de veltede trærne.



Figur 72: Et område med veltede trær. Stammene ligger med skredløpets retning, men har ingen tegn til skade. Bildet er tatt i punk 2 i Figur 74

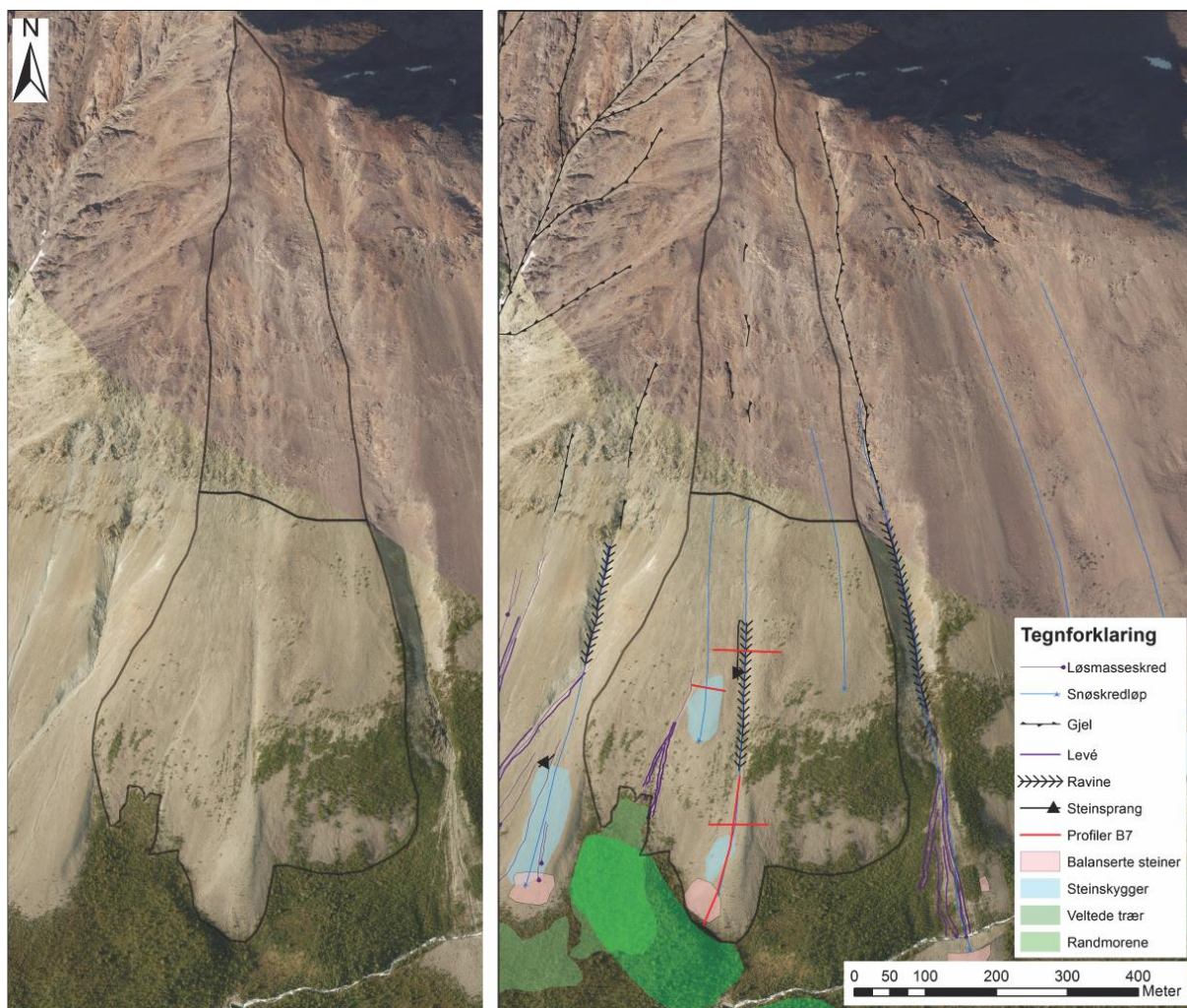
5.8.6. Tolkning av område 7

Siden kildeområdet A7 også har en åpen topografi som i område 6 vil også flakskred være mest aktuelt. Det er også få løsmasseskred i utløpsområdet, noe som kan tyde på at oppsamling av nedbør og smeltevann er begrenset.

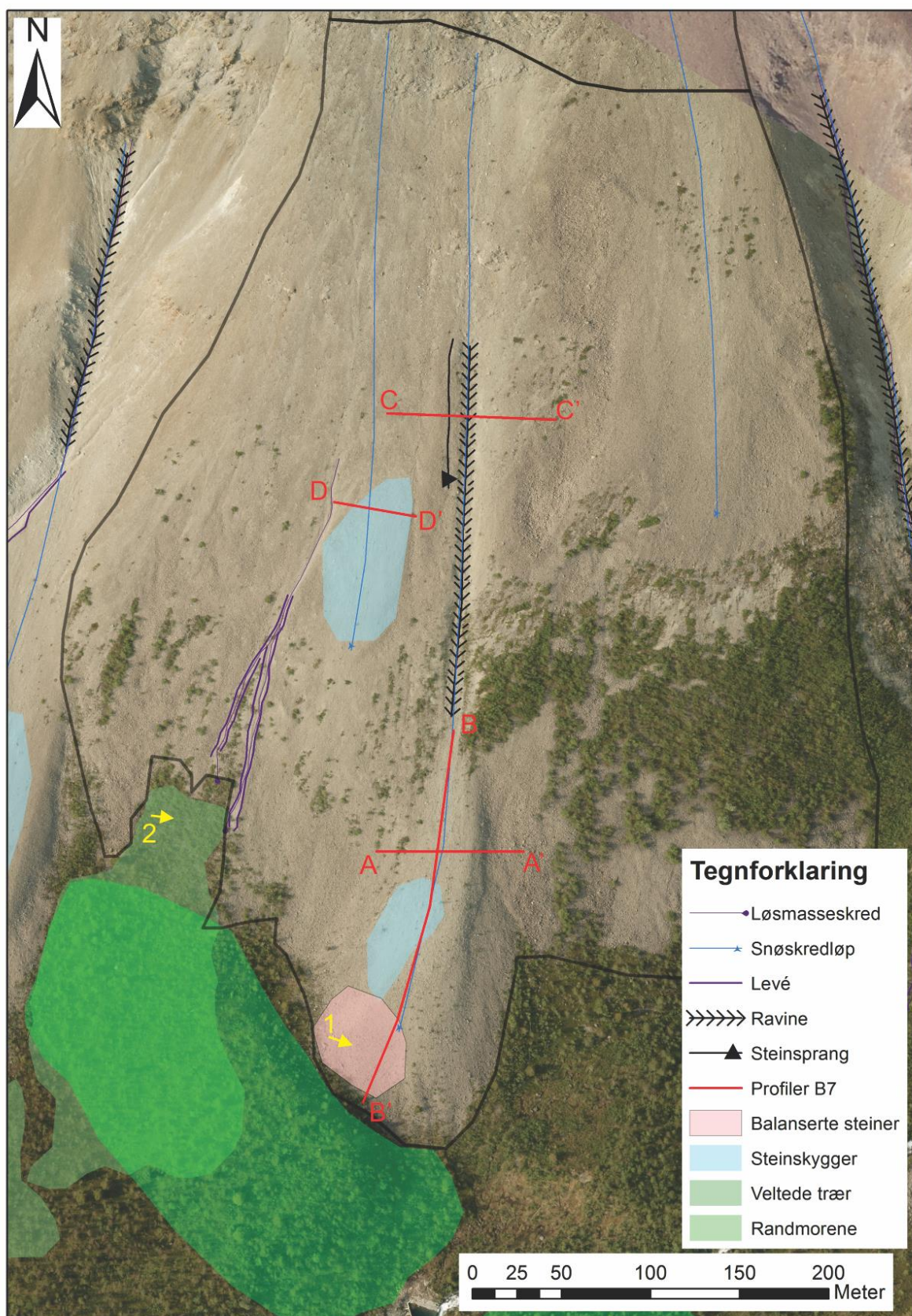
I område 7 er det tre skredvifter som er tydelig påvirket av snøskred. I område B7c er skredviften utydelig, og ikke like godt utviklet som i B7a og B7b. Tydelige forskjeller i kornstørrelse og et lyst skredløp er begrunnelsen for at dette er påvirket av snøskred. Snøskredviften i B7b har en veldig lik form som snøskredviften i B6b og er tolket som en roadbank-type med en tydelig asymmetrisk tverrprofil. Steinskygger og balanserte steiner sammen med lengde- og tverrprofiler viser at alle tre viftene er preget av hyppig snøskredaktivitet, men viftene i B7a og B7c er heller talus vifter som bli modifisert av snøskred.

Det er et tydelig spor av en enkel steinspranghendelse som følger ravinen før det stopper på oversiden av B7b-viften (Figur 74). Dette viser at området har steinsprangaktivitet.

Resten av området har en mer eller mindre upreget topografi og er ikke påvirket av snøskred i like stor grad som de tre skredviftene. De observerte veltede og bøydde trærne i bunn av utløpsområdet kan være forårsaket av snøskred. Det er ingen tegn som tyder på at denne delen av området har stor snøskredaktivitet, men enkelttilfeller kan skje.



Figur 73: Sammenlignbare kart som viser inndelingen av kilde- og utløpsområde, samt de kartlagte landformene og orienteringen på profilene.



Figur 74: Detaljkart som viser de kartlagte landformene, orienteringen til profilene og hvor bilder er tatt (gule piler).

5.9. Område 8

Kildeområde A8 og utløpsområde B8 er de minste områdene under Sultinden og består av en skredvifte og en nedslagstunge laget av snøskred (avalanche impact tongue). Hele kildeområdet er vendt mot sør, mens deler av skredviften er vendt mot sør-øst (Figur 29). Siden nedslagstungen er på motsatt side av elven er deler av den vendt mot nord og nord-vest. Kildeområdet har en bratthet mellom 45 og 26 grader, mens utløpsområdet er 28 til 0 grader bratt (Figur 30).

5.9.1. Kildeområde A8

Kildeområdet til B8 er tegnet inn som et langt og smalt polygon som strekker seg fra oversiden av utløpsområdet og helt opp til toppryggen på Sultinden (Figur 75). Skredløpet følger en svak renneform i fast fjell fra Sultinden som går over til en tydelig dyp ravine i løsmassene på oversiden av skredviften. I motsetning til områdene B6 og B7 hvor den eroderte ravinen er tegnet inn i utløpsområdet, er ravinen i A8 tegnet inn som en del av kildeområdet. Dette er fordi område 8 bare tar for seg ett skredløp, mens område 6 og 7 tar for seg et stort utløpsområde med store mengder avsatte løsmasser rundt ravinen. Ravinen i A8 har en bredde på opptil 85 meter og er et 8-10 meter dyp (målt på øyemål siden DTM'en i dette området er for dårlig til å lage skikkelige tverrprofil, og området ikke ble befart under feltarbeidet). Overgangen mellom kilde- og utløpsområdet er vanskelig å tegne inn, men er tegnet inn etter den eksponerte berggrunnen i bunn av ravinen.



Figur 75: Bilde av skredviften, ravinen og resten av kildeområdet. Bildet er tatt fra punkt 1 på Figur 83

5.9.2. Utløpsområde B8

Skredviften ned til elven er stedvis svært gjengrodd og viser ikke tydelige tegn på nylig skredaktivitet, men det er flere dreneringsløp og løsmasseskred ned viften (Figur 75). Område B8 huser også en veldig karakteristisk landform som følge av snøskred. Dette er en snøskred nedslagstunge tidligere beskrevet av Corner (1980). På motsatt side av elven for skredviften er det en bratt skråning på ca. 40° som ender opp i en tverrgående rygg med en konkav bakkant med ca. 19° helning som går over til et flatt blokkhav (Figur 80 og Figur 81).

5.9.3. Kornstørrelse og rundingsgrad

Det ble gjennomført tre målinger av kornstørrelse og rundingsgrad på nedslagstungen. Én i brattsiden ned mot elven, en midt oppå den tverrgående ryggen og en midt ute i det flate blokkhavet. Målingene viser at tungen består av blokker, stein og grus i forskjellige størrelse varierende fra veldig rundet til veldig angulære. Den gjennomsnittlige størrelsen avtar fra elven og ut mot enden av tungen. Prosentandelen av de forskjellige kornstørrelsene endrer seg også med den samme trenden. Rundingsgraden endrer seg også utover tungen, andelen av steinene som er rundet er større jo nærmere elven, mens lenger fra elven er antall angulære steiner størst (Figur 76).



Figur 76: Bildet viser forskjellen i rundingsgrad på nedslagstungen. Det er både angulære og rundet (markert med hvit pil) steinfragmenter som opptrer på tungen. Bildet er tatt i punkt 2 på Figur 83

Tabell 7: Oversikt over målingene som ble gjort i område 8.

Målinger i brattsiden mot elven			Målinger på baksiden av tverrgående rygg		
Gjennomsnittlig kornstørrelse		168,5 mm	Gjennomsnittlig kornstørrelse		146,4 mm
Kornstørrelse			Kornstørrelse		
Blokk (> 256 mm)	8	16 %	Blokk (> 256 mm)	6	12 %
Stein (64-256 mm)	38	76 %	Stein (64-256 mm)	33	66 %
Veldig grov grus (32-64 mm)	4	8 %	Veldig grov grus (32-64 mm)	6	12 %
Grov grus (16-32 mm)	-	-	Grov grus (16-32 mm)	4	8 %
Medium grus (8-16 mm)	-	-	Medium grus (8-16 mm)	1	2 %
Rundingsgrad			Rundingsgrad		
Veldig angulær	3	6 %	Veldig angulær	6	12 %
Angulær	13	26 %	Angulær	17	34 %
Sub-angulær	23	46 %	Sub-angulær	19	38 %
Sub-rundet	2	4 %	Sub-rundet	4	8 %
Rundet	3	6 %	Rundet	1	2 %
Veldig rundet	6	12 %	Veldig rundet	3	6 %

Målinger i blokkhav		
Gjennomsnittlig kornstørrelse		124,6 mm
Kornstørrelse		
Blokk (> 256 mm)	6	12 %
Stein (64-256 mm)	23	46 %
Veldig grov grus (32-64 mm)	10	20 %
Grov grus (16-32 mm)	11	22 %
Medium grus (8-16 mm)	-	-
Rundingsgrad		
Veldig angulær	-	-
Angulær	20	40 %
Sub-angulær	16	32 %
Sub-rundet	7	14 %
Rundet	5	10 %
Veldig rundet	2	4 %

5.9.4. Steinskygger og balanserte steiner

Det ble ikke observert steinskygger i dette området, verken i felt eller fra flyfotoene.

Balanserte steiner ble observert i to områder, ett på skredviften og ett på nedslagstungen.

Balanserte steiner på skredviften ble kun observert i et lite område på østsiden av viften og besto stort sett av stein stablet oppå blokker (Figur 77). Balanserte steiner på nedslagstungen ble funnet over et større område og kornstørrelsen var svært varierende. De største blokkene som var tilfeldig plassert var over en meter langs den lengste aksen (Figur 78).



Figur 77: To tydelige balanserte steiner på skredviften ned mot elven. Bildet er tatt i punkt 3 på Figur 83.

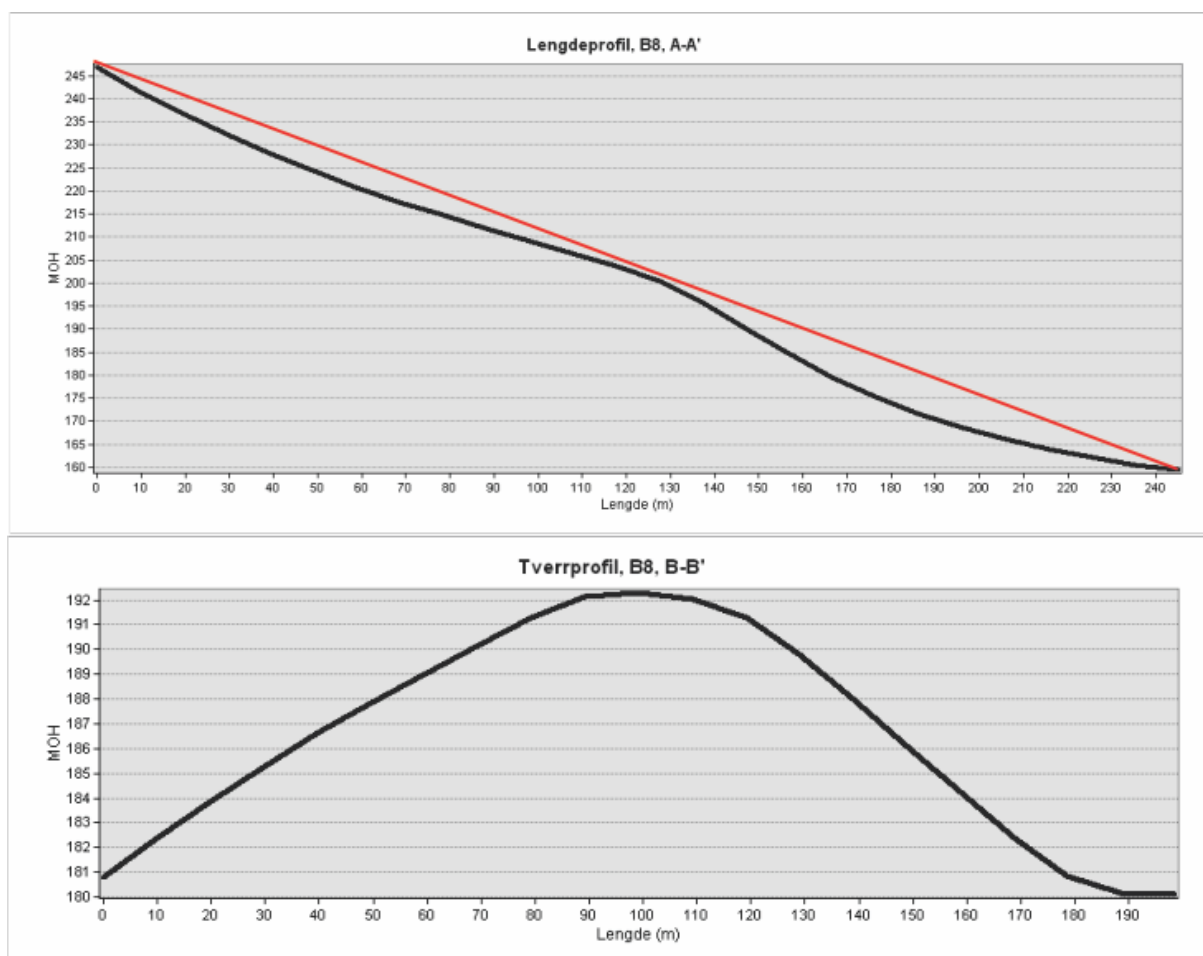


Figur 78: En stor blokk som tydelig er plassert oppå skredmateriale med mindre kornstørrelse. Bildet er tatt i punkt 4 på Figur 83.

5.9.5. Lengde- og tverrprofil

Lengdeprofilen til skredviften B8 har ikke en typisk konkav form, men er heller sammensatt av to konkave former med et flater parti mellom seg (Figur 79). Corner (1980) har observert at berggrunnen er eksponert i skredviften, men det ble ikke observert under feltarbeidet til denne oppgaven.

Tverrprofilen til viften har en svak asymmetrisk form med en slak vestside og en brattere østside.



Figur 79: Lengdeprofilen til B8 har en todelt konkav form ned mot elven. Tverrprofilen til B8 har en svak asymmetrisk form med en brattere østside enn vestside. Den røde linjen er tegnet inn som en lineær referanse.



Figur 80: Oversiktsbilde av nedslagstungen som viser den bratte skråningen ned mot elven, den tverrgående ryggen og blokkhavet i bakkant. Bildet er tatt fra punkt 5 i Figur 83



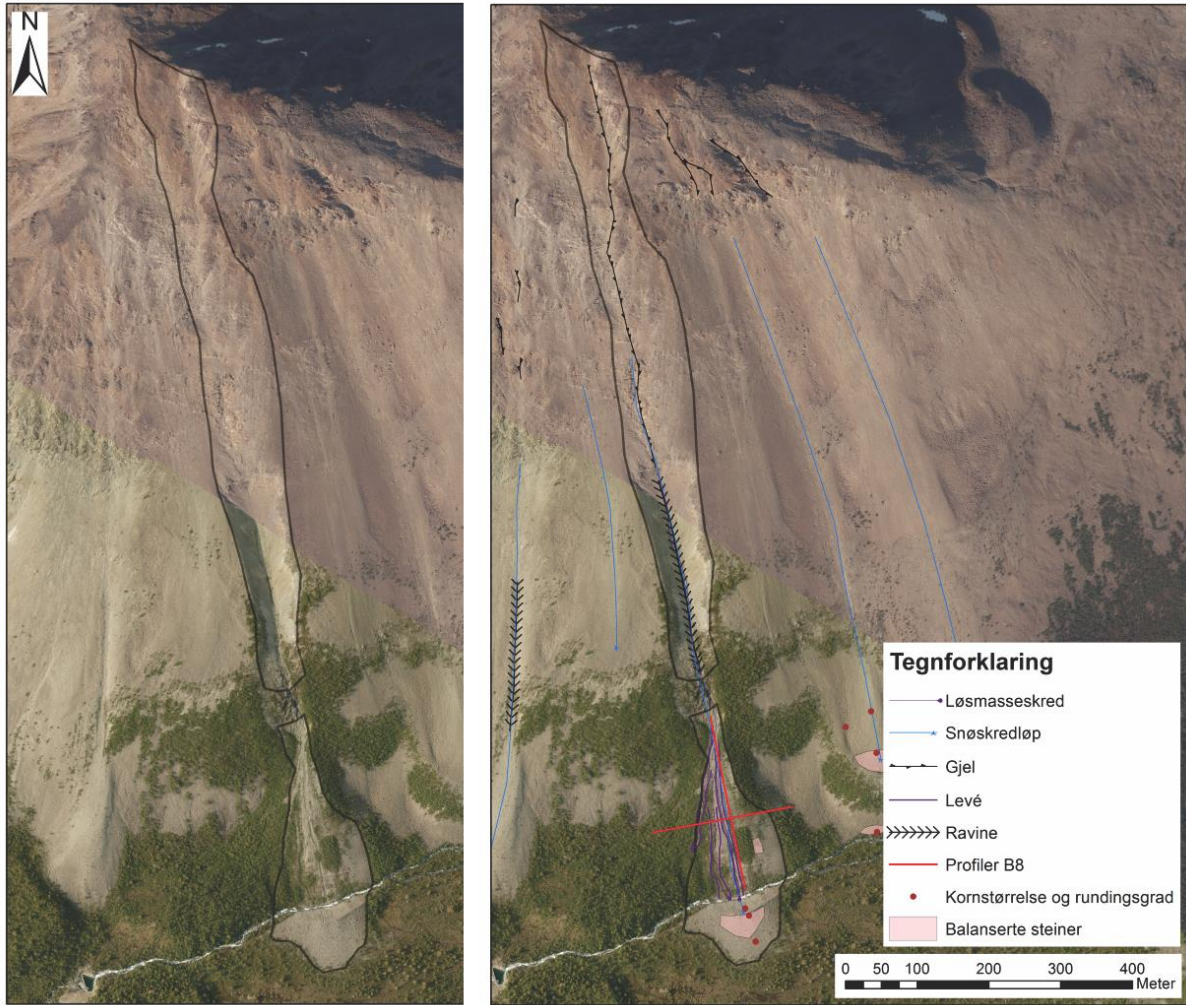
Figur 81: Bildet viser den tverrgående ryggen, samt den bratte skråningen ned mot elven. Bildet er tatt i punkt 6 i Figur 83

5.9.6. Tolkning av område 8

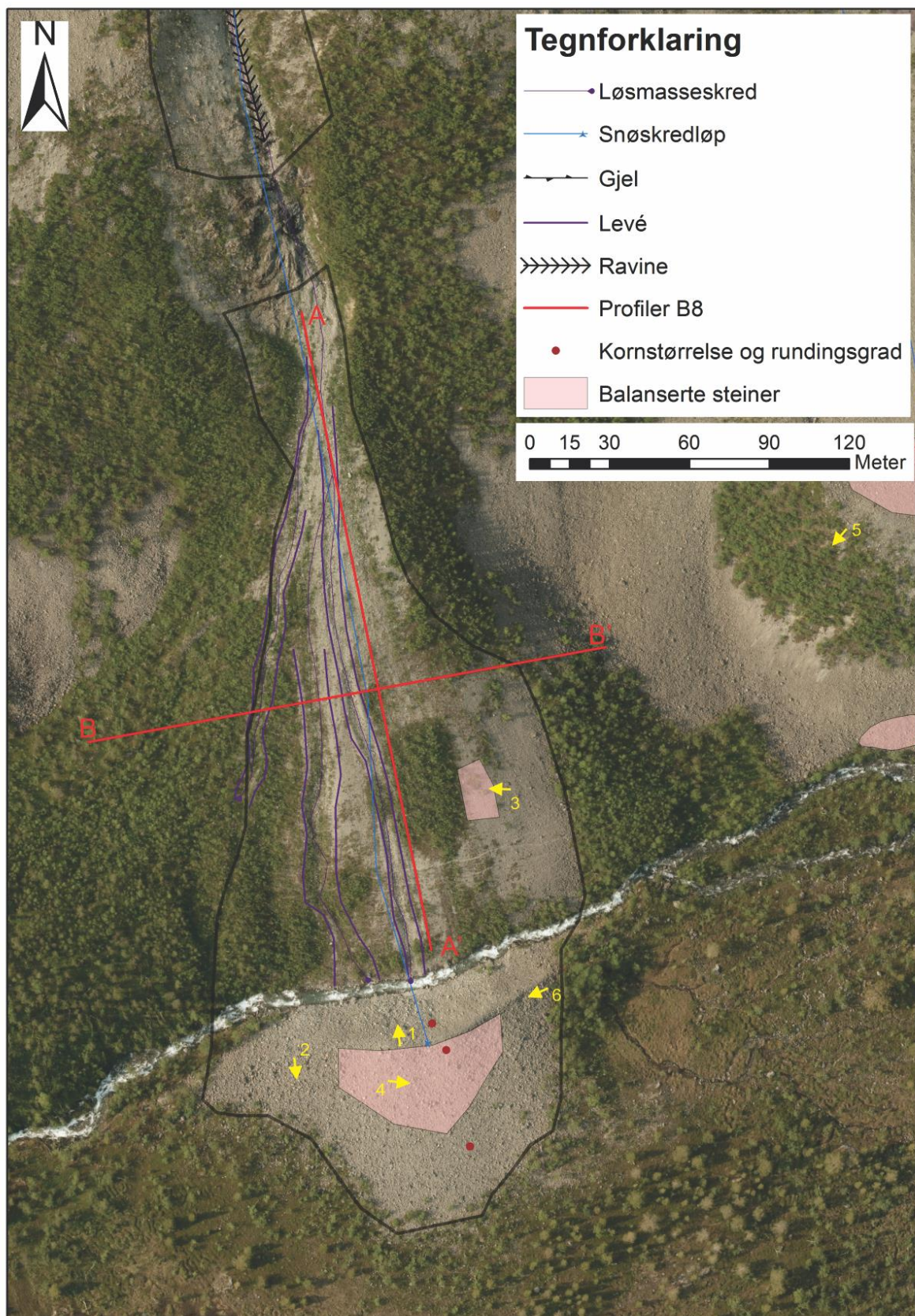
Nedslagstungen i område 8 er en unik landform i dette feltområdet. Nedslagstungen er plassert i bunn av en kolluvial vifte med flere rester etter løsmasseskred. Siden kildeområdet er såpass stort (langt/høyt) og alt nedfall blir samlet og konsentrert i ravinen i kildeområdet, er tilgangen på både snø, smeltevann, nedbør og løsmasser stor. Den store variasjonen i prosesser gjør at skredviften kan være en kombinasjon av en kolluvial og alluvial vifte. Den todelte konkave lengdeprofilen til skredviften er enten dannet pga. den eksponerte berggrunnen, eller så blir den nedre delen av viften fortsatt erodert av elva.

Siden nedslagstungen er skapt av snøskred som har en langt kraftigere erosjonsevne enn snøskredene i de andre utløpsområdene, kan det også være grunnen til at det ikke ble funnet noen steinskygger på skredviften. Steinskyggene er typisk funnet i området der skredviften breer seg ut og hastigheten til snøskredene minker. Påfølgende skredaktivitet kan som begraver steinskyggene og mangel på løsmasser med fin kornstørrelse kan også være grunnen til at steinskygger ikke ble funnet.

Det er vanskelig å se for seg at nedslagstungen er dannet av snøskred, og ikke er en skredvifte som er erodert av elva. Siden flere av de målte steinene på nedslagstungen er sub-rundet og rundet, gir det gode tegn på at steiner som var avsatt i elva ble skyvet opp av et snøskred. Kornstørrelsen på nedslagstungen er også størst nærmest elven, mens den minker ut på det flate blokkhavet. Denne sorteringen er motsatt av den som tidligere er observert i snøskredviftene hvor den store kornstørrelsen er vasket vekk fra skredviften og flyttet ut mot utkanten av viften. Sorteringen tyder på at de tyngste og største blokkene er flyttet kortest, mens de mindre og lettere steinene er flyttet lengst, noe som vil være sannsynlig når de er flyttet av et snøskred.



Figur 82: Sammenlignbare kart som viser omrisset av kilde- og utløpsområdet, samt de kartlagte landformene og profilenes orientering



Figur 83: Detaljkart over utløpsområdet B8 som viser alle de kartlagte småformene, samt orienteringen til profilene og hvor bildene er tatt (gule piler)

5.10. Område 9

Det siste og østligste området under Sultinden har et stort og åpent kildeområde med en rekke mindre formasjoner og et utløpsområde med to tydelige skredvifter. Siden fokuset er satt på utløpsområdene B9a og B9b har kildeområdet en østlig begrensning som skjærer gjennom og utelukker en rekke småformer som ikke vil bli inkludert i resultatene. Områdene vest for A9 ble ikke befart under feltarbeidet og det er heller ikke en god DTM eller gode flybilder herfra. Størstedelen av kildeområdet er vendt mot sør med noen mindre områder som er vendt mot sør-øst (Figur 29). Brattheten i kildeområdet er mellom 48 og 20 grader, mens utløpsområdet er 30 til 5 grader bratt (Figur 30).

5.10.1. Kildeområde A9

Kildeområde A9 er tegnet inn etter fallinjer og skredløp i fjellsiden. Det er to lyse skredløp som kan følges fra toppryggen på Sultinden og ned til utløpsområdet (Figur 89). Siden de to skredviftene er såpass nærliggende er kildeområdet til viftene tegnet inn som ett felles område. I bunn av kildeområdet er det et tydelig knekk i topografien hvor fjellsiden blir brattere. På oversiden av denne knekken er det avsatt store mengder løsmasser, mens nedsiden ser ut til å være for bratt for at løsmasser blir avsatt og er mer preget av erosjon. De store forskjellene i de avsatte løsmasser gjør det vanskelig å definere overgangen mellom kilde- og utløpsområde.

I områdene øst for to lysere skredløpene er det også store variasjoner i løsmassene og det er flere oppsamlingsområder med større blokker og bueformede avsetninger. Disse områdene er svært komplekse og vil ikke bli inkludert videre i resultatene. Både DTM'en og flyfotoene har en mye dårligere oppløsning enn resten av Sultinden så gode lengdeprofiler er umulig å lage og overflaten er vanskelig å tolke. Pga. bratthet og krevende terreng ble ikke område A9 befart under feltarbeidet.

5.10.2. Utløpsområde B9

Område B9 består av to markante skredvifter. Den vestlige, B9a, er en skredvifte med en vegetert bue i front (Figur 84). Selve utløpssonen er tegnet inn og begrenset til skredviften og den buede landformen. Skredviften starter i bunn av et vegetert område, nederst i det østlige skredløpet i kildeområdet. Skredviften er enten begrenset eller har stoppet i overkant av en bueformet, vegetert landform som består av langt finere løsmasser. Det er også tydelige

overganger og store forskjeller i kornstørrelse mellom skredviften, de omliggende løsmassene og buen. Området strekker seg helt ned til elven og har store variasjoner i bratthet.



Figur 84: Skredtingen og den buede formen sett fra område 8. Den hvite linjen markerer overgangen mellom fine og grove løsmasser og den blå pila viser et tenkt snøskredløp fra kildeområde A9. Bildet er tatt i punkt 1 på Figur 90.

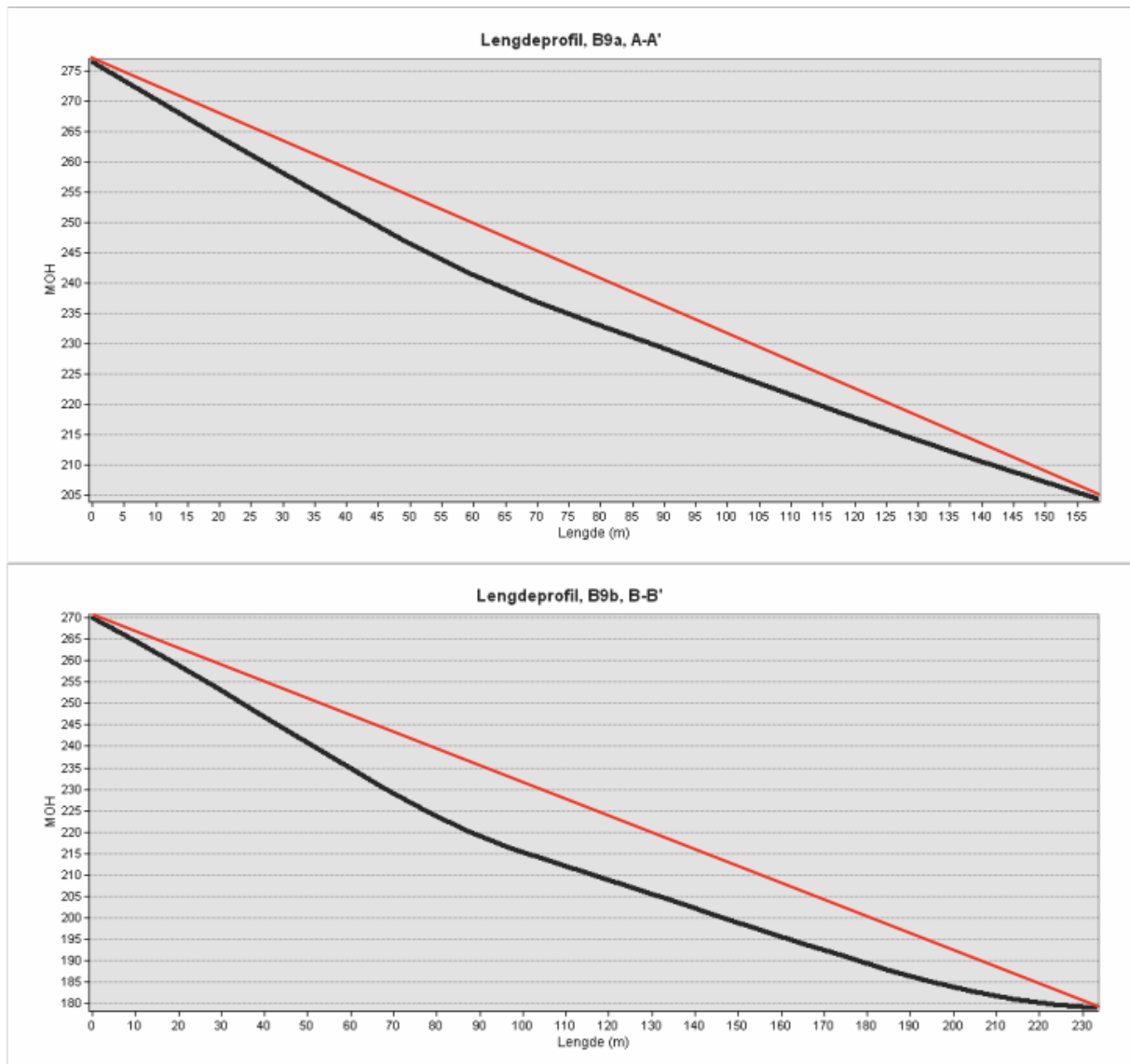
Utløpsområde A9b ligger øst for A9a og ble ikke befart under feltarbeidet. Området består av en 120 meter bred skredvifte med finkornet materiale med en ytterkant bestående av grovere/større kornstørrelse. Siden viften ikke ble befart under feltarbeidet er den kun vurdert fra flybilder i området. Hele viften ser ut til å ha en veldig jevn og upåvirket overflate som er i liten eller ingen grad påvirket av noen løsmasseskred. På motsatt side av elven ligger det også både samlede og spredte blokker. Blokkene har en langt større kornstørrelse enn på skredviften og ligger i et område som ser ut som en myr opptil 90 meter fra elven.

5.10.3. Lengde- og tverrprofil

På grunn av den dårlige DTM'en i dette området er det uvisst hvor nøyaktige profilene blir. På skredviften B9a er det også gjort manuelle målinger som kan være med på å bekrefte eller avkrefte påliteligheten til profilene som er laget i ArcGIS (Figur 85).

Lengdeprofilen til B9a har store variasjoner i bratthet. Helt nede ved elven, foran bueformen, er brattheten kun 15° (Figur 85). Oppe ved trærne i utkanten av bueformen er brattheten på hele 37° før det flates ut igjen helt ned til 19° i bunn av skredviften. Brattheten på skredviften øker så gradvis fra 19° og opp til 32° i toppen av viften. Fra trærne i toppen av skredviften og opp til faste fjellet under Sultinden er brattheten nokså konstant på 35° , med unntak av enkelte ujevnheter i topografien. Lengdeprofilen som er laget i ArcGIS viser den samme konkave profilen. Tverrorofilene laget i dette området er svært dårlig og gir ingen indikasjon på formen av skredviften.

Lengdeprofilen til B9b har også en konkav profil med et tydelig knekk midt i viften (Figur 85). Fra flybildene er det vanskelig å bestemme akkurat hvor viften starter så om den inntegnede konkave lengdeprofilen også inkluderer områdene over skredviften er vanskelig å si. Også i B9b er tverrprofilen for dårlig og sier ingenting om viftens form.



Figur 85: Lengdeprofilen til både B9a og B9b har en tydelig konkav form. Den røde linjen er tegnet inn som en lineær referanse.

5.10.4. Steinskygger og balanserte steiner

Det ble observert en rekke steinskygger i B9a viften, både i felt og i flyfotoene, hovedsakelig i den sentrale øvre delen hvor kornstørrelsen er minst (Figur 86). Steinskyggene forekommer bak blokker i viften og er mellom 2 og 8 meter lange.



Figur 86: Bilde av to steinskygger i de finere løsmassene på B9a-viften. De hvite linjene markerer lengden på steinskyggene. Bildet er tatt i punkt 3 på Figur 90.

I B9b viften er det også mulig å se tydelige steinskygger i den sentrale delen av skredviften. Steinskyggene befinner seg i det området med minst kornstørrelse og har en lengde på 1-3 meter. Deler av skredviften ble ikke avbildet i 2015 da flybildene med den beste oppløsningen ble tatt, så lenger opp på viften og skredløpet er det vanskelig å observere småformer. Det er mulig å skimte lineasjoner i skredviften på flyfotoene fra 2011, men om dette er steinskygger eller noe annet er ikke mulig å si.

Balanserte steiner ble funnet både i den nedre delen av skredviften og i områdene ned mot elven, på nedsiden av bueformen. Balanserte steiner på skredviften var hovedsakelig stein/grov grus stablet opp på store steiner og blokker (Figur 87). I områdene nede ved elven var kornstørrelsen på balanserte steiner større (blokker oppå blokker) samtidig som de hadde godt utviklede lichens og så ut til å være mye eldre enn løsmassene på skredviften.



Figur 87: To gode eksempler på balanserte steiner i bunn av B9a-viften. Bildene er tatt i punkt 3 på Figur 90.

Det er fire tydelige spor etter blokker som har rullet på overflaten av skredviftene i B9 (Figur 90). Alle fire sporene følger fallretningen i viften og det vises godt at blokker har rullet og sprettet nedover i løsmassene. I B9a har blokkene laget to parallelle spor som stoppet i utkanten av skredviften hvor kornstørrelsen blir større. I flyfotoene er det bare mulig å lokalisere en av blokkene som har forårsaket merkene. I B9b har merkene større avstand fra hverandre og er ikke parallelle. Et spor går ned langs utkanten av viften og stopper i overgangen til de grovere løsmassene, mens det andre sporet har et mer buet spor som stopper

midt i de fine løsmassene på skredviften. Det er kun blokken som har laget det midterste sporet på viften som er mulig å lokalisere.

5.10.5. Kornstørrelse og rundingsgrad

Det ble til sammen tatt fem målinger av kornstørrelse og rundingsgrad i utløpsområde B9a, fire på og rundt skredviften og en foran bueformen, nede ved elven. Målingene viser at kornstørrelsen nede på flaten foran vollen er størst med et gjennomsnitt på 209 mm.

Kornstørrelsen på øst- og vestsiden av snøskredviften er også noe varierende. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen på østsiden er 40 mm større enn på vestsiden og har en større andel blokker (18 % mot 6 %). Den minste kornstørrelsen er midt på snøskredviften, blant alle steinskyggene, med en gjennomsnittlig kornstørrelse på kun 53 mm. Kornstørrelsen på skredviften blir større og større jo lenger ned man beveger seg, og har et gjennomsnitt på 128 mm helt i utkanten.

Under målingen av rundingsgrad i de fem målepunktene ble det kun funnet steiner som var veldig angulære, angulære og sub angulære med unntak av to steiner som var sub rundet (på østsiden av snøskredviften). Den største andelen av de målte steinene er angulære.

Det ble ikke gjort noen målinger av kornstørrelse og rundingsgrad i B9b viften, men flybildene viser tydelige overganger mellom kornstørrelsene. I bunn av skredviften, spesielt på østsiden, er det en brå overgang mellom den fine kornstørrelsen på viften og den grovere/større kornstørrelsen i utkanten av viften. Langs skogkanten ser det ut til at kornstørrelsen er i blokkstørrelse, mens skredviften er mer preget av stein/grov grus.

5.10.6. Vegetasjon

Like ovenfor B9a viften er det et bånd med vegetasjon på tvers av skredbanen. Den lille andelen av disse trærne som vokser på skredviften ble observert som velte og bøyd. Trærne var hovedsakelig bjørk i en høyde på mellom 1-2 meter (Figur 88). Området hvor de ble observert kan tenkes å være midt i snøskredløpet ned mot viften. Det er ikke noe mer vegetasjon lenger ned på snøskredviften, selv om kornstørrelsen er liten. Bueformen i fronten på skredviften er igjengrodd med bjørk i varierende høyde. Bjørken vokser i områdene hvor tilgangen på løsmasser med liten kornstørrelse er stor.



Figur 88: Tydelige bøyd trær i toppen av B9a-viften som er bøyd med fallretningen. Bildet er tatt i punkt 4 på Figur 90.

I B9b viften er det også lite vegetasjon. I toppen av viften er det et bånd med få trær, mens ned på viften vokser det en rad med små trær som er mulig å se i flyfotoene. I myra på motsatt side av skredviften er det få trær og en rekke av disse er veltet. Orienteringen til de veltede trærne kan være tilfeldig, men flertallet av disse peker vekk fra skredviften i fallretningen til et skred.

5.10.7. Tolkning av område 9

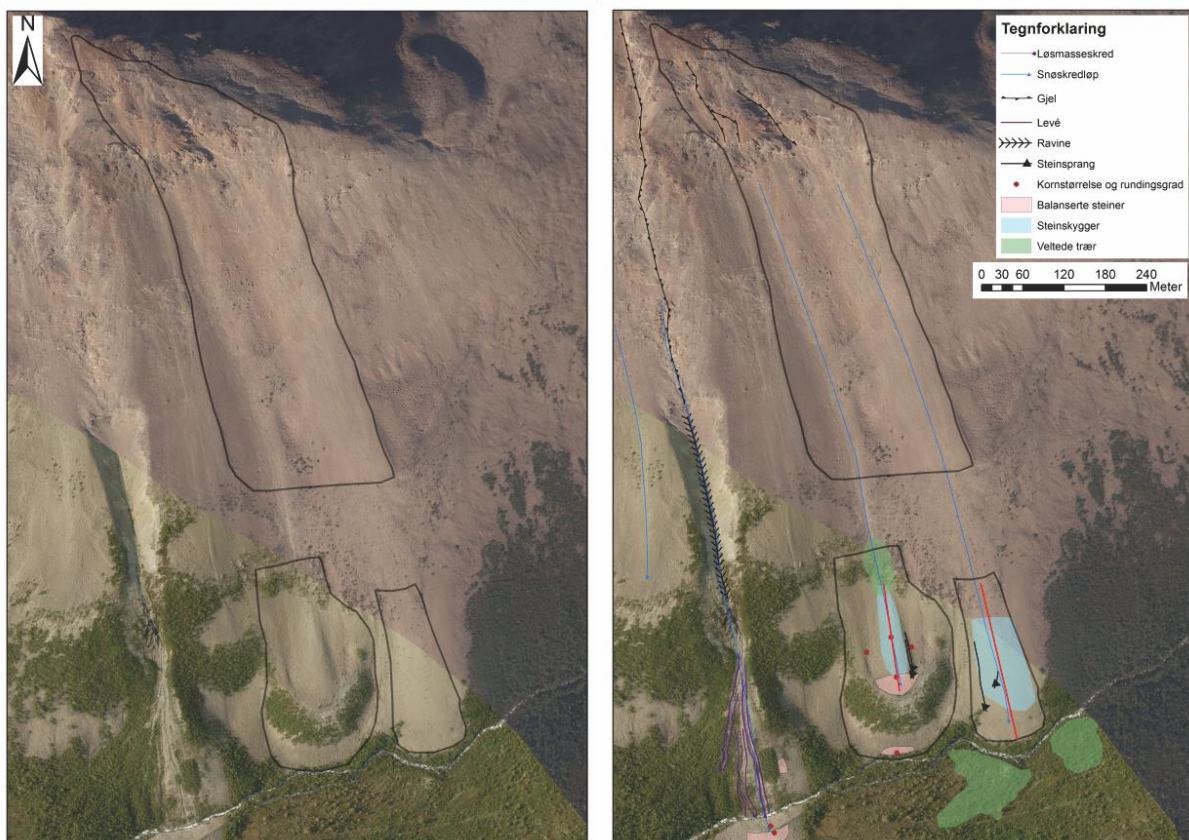
Kildeområdet i området 9 har igjen en åpen topografi, men har to tydelige skredbaner som strekker seg hele veien ned fjellsiden og ned til utløpsområdene (Figur 90). Siden de to skredløpene er såpass like hverandre skulle man tro at også skredviftene ville se like ut, men det er ikke tilfellet her.

Landformen i B9a er kompleks. Den består av en snøskredvifte med en rekke steinskygger og balanserte steiner samtidig som lengdeprofilen er konkav. Snøskredviften er omkranset av en bue med langt brattere, finere og vegeterte løsmasser som strekker seg ned til mye grovere løsmasser nede ved elven. Å tolke dette som en bestemt landform er vanskelig, siden det kan

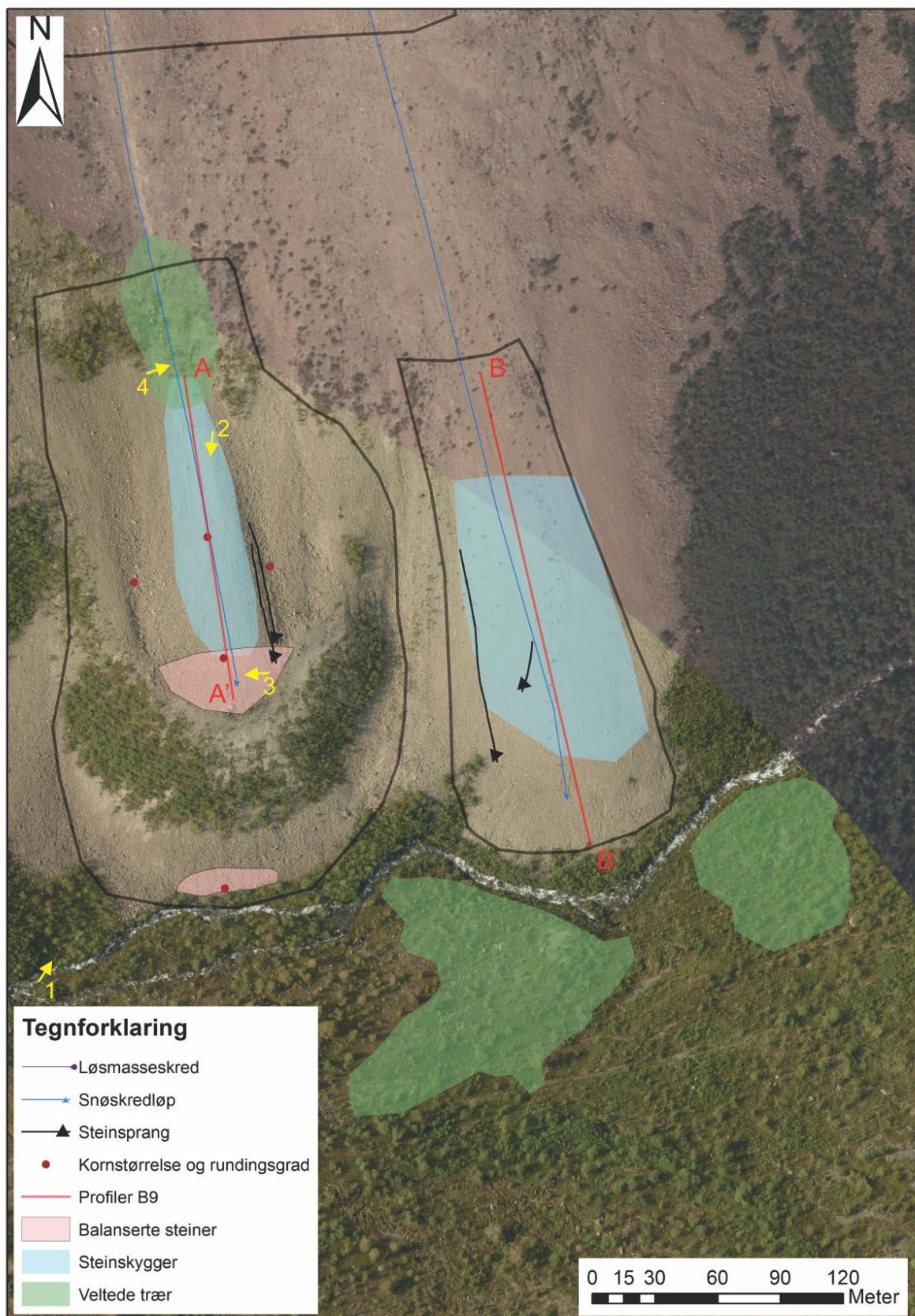
være en rekke involverte prosesser som steinbre (dannet av breis og snø), protalus rampart, forskjøvet morenemateriale eller en nedslagsform dannet i fjellsiden. En diskusjon som presenterer de forskjellige forslagene til dannelsesmetode vil bli presentert i diskusjonskapittelet.

Steinskygger og den konkave lengdeprofilen tilsier at B9b er en snøskredvifte. Den brå overgangen mellom liten og stor kornstørrelse mot utkanten av viften er også med på å si hvor langt snøskredene rekker. De velte trærne og den spredte vegetasjonen på andre siden av elven kommer trolig av større snøskred som strekker seg lenger enn skredviften og raser ut mellom trærne. Trykkbølgen i fronten av snøskredet kan også være såpass kraftig at trærne faller over ende uten at snøskred krysser elven.

Sporene etter rullende steiner kommer mest sannsynlig fra steinsprang siden det er lite løsmasseskredaktivitet i skredviftene. Siden to av blokkene som har laget disse sporene nå er borte, kan det tyde på at de er fraktet videre ned viften av snøskred.



Figur 89: Sammenlignbare kart som viser inndelingen av kilde- og utløpsområde, samt de kartlagte landformene og profiler.

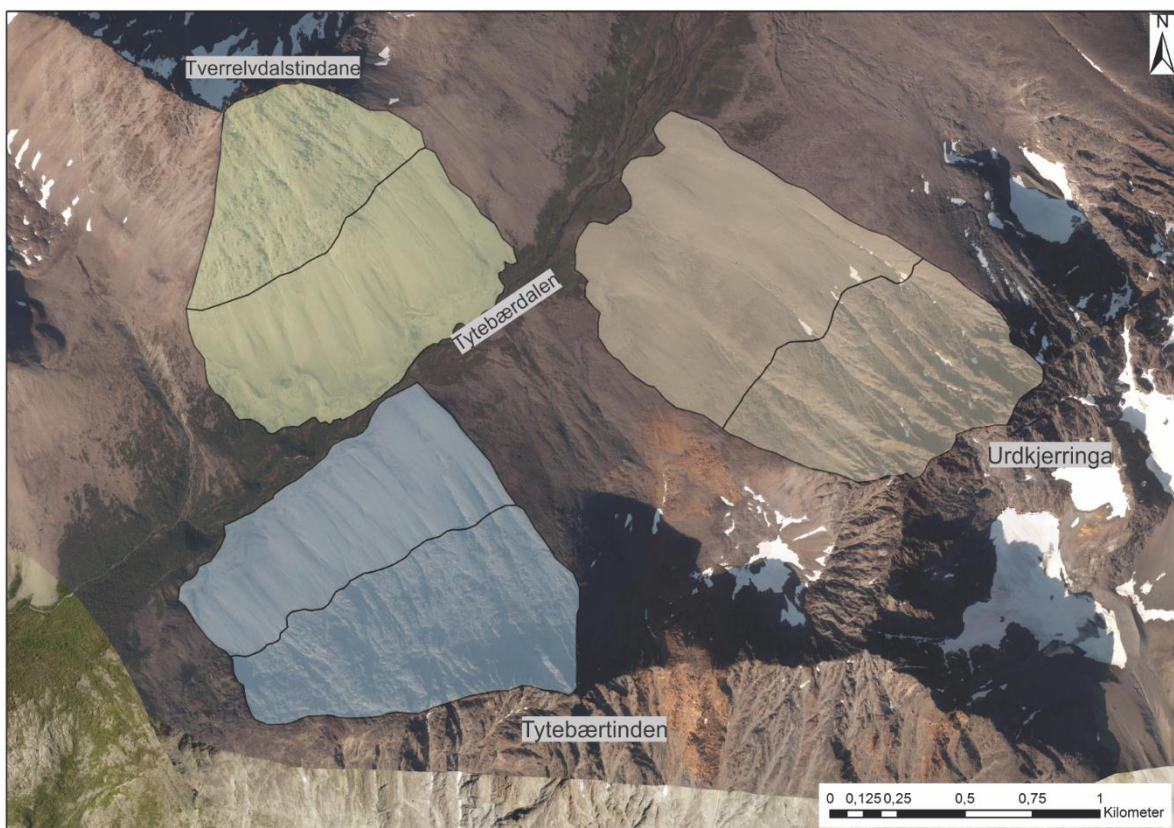


Figur 90: Detaljkart over utløpsområde B9 som viser de kartlagte landformene, profiler og hvor bildene er tatt.

5.11. Tytebærdalen

Siden Tytebærdalen ikke ble befart under feltarbeidet vil dette kun være en beskrivelse og tolkning fra flybilder. Terrengmodellen i dette området har også en såpass dårlig oppløsning at detaljerte korte profiler er vanskelig å lage, mens lengre lengdeprofiler kan være mer pålitelige.

Tytebærdalen omhandler bare de sørlige 4 kilometeren av totalt 12 kilometer lange dalen som strekker seg fra Lyngenfjorden og ned til Kjoslen. Den nordlige delen av denne dalen, kalt Fastdalen, vil ikke bli inkludert i denne oppgaven. Områdene som blir inkludert i Tytebærdalen er sør-østsiden av Tverrelvdalstindane (1070 moh.) og nord-vestsiden av Tytebærtinden (1177 moh.) og Urdkjerringa (1399 moh.).

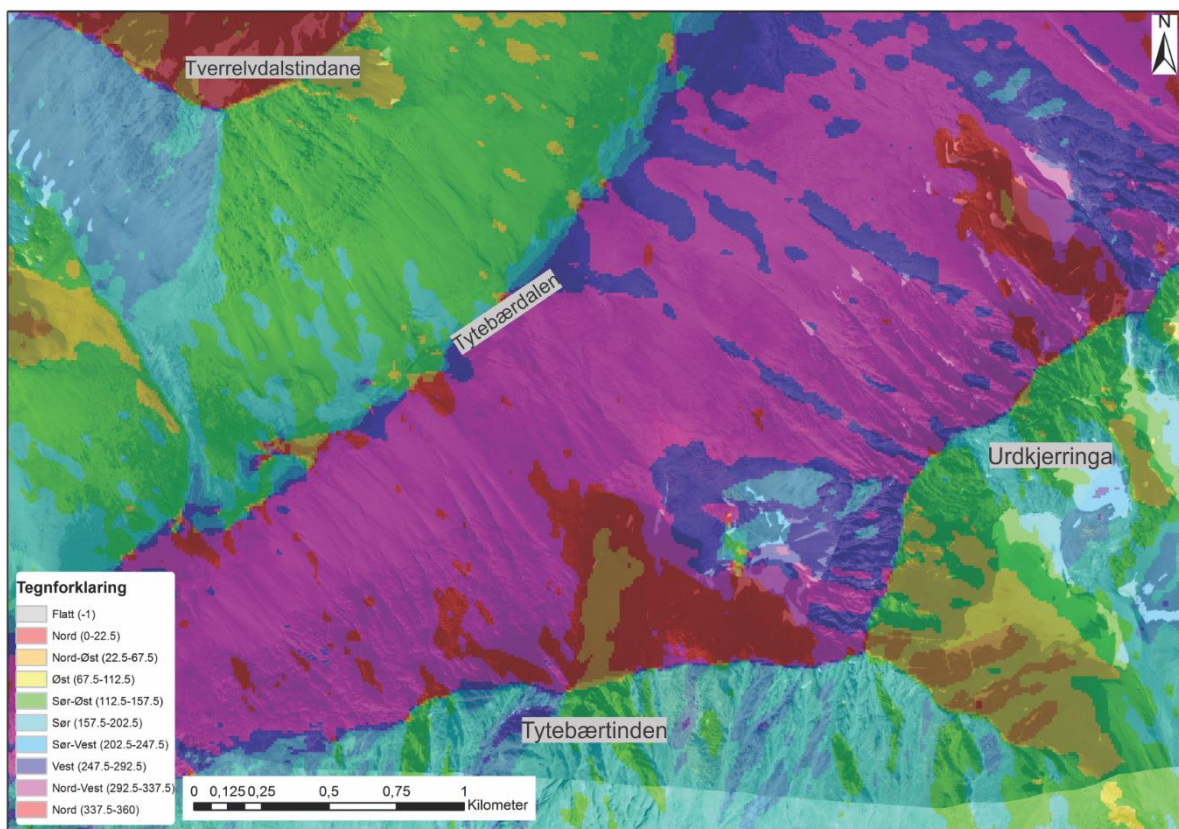


Figur 91: Oversiktsbilde over Tytebærdalen med oversikt over kilde- og utløpsområde.

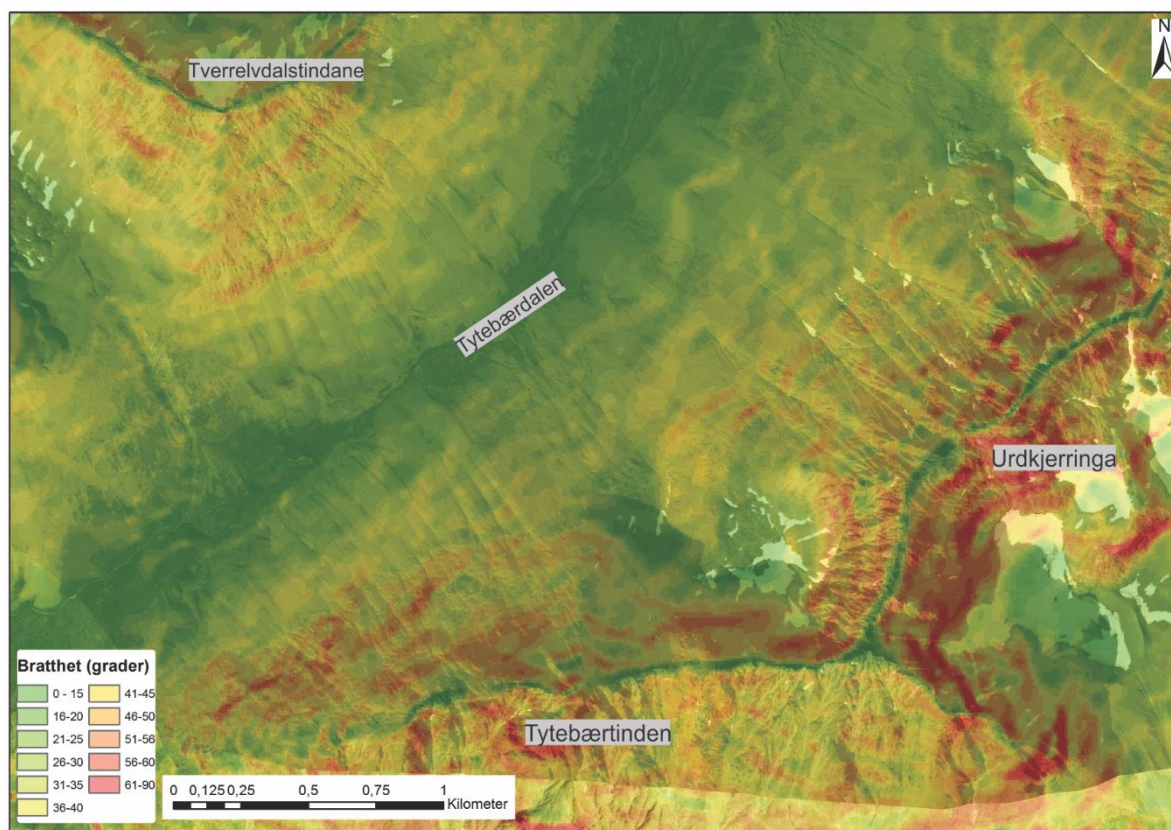
I motsetning til kildeområdene på Sultinden, som er preget av store renneformer og åpne områder, består Tytebærdalen av flere og mindre enkeltrenner i fast fjell som hver har sin tilhørende skredvifte. Det er også mer orden i utløpsområdene i Tytebærdalen, i forhold til Sultinden hvor utløpsdistansen og størrelsen på skredviften er svært varierende. Siden fjellene

rundt Tytebærdalen er såpass høye og bratte resulterer dette i en smal dalbunn. På det bredeste er det kun 300 meter fra skredavsetningene på den ene siden av dalen til den andre. Området mellom Tytebærtinden og Urdkjerringa er valgt å ikke bli inkludert i disse resultatene siden skredviftene i dette området ikke ser ut til å være påvirket av snøskred. Området består av en botn og har et parti som er tilnærmet flatt, noe som gjør det vanskelig for snøskred å nå Tytebærdalen.

Resultatene fra Tytebærdalen vil bli presentert med en tolkning av flybildene i området og to kart, et med påtegninger og et uten, som kan sammenlignes.



Figur 92: Kartet viser orienteringen til de forskjellige fjellssidene i Tytebærdalen.



Figur 93: Kartet viser brattheten til fjellsidene i Tytebærdalen.

5.11.1. Tverrelvdalstindane

5.11.1.1. kildeområde

Toppen av Kildeområdet på Tverrelvdalstindane er avgrenset etter toppryggen som strekker seg fra nord-øst til sør-vest. Den nedre avgrensningen er tegnet inn etter et klippebånd som strekker seg på tvers av fjellsiden i en høyde mellom 570 og 520 MOH. Brattheten i kildeområdet er veldig varierende. Fjellsiden består stegvis av bratte tverrgående klippebånd med flatere, mer åpne områder mellom seg. De bratte klippebåndene er opptil 50 grader bratte, mens de åpne og mer flate områdene er helt ned i 27 grader bratte (Figur 93). Stor sett hele området på Tverrelvdalstindane er vendt mot sør-øst (Figur 92).

Tverrelvdalstindane består av en rekke mindre skredrenner som strekker seg fra toppryggen og ned til utløpsområdet. Rennene er smale og det er liten sammenheng mellom så de danner ingen store kildeområder (Figur 94). De flatere områdene i kildeområdet vil fungere som oppsamlingsområder for snø slik at svake lag i snøpakken eller vekten av snødekket fører til at snøskred blir utløst. Snøen vil da traktes inn i en av rennene i fjellsiden og bli konsentrert

ned mot en eller flere skredvifter. Tilgangen på løsmasser ser også ut til å være stor i de flate områdene i fjellsiden.

5.11.1.2. Utløpsområde

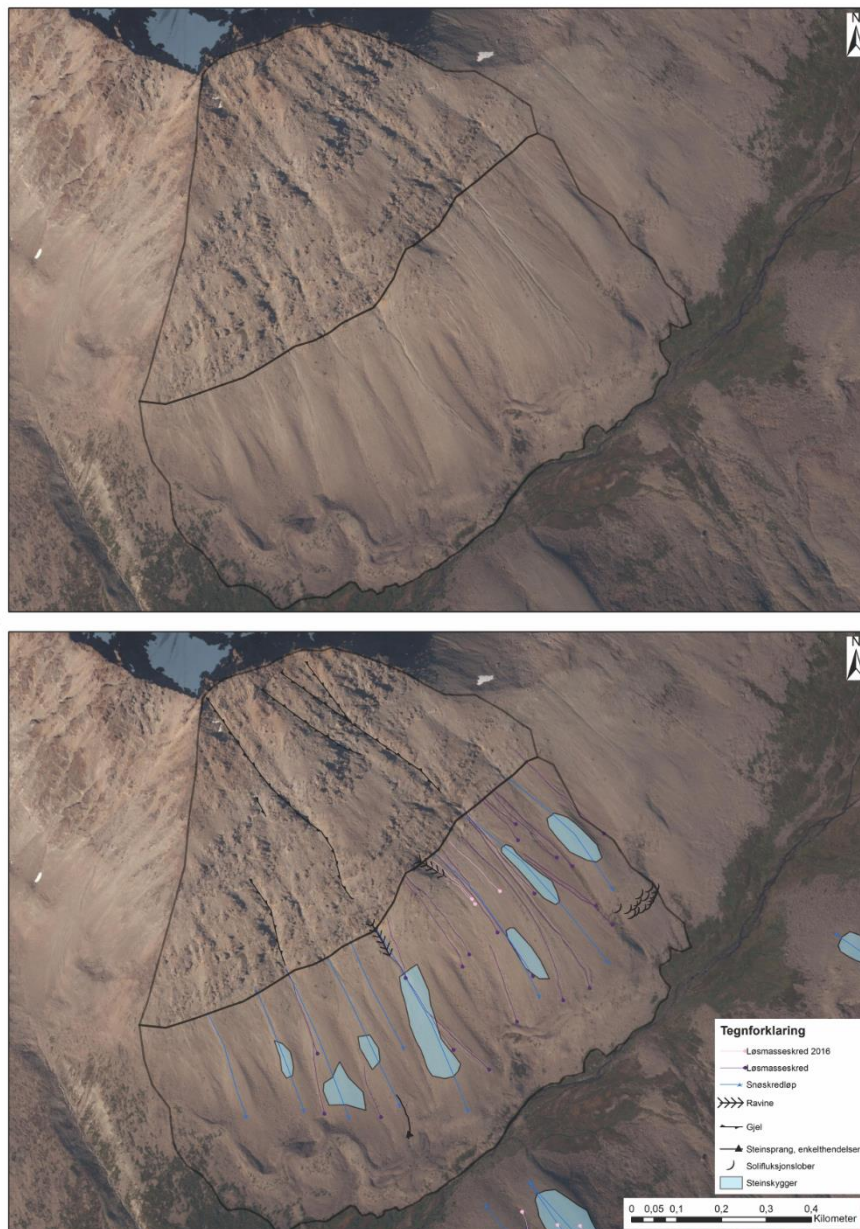
Utløpsområdet under Tverrelvdalstindane strekker seg fra mellom 520 og 570 moh. og ned til elven i bunn av dalen på ca. 100 moh. Hele området er vendt mot sør-øst og har en bratthet mellom 33 og 8 grader bratt (Figur 93). Utløpsområdet kan deles inn i skredvifter av forskjellig størrelse mellom 50 og 250 meter brede. På den sør-vestlige halvdel av området er det 8 smale og tydelige vifter, mens i den nord-østlige halvdel er det to vifter, én veldig bred sammensatt vifte og en smal og tydelig vifte (Figur 94). Alle skredviftene stammer fra hvert sitt skredløp ned kildeområdet. Siden kildeområdet skrår og blir større og større mot øst er også viftene i utløpsområdet større og større mot øst. Skredviftene har også en tydelig konkav lengdeprofil.

Skredviftene er langt mindre påvirket av løsmasseskred enn på Sultinden, og det er langt færre ferske løsmasseskred å se i utløpsområdet. Det er kun to (eller tre) ferske løsmasseskred som fortsatt har tydelige levéer. Det er flere spor etter løsmasseskred, men disse har ingen tydelige levéer lengre fordi de mest sannsynlig er slitt ned av senere skredaktivitet. Ingen av skredløpene strekker seg ned til bunn av utløpsområdet, noe som trolig kommer an på vanninnhold i skredet, motstanden i underlaget og brattheten til skredviften.

Ved å se på skyggeleggingen av skredviftene ser man at østsiden på flere av viftene kaster en markant skygge. Skyggeleggingen kommer trolig av en asymmetrisk tverrprofil hvor østsiden er brattere enn vestsiden, slik som på Sultinden. Denne skyggeleggingen er selvfølgelig avhengig av når på dagen bildet er tatt, men siden overgangen til skyggen er så brå og den ikke gjelder for alle viftene, kan det virke som tverrprofilen til viftene er asymmetrisk. Det er også store forskjeller i kornstørrelse på tvers av skredviftene. Områdene mellom skredviftene har en langt større kornstørrelse enn midt på viften, noe som er til hjelp for å avgrense utbredelsen av viftene.

Selv om flyfotoene fra Tytebærdalen har en dårlig oppløsning, er det mulig å se at flere av viftene har områder med tydelige steinskygger. Områdene med steinskygger er mest vanlig i den sentrale delen av viften i områdene hvor bredden på viften øker.

På tvers av fronten på hele utløpsområdet er det en tverrgående rygg/forhøyning som svinger seg nedover dalen. Formen på deler av ryggen sammenfaller med skredviftenes utløpsdistanse, hvor den ligger som en bue i forkant av skredviften. Ryggen ser også ut til å bestå av langt finere løsmasser enn skredviftene, og det er noe vegetasjon som vokser på den. Helt nord-øst i utløpsområdet hvor den tverrgående ryggen ikke lenger opptrer, er det en rekke lobeformer i fronten av skredviften. Lobene er dannet ca. 100 meter foran fronten av skredviften og er også å finne lengre nord-øst i fjellsiden, men dette er utenfor det omtalte utløpsområdet under Tverrelvdalstindane.



Figur 94: Kartene viser begrensningen av kilde- og utløpsområdet på Tverrelvdalstindane og de kartlagte landformene.

5.11.2. Tytebærtinden

5.11.2.1. Kildeområde

Tytebærtinden er på motsatt side for Tverrelvdalstindane og har en helt motsatt eksponering, hovedsakelig mot nord-vest (Figur 92). Brattheten i kildeområdet er også brattere med klippebånd på opptil 60 grader. Fjellsiden har ikke den samme trinnvise oppbygningen, men det er også områder her som er ned mot 27 grader bratt (Figur 93). Den øvre avgrensningen av Kildeområdet er tegnet inn ved å følge toppryggen av Tytebærtinden. Den nedre avgrensningen følger klippebåndene i overkant av utløpsområdet mellom 450 moh. og 580 moh.

I likhet med kildeområdet på Tverrelvdalstindane består Tytebærtinden av en rekke mindre renneformer som strekker seg fra toppryggen og ned til utløpsområdet. Fra flybildene ser det ut til at løsmassedekket er tynt i skredrennene (Figur 95).

Siden størstedelen av kildeområdet er brattere enn 40 grader kan det være vanskeligere for oppsamling av store mengder snø, og det vil heller være et større antall små skred enn store. Dette er også en skyggeside, så snøen kan ligge i fjellsiden fra

5.11.2.2. Utløpsområde

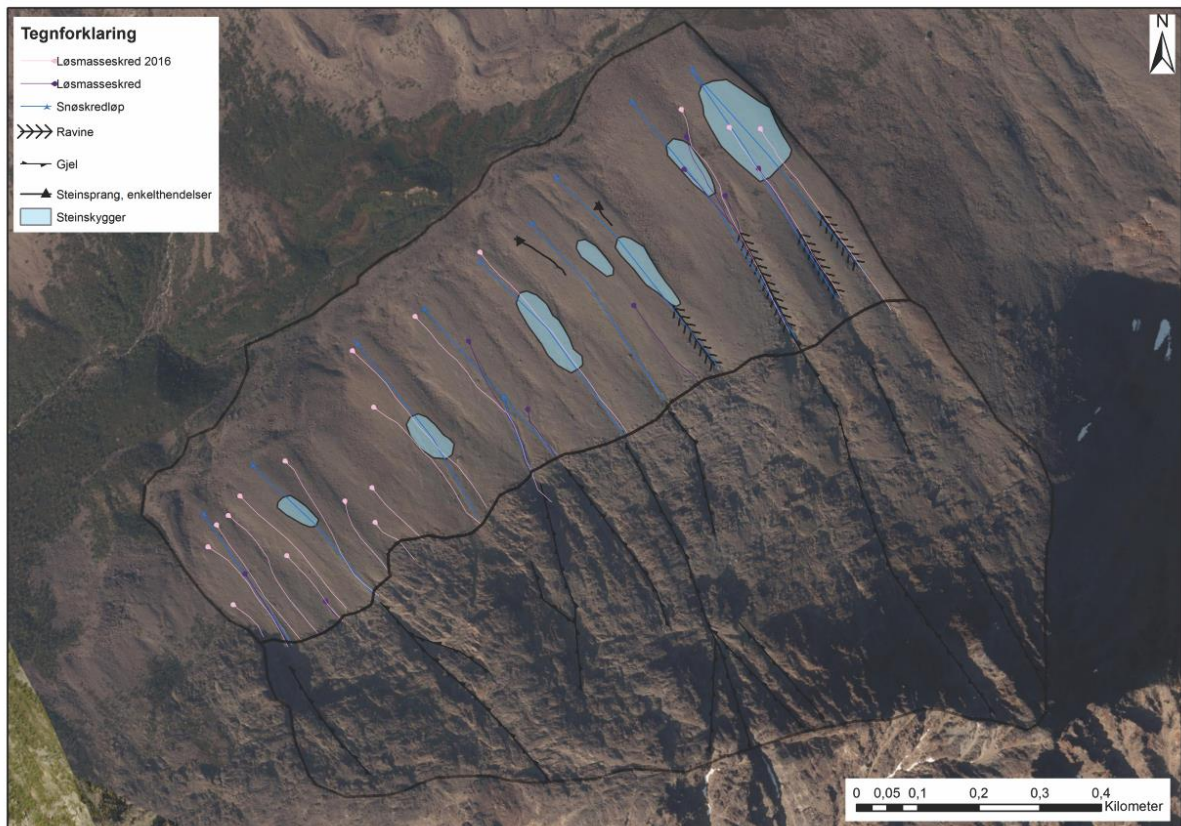
Utløpsområdet under Tytebærtinden er vendt mot nord-vest og har en bratthet mellom 40 og 10 grader (Figur 93). Dette utløpsområdet er det området med kortest utløpsdistanse i Tytebærdalen, selv om høyden på kildeområdet ikke er noe mindre enn de andre kildeområdene. Kildeområdet skråer derimot og blir større og større mot øst, slik at skredviftene også blir større mot øst. Lengdeprofilen til alle skredviftene er også tydelig konkave (Figur 95).

Flere av skredviftene under Tytebærtinden har også en tydelig skyggelagt østside som tyder på en asymmetrisk tverrprofil. Det er også tydelige overganger mellom de fine løsmassene på skredviftene og de større/grovere løsmassene mellom skredviftene.

Steinskygger er hovedsakelig observert i de største skredviftene mot nord-øst. I de sørvestlige viftene er steinskyggene enten for små til å bli oppdaget i flybildene, eller så eksisterer de ikke. Steinskyggene opptrer i områdene hvor skredviftene blir bredere og flatere.

I de nylig opplastede flybildene fra 2016 er det en rekke flere løsmasseskred i utløpsområdet enn det var i 2011. Løsmasseskredene har enten forlenget utløpsdistansen til allerede eksisterende skredløp, eller har laget nye skredløp fra rennene i kildeområdet. Ingen av løsmasseskredene, hverken i 2011 eller 2016, har nådd lenger enn fronten på skredviftene.

I fronten av utløpsområdet under Tytebærtinden er det også en tydelig rygg som strekker seg på tvers av alle skredviftene. I enkelte områder er ikke ryggen like tydelig som under Tverrelvdalstindane, men har en mer passende sortering av kornstørrelser som minner om en protalus rampart. Denne ryggen består av langt større blokker og er ikke like vegetert.



Figur 95: Kartet viser inndelingen av kilde- og utløpsområde på Tytebærtinden og de kartlagte landformene. legg merke til det store antallet løsmasseskred fra 2016.

5.11.3. Urdkjerringa

5.11.3.1. Kildeområde

Urdkjerringa er den høyeste av de tre omtalte toppene i Tytebærdalen. Størstedelen av kildeområdet er vendt mot nord-vest (Figur 92) og har en bratthet mellom 60 og 30 grader (Figur 93). Dette kildeområdet har ikke samme trinnvise oppbygningen som de to andre kildeområdene, men består heller av mer tydelige renner. Kildeområdet øvre grense følger toppryggen langs Urdkjerringa, mens den nedre begrensningen følger klippebåndet like over utløpsområdet (Figur 96).

Kildeområdet under Urdkjerringa fem (eller seks) tydelige renner som er langt bredere og mer markante enn rennene i Tverrelvdalstindane og Tytebærtinden. Rennene strekker seg helt fra toppryggen av Urdkjerringa og ned til utløpsområdet og er opptil 250 meter brede. Enkelt av rennene er sammenhengende slik at skredmateriale blir ledet ned til en felles skredvifte.

5.11.3.2. Utløpsområde

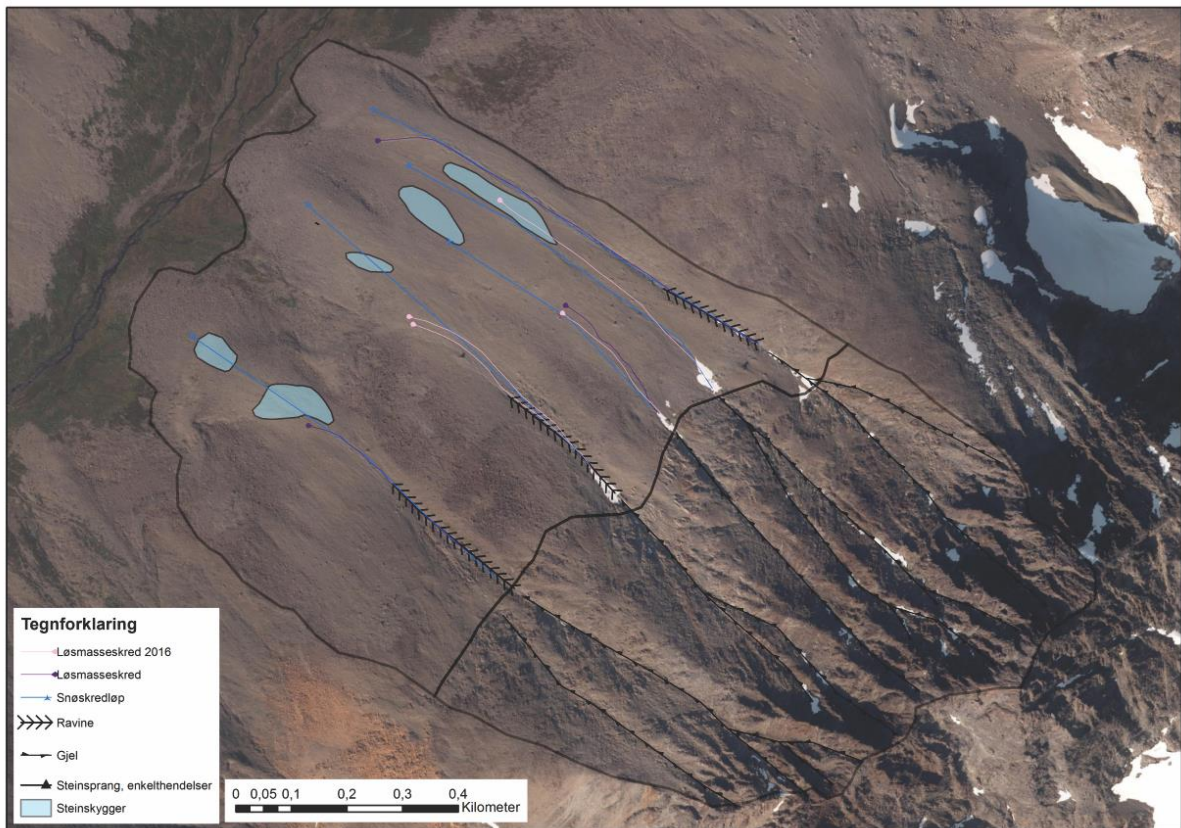
Skredviftene på nord-vest siden av Urdkjerringa har den lengste utløpsdistansen i Tytebærdalen. Utløpsområdet har en bratthet mellom 38 og 10 grader (Figur 93) og består av fire skredvifter som alle strekker seg ned til elva i dalbunnen. De tre skredviftene kommer hovedsakelig fra hver sin renne, men er også et samarbeid mellom flere renner (Figur 96). Spesielt de tre nordligste viftene stammer fra fem forskjellige renner som alle leder løsmasser og snøskred ned til samme område. Dette gjør at det ikke er en tydelig overgang mellom den øvre delen av de tre viftene.

Forskjellen i flybildene fra 2011 og 2016 er ikke stor i dette området. Noen løsmasseskred har fått et lengre skredløp og noen har tatt en helt nytt skredløp ned utløpsområdet.

Fra flyfotoene er det kun de tre nordligste skredviftene som har en asymmetrisk tverrprofil. Begge viftene har en tydelig skyggelagt nord-østside og overgangen til grovere løsmasser er veldig tydelig. Spesielt den nordligste skredviften har et tydelig skille til et område som er mindre påvirket av nedfall og kan følges 400 meter langs skredviften.

Alle tre skredviftene under Urdkjerringa har tydelige steinskygger med orientering ned mot dalbunnen. I de tre sørlige viftene er steinskyggene tydelige, mens i den nordlige skredviften er de færre og mindre synlige. Steinskyggene er observert i den sentrale delen av skredviftene, noen hundre meter foran fronten av vifta.

I likhet med de to andre omtalte områdene i Tytebærdalen er det også en markant rygg som krysser fronten av utløpsområdet under Urdkjerringa. Ryggen er langt mindre tydelig her og strekker seg heller ikke tvers gjennom hele området, men hovedsakelig på tvers av den sørlige viften. Fra flyfotoene ser det ut til at den er oppbygd av langt finere materiale enn det skredviften er. Ryggen er nå halvveis begravet under løsmassene og har trolig begrenset utløpsdistansen til nedfall noe før den ble begravet, slik at nedfall nå rekke mye lengre ned mot elven. Ryggen ligger i en bue gjennom skredviften og kommer til syne på hver siden av den, men er ikke mulig å følge gjennom de nordlige viftene.



Figur 96: Kartene viser inndelingen av kilde- og utløpsområdet på Urdkjerringa og de kartlagte landformene her

6. Diskusjon

I dette kapittelet vil det bli gitt en overordnet tolkning av enkelte landformene som ble presentert i resultatene (Kapittel 5) sammen med utløsende faktorer for snøskred fra Sultinden og Tytebærdalen. Utløsende faktorer for snøskred i feltområde vil bli diskutert og

6.1. Utløsende faktorer for snøskred

6.1.1. Topografi

En av de viktigste faktorene for dannelsen av snøskred vil være topografien (Luckman, 1977). Topografien på Sultinden og i Tytebærdalen består av store åpne områder med en bratthet rundt 30 grader og store renneformer med stor oppsamlingsevne av smeltevann, nedbør og innblåst snø. Siden landformene som lages av snøskred krever at snøskredet beveger seg i direkte kontakt med underlaget (Rapp, 1959, 1960a, Gardner, 1970), vil det være naturlig å tro at store flakskred som involverer hele snøpakken, eller tunge sørpeskred som raser ned over en snøfri skredvifte er de mest gunstige snøskredtypene.

Siden feltområdet er bygget opp av disse store renneformene og åpne områdene er forholdene svært gunstige for snøskred som kan påvirke underlaget, særlig i delområdene 3, og 5 (kapittel 5.4 og 5.6). Det at skredviftene i utløpssonen til kildeområdene også består av store mengder løsmasser i forskjellig størrelse, vil også hjelpe på å gjøre sporene etter snøskred enda tydeligere.

6.1.2. Klima

Snøtransport med en dominerende vindretning fra vest i vintermånedene vil utgjøre store forskjeller for oppbygging av snø på Sultinden og i Tytebærdalen. De store renneformene vil kunne samle store mengder snø, samt at snø blir blåst av østsidene på skredviftene slik at den blir snøfri og eksponert for snøskred (Rapp, 1959). Store høydeforskjeller i området vil også føre til store temperaturforskjeller fra fjorden og opp til fjelltoppene. Den varme temperaturen nede ved skredviftene på sen våren vil smelte vekk snøen slik at snøskred kan rase ned over en snøfri skredvifte.

6.2. Snøskredindikatorer

Det ble observert en rekke av de typiske snøskredlandformene som er beskrevet av blant annet Rapp (1959), Luckman (1977), Corner (1980), Blikra et al. (1989). Den konkave lengdeprofilen og asymmetriske tverrprofilen til skredvifter, småformer som balanserte steiner og steinskygger, større landformer som nedslagstunger, protalus rampart og steinbreer er alle observert i områdene under Sultinden og i Tytebærdalen. Noen mer dominerende enn andre. Å diskutere dannelsen av disse landformene og opphavet deres vil være viktig for å danne et geomorfologisk kart over nordsiden av Kjosen

6.2.1. Steinskygger

Steinskyggene i feltområdet var noe av det letteste å kartlegge, spesielt fra de høyoppløselige flyfotoene. Både plasseringen og orienteringen på steinskyggene ga gode indikatorer på snøskredenes skredløp og erosjonsevne. Som nevnt i teorikapitlet (3.4.1.3), presenterte Rapp (1959) to teorier for dannelsen av steinskygger i Lappland, Sverige. Steinskyggene på Sultinden og i Tytebærdalen er både funnet i områdene like under toppen av skredviftene og lenger ned på skredviftene. Hastigheten og erosjonskraften til snøskredene vil være størst i overgangen mellom kilde- og utløpsområde og vil trolig umiddelbart avsette eller erodere steinskygger så fort tilgangen på løsmasser er til stede. Dette forutsetter naturligvis at snøskredene enten raser ut over en snøfri skredvifte, eller er så store at de involverer hele snøpakken. Steinskyggene er også funnet i områder langt ned på viften, noe som støtter teorien til Rapp (1959).

Store områder med steinskygger ble kun observert under kildeområder bestående enten av store renneformer eller store åpne fjellsider med evnen til å akkumulere mye snø, slik som på Sultinden og i Tytebærdalen.

6.2.2. Balanserte steiner

De balanserte steinene som er funnet i feltområdet er hovedsakelig funnet i utkanten av tenkte snøskredløp, nedenfor områder med steinskygger. Størrelsen og alderen på de balanserte steinene er stor. Skredviftene de balanserte steinene er avsatt på har en stor variasjon i stabilitet, noe Ward (1985) også har nevnt i sitt arbeid fra Skottland. Dette ble spesielt lagt merke til på viftene B1b (kapittel 5.2.5), B3 (kapittel 5.4.5), B6b (kapittel 5.7.4) og B7b

(kapittel 5.8.4). Costin et al. (1964) kom med flere teorier for å forklare de balanserte steinene i et forsøk på å vise at de kan være plassert slik av andre prosesser.

- Snøkryp langs bunn av viften
- Steinfragmenter fra steinsprang
- Steinsprang ned på en snødekt skredvifte
- Løsmasseskred over en snødekt vifte
- Utvasking av fine sedimenter som gjør at større blokker blir stående igjen
- Biologiske prosesser

Ward (1985) har så funnet motargumenter disse teoriene og mener at ingen av disse prosessene kan forklare avsetningen av balanserte blokker på hele skredviften. Derfor er det trolig en kombinasjon av flere av prosessene som danner balanserte blokker. På Sultinden ble de balanserte blokkene funnet i en rekke områder, men ingen områder på skredviftene var mest dominerende. De ble funnet både i bunn av skredvifter og midt på skredvifter, men var hovedsakelig plassert i utkanten av snøskredløp, noe som støtter teorien om at de er utsmeltet fra snøskred. eksempler på balanserte steiner i bunn av skredviften er område B7b (kapittel 5.8.4) og B9a (kapittel 5.10.4)

6.2.3. Kornstørrelse og rundingsgrad

De store endringene i kornstørrelse som følge av snøskredaktivitet er tydelige flere steder i feltområdet. Stort sett alle snøskredviftene består av et sentralt skredløp med langt finere løsmasser enn de omliggende løsmassene (Luckman (1978), eks Figur 44). De finere skredløpene består sjeldent av spor etter noen erosjonskanal og kan være forårsaket av at snøskredene ikke får tak i de fineste massene i skredviften, eller at det er tele i bakken slik at det er kun de større blokkene som kan bli fraktet med skredet. Rapp (1960a) har beskrevet en blokk på hele 5 x 3 x 2 meter som er flyttet 120 meter over finkornet materiale av et sørpeskred.

6.2.4. Snøskredvifter

Rapp (1959) sin inndeling av snøskredvifter mellom vifte type og roadbank type passer godt inn i feltområdet i Kjosen. Det er hovedsakelig kartlagt to typer snøskredvifter; alenestående snøskredvifter (tolket som roadbank vifter) i område B6b (kapittel 5.7.6), B7b (kapittel 5.8.6) og B9a (kapittel 5.10.7), samt en rekke av skredviftene i Tytebærdalen selv om disse ikke er

befart under feltarbeidet. Skredviftene av vifte typen består hovedsakelig av snøskredviftene som opptar deler av allerede eksisterende kolluviale vifter (eks. område B3 (kapittel 5.4.6) og område B5a (5.6.6). Gardner (1970) og Luckman (1978) skiller også ut en tredje viftetype kalt snøskredkjegle (*avalanche debris cone*). Disse er kjegleformede avsetninger under tregrensa, noe som ikke er observert i feltområdet.

6.2.5. Nedslagsformer

Nedslagstungen beskrevet av Corner (1980), og i kapittel 5.9.6 har gode bevis på at er laget av snøskred. Blikra et al. (1989) har også beskrevet lignende avsetninger i Indre Nordfjord på Vestlandet. Landformene og avsetningene stemmer godt overens og har flere av de samme karakteristiske trekkene med runde steinfragmenter på den distale siden av den tverrgående ryggen og har en høyde på ca. 8 meter med en bratt side ned mot elven og en slak side mot blokkhavet bak ryggen.

For å få en god forståelse av sedimenttransporten i snøskred, burde områdene bli nøye overvåket over flere vintre.

6.3. Utvalgte landformer

6.3.1. Tverrgående rygg under skredviftene i Tytebærdalen

Det er vanskelig å fastslå opphavet til de tre tverrgående ryggene i fronten av skredviftene under Tverrelvdalstindane (Figur 94), Tytebærtinden (Figur 95) og Urdkjerringa (Figur 96). De har alle forskjellige utbredelse og varierende sammensetning, men formen ligner veldig på hverandre. I de tre øst-vest orienterte dalene Stortinddalen, Strupskardet og Veidalen er det lignende landformer som alle krysser en rekke snøskredvifter på nordsiden av dalene. Strupskardet og Veidalen er kartlagt i en masteroppgave hvor det blir konkludert med at landformene er både steinbreer, protalus rampart og morener (Greig, 2011). Dette vil være til god hjelp til å avgjøre i hva denne landformen er og hvordan den er dannet. Ser man bare på formen til ryggene er det flere landformer som kan passe inn:

- *Rester av breis*: Deler av isbreen som lå i Tytebærdalen ble begravet under skredmasser før den trakk seg tilbake. Den begravde breisen forårsaket bevegelse i skredmaterialet i form av en eller flere steinbreer. Deler av den buede formen passer

godt sammen med utløpsdistansen til skredviftene som kan ha tilført mer snø og is som har ført til en økt bevegelse i bunn av skredviftene.

- *Utsmeltede dødisgroper*: Dødis som blir begravd av skredmateriale og smelter ut istede for å danne en steinbre. Utsmeltingen forårsaker at løsmassene i skredviftene siger og fyller igjen tomrommene i gropene. Det er et lite vann like under de sørligste skredviftene på Tverrelvdalstindane som kan minne om en oppfylt dødisgrop.
- *Randmorener*: Den avsatte randmorenen er forskjøvet og påvirket av snøskred. Den buede formen til ryggen passer stedvis inn med snøskredviftene. I tillegg «renner» skredmaterialet over kanten på ryggen, noe som kanskje vil si at ryggen var der før viftene.
- *Protalus rampart*: Løsmassene i den tverrgående ryggen ser ut til å være for finkornet til å være en protalus rampart. Dette gjelder spesielt nordsiden av Tytebærdalen, under Tverrelvdalstindane. På sørsiden, under Tytebærtinden og Urdkjerringa er kornstørrelsen større og det er ikke like mye vegetasjon på ryggen.

Siden den tverrgående ryggen har en buet form som omkranser utløpslengden til flere av snøskredviftene under både Tverrelvdalstindane og Tytebærtinden er det høys sannsynlig at det er bevegelse involvert. Siden ryggen under Tverrelvdalstindane hovedsakelig består av fint materiale, vil det utelukke at det er en protalus rampart. Ballantyne (1987) har beskrevet to protalus rampart i botnen mellom Tytebærtinden og Urdkjerringa. Disse har en langt større kornstørrelse.

Siden ryggen består av mye finkornet materiale og er bueformet i fronten av skredviftene, er det mest sannsynlig at det enten er en avsatt morene med en iskjerne som nå beveger seg som en steinbre og får tilført snø og is fra skredviftene, eller så er det en steinbre som startet ut som breis begravet av skredmateriale.

6.3.2. Bueform foran snøskredvifte i B9a

Oppbygningen er veldig lik som den tverrgående ryggen i Tytebærdalen med en fin kornstørrelse som er vegetert og begrenser en snøskredvifte (Figur 84). Kornstørrelsen her er også for fin til å være en protalus rampart, og overgangen mellom skredviften og bueformen er for bratt (Giardino et al., 1987). Formen til bueformen stemmer likevel veldig godt overens med skredviften og den ser ikke naturlig ut, noe som tyder på at det er/har vært bevegelse i

den. Siden skredtungen er tolket som en snøskredvifte vil det vært store mengder med snø og is som drenerer ned i løsmassene så den kan bevege seg som en steinbre.

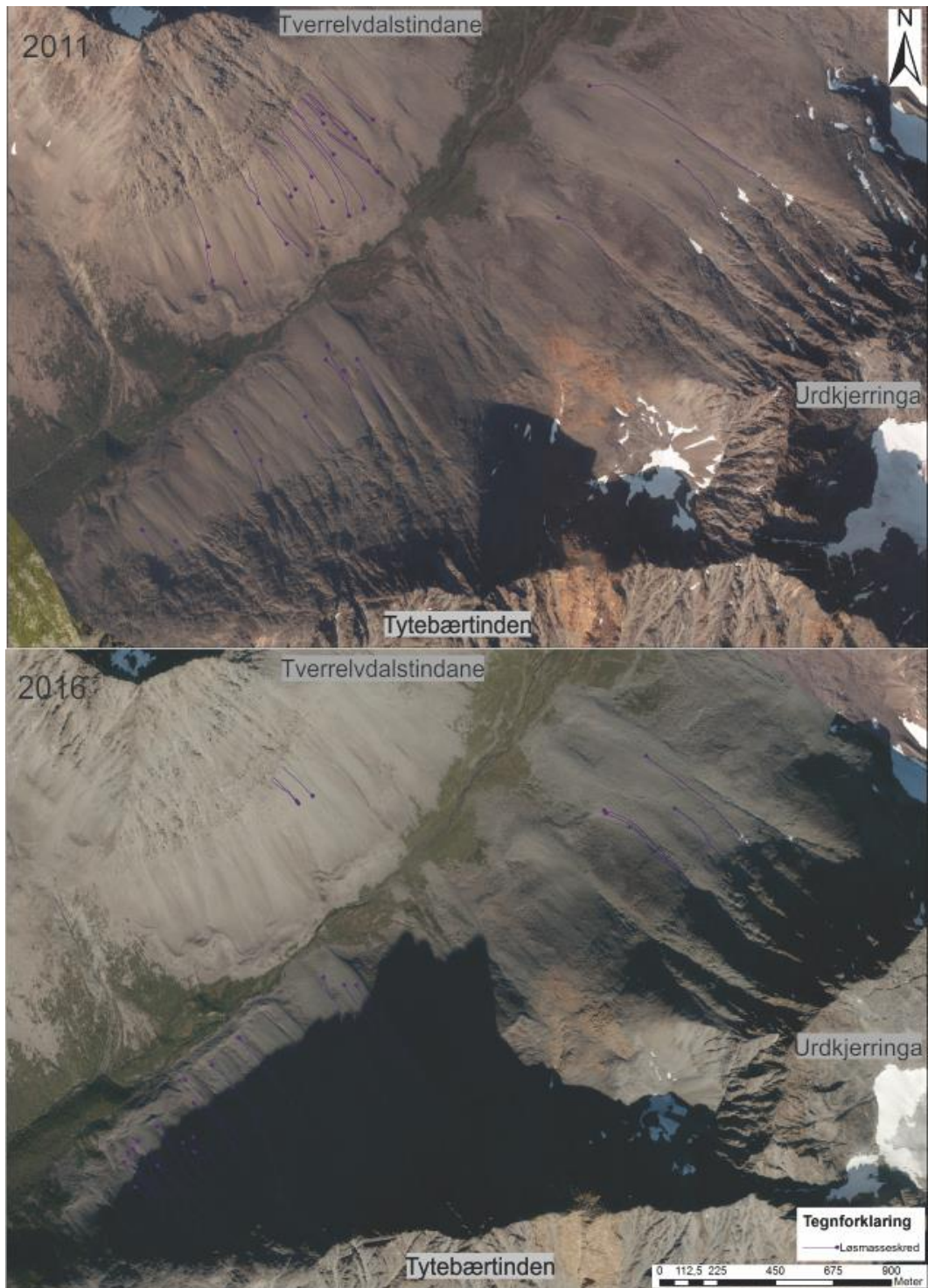
6.4. Tverrgående morenerygg som begrenser B1b og B2b

Siden høyden i terrenget til de to tverrgående ryggene som begrenser utløpsdistansen til B1b (Figur 32B) og B2B (Figur 37B) stemmer godt over ens, er det fort gjort å tenke at kilden til de to landformene er den samme. Siden randmorenen fra Tromsø-Lyngen trinnet allerede er kartlagt (Figur 10) både på øst og vestsiden av skredviftene under Sultinden vil det være logisk at de to flate ryggene bestående av usorterte løsmasser, også hører til denne morenen. I de resterende områdene under Sultinden er morenen dekket av skredmateriale, men er trolig eksponert her.

Forskjellen på de to tverrgående ryggene er at den i B1b er buet, mens den i B2b er lineær. Igjen, så vil dette trolig tyde på en form for bevegelse inne i skredavsetningene. At dette er en protalus rampart er igjen usannsynlig siden ingen av områdene har noen betydelig tilgang til snøskred, og de består av finere materiale enn en typisk protalus rampart. Områdene øst for bueformen i B1b har også en rekke forhøyninger og forsenkninger (Figur 32A). Tilgangen til snø er langt større her enn over bueformen så disse formasjonene kan være forårsaket av solifluksjon. Bevegelsen i den buede formen kan komme av en isfylt morene og at den nå beveger seg som en steinbre. Den lineære ryggen i B2b er heller tolket som en del av randmorenen.

6.5. Utvikling av skråningene i Tytebærdalen

Skredviftene rundt Kjosen har, i varierende grad, gjennomgått store forandringer etter at de første flybildene fra området ble tatt. De mest merkbare endringene i flybildene er løsmasseskred som enten har funnet nye skredløp eller forlenget skredløpet sitt. Av de fire feltområdene i denne oppgaven, har de største endringene skjedd i skredviftene på nordsiden av Tytebærtinden de siste fire årene. Flybildene fra 2011 og 2016 viser at det er 17 løsmasseskred som enten har et nytt eller forlenget skredløp (Figur 97). På Urdkjerringa er det kun 4, mens på Tverrelvdalsfjellet er det 3. Det er vanskelig å fastslå når disse løsmasseskredene inntraff, men de kan ha en sammenheng med den store løsmasseskredaktiviteten i de sørvendte fjellsidene ned mot Kjosen i august 2014. I skredviftene under Sultinden er det ikke observert noen nye skredløp i samme periode.



Figur 97: Kartene viser bilder fra 2011 og 2016. Det er markert inn alle nye løsmasseskred i perioden de to bildene ble tatt.

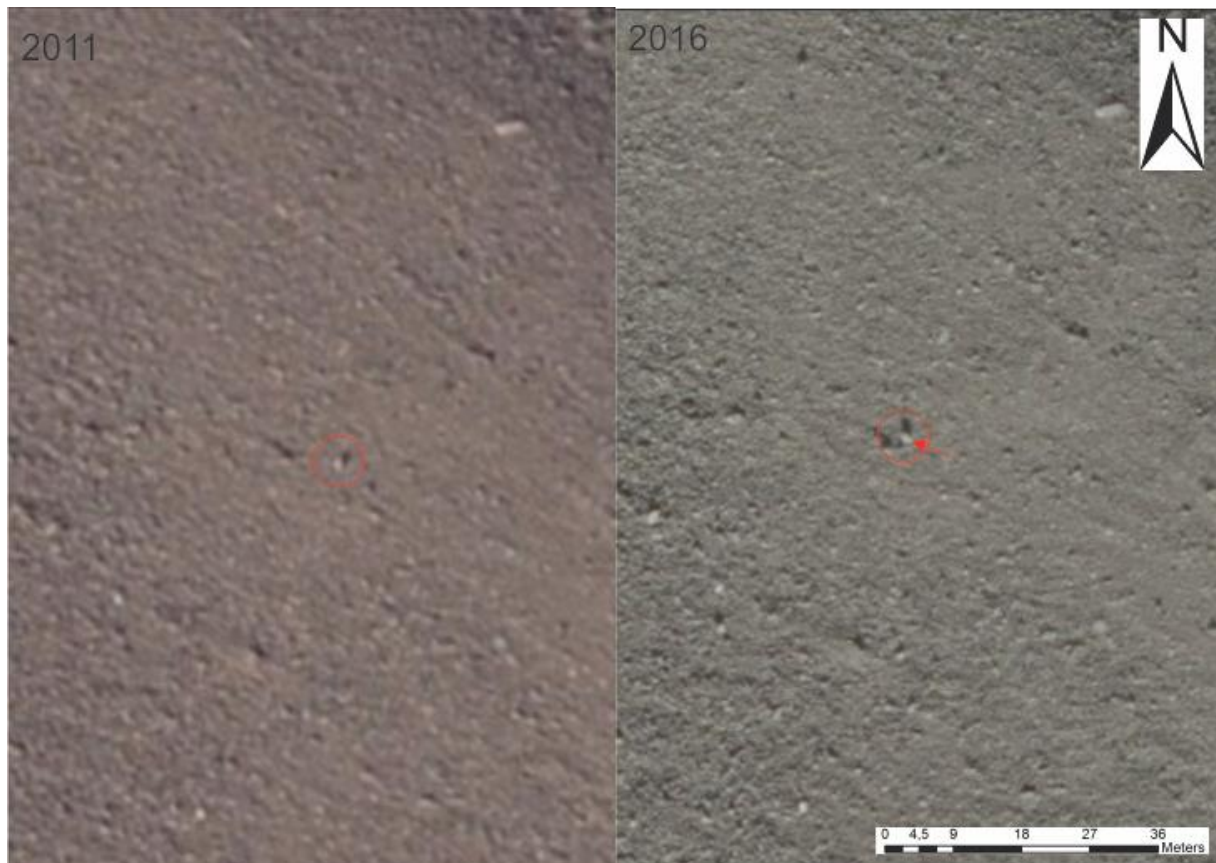
Andre endringer som er observert i feltområdet er blokker som er flyttet på. Dette kan være forårsaket av flere ting, som dyr eller gravitasjon, men kan også skje som følge av et snøskred. Det er to lokaliteter hvor flyttede blokker er observert, én på B9b viften og én i den nordligste skredviften under Urdkjerringa. Blokkene er kun flyttet noen meter, og det er ingen

merker i løsmassene som indikerer at blokkene er flyttet. Blokkene i B9b har laget en tydelig lineær rekke av nedslagshull i løsmassene da den ble avsatt en gang før 2006, mens i bildene fra 2015 er blokken borte (Figur 98). Om denne blokken opprinnelig ble fraktet ned ved hjelp av et snøskred eller er en enkel steinspranghendelse, er uvisst. Siden det ikke er laget noen merker etter flyttingen av blokken er det vanskelig å si hvor den har endt opp.



Figur 98: Sammenligning av spor etter steinsprang. I 2006 ser det ut til at det ligger en blokk i bunn av sporet, mens i 2015 er blokken flyttet.

Blokken som er flyttet under Urdkjerringa er flyttet mellom 5 og 6 meter ned viften (Figur 99). Det er ingen spor i viften av at blokken har rullet oppå løsmassene, så det er tenkelig at den har vært suspendert i et snøskred før den ble avsatt nede på viften, eller at underlaget er såpass hardt at blokken ikke har laget noen merker da den har rullet ned skredviften.



Figur 99: Sammenligning av to bilder av en blokk som har flyttet seg noen meter i løpet av 5 år under Urdkjerringa.

Ward (1985) har beskrevet hull/tomrom (boulder holes) i en skredvifte i Skottland som var forårsaket av at snøskred har rullet en blokk ut av et nedslagshull.

Ward mener at enkeltblokker som ligger på en vegetert talus har blitt rullet vekk av snøskred og etterlater seg et tomrom/hull i skredviften. Han mener også at det er tydelige forskjeller mellom dette og spor etter steinsprang som heller vil lage mindre tydelige og lineære spor. Det er kun blokken i B9b som har noen synlige spor, og det er vanskelig å avgjøre om denne er flyttet videre ned viften som følge av snøskred.

7. Konklusjon

- Feltområdet er delt inn i ni områder på Sultinden hvor en detaljert gjennomgang er gjort for hvert område. Tytebærdalen er delt inn i tre områder, et område fra hvert av fjellene i dalen. Siden Tytebærdalen ble inkludert i oppgaven etter feltarbeidet var ferdig, ble det ingen mulighet for å dra hit å kartlegge. Området er derfor bare kartlagt ved hjelp av flyfoto og digitale terrengmodeller.
- Det er en rekke skråningsprosesser som er med på å forme skredviftene på nedsiden av Sultinden og i Tytebærdalen. Skredvifter fra en enkelt skråningsprosess opptrer sjeldent og snøskred er mest sannsynlig ikke den mest dominerende skråningsprosessen på Sultinden
- Landformene som er observert og registrert ga gode pekepinner på hva slags skredavsetning som var dominerende i hvert område.
- Snøskredviftene under Sultinden og i Tytebærdalen har veldig gode eksempler på landformer laget av snøskred. Alle landformene som forventet å se før feltarbeidet startet ble observert, tolket og kartlagt underfeltarbeidet.
- Det er fortsatt noen spørsmåltegn ved enkelte av landformene, spesielt de som har med glasiasjon og solifluksjon å gjøre. Landformene er etter beste evne beskrevet og tolket for bruk i kartleggingen.
- Det er tydelige forskjeller på skråningsprosessene på Sultinden og i Tytebærdalen. Sultinden har en langt mer variert topografi med store renneformer som er med på å sette i gang store løsmasseskred og snøskred. Tytebærdalen består heller av en rekke enkeltgjel som hver for seg forsyner sin skredvifte med snøskred. Løsmasseskredaktiviteten i Tytebærdalen er langt mindre enn på Sultinden.

8. Referanseliste

- Andersen, B. 1968. Glacial geology of western Troms, north Norway: Norges Geologiske Undersøkelse, v. 256.
- Andersson, J. G. 1906. Solifluction, a component of subaerial denudation. *The Journal of Geology*, 14(2), s. 91-112.
- Anstey, R. 1966. A comparison of alluvial fans in west Pakistan and the United States. *Pakistan Geographical Review*, 21, s. 14-20.
- Anstey, R. L. 1965. *PHYSICAL CHARACTERISTICS OF ALLUVIAL FANS*. DTIC Document.
- Ballantyne, C. K. 1987. Some observations on the morphology and sedimentology of two active protalus ramparts, Lyngen, northern Norway. *Arctic and Alpine Research*, s. 167-174.
- Benedict, J. B. 1970. Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes, and climatic significance. *Arctic and Alpine Research*, s. 165-226.
- Blikra, L. H., Hole, P. A. & Rye, N. 1989. *Skred i Norge: hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord*. Norges geologiske undersøkelse.
- Blikra, L. H. & Nemec, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45(5), s. 909-960.
- Brattlien, K. 2016. *Dødsulykker i snøskred 2003-2013*. 20140053-02-R. NVE. Tilgjengelig fra: <https://www.ngi.no/download/file/5562>.
- Caine, N. 1969. A model for alpine talus slope development by slush avalanching. *The Journal of Geology*, 77(1), s. 92-100.
- Corner, G. D. 1980. Avalanche impact landforms in Troms, north Norway. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, s. 1-10.
- Corner, G. D. & Haugane, E. 1993. Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 73(3), s. 175-197.
- Costin, A., Jennings, J., Black, H. & Thom, B. 1964. Snow action on Mount Twynam, Snowy Mountains, Australia. *Journal of Glaciology*, 5(38), s. 219-228.
- Dahl, R. & Sveian, H. 2004. *Ka dokker mein førr stein!: geologi, landskap og ressurser i Troms*. Norges geologiske undersøkelse.
- Dannevig, P. 2009. Troms: klima. <https://snl.no/Troms - klima>.
- Gardner, J. 1970. Geomorphic significance of avalanches in the Lake Louise area, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, s. 135-144.
- Giardino, J. R., Shroder, J. F. & Vitek, J. D. 1987. *Rock glaciers*. Allen & Unwin London.
- Greig, D. 2011. *Moraine chronology and deglaciation of the northern Lyngen Peninsula, Troms, Norway*. Universitetet i Tromsø.
- Harris, C. 1986. Some observations concerning the morphology and sedimentology of a protalus rampart, Okstindan, Norway. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11(6), s. 673-676.
- Holmes, G. & Andersen, B. 1964. Glacial chronology of Ullsfjord, northern Norway. *United States Geological Survey Professional Paper D*, 475, s. 159-163.
- Howe, J. A., Austin, W. E., Forwick, M., Paetzl, M., Harland, R. & Cage, A. G. 2010. Fjord systems and archives: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 344(1), s. 5-15.

- Hugenholtz, C. H. & Lewkowicz, A. G. 2002. Morphometry and environmental characteristics of turf-banked solifluction lobes, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(4), s. 301-313.
- Humlum, O. 1998. The climatic significance of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(4), s. 375-395.
- Humlum, O., Christiansen, H. H. & Juliussen, H. 2007. Avalanche-derived rock glaciers in Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(1), s. 75-88.
- Høeg, K., Lied, K., Karlsrud, K., Gregory, T. & Norges geotekniske, i. 2014. *Skred : skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforl.
- Kvassnes, A. J., Strand, A. H., Moen-Eikeland, H. & Pedersen, R. B. 2004. The Lyngen gabbro: the lower crust of an Ordovician incipient arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(3), s. 358-379.
- Luckman, B. 1977. The geomorphic activity of snow avalanches. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, s. 31-48.
- Luckman, B. 1978. Geomorphic work of snow avalanches in the Canadian Rocky Mountains. *Arctic and Alpine Research*, s. 261-276.
- Lundesgaard, L. 1995. *Brigaden i Nord-Norge 1953-1995*. [Oslo]: Elander i samarbeid med Brigaden i Nord-Norge.
- Mahammad, S. S. & Ramakrishnan, R. 2003. GeoTIFF-A standard image file format for GIS applications. *Map India*, s. 28-31.
- Matsuoka, N. & Ikeda, A. 2005. Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), s. 99-113.
- McClung, D. & Schaerer, P. A. 2006. *The avalanche handbook*. The Mountaineers Books.
- Munday, R. J. 1974. The geology of the northern half of the Lyngen Peninsula, Troms, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 54(suppl 1), s. 49-62.
- NGI. 1977. *Prøveprosjekt vedrørende kartlegging av skred*.
- NGU. 2017a. *Berggrunnskart over Norge* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>.
- NGU. 2017b. *Løsmasser og marin grense* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>.
- Norem, H. 2011. *Veger og snøskred*. Statens Vegvesen. Tilgjengelig fra: <http://www.vegvesen.no/attachment/218484/binary/420133>.
- NVE. 2011a. *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred*.
- NVE. 2011b. *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport snøskred og sørpeskred*.
- NVE. 2011c. *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*.
- NVE. 2016a. *Skrednett* [Online]. Tilgjengelig fra: <https://www.skredregistrering.no/#Forsiden>.
- NVE. 2016b. *Snøskredulykker- og hendelser* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://www.varsom.no/ulykker/snoskredulykker-og-hendelser/>.
- Olsen, J. A. 2015. *Sedimentære avsetningsmiljøer og deglasiasjonshistorie i Ersfjorden, Kvaløya, Troms fylke*. UiT Norges arktiske universitet.
- Potter, N. 1969. Tree-ring dating of snow avalanche tracks and the geomorphic activity of avalanches, northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Special Papers*, 123, s. 141-166.
- Powers, M. C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23(2).

- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. 2013. *Landet blir til : Norges geologi*. 2. utg. utg. Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Rapp, A. 1959. Avalanche boulder tongues in Lapland. *Geografiska Annaler*, 41(1), s. 34-48.
- Rapp, A. 1960a. Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, s. 65-200.
- Rapp, A. 1960b. Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen: a geomorphological study of the denudation of slopes in an arctic locality.
- Rapp, A. & Fairbridge, R. W. 1968. TALUS FAN OR CONE: SCREE AND CLIFF DEBRIS. Talus fan or cone; Scree and cliff debris. *Geomorphology*. Springer, s. 1106-1109.
- Schweizer, J., Bruce Jamieson, J. & Schneebeli, M. 2003. Snow avalanche formation. *Reviews of Geophysics*, 41(4).
- Skogholt, T. & Roti, D. I. 2010. *Kvikkleireskred Solhov, Lyngen. Grunnundersøkelser RV. 868*.
- Udden, J. A. 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 25(1), s. 655-744.
- Vegvesen, S. 2014. *Flom- og sørpeskred. Veiledning. Håndboka V139*.
- Ward, R. G. 1985. Geomorphological evidence of avalanche activity in Scotland. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, s. 247-256.
- Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), s. 377-392.
- White, S. E. 1981. Alpine mass movement forms (noncatastrophic): classification, description, and significance. *Arctic and Alpine Research*, s. 127-137.
- Øydvin, E., Devoli, G., Bargel, T., Wiig, T., Taurisano, A., Berg, H., Eikenæs, O., Lyche, E., Fergus, T. & Kvakland, M. 2011. Plan for skredfarekartlegging—Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. *NVE report*, 14, s. 2011.