



UIT

**NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET**

Fakultet for naturvitenskap og teknologi

Institutt for geovitenskap

Geomorfologiske undersøkelser av skråningsavsetninger og -prosesser i Kåfjorddalen i Troms

Ragnhild Yanine Kjølseth Tresselt

Masteroppgave i geologi GEO-3900 – Desember 2019



Sammendrag

Hovedformålet med denne oppgaven er å beskrive og tolke skredavsetninger og -prosesser i den sørvestre dalsiden i Kåfjorddalen i Troms. I tillegg blir det gjort en overordnet vurdering av hvordan sedimenttransporten kan ha vært gjennom holocen og hvordan skredaktiviteten forventes å bli som følge av klimaendringene.

Fjorten skredvifter er beskrevet og tolket. Beskrivelsene og tolkningene av skredviftene er basert på feltobservasjoner, feltbilder og tolkning av Digital Terrengmodell (DTM). For skredvifte III er også flyfoto benyttet. Skredviftene III, IV, XI og XIII som er befart i felt, er omtalt mer omfattende enn de øvrige.

Dominerende skredprosesser i studieområdet i dag er snøskred, flomskred og steinsprang. Snøskred og flomskred preger den midtre og vestlige delen av studieområdet, mens flomskred er mer markant i østlig del. Noe steinsprang forekommer på alle viftene.

Steinskred/steinsprang synes å ha vært den dominerende skredprosessen tidlig i holocen i tiden før holocen temperaturmaksimum (HTM), mens flomskred og snøskred, som også hadde høy frekvens tidlig i holocen, har vært de dominerende prosessene i perioden etter HTM. HTM synes å ha vært en periode med mindre skredaktivitet. Skredviftene i studieområdet er i hovedsak bygd opp av steinskred/steinsprang tidlig i holocen og modifisert av flomskred- og snøskredaktivitet.

Et betydelig avvik i estimert volum av dagens vifter i studieområdet og volum antatt fjernet fra kildeområdene, viser at det må ha vært høy skredaktivitet i Kåfjorddalen i tiden før holocen.

Det er forventet at et varmere og våtere fremtidig klima med mer ekstremvær, vil øke antall flomskred og mindre steinspranghendelser i studieområdet. Antall snøskred er forventet å øke de kommende tiårene, men vil muligens reduseres mot slutten av århundret.

Forord

Jeg har fått støtte og oppmuntring av mange og jeg takker alle!

Særlig vil jeg takke Knut Stalsberg i Norges geologiske undersøkelse (NGU) for å kunne arbeide med dette temaet og for hans innsats som kunnskapsrik faglig veileder. Jeg vil også rette en stor takk til min veileder Erland Lebesbye ved UiT som også har vært en viktig faglig støtte og pådriver.

Takk til Ivanna Penna i NGU for faglig bidrag. Tusen takk også til Mark Christen i Sveits for teknisk og faglig bistand med simuleringer. Takk, Anette for at du var med i felt!

Takk også til alle andre som har støttet meg!

Til slutt vil jeg takke Sondre og mine foreldre for oppmuntring og støtte.

Innholdsfortegnelse

1.	Introduksjon	17
1.1	Bakgrunn	17
1.2	Problemstilling.....	18
1.3	Oppbygning av oppgaven.....	18
1.4	Tidligere arbeid.....	19
1.5	Beskrivelse av skredtyper	20
1.5.1	Skred.....	20
1.5.2	Steinsprang/steinskred/fjellskred	22
1.5.3	Jord- og flomskred	24
1.5.4	Snøskred og sørpeskred.....	26
2	Studieområdet.....	29
2.1	Geografisk beliggenhet og områdebeskrivelse.....	29
2.2	Klima	33
2.2.1	Temperatur og nedbør	33
2.2.2	Vind.....	36
2.2.3	Permafrost	37
2.3	Regionalgeologi.....	38
2.3.1	Berggrunnsgeologi	38
2.3.2	Kvartærgeologi.....	41
3	Metode.....	47
3.1	Feltarbeid	47
3.2	Fremstilling av kart.....	47
3.3	Digital terrengmodell (DTM)	48
3.4	Volumestimering av skredvifter og kildeområder.....	48
3.5	Simulering av flomskred med "RAMMS::debrisflow"	53
4	Resultater.....	55
4.1	Kvartærgeologisk og geomorfologisk kart	55
4.2	Skråningsavsetninger og -prosesser for skredviftene I-XIV	58
4.2.1	Skredvifte I og II	60
4.2.2	Skredvifte III	69
4.2.3	Skredvifte IV og V	86
4.2.4	Skredvifte VI og VII	104
4.2.5	Skredvifte VIII, IX og X	114
4.2.6	Skredvifte XI og XII	124

4.2.7	Skredvifte XIII og XIV	138
4.3	Oppsummering av generelle kjennetegn på skredviftene I-XIV	155
4.4	Volumberegninger av skredviftene og kildeområdene.....	156
4.5	Simuleringer av flomskred	162
5	Diskusjon.....	166
5.1	Skråningsprosessenes betydning for sedimenttransporten gjennom holocen.....	166
5.1.1	Omfang av sedimenttransporten i holocen.....	166
5.1.2	Klima i holocen	167
	169
5.1.3	Når har det vært størst skredaktivitet og hvilke prosesser har dominert	170
5.2	De ulike skråningsprosessene i lys av klimaendringene	176
5.2.1	Forventede klimaendringer frem mot år 2100.....	176
5.2.2	De ulike skråningsprosessene i lys av fremtidens klima.....	178
5.2.3	Konsekvenser for arealutnyttelse i Kåfjorddalen	181
6	Konklusjon	185
	Litteraturliste	186
	Vedlegg	193
	Vedlegg 1: Utdrag fra e-post-korrespondanse med Klimavakten	193
	Vedlegg 2: Oversikt over areal og volum av skredviftene og kildeområdene	194
	Vedlegg 3: Beregning av volum mellom to overflater.....	195
	Vedlegg 4: Kvartærgeologisk og geomorfologisk kart	198

Figurliste

Figur 1.1: Begreper knyttet til avsetninger fra steinsprang/steinskred/fjellskred, jord-/flomskred og snøskred. A: Ulike avsetningsformer fra flomskred og snøskred. B: Steinsprangblokker avsatt fra steinsprang.	21
Figur 2.1: A: Kart over en del av Troms fylke hvor feltområdet i Kåfjorddalen er markert. B: Feltområdet i Kåfjorddalen, fra Kobbelva i sørøst til Holmen i nordvest (stiplet, rød firkant). Et ustabil fjellparti er markert med svart firkant. Fjellpartiet vises i detalj i Figur 2.3. Et ustabil steinsprangområde er markert med rød stjerne. Toppen på Oksfjellet i den sørvestlige dalsiden ligger på 1151 moh. Figurene A og B er modifisert etter Norgeskart (2019).	29
Figur 2.2: Oversiktsbilde som viser den sørvestlige dalsiden og dalbunnen i Kåfjorddalen. Bildet viser skredviftene under Oksfjellet, samt Kåfjordelva og Holmen. Det ustabile fjellpartiet i østlig del av Oksfjellet er vist stiplet i svart. Delområdene A og B (inndelt av NGU (2019c)) er markert. Disse er vist nærmere i Figur 2.3. Det ustabile steinsprangområdet i vestlig del av Oksfjellet er markert med rød stjerne. Bildet er tatt mot sør (Louise M. Vick). ...	30
Figur 2.3: Oversikt over det ustabile fjellpartiet i østlige del av Oksfjellet (farget område) og det ustabile steinsprangområdet i nordvestlige del av Oksfjellet (rød stjerne). Det ustabile området i øst er delt i områdene A og B, der B er et delområde i A. Vestre del av område A har faregrad "lav", mens østre del (delområde B) har faregrad "middels". Modifisert etter (NGU, 2019c). Dalsiden hvor områdene A og B og det ustabile steinsprangområdet ligger er markert i Figur 2.1. B og 2.2.	32
Figur 2.4: Temperatur og månedsnedbør for perioden august 2018 til august 2019 målt ved målestasjonen Holmen i Kåfjorddalen (målnr. 91551), 20 moh. Modifisert etter Meteorologisk Institutt (2019c).	34
Figur 2.5: Temperatur og månedsnedbør for perioden august 2018 til august 2019 målt ved målestasjonen Gamanjunni i Kåfjord kommune (målnr. 91530), 1237 moh. (Meteorologisk Institutt, 2019b). Nedbørsmengder for desember 2018 og januar 2019 mangler. Disse fremkommer i Figur 2.6.	34
Figur 2.6: Temperatur og månedsnedbør for perioden januar 2017 til august 2019 målt ved målestasjonen Gamanjunni i Kåfjord kommune (målnr. 91530), 1237 moh. Hentet fra Meteorologisk Institutt (2019d).	35
Figur 2.7: Plassering av målestasjonene Holmen (målnr. 91551) (20 moh.) og Gamanjunni (målnr. 91530) (1237 moh.) Modifisert etter Norgeskart (2019).	35
Figur 2.8: Vindstyrke og -retning målt ved målestasjonen Holmen i Kåfjorddalen, (målnr. 91551), 20 moh., viser dominerende vindretning fra sørøst og nordvest med dominerende vindstyrker på 0,3-5,2 m/s. Vindstyrker over 5,3 m/s forekom i opp mot 10 % av tiden (Meteorologisk Institutt, 2019e).	36
Figur 2.9: Vindstyrke og -retning målt ved målestasjonen Gamanjunni i Kåfjord kommune (målnr. 91530), 1237 moh. viser dominerende vindretning fra sørvest, sør og sørøst. Vindstyrker på mellom 5,3 og 10,2 m/s forekom i ca. 25 % av tiden. Vindstyrker over 10,3 m/s forekom imellom 5 og 10 % av tiden (Meteorologisk Institutt, 2019e).	37
Figur 2.10: Kart som viser dekkeseriene i Troms. Kåfjorddalen, innrammet i rødt, hører til Øvre dekkeserie. Bergartene i Kåfjorddalen tilhører Kåfjorddekket og Vaddasdekket som hører til nedre del av Reisadekkekomplekset. Profilet A til A' viser de fire dekkeseriene. Modifisert etter Fossen et al. (2013).	38

Figur 2.11: Berggrunnskart over Kåfjorddalen, 1:50 000. Modifisert etter NGU (2019a) og Quenardel og Zwaan (2008).....	39
Figur 2.12: A: Regionalt kart over sprø forkastninger i sørvestlige del av Barentshavet og Troms. Linjene viser forkastninger tolket fra feltarbeid på land (grønne linjer), digital terrengmodell (blå linjer), magnetisk anomali (røde linjer) og seismiske data (svarte linjer). Piler viser bevegelsesretningen av hengblokken. Modifisert etter (Indrevær et al., 2013). B: Bildet viser forkastninger og skyvegrensener i området rundt studieområdet, modifisert etter NGU (2019a). NGUs berggrunnskart, M: 1:250 000 er bakgrunnskart. Svart stjerne på A og B viser Oksfjellet i Kåfjorddalen.	40
Figur 2.13: Løsmassekart over Kåfjorddalen, M: 1:50 000. Modifisert etter NGU (2019b)..	41
Figur 2.14: Isutbredelsen under siste istids maksimum for ca. 20.000 år siden. Hele Skandinavia var dekket av is. Isen dekket kontinentalsokkelen ut til eggakanten. Modifisert etter Mangerud et al. (2011b).....	43
Figur 2.15: Brefronten under Skarpnnes-trinnet og Tromsø-Lyngen-trinnet. Øvrige registrerte randavsetninger i regionen er også vist. Modifisert etter Dahl og Sveian (2004).....	44
Figur 2.16: Brefront med tilhørende strandlinje for Ørnes-trinnet ca. 11.200-11.400 ± 150 kalenderår før nåtid (A) og Skibotn-trinnet ca. 10.800-10.900 ± 150 kalenderår før nåtid (B). Figur 2.16 B viser at Kåfjorddalen var isfri da Skibotn-trinnet inntraff. Kåfjorddalen var sannsynligvis isfri ca. 11.000 kalenderår før nåtid. Modifisert etter Corner (1980).....	45
Figur 2.17: Skisse som viser havnivå og strandlinjer (svarte linjer) under innlandsisens tilbaketrekning etter siste istid. Figurene viser hvordan strandlinjene dannes på stadig lavere nivå etter hvert som isen trekker seg tilbake og havet relativt sett synker. Modifisert etter Vorren et al. (2013b).	46
Figur 3.1: Horisontalsnitt gjennom vifter som ligger tett. Skissen viser hvordan ArcMap beregner volum av skredvifter som ligger tett. Programmet antar at fjellet ligger ved den stiplede linjen.	49
Figur 3.2: Grunnlaget for volumberegning av de ulike viftene og kildeområdene. Volumberegningene av skredvifte I-III er basert på ArcMap, mens skredvifte IV-XIV er estimert med basis i de beregnede volumene av vifte II og III. Volum av vifte III under fjellblotningene (grått parti til høyre for vifte II) er utelatt fra beregningene, da det ikke lar seg beregne i ArcMap. Volumet anses å være så lite at utelatelse ikke vil påvirke det totale volumestimatet nevneverdig og er innenfor usikkerhetene som er knyttet til volumestimatene, som omtalt senere i dette kapittelet.	50
Figur 3.3: Vertikalt snitt gjennom vifte IV, som viser hvordan volumet av vifte IV er estimert med utgangspunkt i de ArcMap-beregnete volumene av viftene II og III.	51
Figur 4.1: Tegnforklaring til kartet i Figur 4.2 og det kvartærgeologiske og geomorfologiske kartet i Vedlegg 4, etter NGUs standarddefinisjoner (NGU, 2019b). Tegnforklaringen gjelder også for tolkningskartene i kapittel 4.2.	56
Figur 4.2: Oversiktskart over skredviftene I-XIV under Oksfjellet i den sørvestlige dalsiden i Kåfjorddalen. Kartet viser klassifiseringer av de ulike viftene. Grønn stjerne viser området hvor det ustabile fjellpartiet ligger, mens rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. Se Figur 4.1 for tegnforklaring. Et fullstendig kvartærgeologisk og geomorfologisk kart i målestokk 1:8000 er vist i Vedlegg 4.....	57
Figur 4.3: Oversikt over skredviftene øst i feltområdet. Skredviftene er nummerert med romertallene I-VII, fra øst mot vest. Bildet er tatt mot SV (Sondre Blom).	59

Figur 4.4: Oversikt over skredviftene vest i feltområdet. Skredviftene er nummerert med romertallene VIII-XIV fra øst mot vest. Bildet er tatt mot SV. Det ustabile steinsprangområdet er markert med rød stjerne i fjellsiden ovenfor Holmen.	59
Figur 4.5: A: Oversikt over skredviftene I-VII. Bildet er tatt mot SV (Sondre Blom). B: Nærbilde av skredvifte I og II (stiplet i svart) og den tilgrensende skredviften.....	60
Figur 4.6: A: Helningskart. Skredvifte I og II er vist stiplet i svart. Profillinjen A-A' viser hvor lengdeprofilen på vifte II i Figur 4.6 B ligger. B: Lengdeprofil. Vinklene er beregnet basert på tallene uthevet i figuren. Merk at lengdeprofilen ikke har samme målestokk langs den horisontale og vertikale aksene.	62
Figur 4.7: DTM over skredvifte I og II (svarte, stiplede linjer). Nabovifte III og vifte IV er markert. Sola stråler inn fra NV. En lys, horisontal linje på DTM i øvre del av vifte II og som fortsetter bortover vifte III og IV, er et hakk som ligger i terrengmodellen. Dette hakket ses også på DTM til de øvrige skredviftene.....	63
Figur 4.8: DTM over skredvifte I og II (svarte, stiplede linjer) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Sola stråler inn fra NV.	64
Figur 4.9: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung & Schaerer, 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).....	65
Figur 4.10: Kvantærgeologisk og geomorfologisk kart over skredvifte I og II (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.2 i kapittel 4.1 for tegnforklaring.	68
Figur 4.11: A: Oversiktsbilde over skredviftene I-VII. Bildet er tatt mot SV (Sondre Blom). B: Nærbilde av skredvifte III (stiplet i svart) og dens tilgrensende skredvifter. Skredvifte III er inndelt i områdene A, B og C. Disse er vist stiplet i gult i figuren. Bildet er tatt mot SSV. C: Oversikt over hvor feltbilder er tatt fra.	69
Figur 4.12: A: Helningskart. Vifte III er vist stiplet i svart. Profillinjen A-A' viser hvor lengdeprofilen i Figur 4.12 B ligger. B: Lengdeprofil gjennom vifte III. Vinklene er beregnet med utgangspunkt i tallene uthevet i figuren	71
Figur 4.13: DTM over skredvifte III (svart, stiplet linje). Delområdene A, B og C er markert med gule stiplede linjer. Viftene b ₁ , b ₂ og b ₃ som ligger vest i del B, er markert. Sola stråler inn fra NV.....	72
Figur 4.14: DTM over skredvifte III (svart, stiplet linje) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Delområdene A, B og C er stiplet i gult, men ikke navngitt, for å forstyrre bildet minst mulig. Sola stråler inn fra NV.	73
Figur 4.15: Utsnitt av skredvifte III fra Norge i bilder (2016), henholdsvis fra 2011 (A) og 2016 (B). Mesteparten av området innenfor de gule heltrukne og stiplede linjene, er bevokst med skog i bildet fra 2011, mens det tilsvarende området viser lavtvoksende vegetasjon i bildet fra 2016. Bildene er vist med apex til vifte III nederst i venstre hjørne og viftetoppen oppe i høyre hjørne, fordi denne framstillingen best viser forskjellen i vegetasjon. Merk at det som i bildet er avmerket som midterste snøskredtunge, er et erosjonsspor etter snøskred.....	75
Figur 4.16: A: Det åpne, snøskredutsatte området med skrånstilte trær på skredvifte III sett ovenfra viften og ned mot dalbunnen, mot NØ. Området er lett vegetert med skrånstilte trær og enkelte steinblokker. I ytterkanten av området står trærne mer rett og er godt utviklet. B:	

Området inneholder enkeltblokker og mindre ansamling av steiner. Bildet er tatt mot N. C: Bildet er tatt mot SSØ og viser skråstilte og brukne trær i det åpne området. Bildet viser også blokker liggende på oversiden eller ved siden av trær (hvit pil viser blokk) (bilde av Sondre Blom).....	77
Figur 4.17: A: Bilde av skredløpet til en av kanalene vest for hovedskredløpet på vifte b ₁ . Større, kantete blokker ligger i overflaten av skredløpet. Bildet er tatt mot NØ. B: Nærbilde av sedimentene i skredløpet som viser mindre og større, kantete til subkantete blokker. Matriks består av fin sand og slam.	78
Figur 4.18: A: Kanal på vifte b ₂ . Bilde tatt mot SSØ. Gul pil markerer lengden på blokken som ligger nederst i bildet. Lengden på pilen tilsvarer 80 cm. B: Diskformet blokk avsatt i forkant av et tre. Blokken er målt til 1,3m x 1m x 0,2m. Bildet er tatt mot SØ.....	79
Figur 4.19: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung et al., 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).	80
Figur 4.20: Kwartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredvifte III (svart, stiplet linje). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.2 i kapittel 4.1 for tegnforklaring.	85
Figur 4.21: A: Oversiktsbilde over skredviftene I-VII. Bildet er tatt mot SV (Sondre Blom). B: Nærbilde av skredvifte IV og V (stiplet i svart). To aktive flomskredkanaler ses innimellom tett skog i østlig del av vifte IV, ca. midtveis opp i delområde B. Den vestligste av disse er befarat.	86
Figur 4.22: A: Helningskart. Skredvifte IV og V er vist stiplet i svart. Profillinjen A-A' viser hvor lengdeprofilen i Figur 4.22 B ligger. B: Lengdeprofil. Helning er beregnet med utgangspunkt i tallene som er uthevede i figuren. C: Detaljprofil av innsirklet del (rød) av lengdeprofilen vist i Figur 4.22 B. Helning er beregnet med utgangspunkt i tallene som er uthevet i figuren.....	88
Figur 4.23: DTM av skredvifte IV og V (svarte, stiplede linjer). Delområdene A, B og C i vifte IV er vist i gult. Sola stråler inn fra NV.....	89
Figur 4.24: DTM av skredvifte IV og V (svarte, stiplede linjer) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Delområdene markert på Figur 4.23 er kun stiplet i gult for å forstyrre bildet minst mulig. Sola stråler inn fra NV.	90
Figur 4.25: Aktiv kanal Ø på vifte IV, der A og B viser kanalen i øvre del av delområde B, mens C-E viser kanalen i nedre del av delområde B. A: 1,5 m - 2 m bred kanal bestående av kantete til subkantete steiner/blokker opp til ca. 2 m x 1,5 m x 0,5 m, og høy andel av fin til veldig finkornet, slamrik matriks. Grener og trestokker ligger i løpet. Levéene er ca. 1,5 m høye. B: Stein oppå en gammel, skråstilt trestamme rett nedenfor der bilde i Figur 4.24 A er tatt. Bildene A og B er tatt mot N. C: Kanalen er ca. 5 m bred, består av subkantete til kantete steiner og enkelte blokker, samt mye slam. Treet har en diameter på ca. 18 cm i brysthøyde. En mindre erosjonskanal ses under føttene. D: Erosjonskanal (ca. 85 cm bred, 10 cm dypt), bestående av subkantete til rund grus og stein, samt slam. Materiale har samlet seg i en liten lobe foran den oransje pilen. Oransje piler viser nedstrømsretningen i bildene C og D. Bildene C og D er tatt mot SSØ. E: Panoramabilde av nedre del av kanalen (tatt mot Ø). Bildet viser at kanalen svinger mot venstre i bildet, men svingen fremkommer bråere på bildet enn den er i	

virkeligheten. Tre lobes er markert. Fotografens posisjon da bildene C og D ble tatt er markert med firkanter med sorte piler med bildenummeret i firkanten.....	93
Figur 4.26: Hovedskredløp midt på skredvifte IV. A: Lobe vest for hovedløpet. Oransje pil viser hovedløpet. Loben består av blokker godt tildekket med vegetasjon. B: Ferske, kantete til subkantete steiner/blokker på opptil 1 m x 0,70 m x 0,30 m ligger i løpet oppå lavtvoksende vegetasjon. Løpet er her ca. 3,5 m bredt. Oransje pil viser skredløpet. Levée (ca. 1,5 m høy) på østsiden av løpet er bygget opp av steiner og blokker og tildekket med vegetasjon. Skala: gul målestokk (1 m lang) til høyre for oransje pil. Lokaliseringen av bildene er vist på Figur 4.21 C. Bildene er tatt mot SSV.....	94
Figur 4.27: A: Åpent, slakt område nedenfor bratt skråning i nederste del av vifte IV (se Figur 4.20 C). Området er vegetert, og i bunnen ligger det vannrikt slam. Person i oransje til høyre i bildet er brukt som målestokk. Bildet er tatt mot SSV. B: Eksempel på bunnen i det åpne området; vannrikt slam. Bildet er tatt ovenfra. C: Sandrik skogsvei, delvis med slam, nedenfor det åpne området. Bildet er tatt mot ØSØ.....	96
Figur 4.28: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung et al., 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).	97
Figur 4.29: Observerte og antatte strandlinjer i vestlig side av israndterrasse på Elvenes. A: Oversiktskart som viser hvor Elvenes ved Birtavarre ligger i forhold til studieområdet. Svart strek viser hvordan strandlinjene på Elvenes ligger og rød stjerne viser hvor bilde B er tatt fra. B: Bilde av den vestlige siden av israndterrassen ved Elvenes som viser noen av strandlinjene (hakkene/flatene i terrenget er markert med svarte piler. C: Viser DTM av israndterrassen. Antatte spor etter strandlinjer ses som parallelle linjer i vestlig skråning. D: DTM av israndterrassen med inntegnede strandlinjer. Solen stråler fra SØ på C og D.	101
Figur 4.30: A: Inntegnede strandlinjer (67 moh. og 50 moh.) etter antatte strandlinjer på israndterrassen ved Elvenes (markert i Figur 4.27 D). Plasseringen av lengdeprofilen er vist i figuren. B: Lengdeprofilen viser strandlinjene fra israndterrassen ved Elvenes (67 moh., 61 moh., 55 moh., 50 moh. og 47 moh. Eventuelle strandlinjer ved Holmen vil ligge 1-2 m høyere enn strandlinjer ved Elvenes på grunn av økning i relativ landheving innover i landet.	102
Figur 4.31: Kvartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredviftene IV og V (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.2 i kapittel 4.1 for tegnforklaring.	103
Figur 4.32: A: Oversiktsbilde over skredviftene, I-VII. Bildet er tatt i august 2018 mot SV (Sondre Blom). B: Nærbilde av skredvifte VI og VII og tilgrensende skredvifter. Bildet er tatt i oktober 2018 mot S.	104
Figur 4.33: Helningskart. Skredvifte VI og VII er vist stiplet i svart.	105
Figur 4.34: DTM over skredvifte VI og VII (svarte, stiplede linjer). Sola stråler inn fra NV.	107
Figur 4.35: DTM over skredvifte VI og VIII (svarte, stiplede linjer) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Sola stråler inn fra NV.	108
Figur 4.36: Helningskart knyttet til fjellsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° (NVE, 2011). Helningskart knyttet til	

fjellsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° (NVE, 2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (Lied & Kristensen, 2003; McClung et al., 2006). Noen tørrsnøskred kan utløses opptil 60, og våte snøskred kan forekomme under 30°(Lied et al., 2003; McClung et al., 2006).....	110
Figur 4.37: Kwartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredvifte VI og VII (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring.	113
Figur 4.38: A: Oversiktsbilde over skredviftene VIII-XIV. Bildet er tatt mot SV. B: Nærbilde av skredvifte VIII-X og tilgrensende skredvifter. Isranddelta er synlig på bildet under foten til viftene. Isranddeltaet er vegetert under foten til vifte VIII og delvis vegetert under IX og X. Bildet er tatt mot SSV.	114
Figur 4.39: Helningskart. Skredvifte VIII, IX og X er vist stiplet i svart.	116
Figur 4.40: DTM over skredvifte VIII, IX og X (svarte, stiplede linjer). Sola stråler inn fra NV.	118
Figur 4.41: DTM over skredvifte VIII, IX og X (svarte, stiplede linjer) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Sola stråler inn fra NV.	119
Figur 4.42: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung et al., 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).	121
Figur 4.43: Tolkingskart over skredvifte VIII, IX og X (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. ...	123
Figur 4.44: A: Oversiktsbilde over skredviftene VIII-XIV. B: Nærbilde av skredvifte XI og XII og tilgrensende skredvifter. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. C: Oversikt over hvor feltbilder er tatt. Bildene er tatt mot SV.....	124
Figur 4.45: A: Helningskart. Vifte XI og XII er vist stiplet i svart. Profillinjen A-A' viser hvor lengdeprofilen på vifte XI i Figur 4.45 B ligger. B: Lengdeprofil for vifte XI. Vinklene er beregnet med utgangspunkt i tallene uthevet i figuren.	126
Figur 4.46: DTM av skredvifte XI og XII (svarte, stiplede linjer). Delområdene A, B og C i vifte XI er vist i gult. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. Sola stråler inn fra NV.	127
Figur 4.47: DTM av skredvifte XI og XII (svarte, stiplede linjer) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Delområdene A, B og C er stiplet i gult. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. Sola stråler inn fra NV.....	128
Figur 4.48: Bildene A-E viser hovedskredløpet på skredvifte XI fra proksimal del av viften til den distale delen av viften. Oransje piler viser strømningsretningen og hvite streker viser levéeer. Bilde A er tatt i delområde A, mens B-E er tatt i delområde B. A: Proksimal del av hovedskredløpet som like under apex svinger ut til vestlig ytterkant av skredviften. Apex er markert i bildet. Avstanden fra personen opp til apex er større enn det bildet indikerer. Øst for kanalen (til venstre i bildet) ses det åpne stein-/blokkrike området i delområde A (Figur 4.44 B). Bildet er tatt mot SSV. B: Hovedskredløpet, omtrent midt på viften. Ansamling av større, subkantete blokker opp til ca. 2 m x 1,5 m x 0,5 m. Brukket tre til høyre i bildet. Målestokk:	

målsatt gul pil. Bildet er tatt mot SV. C: Subkantet-subrund blokk, ca. 200 m ³ (8 m x 5 m x 5 m), stedvis dekket med lav og mose. Bildet er tatt mot Ø. Øst for blokken går hovedskredløpet, som i bildet ses til venstre for blokken og er markert med svart pil. D: Hovedskredløpet, tatt rett øst for blokken i bilde 4.48 C. Løpet fortsetter helt ned til flaten hvor pilen stopper. Bildet er tatt mot N. E: Hovedskredløpet med slam og grus/steiner stopper i forkant av skredvullen. En kantet blokk, ca. 1,9 m x 1,8 m x 1,3 m, ligger i ytterkant av løpet. Lokasjonene hvor bildene er tatt er vist i Figur 4.44 C. Bildet er tatt mot N.....	130
Figur 4.49: Bildet viser erosjonskanaler som kommer fra øvre del av viften (fra høyre i bildet) med tilhørende levéer. Sporadiske, kantete-subkantete blokker på opp til rundt 2 m x 1,8 m x 1,5 m. Målestokk; spade til venstre for blokken til venstre i bildet. Blokken til venstre i bildet er 1,8 m x 1 m x 1,6 m, er dekket med lav og mose, og er lysegrå til gråsvart. Bildet er tatt mot Ø.....	132
Figur 4.50: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung et al., 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).	134
Figur 4.51: Kvartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredvifte XI og XII (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet.....	137
Figur 4.52: A: Oversiktsbilde over skredviftene VIII-XIV. B: Nærbilde av skredvifte XIII og XIV og tilgrensende skredvifter. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. C: Oversikt over hvor feltbilder på vifte XIII er tatt. Bildet er tatt mot SV.....	138
Figur 4.53: A: Helningskart. Skredvifte XIII og XIV er vist stiplet i svart. Profillinjen A-A' viser lengdeprofilen på vifte XIII. B: Lengdeprofil gjennom vifte XIII. Vinklene er beregnet med utgangspunkt i tallene uthevet i figuren.	140
Figur 4.54: DTM over skredvifte XIII og XIV (svarte, stiplede linjer). Delområdene A og B i vifte XIII er markert med gul, stiplet linje. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. Sola stråler inn fra NV.	141
Figur 4.55: DTM over skredvifte XIII og XIV (svarte, stiplede linjer). Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Delområdene A, B og C er stiplet i gult. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. Sola stråler inn fra NV.	142
Figur 4.56: Proksimale deler av hovedskredløpet på skredvifte XIII. Oransje piler viser strømningsretningen, og hvite linjer er levéer. A: Øvre del av hovedskredløpet består av mange steiner/blokker, enkelte blokker opp til ca. 1m x 1m x 0,5 m (kantet-subkantet), mye slam og fine bergartsfragmenter. Til venstre for personen i bildet er det en sidekanal som svinger av fra hovedskredløpet. Kanalen er skilt fra hovedløpet med en lav levée (hvit linje). Bildet er tatt mot S. B: Hovedskredløpet er avbildet rett under grensen mellom delområdene A og B. Bildet viser to lober i feltløpet (gule linjer). Hovedskredløpet fortsetter forbi lobene i et smalere spor videre nedover. Skredmaterialet nedenfor lobene består av steiner opp til ca. 0,50 m x 0,40 m x 0,30 m og slam. Bildet er tatt mot N. Lokasjonene til bildene er vist i Figur 4.52 C.	144
Figur 4.57: Bildet viser hovedskredløpet på vifte XIII i midtre del av delområde B (A-C) og i distal del (D). Oransje piler viser strømningsretningen, hvite linjer viser levéer og gule linjer viser lober. A: Hovedskredløpet og det østlige sidekanalen (stiplet i oransje). Levéen skiller	

kanalen fra hovedløpet. Hovedskredløpet er her ca. 2,5 m bredt og fylt opp med kantete til subkantete blokker. Proksimalt i løpet ses en lobe. Blokkstørrelsen på proksimal og distal side av loben, er mindre enn i selve loben. Bildet er tatt mot S. B: Bildet er tatt litt lenger ned i hovedskredløpet enn der bilde A er tatt. Kantete til subkantete blokker fyller opp løpet. Slam, kvister, kantete steinfragmenter og organisk materiale ligger oppå flere av blokkene (markert med sort pil). En diskformet blokk, på 4,2 m x 3,5 m x 0,8-1 m, ligger oppå kantete, mindre blokker som til sammen danner en lobe i hovedløpet (ved personen). Bildet er tatt mot N. C: Hovedskredløpet, nedenfor der bilde B er tatt, viser en lobe bestående av subkantete blokker opp til omtrent 1,5 m x 0,8 m x 0,5 m, stedvis dekket med mose. Bildet er tatt mot SSV. D: Distal del av hovedskredløpet. Enkelte steinsprangblokker (opp til 1,8 m x 1,4 m x 0,7 m) ligger i skredløpet, og blokker ligger oppå levéene. Bildet er tatt mot N. Lokasjonene til bildene er vist i Figur 4.52 C. 146

Figur 4.58: A: Skredvifte XIII, hvor den distale delen av viften har en ujevn overflate hvor kanaler og tilhørende levéer går om hverandre. Sporadiske steinsprangblokker fremkommer på bildet. Stiplet yttergrense av viften varierer noe fra tilsvarende yttergrense på DTM (Figur 4.54 og 4.55) og oversiktsbilde (Figur 4.52 B), da bildet i Figur 4.58 A er tatt fra en annen vinkel enn de nevnte bildene. Bildet er tatt mot SSV. Rød sirkel viser hvor steinsprangblokkene i Figur 4.58 B ligger. B: Eldre steinsprangblokk dekket med lav (venstre i bildet) og fersk steinsprangblokk (til høyre i bildet), begge i en nedsynkning. Fersk blokk er noe avskallet i kantene. Kanalen/sporet i forkant av blokken er vist med oransje pil, og levéer med hvite linjer. Gul pil viser en spade som fungerer som målestokk. Bildet er tatt mot ØSØ. 148

Figur 4.59: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung et al., 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006). 150

Figur 4.60: Kwartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredvifte XIII og XIV (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. 154

Figur 4.61: Volumberegning av vifte II. A: Viser høydekoter på dagens terrengoverflate (rød) og antatt opprinnelig terrengoverflate (gul). B: Viser tykkelse på skredmassene. Sola stråler inn fra SV. 156

Figur 4.62: Volumberegning av vifte III. A: Viser høydekoter på dagens terrengoverflate (rød) og antatt opprinnelig terrengoverflate (gul). B: Viser tykkelse på skredmassene. Sola stråler inn fra SV. 157

Figur 4.63: Volumberegning av Øst_Min som omfatter det østlige kildeområdet. A: Viser høydekoter på dagens terrengoverflate (rød) og antatt opprinnelig terrengoverflate (gul). Øst_Min er basert på at opprinnelig terrengoverflate berører alle utstikkende fjellpartier i kildeområdet. B: Viser dybder på skarene i [m] der materiale er antatt fjernet fra kildeområdet. Sola stråler inn fra SØ. 158

Figur 4.64: Volumberegning av Øst_Maks som omfatter det t østlige kildeområdet A: Viser høydekoter på dagens terrengoverflate (rød) og antatt opprinnelig terrengoverflate (gul). Øst_Maks er basert på at opprinnelig terrengoverflate berører alle utstikkende fjellpartier,

unntatt det vestligste utstikkende fjellpartiet i kildeområdet. B: Viser dybder på skarene i [m] der materiale er antatt fjernet fra kildeområdet. Sola stråler inn fra SØ.	159
Figur 4.65: Volumberegning av det vestlige kildeområdet. A: Viser høydekoter på dagens terrengoverflate (rød) og antatt opprinnelig terrengoverflate (gul). B: Viser dybder på skarene i [m] der materiale er antatt fjernet fra kildeområdet. Sola stråler inn fra SV.	160
Figur 4.66: Figuren viser resultatene av simuleringene av flomskred på skredvifte IV med RAMMS::debrisflow med inngangsvolum på 100 m ³ (A og B) og 1000 m ³ (C og D). A og C viser maksimale flyte høyder, mens B og D viser utbredelse av og høyde på skredavsetningene i utløpsområdet.	163
Figur 4.67: Figuren viser resultatene av simuleringene av flomskred på skredvifte XI med RAMMS::debrisflow med inngangsvolum på 100 m ³ (A og B) og 1000 m ³ (C og D). A og C viser maksimale flyte høyder, mens B og D viser utbredelse av og høyde på skredavsetningene i utløpsområdet.	164
Figur 5.1: Figuren viser avvik i gjennomsnittlig årstemperatur, januar temperatur og jultemperatur for Nord-Norge gjennom holocen i forhold til dagens temperaturer (i forhold til 1961-1990 temperaturnormalen). Modifisert etter Lilleøren et al. (2012).	167
Figur 5.2: Rekonstruerte julitemperaturer i holocen basert på pollen fra Barheivatn på Lyngenthalvøya (A) og Dalmutladdo i Skibotndalen (B). Rekonstruert årsnedbør i holocen for Lyngenthalvøya (C) og Skibotndalen (D). HTM for Lyngen og Skibotn er markert i figurene. Modifisert etter Bjune et al. (2004).	168
Figur 5.3: Vinternedbør (snø) rekonstruert basert på studier av glasilakustrine sedimenter og geomorfologisk kartlegging i Lyngen. Modifisert etter (Bakke et al., 2005). A: Vinternedbør i holocen for Lyngen. HTM for Lyngen er markert i henhold til Bjune et al. (2004). B: Vinternedbør for Lyngen de siste 4000 kalenderårene.	169
Figur 5.4: Oversiktskart over nordvestlig del av Kåfjorddalen med aktsomhetsone for jord-/flomskred (brunt) og faresoner skred (rammet inn i lilla) (NVE, 2019a). Vifte IV og XI er vist stiplet i kartet. B: Utbredelse av skredavsetninger i utløpsområdet basert på simuleringer av flomskred i RAMMS::debrisflow av vifte IV og XI er vist. Modifisert etter (NVE, 2019a).	183

Tabelliste

Tabell 1-1: Klassifikasjon av skred i henhold til Øydvin (2011).	20
Tabell 4-1: Oppsummering av kjennetegnene på skredviftene I-XIV. *Lengder og bredder er målt med verktøyet "Line Measure" i ArcMap, og avrundet til nærmeste 5 m. Klassifikasjon av vifte (nummer og avsetningstype) er i henhold til NGUs standarddefinisjoner (Figur 4.1 i kapittel 4.1) (NGU, 2019b). Merk at begrepet flomskred i denne tabellen omfatter kanaliserte jordskred, som omtalt i kapittel 1.5.3. Det betyr at skredvifter som i tabellen er definert som dominert av snø- og flomskred, klassifiseres i henhold til NGUs løsmasseklassifikasjon som snø- og jordskredavsetninger.	155
Tabell 4-2: Tabellen viser volum av materialet antatt fjernet fra kildeområdene, volum av tilhørende skredvifter og differansen mellom disse.	161
Tabell 4-3: Tabellen viser resultater av simuleringer av flomskred på vifte IV og XI med inngangsvolum 100 m ³ og 1000 m ³ . Maksimal flyte høyde (strømningshøyde), erosjonsvolum, totalt skredvolum og høyde på skredavsetning er vist.	162

Tabell 5-1: Beregnet økning i årlig nedbørsmengde (Norsk klimaservicesenter, 2019), antall dager med kraftig nedbør og nedbørsmengde på dager med kraftig nedbør (Hanssen-Bauer et al., 2015) (i %) fra referanseperioden 1971–2000 til 2031-2060 ("2045") og 2071–2100 ("2085") for utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 for Troms. Medianverdiene er oppgitt. Tall i parentes gjelder økning i årlige sommernedbørsmengder. Kraftig nedbør er definert som ettdøgns nedbør som ble overskredet 0,5 % av dagene i perioden 1971-2000, dvs. ca. to ganger per år. For høyereliggende strøk, kan verdiene avvike noe fra tallene gitt i tabellen. 177

1. Introduksjon

1.1 Bakgrunn

Skredhendelser har foregått i Troms langt tilbake i tid, trolig helt tilbake til under deglasiastiden (Blikra et al., 2006). De første hendelsene som er registrert og omtalt, er fra slutten av 1700-tallet (Furseth, 2013). Tidligere, før moderne analyser og sikringstiltak eksisterte, preget mange av skredhendelsene i dette området både befolkning, husdyr og infrastruktur. I nyere tid har det blitt stilt krav til blant annet bosetningsmønsteret og sikringstiltak (Direktoratet for byggkvalitet, 2017), noe som har ført til reduksjon i antall ulykker.

Prognoser for fremtidens klima indikerer at temperaturene vil stige og nedbørsmengdene vil øke (Hanssen-Bauer et al., 2015). Flere mildværsperioder og perioder med styrtregn forekommer allerede som følge av temperatur- og nedbørsøkningen. Økt nedbør vil kunne medføre flere skredhendelser gjennom hele året (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Kåfjorddalen er et område i Troms der det jevnlig har gått og går skred (NVE, 2015, 2019b; Vick, 2019, pers. medd.). Det er av interesse å identifisere og klassifisere skredavsetninger og -prosesser i Kåfjorddalen. Videre er det av interesse å se på skredprosessenes betydning for landskapsutviklingen i postglasial tid og i en fremtid med mer ekstremvær.

Hovedformålet med dette studiet er å beskrive og tolke skredavsetninger og -prosesser i den sørvestre dalsiden i Kåfjorddalen. I tillegg blir det gjort en kort overordnet vurdering av hvordan sedimenttransporten kan ha vært gjennom holocen og hvordan skredaktiviteten forventes å bli som følge av klimaendringene.

1.2 Problemstilling

I denne oppgaven vil følgende problemstillinger bli belyst:

- 1) Identifisere og klassifisere ulike aktive og eldre skråningsprosesser og skråningsavsetninger.
- 2) Anslå, på overordnet nivå, de ulike prosessenes betydning for sedimenttransport gjennom holocen.
- 3) Vurdere, på overordnet nivå, de ulike skråningsprosessene i lys av klimaendringene og konsekvenser for arealutnyttelse i Kåfjorddalen.

Hovedvekten av arbeidet er lagt på problemstilling 1.

I forbindelse med besvarelsen av problemstilling 2, er det utført volumberegninger av skredviftene og kildeområdene for å kunne si noe om omfanget av sedimenttransporten i holocen. I forbindelse med besvarelsen av problemstilling 3, er det foretatt simuleringer av flomskred for å se på mulig utbredelse av eventuelle skredmasser i utløpsområdet.

1.3 Oppbygning av oppgaven

Som grunnlag for denne oppgaven, vil relevante tidligere arbeider bli omtalt og de ulike, aktuelle skredtypene bli beskrevet. Så vil selve studieområdet – den geografiske beliggenheten, klimatiske forhold og regionalgeolog – bli presentert. Videre blir de ulike metodene og verktøyene som er brukt for å studere området og samle inn og analysere data beskrevet. Resultatene fra feltarbeider og dataanalyser bli så presentert. Deretter kommer en overordnet drøfting av hvordan sedimenttransporten kan ha vært i holocen og antas å bli i fremtiden. Til slutt presenteres konklusjonen.

Problemstilling 1) besvares i kapittel 4.1 til 4.3.

Problemstilling 2) besvares i kapittel 4.4 og 5.1.

Problemstilling 3) besvares i kapittel 4.5 og 5.2.

1.4 Tidligere arbeid

I Troms er studier av deglasiasjon utført av blant andre Andersen (1968), Corner (1977) og Corner (1980). Corner (1977) har i sin hovedfagsoppgave studert israndposisjoner ved Spåkenes, Lyngen og Kåfjorddalen og senere foretatt videre undersøkelser (Corner, 1980).

Tidligere studier og pågående kartlegging av skred i Troms omfatter stort sett de mange ustabile fjellsidene i fylket (Blikra et al., 2006; Braathen et al., 2004; Bunkholt et al., 2013a; Bunkholt et al., 2012). Sletten og Blikra (2002) og Sletten et al. (2006) har undersøkt avsetninger fra blant annet snøskred og jord-/flomskred mellom Balsfjord og Storfjord.

Et ustabil fjellparti i Oksfjellet i den sørvestlige dalsiden i Kåfjorddalen er undersøkt (Bunkholt et al., 2013a; Bunkholt et al., 2013b; Bunkholt et al., 2012). Fjellpartiet er videre blitt studert i forbindelse med en masteroppgave om fjellskred av Bredal (2016). Et ustabil steinsprangområde i den sørvestlige delen av Oksfjellet er undersøkt (NVE, 2015).

Steinsprangområdet er videre blitt studert i forbindelse med en masteroppgave om steinsprang av Haukenes (2018).

Sletten og Stalsberg (2017) har produsert et foreløpig kvartærgeologisk kart i målestokk 1:10 000 over deler av dalsiden sørøst for studieområdet i denne oppgaven. Skred As (Taurisano, 2018) har på oppdrag fra Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) kartlagt faresoner for skred i bratt terreng i et område som delvis omfatter det kartlagte området av (Sletten et al., 2017).

1.5 Beskrivelse av skredtyper

1.5.1 Skred

Skred er en bevegelse av løsmasser eller snø nedover en skråning i terrenget, forårsaket av gravitasjonskrefter (Highland & Bobrowsky, 2008). Skred kan inneholde vann i ulike mengder (Hungri et al., 2014).

Et skred kan deles inn i tre områder: utløsningsområdet/kildeområdet, skredbanen og utløpsområdet (Figur 1.1) (Hungri, 2005; Lied, 2014; McClung et al., 2006; Sandersen, 2014).

Det finnes ulike klassifikasjoner og terminologier for skred (Hungri et al., 2014). En hovedklassifikasjon som er vanlig å bruke i dag, er basert på Cruden et al., (1996) og består i å navngi skredene etter de fem bevegelsestypene fall, utvelting, utglidning, spredning og strømning ("flow") (Hungri et al., 2014; Høeg, 2014). Mer detaljerte klassifikasjoner inkluderer i tillegg til bevegelsestype, forhold som for eksempel type skredmaterial, hastighet på skredet og vanninnhold (Hungri et al., 2001; Hungri et al., 2014; Varnes, 1978). Den mest brukte klassifikasjonen internasjonalt i dag, er basert på Varnes (1978), senere oppdatert av blant andre Hungri et al. (2014). Den baserer seg på en inndeling som tar utgangspunkt i bevegelsestype og videre deler inn etter materialtype (Hungri et al., 2014).

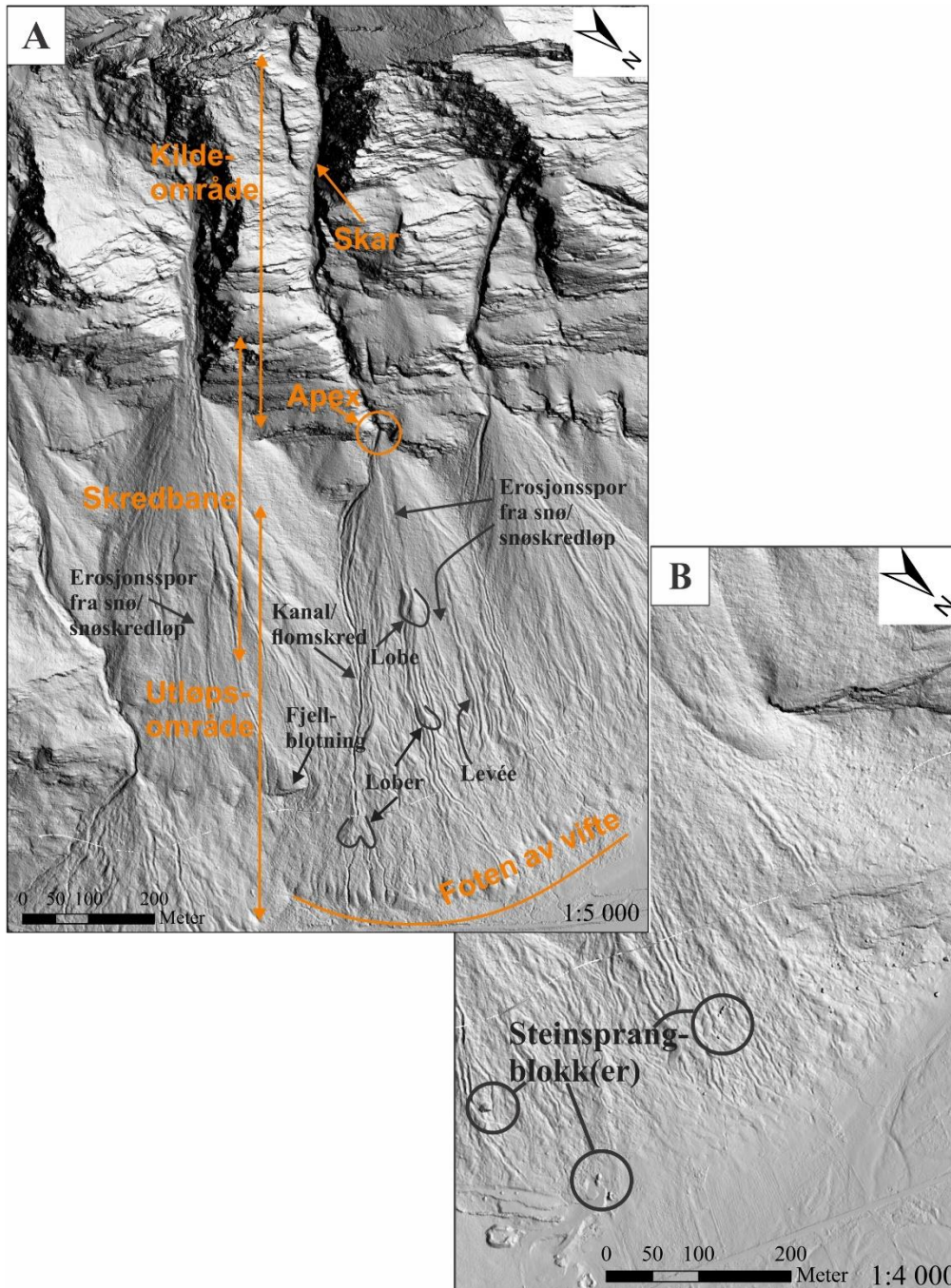
I Norge har NVE foreslått en klassifikasjon som tar utgangspunkt i materialtype, se Tabell 1.1 (Øydvin, 2011). De tre materialtypene er fast fjell, løsmasser og snø, hvor løsmasser inndeles i jordskred, flomskred og kvikkleireskred. Den største forskjellen mellom den norske og internasjonale klassifikasjonen beskrevet ovenfor omfatter skred i fjell, hvor den norske klassifiserer i henhold til størrelsen på skredvolumet mens, som nevnt ovenfor, den internasjonale klassifiserer i henhold til bevegelsestype.

NVEs klassifikasjon er brukt i denne oppgaven.

Tabell 1-1: Klassifikasjon av skred i henhold til Øydvin (2011).

Fast fjell	Løsmasser		Snø
	Grove ←-----	Fine	
Steinsprang	Jordskred		Snøskred
Steinskred			Sørpeskred
Fjellskred	Flomskred	Kvikkleireskred	

De ulike skredtypene i Tabell 1.1 som er aktuelle for studieområdet i Kåfjorddalen, (steinsprang/steinskred/fjellskred, jord-/flomskred og snøskred) er nærmere definert og omtalt i kapitlene 1.5.2-1.5.4. Begreper knyttet til disse skredavsetningene og ulike avsetningsformer fra flomskred, snøskred og steinsprang som blir beskrevet i det følgende er vist i Figur 1.1.



Figur 1.1: Begreper knyttet til avsetninger fra steinsprang/steinskred/fjellskred, jord-/flomskred og snøskred. A: Ulike avsetningsformer fra flomskred og snøskred. B: Steinsprangblokker avsatt fra steinsprang.

1.5.2 Steinsprang/steinskred/fjellskred

1.5.2.1 Definisjon

Steinsprang: utglidning, utfall og/eller velting av én eller flere steinblokker med volum mindre enn 100 m³ (Domaas & Grimstad, 2014).

Steinskred: utglidning, utfall og/eller velting av steinmasser med volum mellom 100 og 10 000 m³ (Domaas et al., 2014).

Fjellskred: utglidning, utfall og/eller velting av steinmasser med volum over 10 000 m³ (Domaas et al., 2014).

Andre forfattere som blant andre Høst et al. (2006) definerer andre volumgrenser mellom steinsprang, steinskred og fjellskred enn de ovennevnte. I denne oppgaven blir definisjonene i henhold til Domaas et al. (2014) benyttet.

1.5.2.2 Utløsningsområde/utløsende faktorer

Stabiliteten i fjellet er avhengig av bergartstype, grad av oppsprekking, spenninger i fjellet, tektoniske/strukturgeologiske forhold og terrengformer (topografi) (Domaas et al., 2014).

Viktige årsaker til utløsning av steinsprang, steinskred og fjellskred antas å være knyttet til vann i sprekker (Braathen et al., 2004; Highland et al., 2008; Hungr et al., 2014). Kraftig nedbør kan føre til at vanntrykket i sprekkeene øker, poretrykket øker og skjærmotstanden langs utglidningsplanet reduseres og skred utløses (Braathen et al., 2004; Domaas et al., 2014). Vektøkning på grunn av vanntilførselen og vannets smørende effekt på glideplanet kan også bidra til skredutløsning (Braathen et al., 2004). Spesielt øker skredrisikoen når nedbør kommer i kombinasjon med snøsmelting (Braathen et al., 2004) og samtidig teleløsning (Domaas et al., 2014).

I henhold til Domaas et al. (2014), Braathen et al. (2004) og Highland et al. (2008) er tine-/fryseprosesser en viktig årsak til utløsning av steinsprang og steinskred.

For å utløse fjellskred må utløsningsfaktorene virke over lenger tid enn det som skal til for å utløse steinsprang og steinskred (Domaas et al., 2014).

Steinsprang forekommer i fjellskråninger som er brattere enn 40°-45° i henhold til definisjonen beskrevet i NVE (2011).

1.5.2.3 Skredprosess/avsetninger/kjennetegn

I fjellskred beveger store og små, oppknuste steinblokker og finstoff seg som en flytende strøm nedover fjellsiden. Hastigheten på skredet kan bli stor og skredet har ofte svært lang utløpsdistanse, opptil flere kilometer (Domaas et al., 2014; Hungr et al., 2014).

I et steinskred er strømningsmønsteret annerledes enn i et fjellskred. Energi tapes når steiner og blokker slås mot hverandre, mot underlaget og river opp jord, stein og trær. Hastigheten i skredet er derfor ikke så stor (Domaas et al., 2014). Enkeltplokker kan imidlertid sprette ut av skredstrømmen og rulle/sprette ned fjellveggen i en raskere bevegelse enn selve hovedskredet og nå mye lenger enn dette (Hungr et al., 2014).

Steinsprang består i hovedsak av enkeltplokker som beveger seg nedover fjellsiden uten å påvirke hverandre i særlig grad (Blikra & Nemeč, 1998a; Hungr et al., 2014). Blokkene er ofte kantete (Luckman, 2013), og både glir, ruller, hopper/spretter og knuses på sin vei nedover (Blikra et al., 1998a; Dorren, 2003; Hungr et al., 2014). Ved fritt fall øker farten fort, og kan bli betydelig i høye fjellsider (Domaas et al., 2014). Ujevnheter i terrenget eller skjev vektfordeling i blokken kan føre til at blokken beveger seg på skrå i forhold til fall-linjen. Roterende blokker kan trille langt utover i flatt terreng (Evans & Hungr, 1993; Hungr et al., 2014).

Sår på trestammer, blokker i ura og groper etter nedslag og hvor vegetert disse er, kan gi informasjon om utbredelse og hyppighet av steinsprang (Domaas et al., 2014).

Steinsprangblokker kan kutte trær (Dorren et al., 2011).

Blokker fra steinsprangaktivitet vil over tid danne talusvifter (Evans et al., 1993). Ifølge Evans et al. (1993) er helningen på slike vifter ved apex ca. 38° , og avtar nedover mot foten av viften hvor den kan være mellom 10° og 20° . Talusvifter kan preges av andre skredprosesser som jord-/flomskred og snøskred og betegnes da som kolluviale vifter (Blikra et al., 1998a) eller talusskrånninger (Luckman, 2013). De kolluviale viftene er bratte og består av grovt, umodent, delvis kantet materiale (Blikra et al., 1998a; Luckman, 2013). Ifølge Blikra et al. (1998a) har disse viftene ved apex normalt en helning på mellom 35° og 45° , men helninger på ned mot 30° kan forekomme (Blikra et al., 1998a). Ved foten er helningen ofte mellom 15° - 20° , men kan også være slakere, 5° - 15° (Blikra et al., 1998a).

1.5.3 Jord- og flomskred

1.5.3.1 Definisjon

Jord- og flomskred er løsmasser som blokker, stein, grus, sand og jord, samt varierende grad av vann som er i bevegelse (Blikra et al., 1998a; Highland et al., 2008; Hungr, 2005; Hungr et al., 2014). Jord- og flomskred inneholder matriks i varierende mengde (Blikra et al., 1998a). Matriks består i hovedsak av sand og finere materiale, noen ganger også grus (Blikra et al., 1998a; Hungr, 2005).

Løsmassefraksjonene er i Sandersen (2014) definert på følgende måte:

Blokk: diameter (d) > 600 mm

Stein: 600 mm > d > 60 mm

Grus: 60 mm > d > 2 mm

Sand: 2 mm > d > 0,06 mm

Silt: 0,06 mm > d > 0,002 mm

Leire: d < 0,002 mm

Begrepene jordskred og flomskred er godt forankret i norsk språkbruk, men fordi det er glidende overganger mellom de to skredtypene, har bruken av begrepene vært usystematisk og de brukes ofte synonymt (NVE, 2013). Jordskred omtales hos flere som utglidning av vannmettede løsmasser som kan opptre som både kanaliserte og ikke-kanaliserte (Blikra et al., 1998a; Kristensen et al., 2015). Flomskred omtales som et vannrikt, kanalisert skred som kan transportere store mengder løsmasser (Kristensen et al., 2015; Sandersen, 2014).

I Bargel et al. (2011) er begrepsbruken mellom jordskred og flomskred forsøkt klargjort ved en nærmere spesifisering av ulikhetene mellom de to skredtypene. Definisjonene innebærer at jordskred er en kombinasjon av begrepene "debris slide" og "debris flow" og flomskreden en kombinasjon av "debris flow" og "debris flood" i henhold til Hungr et al. (2001) og Hungr (2005) (Bargel et al., 2011). Den overlappende begrepsbruken gjør det vanskelig å skille mellom de to skredtypene på bakgrunn av feltobservasjoner og tolkning av DTM.

I denne masteroppgaven er det valgt å bruke begrepet jordskred synonymt med "debris slide" i Hungr (2014) og flomskred synonymt med de engelske begrepene "debris flow" og "debris flood" i henhold til definisjonene i Hungr et al. (2014). Det innebærer at alle kanaliserte jordskred faller inn under begrepet flomskred.

Hungr et al. (2014) definerer "debris slide" som et ikke-kanalisert skred der grovt materiale glir langs en grunn, plan overflate parallelt med terrengoverflaten. "Debris flow" defineres som en veldig rask pulserende strøm bestående av vannmettede løsmasser i en bratt kanal (Hungr et al., 2014). Etter Hungr et al. (2014) defineres "Debris flood" som en veldig rask vannstrøm med store mengder løsmasser i en bratt kanal.

1.5.3.2 Utløsningsområde/utløsende faktorer

Jordskred utløses normalt i skråninger som heller mer enn 25° (Sandersen, 2014) eller 30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014). Flomskred utløses ofte i etablerte kanaler som bratte bekke- og elveløp, gjel eller skar som vanligvis ikke har permanent vannføring (Highland et al., 2008; Sandersen, 2014). Flomskred kan utløses ved så lave helninger som 10° (Sandersen, 2014).

Intens nedbør eller kraftig snøsmelting er viktige faktorer for utløsning av jord- og flomskred (Highland et al., 2008; Hungr et al., 2014). Regn og/eller snøsmelting kan medføre økt poretrykk og økt vannføring med økt erosjon/sedimenttransport (Sandersen, 2014). Begge deler øker skredfaren (Sandersen, 2014). Både kortvarig, intens nedbør og moderat nedbør over flere dager kan utløse skred (Jaedicke et al., 2008; Sandersen, 2014). Dalsider/fjellsider som ligger på vindsiden, vil få mest nedbør når det blåser og regner. Faren for jord- og flomskred er derfor størst i skråninger som ligger på vindsiden. Sterk sol om våren som medvirker til snøsmelting, kan også øke risikoen for skred (Sandersen, 2014).

1.5.3.3 Skredprosess/avsetninger/kjennetegn

Jordskred kan løsne i ett punkt og kan spre seg utover i en trekantformet eller pæreformet skredbane (Bargel et al., 2011; Sandersen, 2014). Bruddet kan skje langs et svakt lag i løsmassene (Hungr et al., 2014) og skredet sklir da langs et glideplan som kan være parallelt med overflaten (Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Noen ganger skjer bruddet ved bergoverflaten (Sandersen, 2014). Jordskred kan gå over til å få en mer strømmende form (Hungr et al., 2014).

Flomskred kan utløses av intense nedbørsmengder/smeltevannsmengder som eroderer i løsmasser som ligger i bratte skråninger og skar, eller utløses spontant i løpet på grunn av ustabilitet forårsaket av store nedbørsmengder/smeltevann (Hungr et al., 2014).

Skreddynamikken består i at det ofte bygger seg ofte opp en front bestående av blokker og steiner som har stor flyte høyde og en hale bestående av finere materiale (Blikra et al., 1998a;

Hungr et al., 2014). Løsmassene eroderer i skredløpet og legger igjen masser i form av grovt materiale langs sidene av løpet (levéer) (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014). Ansamlinger av skredmateriale i form av loper kan legges igjen i/ved skredløpet og i enden av kanalene (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014). Flomskredkanalene har ofte en buktende form (Blikra et al., 1998a; Luckman, 2013).

Svært vannrike flomskred legger ikke igjen levéer langs kanalsidene (Blikra 1998). Skredene fører blant annet med seg fint materiale som legges igjen ved enden av utløpene (Highland et al., 2008; Sandersen, 2014). Grovt materiale legges igjen høyere opp (Hungr, 2005; Hungr et al., 2014). Store blokker kan bli fraktet langt utover i relativt flatt terreng hvis vannføringen er stor (Sandersen, 2014). Vannrike skred kan dele seg i flere kanaler (Blikra et al., 1998a).

Store jordskredvifter kan bygge seg opp av gjentatte jordskred (Hungr et al., 2014). Disse viftene er vanligvis slakere enn viftene forårsaket av steinskred/steinsprang (Blikra et al., 1998a).

1.5.4 Snøskred og sørpeskred

1.5.4.1 Definisjon

Snøskred er snømasser som beveger seg raskt nedover en bratt skråning (Schweizer et al., 2003).

Snøskred deles vanligvis inn i to hovedtyper: løssnøskred og flakskred hvor begge kan løsne i enten nysnø (tørrsnøskred) eller våt snø (våtsnøskred) (McClung et al., 2006; Schweizer et al., 2003). Flakskred er de som gjør mest skade (Lied, 2014; McClung et al., 2006).

Sørpeskred er et type snøskred, hvor innholdet av vann er veldig stort, slik at snøen opptrer som nærmest flytende (Lied, 2014; McClung et al., 2006).

1.5.4.2 Utløsningsområde/utløsende faktorer

De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (Lied et al, 2003; McClung et al 2006). Noen tørrsnøskred kan utløses opptil 60° og våte snøskred forekommer under 30° (Lied et al, 2003; McClung et al 2006).

Vanligvis løsner skredene i skråninger på lesiden av fremtredende vindretninger (Blikra et al., 1998a; McClung et al., 2006). Vanlige terrengformer knyttet til utløsningsområdet er blant annet skålformer (Lied et al., 2003) og bratte gjel og skar (Lied, 2014; McClung et al., 2006).

Faren for skred er størst i forbindelse med nysnø og øker med økende nedbørsmengde (Lied, 2014; McClung et al., 2006) og nedbørintensitet (Høeg, 2014). Sterk vind, spesielt i forbindelse med nysnø, øker faren for snøskred betydelig (Høeg, 2014; Lied, 2014; McClung et al., 2006) da kraftig vind kan føre til store snøansamlinger i le-stilte skråninger (Blikra et al., 1998a; McClung et al., 2006). Fjellsider og skråninger som ligger i le for hovedvindretninger er derfor ofte utsatt for skred (Lied, 2014) og snøskred utløses ofte i skar og gjel (McClung et al., 2006). Stigende temperatur, kraftig regn og snøsmelting bidrar også til økt skredfare (Høeg, 2014; McClung et al., 2006).

1.5.4.3 Skredprosess/avsetninger/kjennetegn

Løssnøskred starter i et punkt i eller i nærheten av snøoverflaten og sprer seg utover i en avlang trekantform etter hvert som mer snø blir trukket inn i skredbanen. Flakskred innebærer at et helt flak sklir ut langs et underliggende svakere lag i snøen eller langs bakken (McClung et al., 2006; Schweizer et al., 2003).

Skredbanen kan enten være en åpen skråning eller en kanal (Blikra et al., 1998a; McClung et al., 2006). Store mengder løsmasser kan bli fraktet med snømassene nedover (Blikra et al., 1998a). Skredene kan trekke med seg alt fra sand og grus til store steinblokker (Blikra et al., 1998a).

Avsetninger fra snøskred kan være tepper av spredte løsmasser og uregelmessige lober (Blikra et al., 1998a). I lobene kan steiner ligge oppå hverandre i vaklende posisjoner som følge av at snøen har smeltet vekk (Blikra et al., 1998a). Grus og stein kan ligge på toppen av større blokker. Materialet er blitt fraktet med snøen og kommer til syne når snøen har smeltet vekk (Lied 2014). Uvasket finmateriale kan ligge i fronten av grovere avsetninger og lober (Blikra et al., 1998a). Avlange erosjonsspor er også kjennetegn på snøskred (Blikra et al., 1998a).

I kanaliserte skredbaner eroderes det i kanalene og løsmasser blir lagt igjen på sidene av skredløpet (Blikra et al., 1998a; Lied, 2014). Kanaliserte snøskred frakter løsmasser på samme måte som flomskred og avsetter disse som brattfrontede lober og levéer tilsvarende som flomskred gjør (Blikra et al., 1998a). Snøskred er i så måte sammenlignbare med flomskred (Blikra et al., 1998a). En forskjell er at i snøskred er snøen "matriks" som smelter bort og etterlater seg relativt matriks-frie avsetninger. Siden de kanaliserte skredene kan gi avsetninger som ligner på avsetningene fra flomskred, blir de ofte mistolket til å være denne type skred (Jaedicke et al., 2013).

Andre spor etter snøskred er brudd på trestammer, og nedbøyde og brukne greiner (Lied, 2014; McClung et al., 2006). De brukne og nedbøyde trærne ligger hovedsakelig i samme retning (Lied, 2014). Små skred har ikke kraft nok til å brette trærne, men beveger seg i stedet innimellom trærne (McClung et al., 2006). Snøskred som ikke eroderer i underlaget kan bevege seg nedover uten å fjerne vegetasjon (Blikra et al., 1998a).

Alderen på løsmasseavsetningene kan vurderes ut fra hvor friskt løsmasse materialet virker og i hvilken grad det er dekket av vegetasjon (Lied, 2014).

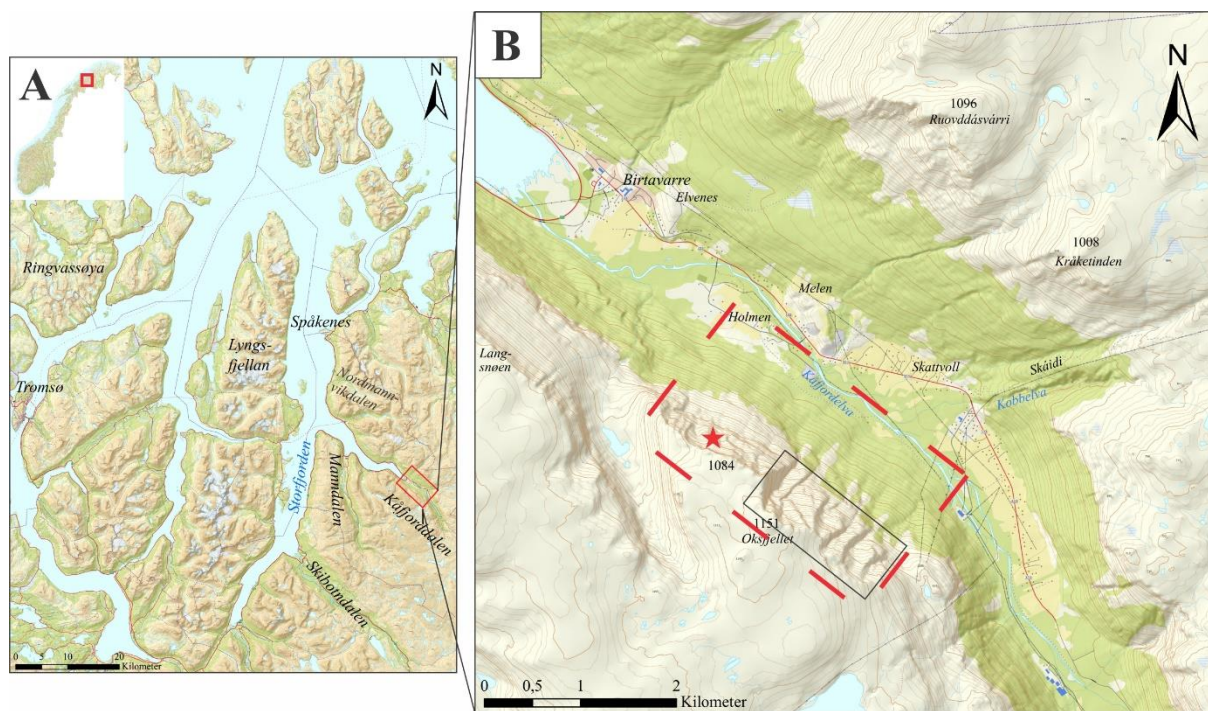
2 Studieområdet

Dette kapittelet tar for seg geografisk beliggenhet og beskrivelse av feltområdet samt klimatiske forhold. Regionalgeologi, som omfatter berggrunnsgeologien og kvartærgeologien i området, blir også beskrevet.

2.1 Geografisk beliggenhet og områdebeskrivelse

Studieområdet ligger i Kåfjorddalen i Kåfjord kommune i Troms (Figur 2.1 A og B), omtrent 166 km øst for Tromsø. Kåfjorden, som er orientert nordvest-sørøst, er en liten sidefjord til den nord-sør-orienterte Storfjorden/Lyngenfjorden som ligger på østsiden av Lyngenthalvøya.

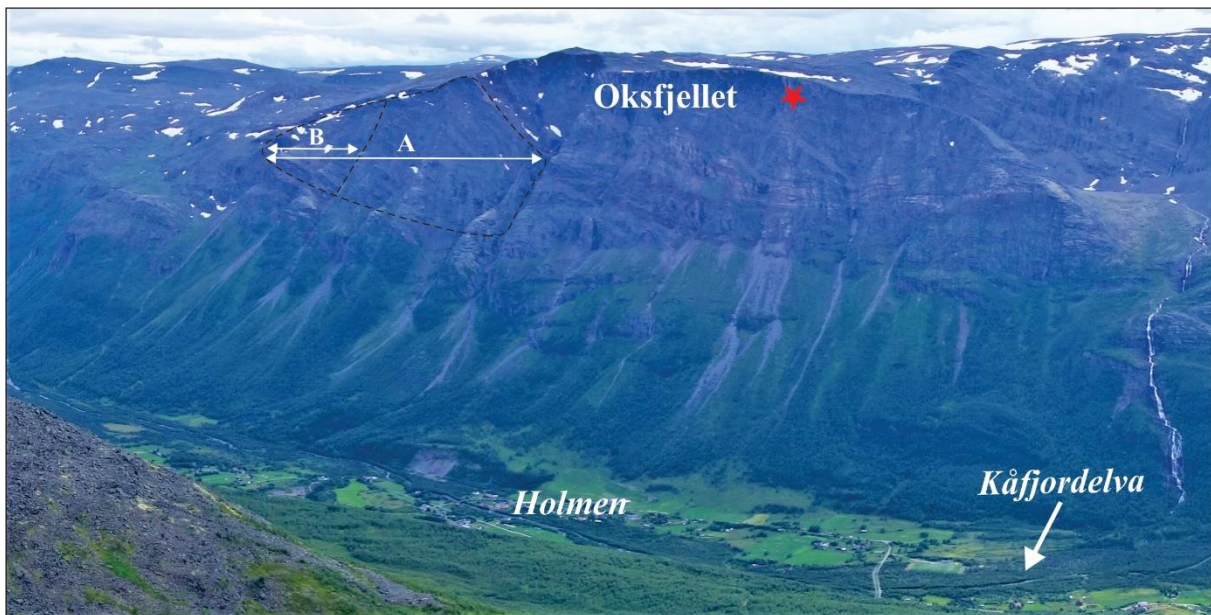
Det geomorfologiske studiet i denne oppgaven omfatter deler av Kåfjorddalen. Studieområdet strekker seg fra Kobbelva i sørøst til Holmen nordvest i dalen (Figur 2.1 B). Holmen ligger ca. 2 km sørøst for tettstedet Birtavarre.



Figur 2.1: A: Kart over en del av Troms fylke hvor feltområdet i Kåfjorddalen er markert. B: Feltområdet i Kåfjorddalen, fra Kobbelva i sørøst til Holmen i nordvest (stiplet, rød firkant). Et ustabil fjellparti er markert med svart firkant. Fjellpartiet vises i detalj i Figur 2.3. Et ustabil steinsprangområde er markert med rød stjerne. Toppen på Oksfjellet i den sørvestlige dalsiden ligger på 1151 moh. Figurene A og B er modifisert etter Norgeskart (2019).

Kåfjorddalen er en bred, U-formet dal, først og fremst formet av innlandsisen (Fredin et al., 2013). I dalbunnen ligger det en elveslette med en meandrerende elv, Kåfjordelva (Figur 2.2). Bekker fra dalsidene renner ut i elven. Tørrlagte elver ligger også på elvesletten.

Den sørvestlige dalsiden karakteriseres av skredvifter langs bratte fjellsider, hvor tilførselen av skredmateriale har skjedd og i hovedsak skjer gjennom skar og skredbaner i fjellsiden under Oksfjellet (1143 moh.) (Figur 2.2). Dalsiden/skredviftene er slakest ved dalbunnen og blir gradvis brattere oppover til rundt 400-600 moh. Området er i stor grad bevokst med skog eller lavtvoksende vegetasjon (Figur 2.2). Over dette nivået er det stort sett bart fjell, stedvis med tynt løsmassedekke, som strekker seg oppover til fjellplatået. Beitemark og jorder utgjør dalbunnen nedenfor den bratte dalsiden. Stedvis, spesielt ved Holmen, ligger det spredte steinsprangblokker som har løsnet fra fjellsiden.



Figur 2.2: Oversiktsbilde som viser den sørvestlige dalsiden og dalbunnen i Kåfjorddalen. Bildet viser skredviftene under Oksfjellet, samt Kåfjordelva og Holmen. Det ustabile fjellpartiet i østlig del av Oksfjellet er vist stiplet i svart. Delområdene A og B (inndelt av NGU (2019c)) er markert. Disse er vist nærmere i Figur 2.3. Det ustabile steinsprangområdet i vestlig del av Oksfjellet er markert med rød stjerne. Bildet er tatt mot sør (Louise M. Vick).

Kildeområdet for skredmateriale

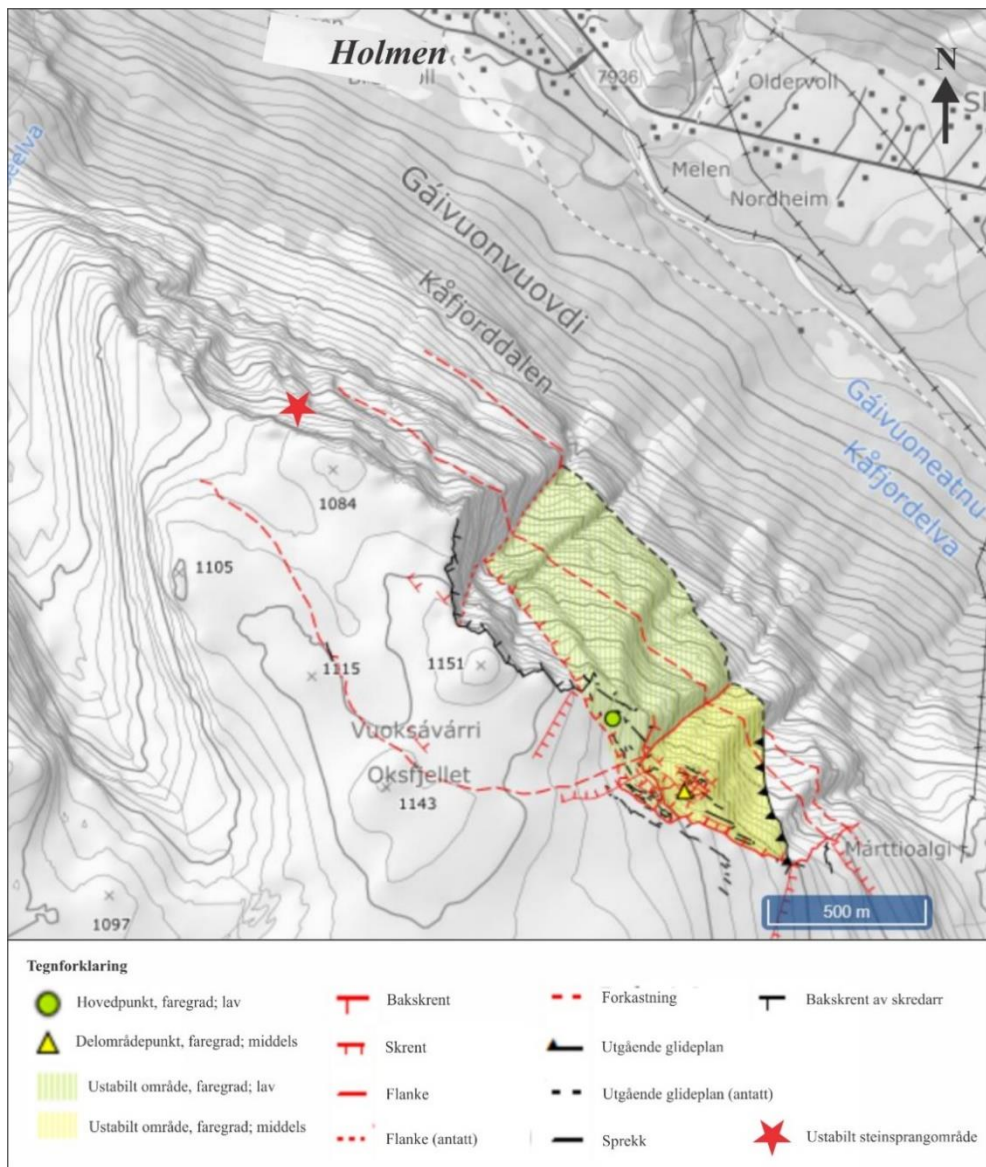
Kildeområdet over skredviftene, med dype skar og kanaler, er akkumulasjonsområde for vinddrevet snø fra Oksfjellet. Oksfjellet har nedbør i form av snø fra slutten av september til langt ut i mai (Figur 2.5 og 2.6). Kraftig vind fra sørvest til sør-sørøst (Figur 2.9) gir snøansamlinger i lestilte fjellsider og skar og snøskred utløses når området utsettes for kraftig nedbør, vind og temperaturøkning/snøsmelting (McClung et al., 2006) (kapittel 1.5.4.2). Likeledes vil kraftig nedbør og snøsmelting/smeltevann kunne utløse flomskred i kanaler og skar i kildeområdet (Highland et al., 2008; Jaedicke et al., 2008; Sandersen, 2014).

Kildeområdet omfatter to ustabile områder; det ustabile fjellpartiet i østlige del av Oksfjellet og det ustabile steinsprangområdet i nordvestlige del av Oksfjellet (Figur 2.1 B, 2.2 og 2.3).

Det ustabile fjellpartiet øst for toppen av Oksfjellet er omtalt av blant andre Bunkholt et al. (2013a); Bunkholt et al. (2013b); Oppikofer et al. (2012), og i en masteroppgave ved UiT (Bredal, 2016) og i NGUs nasjonale database for ustabile fjellpartier (NGU, 2019c).

Fjellpartiet ligger 1030 moh. over Kåfjorddalen og består av områdene A og B (Figur 2.2 og 2.3), hvor B er et delområde i A (NGU, 2019c). Område A er avgrenset av en bakskrent, en antatt flanke på vestsiden og et foliasjonsparallelt glideplan i underkant (Figur 2.3) (NGU, 2019c). Delområde B er begrenset av den samme bakskrenten, flanken vest for delområde B og det nevnte foliasjonsparallele glideplanet (Figur 2.3). Volumet av de ustabile massene i område A er anslått til 35 millioner m³, hvorav delområde B utgjør 5,2 millioner m³ (NGU, 2019c). NGU har satt delområde B til å ha middels faregrad, mens øvrige del av område A har lav faregrad (Figur 2.3). Utvelting og kileutglidning vurderes å være hovedutløsningsmekanismene (Bredal, 2016). Det er et større fjellskredarr i vestlige del av kildeområdet (markert som "bakskrent av skredarr" i Figur 2.3), men det er ingen avsetninger etter større fjellskredhendelser som er synlige i dalbunnen (NGU, 2019c).

Det ustabile steinsprangpartiet nordvest for toppen av Oksfjellet, ovenfor Holmen (Figur 2.2), er omtalt av blant andre NVE (NVE, 2015) og i en masteroppgave ved UiT (Haukenes, 2018). Området ligger på 920-970 moh., og består av mange blokker som det er åpne sprekker imellom (Haukenes, 2018). Radarmålinger viser at det er bevegelser i området (NVE, 2015). En stor blokk i nedre del av området er i størst bevegelse. Området har et areal på ca. 1200 m² og volumet er anslått å være mellom 6000 m³ og 12000 m³ (NVE, 2015). Kileutglidning vurderes å være hovedutløsningsmekanismen (Haukenes, 2018). Senest 3. september 2019 gikk det steinsprang fra området (Vick, 2019, pers. medd.).



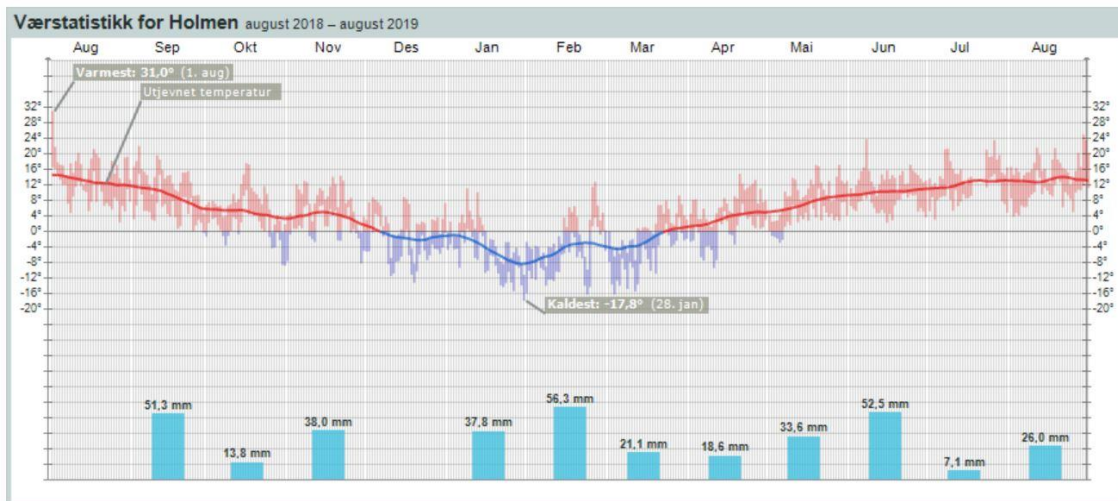
Figur 2.3: Oversikt over det ustabile fjellpartiet i østlige del av Oksfjellet (farget område) og det ustabile steinsprangområdet i nordvestlige del av Oksfjellet (rød stjerne). Det ustabile området i øst er delt i områdene A og B, der B er et delområde i A. Vestre del av område A har faregrad "lav", mens østre del (delområde B) har faregrad "middels". Modifisert etter (NGU, 2019c). Dalsiden hvor områdene A og B og det ustabile steinsprangområdet ligger er markert i Figur 2.1. B og 2.2.

2.2 Klima

2.2.1 Temperatur og nedbør

Temperatur og nedbør målt ved den nye målestasjonen ved Holmen i Kåfjorddalen (20 moh.), er vist i Figur 2.4 for perioden august 2018 til august 2019. Målestasjonen ble montert i april 2018 (Meteorologisk Institutt, 2019c).

Grafen i Figur 2.4 viser at gjennomsnittstemperaturen i den kaldeste måneden er under -3°C , og over $+10^{\circ}\text{C}$ i den varmeste måneden. I henhold til Köppens klimaklassifisering, som er den vanligste metoden for å dele jorda i klimasoner, tilsier dette at Kåfjorddalen tilhører sone D - kaldt-temperert klima (Mamen, 2018).

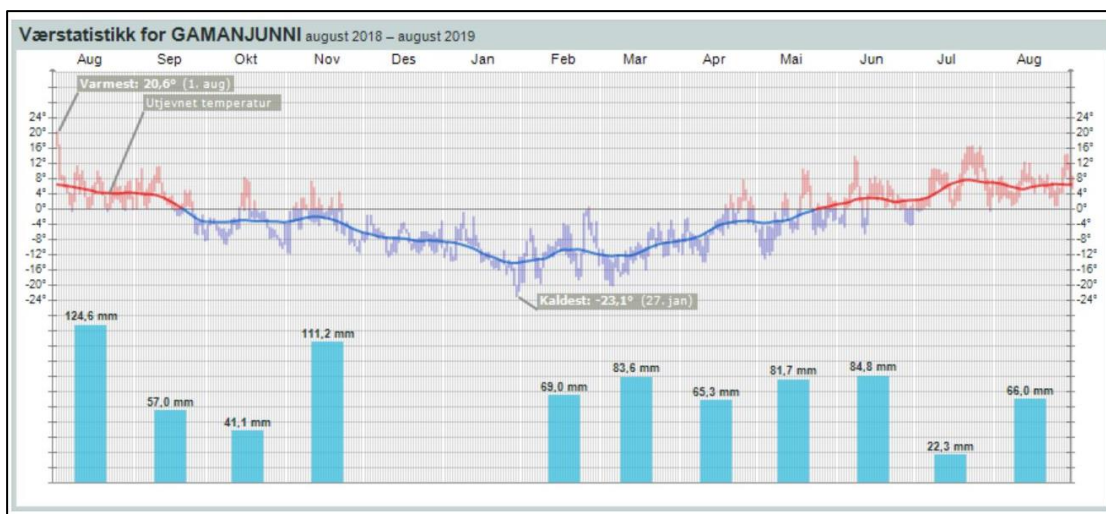


Figur 2.4: Temperatur og månedsnedbør for perioden august 2018 til august 2019 målt ved målestasjonen Holmen i Kåfjorddalen (målennr. 91551), 20 moh. Modifisert etter Meteorologisk Institutt (2019c).

Værdata for Gamanjunki presenteres fordi de er representative for værforholdene på Oksfjellet, som er utløsningsområde for skredene i studieområdet (ref. Vedlegg 1).

Målestasjonen på Gamanjunki ble montert i august 2016 (Meteorologisk Institutt, 2019b).

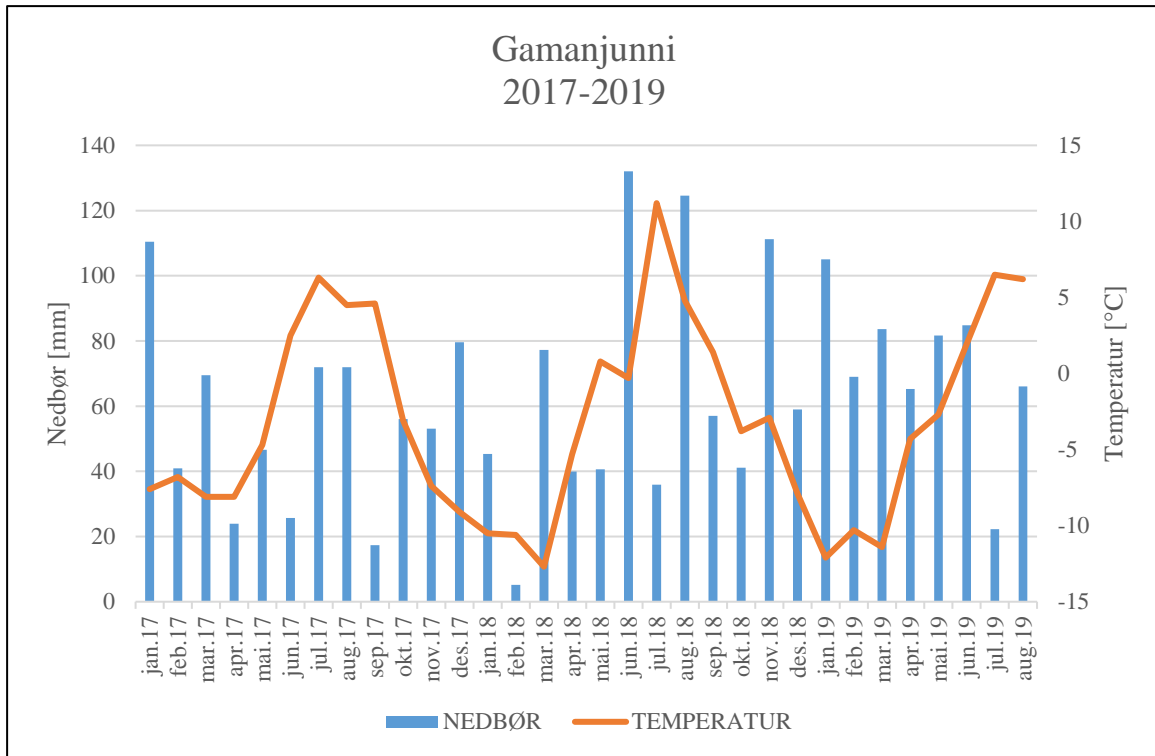
Figurene 2.5 og 2.6 viser værdata for henholdsvis siste år og de siste 2,5 år.



Figur 2.5: Temperatur og månedsnedbør for perioden august 2018 til august 2019 målt ved målestasjonen Gamanjunki i Kåfjord kommune (målennr. 91530), 1237 moh. (Meteorologisk Institutt, 2019b). Nedbørsmengder for desember 2018 og januar 2019 mangler. Disse fremkommer i Figur 2.6.

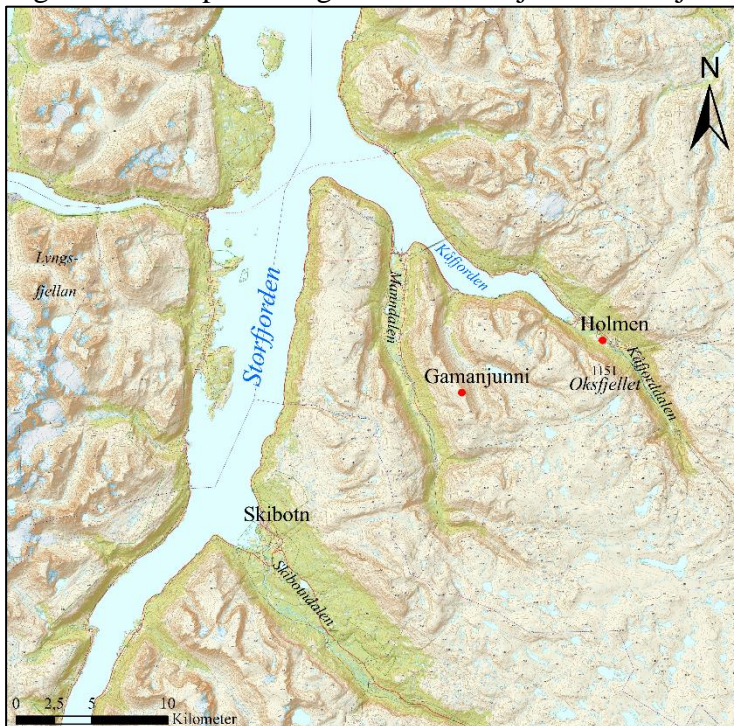
Grafene i Figur 2.4 og 2.5 viser at antall dager med temperaturer under 0°C er betydelig flere og nedbørsmengden tydelig større oppe på fjellet Gamanjunki enn nede i Kåfjorddalen.

Figurene viser at kuldeperiodene i Kåfjorddalen strekker seg over ca. fire måneder, mens kuldeperioden på Gamanjunki varer i ca. åtte måneder.



Figur 2.6: Temperatur og månedsnedbør for perioden januar 2017 til august 2019 målt ved målestasjonen Gamanjunni i Kåfjord kommune (målenr. 91530), 1237 moh. Hentet fra Meteorologisk Institutt (2019d).

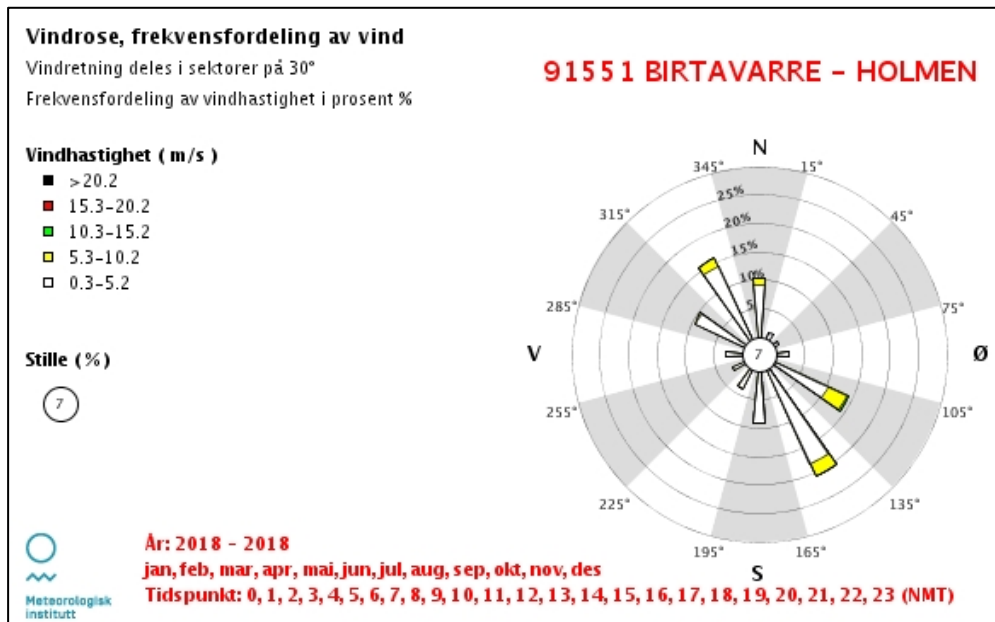
Figur 2.7 viser plasseringen av målestasjonene i Kåfjord og på Gamanjunni.



Figur 2.7: Plassering av målestasjonene Holmen (målenr. 91551) (20 moh.) og Gamanjunni (målenr. 91530) (1237 moh.) Modifisert etter Norgeskart (2019).

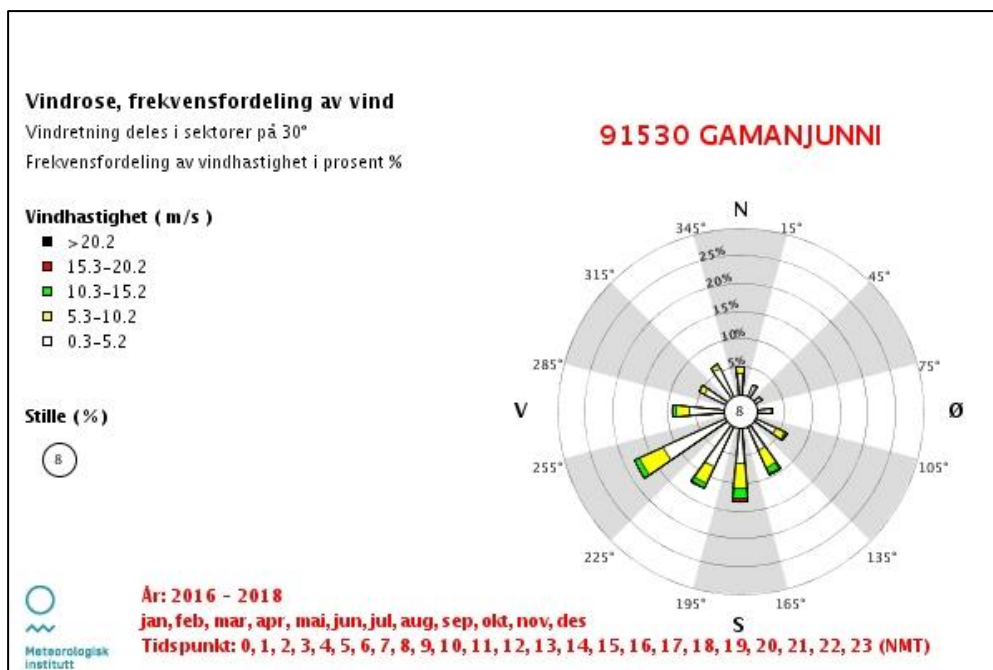
2.2.2 Vind

I Kåfjorddalen var dominerende vindretning i 2018 fra sørøst og nordvest (Figur 2.8) (Meteorologisk Institutt, 2019e). Dominerende vindstyrke var 0,3-5,2 m/s. Vindstyrker over 5,3 m/s forekom i opp mot 10 % av tiden (Meteorologisk Institutt, 2019e).



Figur 2.8: Vindstyrke og -retning målt ved målestasjonen Holmen i Kåfjorddalen, (målenr. 91551), 20 moh., viser dominerende vindretning fra sørøst og nordvest med dominerende vindstyrker på 0,3-5,2 m/s. Vindstyrker over 5,3 m/s forekom i opp mot 10 % av tiden (Meteorologisk Institutt, 2019e).

På Gamanjuni, som er representativ for Oksfjellet, var dominerende vindretning for perioden 2016-2018 fra sørvest, sør og sørøst (Figur 2.9) (Meteorologisk Institutt, 2019e). Vindstyrker på mellom 5,3 m/s og 10,2 m/s forekom i ca. 25 % av tiden. Vindstyrker over 10,3 m/s forekom imellom 5 og 10 % av tiden.



Figur 2.9: Vindstyrke og -retning målt ved målestasjonen Gamanjunni i Kåfjord kommune (målenr. 91530), 1237 moh. viser dominerende vindretning fra sørvest, sør og sørøst. Vindstyrker på mellom 5,3 og 10,2 m/s forekom i ca. 25 % av tiden. Vindstyrker over 10,3 m/s forekom imellom 5 og 10 % av tiden (Meteorologisk Institutt, 2019e).

2.2.3 Permafrost

Tidligere undersøkelser viser at den nedre grensen for sporadisk permafrost (50-90%) i Troms er 990 moh. i kystområdene og 550 moh. i indre strøk (Christiansen et al., 2010).

Målinger utført ved det ustabile fjellpartiet "Jettan" i Kåfjord kommune, nordvest for Oksfjellet, viser diskontinuerlig permafrost ned til 600 moh. og sporadisk permafrost under dette nivået (Blikra & Christiansen, 2014).

I følge Gislås et al. (2017), synes Oksfjellet i Kåfjord å ligge i et område med diskontinuerlig permafrost.

Permafrost er påvist i Oksfjellet under feltarbeid i forbindelse med en masteroppgave ved UiT i 2016 (Bredal, 2016).

2.3 Regionalgeologi

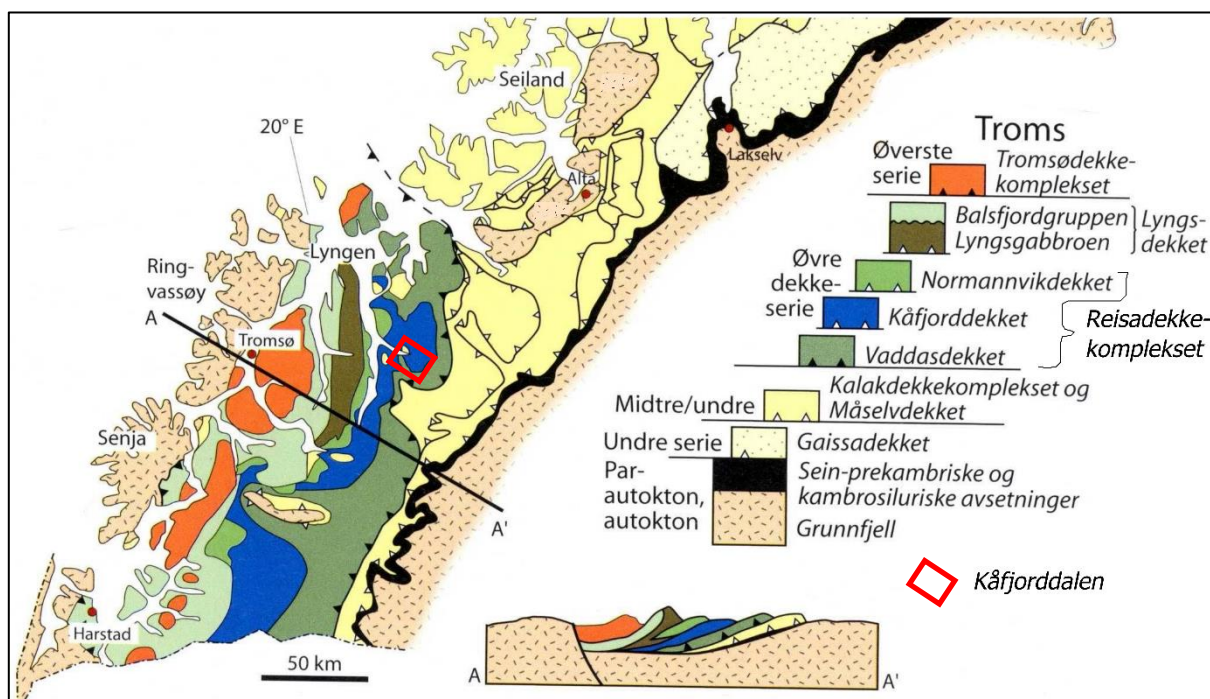
2.3.1 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i Troms består av prekambriske grunnfjellsbergarter (autoktone enheter) og kaledonske skyvedekker (alloktone enheter) (Zwaan et al., 1998) som ble dannet under den kaledonske fjellkjedefoldingen i tidlig til midt paleozoisk tid (Andresen, 1988).

Skyvedekkene deles inn i Undre, Midtre, Øvre og Øverste skyvedekke og består av én eller flere dekkekompleks (Figur 2.10) (Fossen et al., 2013). Et snitt langs profilet A-A' i Figur 2.10 viser hvordan disse skyvedekkene ligger over hverandre. Figuren viser at bergartene i Kåfjorddalen hører til Reisadekkekomplekset i Øvre dekkserie (Corfu et al., 2014).

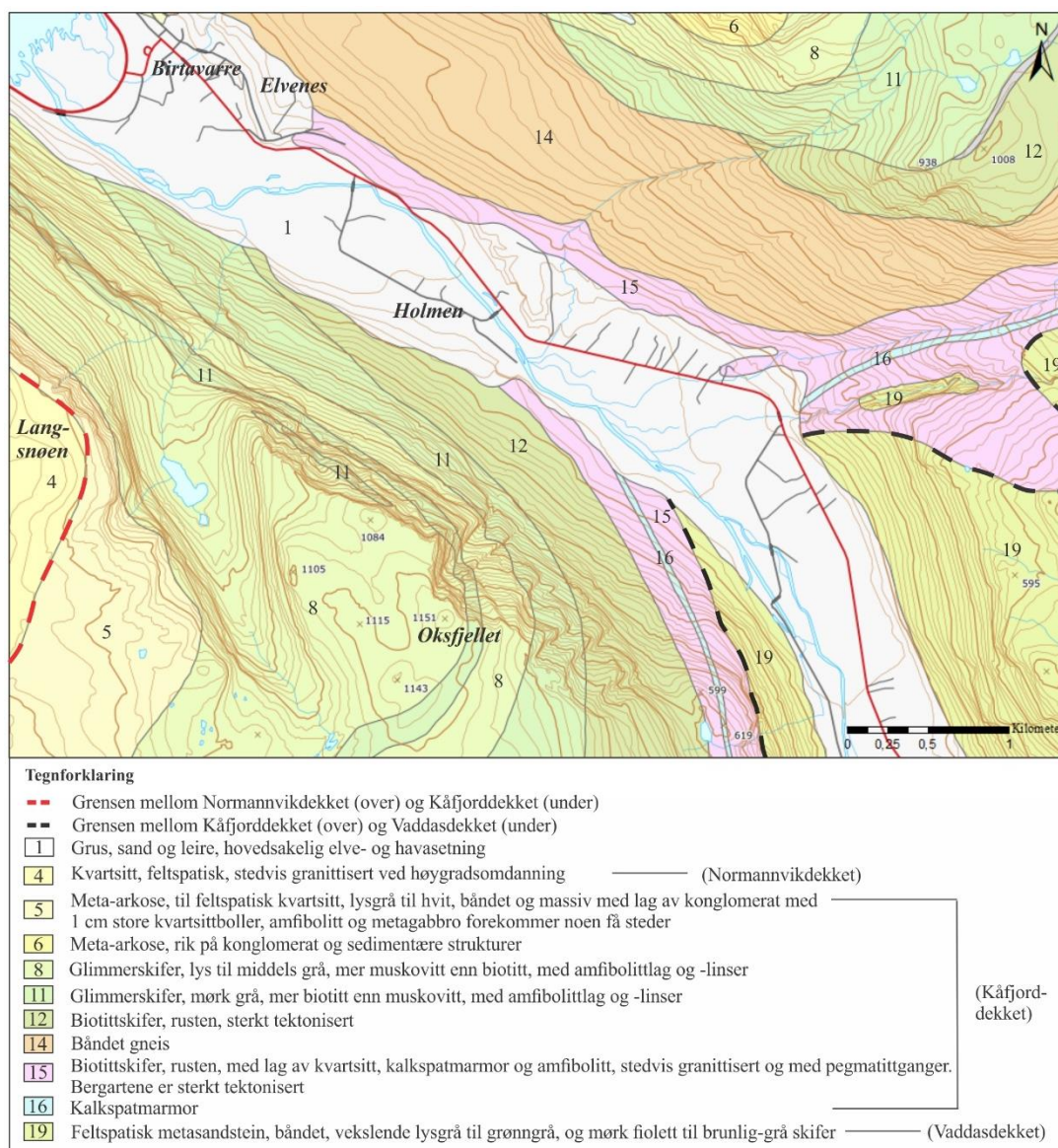
Reisadekkekomplekset omfatter tre dekker, Vaddasdekket i bunn, Kåfjorddekket i midten og Normannvikdekket øverst (Andresen, 1988; Corfu et al., 2014; Fossen et al., 2013) Figur 2.10. Metamorfosegraden øker oppover mot Normanvikdekket (Corfu et al., 2014).

Bergartene i Kåfjorddalen tilhører Kåfjorddekket og Vaddasdekket (Figur 2.10 og 2.11) (Corfu et al., 2014; Fossen et al., 2013). Kåfjorddekket består av medium til høygrads marmor, kvartsitt og glimmerrik gneis. Vaddasdekket består av vulkanske, sedimentære bergarter (Andresen, 1988).



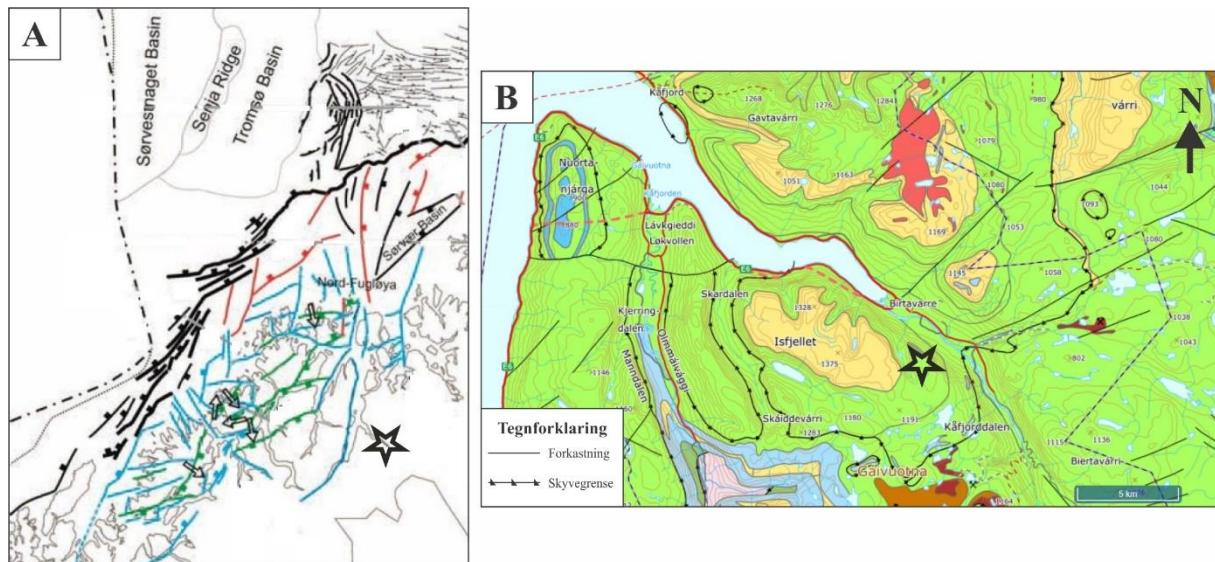
Figur 2.10: Kart som viser dekkeseriene i Troms. Kåfjorddalen, innrammet i rødt, hører til Øvre dekkserie. Bergartene i Kåfjorddalen tilhører Kåfjorddekket og Vaddasdekket som hører til nedre del av Reisadekkekomplekset. Profilet A til A' viser de fire dekkeseriene. Modifisert etter Fossen et al. (2013).

NGUs berggrunnskart, M 1:50 000 (Figur 2.11), viser at den sørvestlige dalsiden/fjellskråningen i Kåfjorddalen består av belter med glimmerskifer (vekselsvis med lys og mørk glimmer), belter av rusten biotittskifer med og uten lag av kvartsitt, kalkspatmarmor og amfibolitt, samt ett tynt bånd av kalkspatmarmor. Plataet på Oksfjellet består av lys til grå glimmerskifer (NGU, 2019a). Vest for plataet på Oksfjellet, på fjellet Langsnøen, ligger grensen mellom Normannvikdekket og Kåfjorddekket mellom kvartsitt (bergart nr.4) og metaarkose (bergart nr.5) (Figur 2.12). Øst i Figur 2.11 vises grensen mellom Kåfjorddekket og Vaddasdekket mellom rusten biotittskifer (bergart nr. 15) og feltspatisk metasandstein (bergartsnr. 19). Den nordøstlige dalsiden består av omtrent samme bergarter som den sørvestlige dalsiden (Figur 2.11).



Figur 2.11: Berggrunnskart over Kåfjorddalen, 1:50 000. Modifisert etter NGU (2019a) og Quenardel og Zwaan (2008).

Sprø, post-kaledonske normalforkastninger og sprekker er i Troms orientert nord-nordøst – sør-sørvest (Figur 2.12 A) (Indrevær et al., 2013). Berggrunnskart med lineamenter fra NGU (2019a) (Figur 2.12 B) viser skyvegrenser og forkastninger i Kåfjord og området rundt. En skyveggenre går gjennom Kåfjorddalen og hovedretning er ca. nordøst-sørvest. Forkastninger i den nordøstlige dalsiden strekker seg helt ned til dalbunnen, og er orientert omtrent nordøst-sørvest.



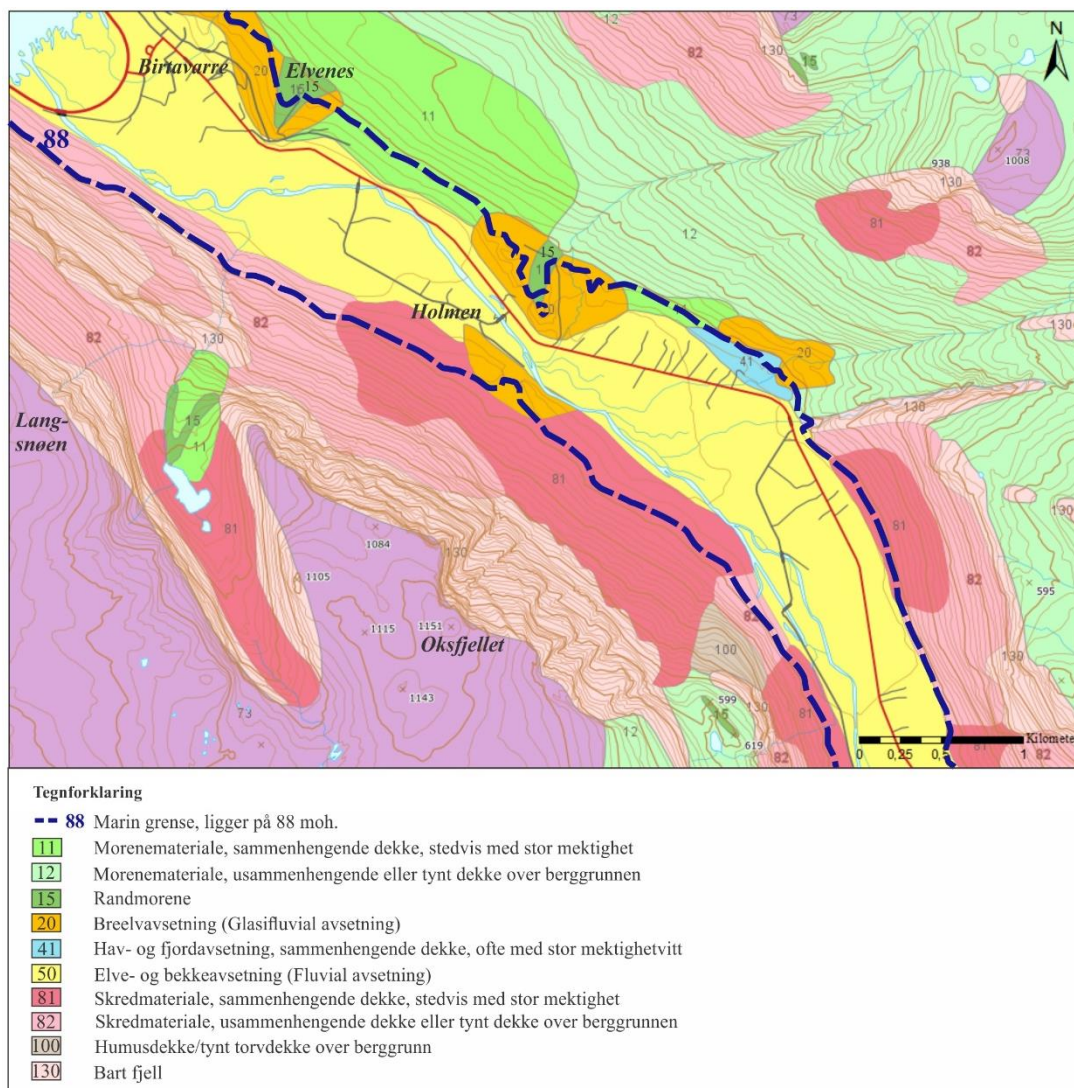
Figur 2.12: A: Regionalt kart over sprø forkastninger i sørvestlige del av Barentshavet og Troms. Linjene viser forkastninger tolket fra feltarbeid på land (grønne linjer), digital terrengmodell (blå linjer), magnetisk anomali (røde linjer) og seismiske data (svarte linjer). Piler viser bevegelsesretningen av hengblokken. Modifisert etter (Indrevær et al., 2013). B: Bildet viser forkastninger og skyvegrenser i området rundt studieområdet, modifisert etter NGU (2019a). NGUs berggrunnskart, M: 1:250 000 er bakgrunnskart. Svart stjerne på A og B viser Oksfjellet i Kåfjorddalen.

I følge (Olesen et al., 2013) har det i Nord-Norge forekommet deformasjoner i holocen. En to km lang postglacial normalforkastning (Nordmannvikforkastningen) som er subparallel med Nordmannvikdalen (nordvest for Kåfjorddalen, Figur 2.1 A) har mest sannsynlig oppstått like etter deglasiasjonen (Olesen et al., 2013). Steinskred-/fjellskredhendelser i nærheten av denne forkastningen er foreslått å ha sammenheng med paleoseismisk aktivitet (Braathen et al., 2004; Osmundsen et al., 2009).

2.3.2 Kwartærgeologi

2.3.2.1 Postglacial sedimentasjon

Dagens avsetninger i Kåfjorddalen er avsatt under og etter deglasiasjonen etter siste istid, Weichsel (Fredin et al., 2013). Figur 2.13 viser blant annet de ulike løsmassene i Kåfjorddalen. Marin grense, som ligger på omtrent 88 moh. (Corner, 1980) er inntegnet. Den sørvestlige dalsiden domineres av bart fjell og skredmateriale, mens den nordøstlige dalsiden domineres av morenemateriale og også noe glasifluvialt materiale og marine avsetninger.



Figur 2.13: Løsmassekart over Kåfjorddalen, M: 1:50 000. Modifisert etter NGU (2019b).

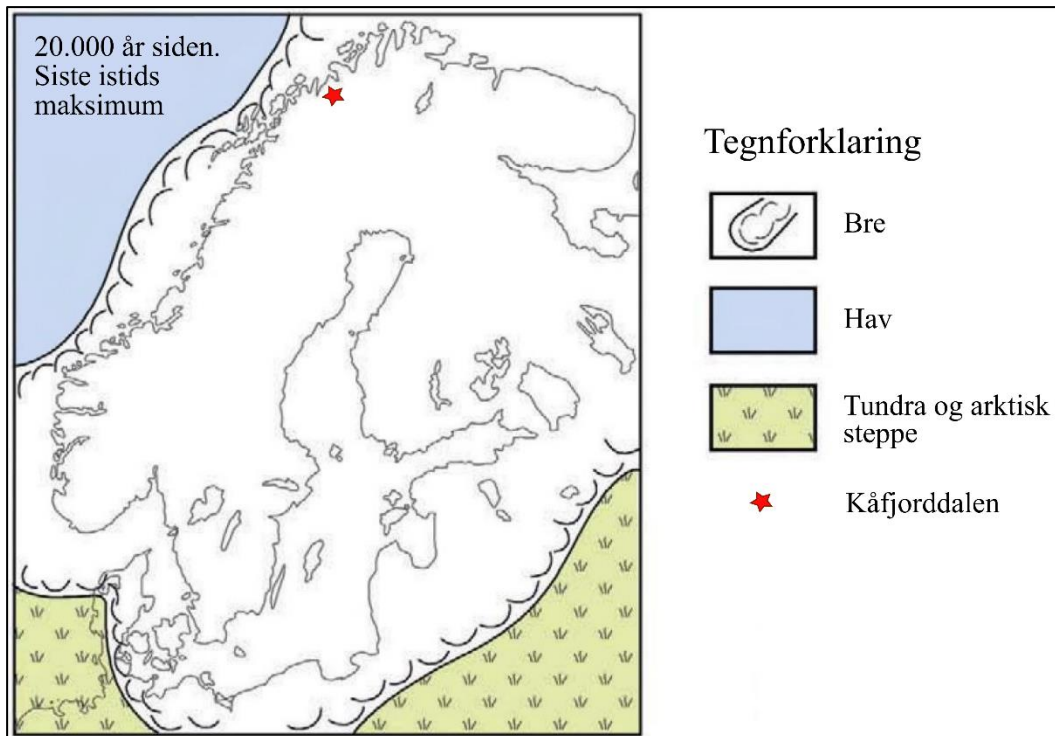
2.3.2.2 Glasiasjon og deglasiasjon

Kvartær omfatter de siste 2.6 millioner årene. Den siste tidsperioden er holocen som startet 11.700 kalenderår før nåtid og strekker seg fram til nåtid (Vorren & Mangerud, 2013a).

Kvartær var en tidsperiode med mange og store klimasvingninger. De store temperatursvingningene medførte en serie med istider og mellomistider (Fredin et al., 2013).

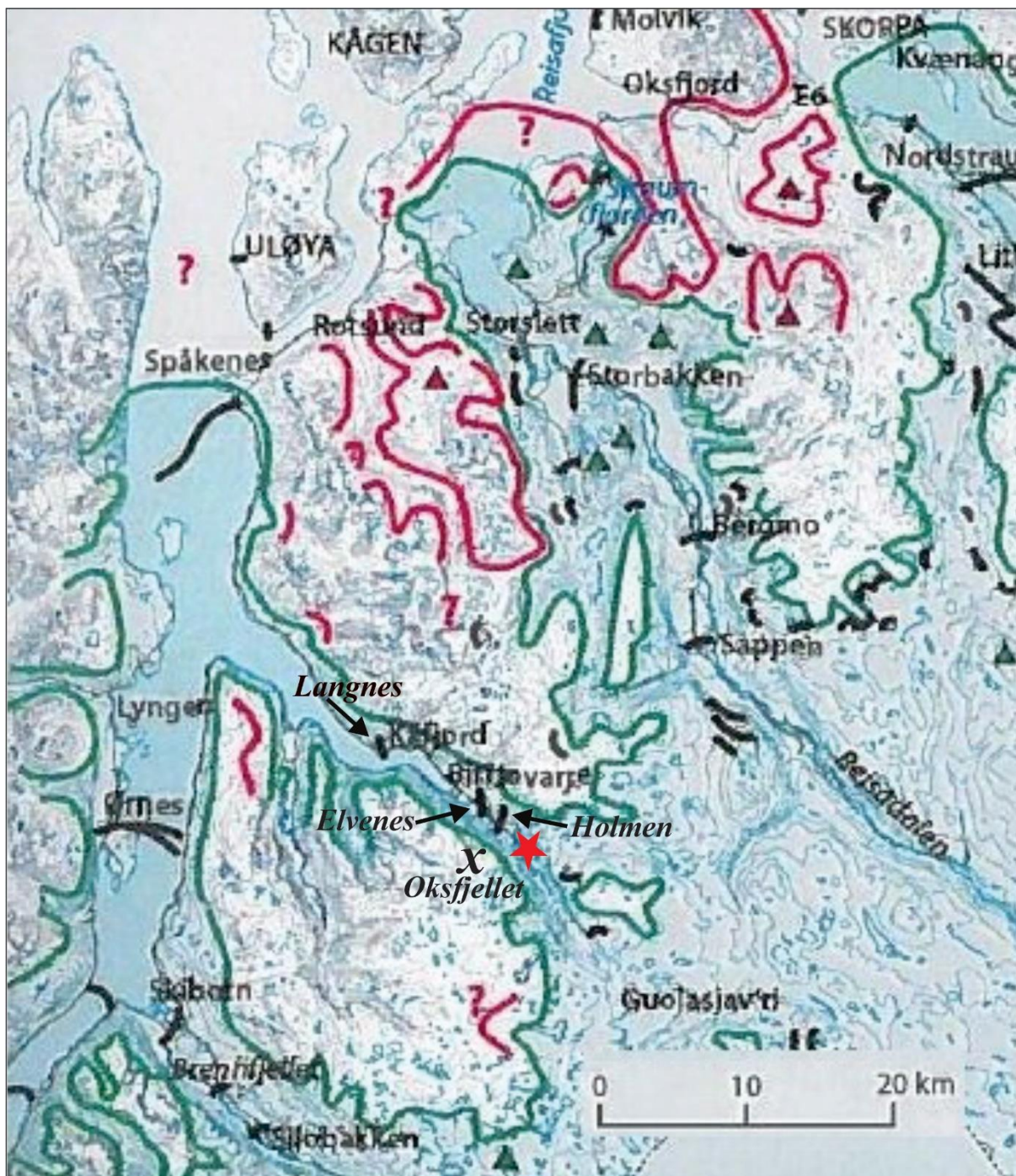
De gjentatte istidene var med å forme landskapet (Fredin et al., 2013; Mangerud et al., 2011a). Botner (Mangerud et al., 2011a), u-formede daler og fjorder (Fredin et al., 2013; Mangerud et al., 2011a) ble formet. Under siste istid, Weichsel, som startet for ca. 117.000 år siden og varte fram til 11.700 år før nåtid, var Skandinavia dekket av den Fennoskandinaviske innlandsisen (Olsen et al., 2013). Ved maksimal isutbredelse i siste del av Weichsel for ca. 20.000 år siden var Barentshavet, nordlige deler av Europa og nordlige deler av Russland dekket av is (Figur 2.14) (Mangerud et al., 2011a; Olsen et al., 2013). Isen dekket kontinentalsokkelen ut til eggakanten.

Etter ca. 20.000 kalenderår før nåtid startet nedsmeltingen av isdekket. Brefronten trakk seg tilbake i flere etapper (Olsen et al., 2013). Stopp i tilbaketrekingen av brefronten dannet brerandtrinn. Mer eller mindre sammenhengende israndposisjoner, markert ved morenerygger, sandurer og breranddelta ble dannet (Fredin et al., 2013). For ca. 14.000 år siden i eldre dryas rykket bretungene fra innlandsisen frem i fjordene igjen (Olsen et al., 2013). Denne breframrykningen er i Troms kjent som Skarpnes-trinnet (Figur 2.15) (Andersen, 1968).




Figur 2.14: Isutbredelsen under siste istids maksimum for ca. 20.000 år siden. Hele Skandinavia var dekket av is. Isen dekket kontinentalsokkelen ut til eggakanten. Modifisert etter Mangerud et al. (2011b).

En ny kald periode inntraff i Yngre Dryas for ca. 12.800-11.700 kalenderår før nåtid (Olsen et al., 2013). Breene rykket fram igjen. Isutbredelsen var omtrent den samme som under Skarpnes-trinnet (Mangerud et al., 2011a). I nord er dette israndtrinnet kjent som Tromsø-Lyngen-trinnet (Figur 2.15) (Andersen, 1968; Corner, 1980). I Storfjorden, under Tromsø-Lyngen-trinnet, stod innlandsisen ved Spåkeneset (Andersen, 1968; Corner, 1980). Både Kåfjorddalen og Kåfjorden ut mot Storfjorden var da dekket av is (Figur 2.15) (Corner, 1980).

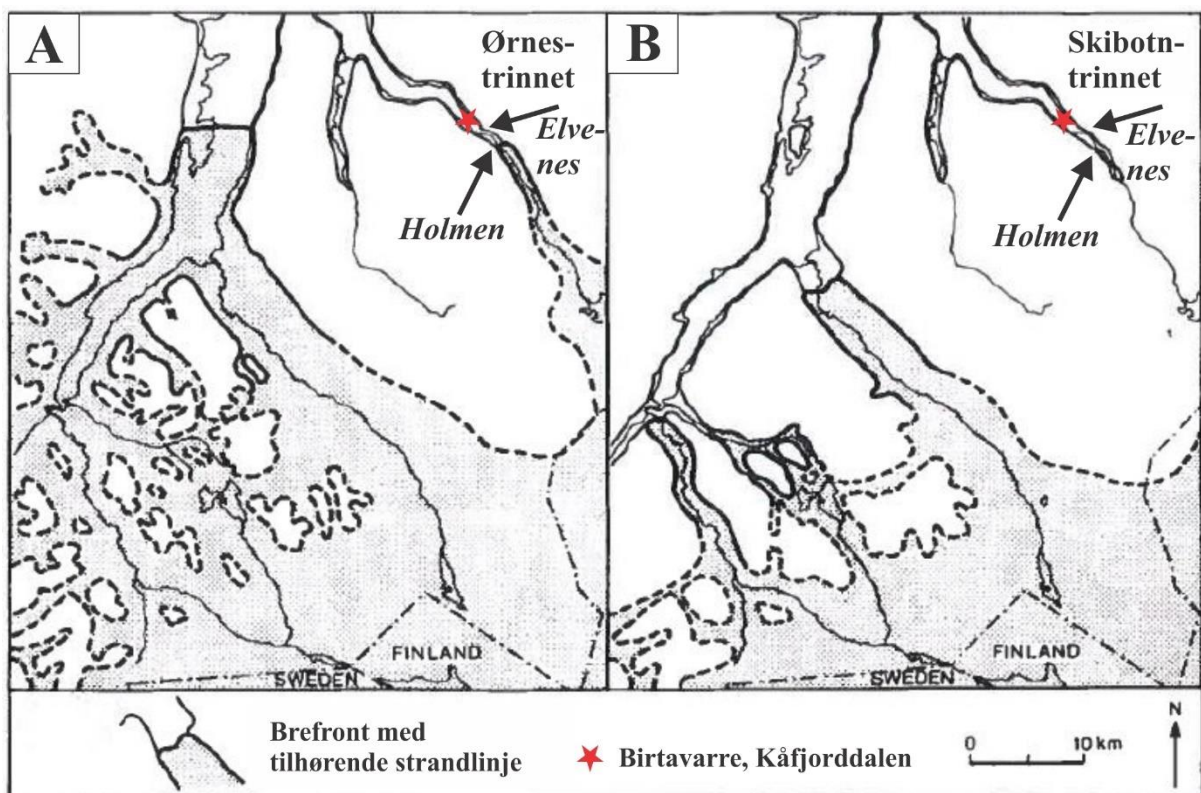


Tegnforklaring

- | | | | | | |
|---|---|---|-----------------------|---|--|
|  | Skarpnes-trinnet |  | Tromsø-Lyngen-trinnet |  | Oksfjellet, 1151 moh. |
|  | Nunatakområde |  | Isdekke |  | Større nunatakområde, med lokale breer som delvis fløt sammen med innlandsisen |
|  | Andre randmorener og isranddelta avsatt av innlandsisen |  | Mindre nunatakområde |  | Kåfjorrdalen |

Figur 2.15: Brefronten under Skarpnes-trinnet og Tromsø-Lyngen-trinnet. Øvrige registrerte randavsetninger i regionen er også vist. Modifisert etter Dahl og Sveian (2004).

Etter Tromsø-Lyngen-trinnet har det vært to, muligens flere, større stopp i isens tilbaketrekning med tilhørende israndavsetninger proksimalt til Tromsø-Lyngen-morenen ved Spåkeneset (Corner, 1980). Disse er Ørnes-trinnet for ca. 11.200-11.400 ± 150 kalenderår før nåtid og Skibotn-trinnet for ca. 10.800-10.900 ± 150 kalenderår før nåtid (årstallene er omregnet fra ¹⁴C år til kalenderår (Bronk Ramsey, 2019) (Figur 23.16). I tillegg har det vært mange mindre stopp med tilhørende observasjoner (Corner, 1980). Etter stoppet ved Spåkeneset hadde breen et stopp ved Langneset ute i Kåfjorden, markert med en submarin rygg (Figur 2.15) (Corner, 1980; Dahl et al., 2004). Deretter hadde breen et stopp ved Holmen i Kåfjorddalen, som i henhold til Corner (1980) korrelerer godt med Ørnes-trinnet. Ved Holmen er det et isranddelta, der innlandsisen har avsatt sedimenter foran breen under oppholdet i tilbaketrekningen (Figur 2.13 og 2.16) (Corner, 1980). Ved Elvenes er det en israndterrasse som ifølge Corner (1980) sannsynligvis hører til Holmenstoppet (Figur 2.13 og 2.16). Elvenesterrassen inneholder flere spor etter tidligere havnivå (Corner, 1980). Kåfjorddalen var sannsynligvis isfri ca. 11.000 kalenderår før nåtid (Corner, 1980).



Figur 2.16: Brefront med tilhørende strandlinje for Ørnes-trinnet ca.11.200-11.400 ± 150 kalenderår før nåtid (A) og Skibotn-trinnet ca. 10.800-10.900 ± 150 kalenderår før nåtid (B). Figur 2.16 B viser at Kåfjorddalen var isfri da Skibotntrinnet inntraff. Kåfjorddalen var sannsynligvis isfri ca. 11.000 kalenderår før nåtid. Modifisert etter Corner (1980).

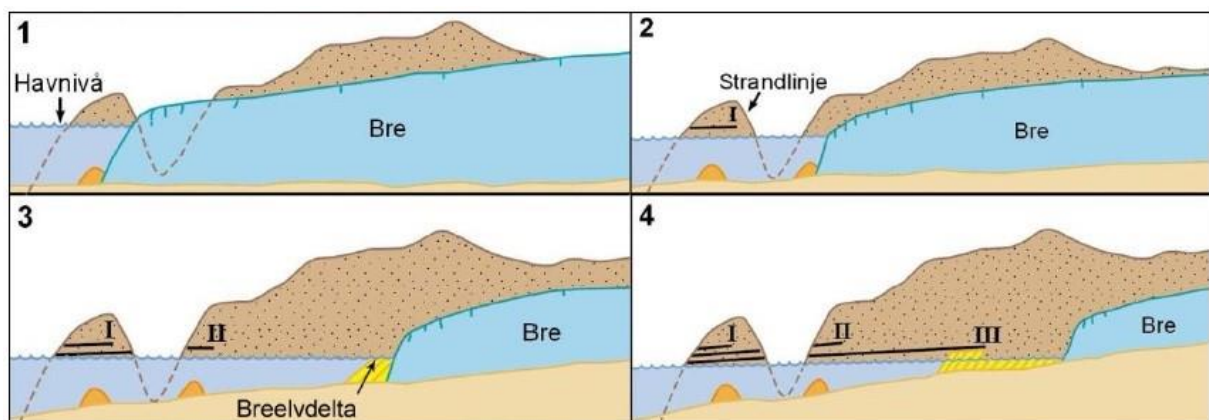
2.3.2.3 Havnivåendringer

Da avsmeltingen etter Weichsel startet etter siste istids maksimum, for ca. 20.000 år siden (Olsen et al., 2013; Vorren et al., 2013a) var det globale havnivået rundt 125 m lavere enn i dag (Fleming et al., 1998). Nedsmeltingen førte imidlertid til rask havnivåstigning (eustatisk heving) på grunn av mer vann i havene. Tilsvarende begynte landet å heve seg (isostatisk heving) som resultat av at nedsmeltingen av ismassene lettet på trykket over landområdene (Høgaas et al., 2012; Vorren et al., 2013a). I den første tiden var den eustatiske hevingen hurtigere enn den isostatiske hevingen (Høgaas et al., 2012; Vorren et al., 2013a). Det høyeste spor etter havet i Kåfjorddalen (marin grense), er ca. 88 m over dagens havnivå (Corner, 1980).

Etter hvert som isen smeltet ned, ble den isostatiske hevingen jevnt over raskere enn den eustatiske (Corner, 2006). Relativt sett falt havnivået (Corner, 2006). I perioder da havnivået var stabilt, som følge av at det var et opphold i isens tilbaketrekning eller breframrykning, satte havet sine spor i terrenget. Disse sees i dag som strandlinjer i terrenget (Figur 2.17) (Corner, 2006; Vorren et al., 2013a).

Fordi ismassene under siste istid var tykkere i indre strøk av landet enn i kystnære strøk, har indre strøk hatt større isostatisk heving enn kyststrøkene. Dette er synlig i terrenget ved at strandlinjene ikke er horisontale, men skrå. Høyden på linjene øker innover i landet (Figur 2.17) (Corner, 2006; Høgaas et al., 2012). I Kåfjorddalen ser denne økningen ut til å være i underkant av 1m per km for MG (Corner, 1980).

Landhevingen i Kåfjorddalen er i dag på ca. 2 mm per år (Olesen et al., 2013).



Figur 2.17: Skisse som viser havnivå og strandlinjer (svarte linjer) under innlandsisens tilbaketrekning etter siste istid. Figurene viser hvordan strandlinjene dannes på stadig lavere nivå etter hvert som isen trekker seg tilbake og havet relativt sett synker. Modifisert etter Vorren et al. (2013b).

3 Metode

Dette kapittelet beskriver metodene som er brukt for å besvare problemstillingene beskrevet i kapittel 1.2.

3.1 Feltarbeid

Innsamling av data er utført i feltområdet (Figur 4.1 og 4.2) i til sammen en uke, fordelt på noen dager i august og oktober 2018 og juni 2019.

Kartlegging er gjort visuelt ute i felt i deler av fire av de fjorten skredviftene som feltområdet omfatter (vifte III, IV, XI og XIII), for å identifisere skredavsetninger og skredprosesser.

Disse viftene er valgt fordi de ligger under de ustabile fjellpartiene i feltområdet og flere ser ut til å ha hatt aktive skredprosesser i de senere årene.

Kartprogrammet ArcMap (se kapittel 3.2) med innebygd GPS, der en digital terrengmodell (DTM) (se kapittel 3.3) og flyfoto fra norgebilder.no (Norge i bilder, 2016) er lastet inn, er brukt til å orientere seg rundt i felt og til å markere de ulike geomorfologiske strukturene.

Felt-pc som er brukt ute i felt er av typen "Panasonic Tough book", modell CF-19. Den har berøringsfunksjon, og brukes som et "nettbrett".

3.2 Fremstilling av kart

ArcMap, versjon 10.5, som er et underprogram til ArcGIS, er brukt til å kartlegge geomorfologi og lage helningskart og -profiler. Koordinatsystemet som er blitt brukt i ArcMap er WGS1984/UTMsone 33N.

DTM (se kapittel 3.3) og flyfoto fra norgebilder.no (med høyoppløsning på 1 m x 1 m) er benyttet. For kartframstilling er det også brukt feltbilder og feltobservasjoner.

NGUs berggrunnskart N50 (NGU, 2019a) og løsmassekart N50 (NGU, 2019b) er benyttet regionalt for å få oversikt over bergarter og løsmasser i feltområdet.

Tegneprogrammene Inkscape (Inkscape, 2017) og CorelDRAW (CorelDRAW, 2017) er brukt for å redigere kart og bilder og lage figurer.

3.3 Digital terrengmodell (DTM)

Den digitale terrengmodellen (DTM) for Kåfjorddalen har en oppløsning på 0,5 m x 0,5 m, og er basert på høydedata innhentet ved bruk av Light Detection And Ranging (LiDAR). Den danner kartgrunnlaget for studieområdet. Den er stilt til rådighet av NGU og Kartverket.

Terrengmodellen er satt sammen av én DTM fra 2014 som dekker øvre del av den sørvestlige dalsiden og én fra 2015 som dekker nedre del av dalsiden og dalbunnen (Kartverket, 2019).

LiDAR er basert på laserteknologi, og flyskanning benyttes for innhenting av datagrunnlaget (Bunkholt et al., 2011). Det sendes ut laserpulser mot terrenget, som blir reflektert tilbake til en mottaker hvor de blir fanget opp. Ved refleksjon av laserpulsen blir tiden laserpulsen bruker frem og tilbake registrert for å beregne avstanden til objektet (Bunkholt et al., 2011). Det dannes deretter en punktsky, som representerer topografien til det skannede objektet (Bunkholt et al., 2011; Jaboyedoff et al., 2012). I DTM er skog og hus registrert ved LiDAR-skanning fjernet.

LiDAR brukes i hovedsak til å lage nøyaktige terrengmodeller for blant annet å kunne undersøke skred og morfologi i et område (Jaboyedoff et al., 2012).

Ulemper ved LiDAR-teknologien er blant annet at vegetasjon kan skape forstyrrelser, noe som kan gi unøyaktigheter i DTM. Laserstråler vil ikke kunne nå jordoverflaten hvis skogen i området er veldig tett. I ulendt terreng kan det oppstå skyggeområder (Jaboyedoff et al., 2012). En annen ulempe er at naturformer som store blokker og voller kan bli oppfattet som bygninger og følgelig bli fjernet i DTM.

En DTM med oppløsning på 2 m x 2 m fra Kartverket, ble brukt til simuleringene av flomskred i RAMMS::debrisflow (se kapittel 3.5.) (Kartverket, 2019). Denne terrengmodellen er også satt sammen av én terrengmodell fra 2014 og én fra 2015, som beskrevet ovenfor (Kartverket, 2019).

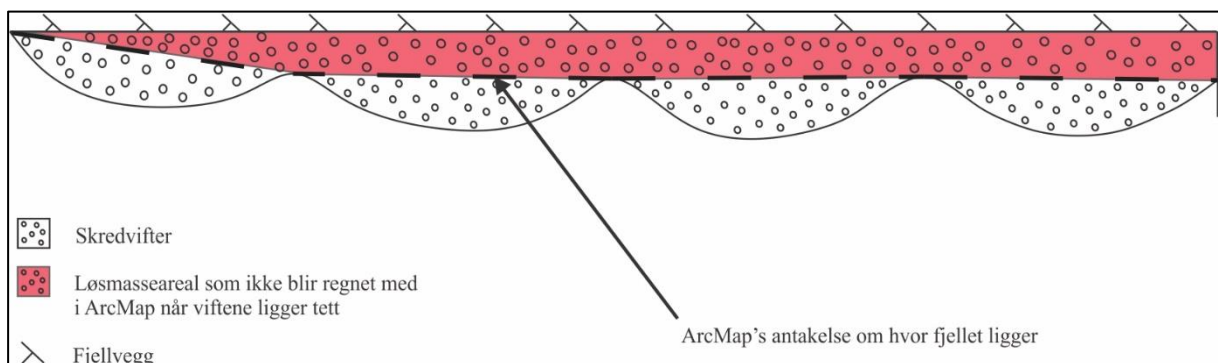
3.4 Volumestimering av skredvifter og kildeområder

Under følger først en beskrivelse av volumestimering av skredviftene, deretter av kildeområdene.

Volumestimeringer av skredviftene

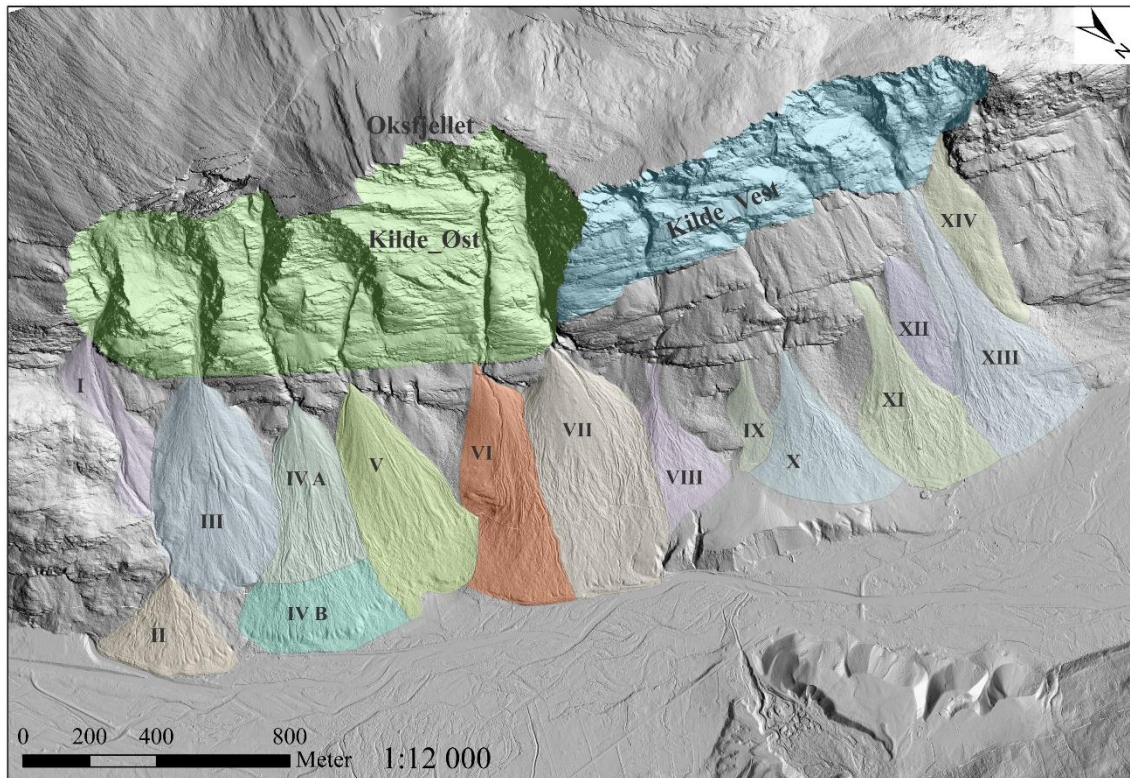
Volum av de ulike viftene er delvis beregnet i ArcMap (viftene I-III) og delvis anslått ved skalering av volum beregnet i ArcMap (viftene IV-XIV). ArcMap er nærmere beskrevet i kapittel 3.2. Nummereringen av viftene er vist i Figur 3.2.

I feltområdet ligger de fleste viftene tett. Mange grenser mot nabovifter på begge sider. For å få korrekte volumberegninger ved bruk av ArcMap, forutsettes det imidlertid at viftene er frittstående. Figur 3.1 viser at for vifter som ligger tett, får man i ArcMap ikke beregnet det volumet som ligger mellom fjellveggen og der viftene er i kontakt med hverandre. For å komme utenom dette problemet er volumene til vifter som ligger mest mulig fritt og i liten grad grenser til nabovifter beregnet ved bruk av ArcMap, mens de øvrige viftene er estimert med utgangspunkt i disse ArcMap-bregnede volumene.



Figur 3.1: Horisontalsnitt gjennom vifter som ligger tett. Skissen viser hvordan ArcMap beregner volum av skredvifter som ligger tett. Programmet antar at fjellet ligger ved den stiplede linjen.

Viftene II og III grenser kun delvis mot nabovifter (Figur 3.2). Volumene av disse er beregnet i ArcMap og brukt som basis for å estimere volumene av viftene IV-XIV. Volumet til vifte I er også beregnet i ArcMap, men ikke benyttet i videre beregninger. Volumet av vifte III nedenfor fjellblotningene i nedre del av viften er utelatt fra volumberegningen i ArcMap, ettersom områdets form og beliggenhet mellom vifte II og IV gjør at volumet av denne delen ikke lar seg beregne i ArcMap (Figur 3.2). Volumet anses å være så lite at utelatelse ikke vil påvirke det totale volumestimatet nevneverdig og er innenfor usikkerhetene som er knyttet til volumestimatene, som omtalt senere i dette kapittelet.



Figur 3.2: Grunnlaget for volumberegning av de ulike viftene og kildeområdene. Volumberegningene av skredvifte I-III er basert på ArcMap, mens skredvifte IV-XIV er estimert med basis i de beregnede volumene av vifte II og III. Volum av vifte III under fjellblotningene (grått parti til høyre for vifte II) er utelatt fra beregningene, da det ikke lar seg beregne i ArcMap. Volumet anses å være så lite at utelatelse ikke vil påvirke det totale volumestimatet nevneverdig og er innenfor usikkerhetene som er knyttet til volumestimatene, som omtalt senere i dette kapittelet.

På terrenngmodellen (Figur 4.24, 4.35, 4.41 og 4.47) ses fjellblotninger, tilsvarende den i nedre del av vifte III, stedvis videre vestover. I forbindelse med volumberegningene antas det derfor at fjellblotninger fortsetter mer og mindre synlig videre vestover fra vifte III. Et vertikalt snitt gjennom vifte IV er da antatt å se ut som vist på Figur 3.3. Området over det utstikkende fjellpartiet antas å ha en viss formlikhet med vifte III, partiet under det utstikkende fjellpartiet med vifte II (Figur 3.2). Basert på dette estimeres volumet av vifte IV som følger:

$$V_{IV} = \left(\frac{A_{IVa}}{A_{III}} \times V_{III}\right) + \left(\frac{A_{IVb}}{A_{II}} \times V_{II}\right),$$

der V_{II} , V_{III} og V_{IV} er volum av henholdsvis vifte II, III og IV, A_{IVa} og A_{IVb} er viftearealet av vifte IV henholdsvis over og under det antatt utstikkende fjellpartiet (fjellblotningene) og A_{II} og A_{III} er viftearealene av henholdsvis vifte II og vifte III. Viftearealene er hentet fra ArcMap og presentert i Vedlegg 2.

Etter at volumet av vifte IV er anslått, benyttes dette til å anslå volumene av viftene V, VI, VII, IX, XI og XIII etter formelen:

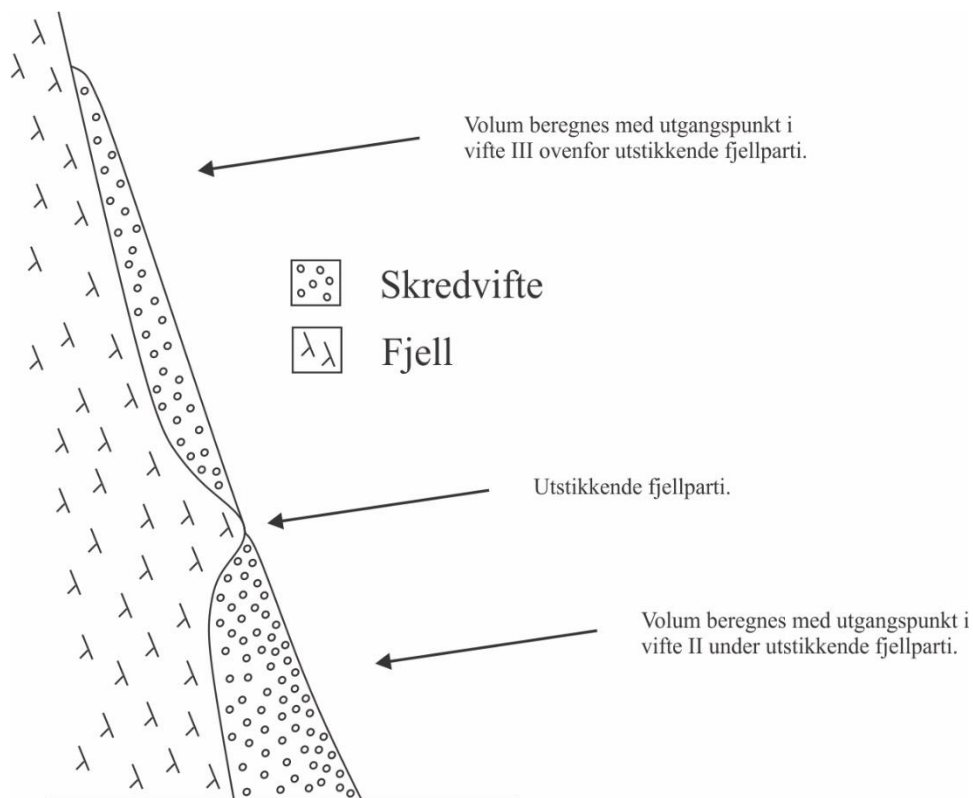
$$V_n = \frac{A_n}{A_{IVtotal}} \times V_{IV}$$

V_n og A_n er henholdsvis volum og areal av vifte n, og V_{IV} og $A_{IVtotal}$ er henholdsvis volum og totalt vifteareal av vifte IV.

Volumet til viftene VIII og X, anslås ut ifra volumet til vifte II:

$$V_n = \frac{A_n}{A_{II}} \times V_{II}$$

V_{II} og A_{II} er henholdsvis volum og vifteareal av vifte II. Tilsvarende beregnes volumene av viftene XII og XIV, med basis i vifte III.



Figur 3.3: Vertikalt snitt gjennom vifte IV, som viser hvordan volumet av vifte IV er estimert med utgangspunkt i de ArcMap-bregnede volumene av viftene II og III.

De beregnede volumene av viftene IV-XIV må kun ansees som grove estimater, da de er forbundet med flere antagelser og forenklinger. For eksempel er antagelsen om formlike arealer en forenkling. Blant annet danner arealet under det utstikkende fjellpartiet på vifte IV et trapes, mens volumberegningen av denne delen er basert på vifte II som har et mer

trekantformet areal (Figur 3.2). Volumberegning basert på skalering av arealer er også en forenkling, da det er en skalering i to dimensjoner og ikke i tre dimensjoner. Det innebærer at det ikke tas hensyn til at løsmassedybden/tykkelsen på viftene vil variere med arealstørrelsen.

Volumene av viftene II og III beregnet med ArcMap er sannsynligvis mindre enn de reelle volumene på grunn av at de grenser til nabovifter i vest og ikke mot fjell.

I forbindelse med volumberegningene er nedre del vifte IV utvidet til å omfatte nedre, vestlige del av vifte III siden denne delen ikke lar seg beregne i ArcMap.

Prosedyre for beregning av vifte I, II og III er gitt i Vedlegg 3.

Volumestimering av kildeområdene

Volumberegningene av kildeområdene er utført i ArcMap. Ved beregning av kildeområdet ble dette delt i to, en østlig del (over viftene I-VII) og en vestlig del (over viftene VIII-XIV), se Figur 3.2. For det østlige kildeområdet er det beregnet to ulike volum, se kapittel 4.4. Samme prosedyre som for beregning av skredviftene er fulgt, se Vedlegg 2.

Det er forbundet med stor usikkerhet hvor opprinnelig terreng ved kildeområdet har vært. Ved beregning av volumene ble opprinnelig terrengoverflate i hovedsak antatt å ha ligget langsmed de utstående fjellpartiene.

3.5 Simulering av flomskred med "RAMMS::debrisflow"

Simuleringsprogrammet RAMMS: debrisflow (RAMMS, 2019) er brukt for å simulere flomskred på skredviftene IV og XIV. Simuleringsprogrammet er en énfase-modell som beregner jord- og flomskred i tre dimensjoner (Bartelt et al., 2017). Det beregner hastighet og strømningshøyde på skredstrømmen underveis og avsetningene der skredet stopper (Bartelt et al., 2017).

Ved beregning av friksjon, baserer simuleringsprogrammet seg på en modifisert utgave av Voellmys friksjonslov (Bartelt et al., 2017):

$$S = \mu N + \frac{\rho g u^2}{\xi} + (1 - \mu)N_0 - (1 - \mu)N_0 e^{\frac{N}{N_0}}$$

hvor S er friksjonsmotstanden i skredløpet, μ er en friksjonskoeffisient, N er normalkraften mot skredbanen, ρ er tettheten til skredmassene, g er gravitasjonsakselerasjonen, u er hastighetsvektoren, ξ er en friksjonskoeffisient for viskøs-turbulent bevegelse og N_0 er normalkraften ved begynnende plastisk oppførsel.

Modellen beregner sentrifugalkraft (F) i kurvaturer etter formelen (Bartelt et al., 2017):

$$F = \rho h f$$

hvor h er flyteøyden på skredmassene og f er en friksjonsvinkel som modellen beregner ut ifra skredstrømmens hastighet og terrengkurvatur (Bartelt et al., 2017).

Simuleringsmodellen inneholder også en erosjonsmodul som baserer seg på en generalisering av feltobservasjoner utført ved observasjonsstasjonen "Illgraben Debris Flow" i Sveits (Bartelt et al., 2017). Modellen er basert på en antagelse om at erosjon først skjer når skjærspenningen i skredbanen overstiger et visst nivå (den kritiske skjærspenningen, τ_c) (Bartelt et al., 2017; Berger et al., 2011) og at maksimal potensiell erosjonsdybde (e_m) er en funksjon av skjærspenningen (Frank et al., 2015) på stedet til enhver tid (Bartelt et al., 2017).

Simuleringsprogrammet fungerer slik at man ikke nødvendigvis må ta utgangspunkt i utløsningsområdet når skredet skal simuleres. I stedet kan man ved et valgt punkt i skredløpet plassere en hydrograf som angir skredmengde og maksimal høyde på skredet som passerer det aktuelle punktet og tiden skredet bruker på å passere (Bartelt et al., 2017). Hydrografalternativet er brukt i simuleringene i denne oppgaven.

En av hovedutfordringene knyttet til simuleringene er valg av friksjonskoeffisienter som vil kunne variere mye, avhengig av hva slags materiale som er i skredet (Bartelt et al., 2017). Ettersom det ikke er kjennskap til registrerte felldata knyttet til jord-/flomskred i Kåfjord, er simuleringene basert på standarddata anbefalt i brukermanualen til simuleringsprogrammet (Bartelt et al., 2017).

Følgende simuleringsparametre er brukt (Bartelt et al., 2017):

- Tetthet på skredmassene: $\rho = 2000 \text{ kg/m}^3$.
- Friksjonskoeffisienter: $\mu = 0,2$, $\xi = 200 \text{ m/s}^2$.
- Erosjon:
 - Erosjonstetthet: 2000 kg/m^3
 - Erosjonshastighet: $0,025 \text{ m/s}$
 - Potensiell erosjonsdybde: $e_m = 0,1$ per kPa
 - Kritisk skjærspenning: $\tau_c = 1 \text{ kPa}$.

Basert på parametrene over er det simulert skred i eksisterende skredbane på vifte IV og XI.

En DTM med oppløsning på $2 \text{ m} \times 2 \text{ m}$ satt sammen fra én DTM fra 2014 og én DTM fra 2015 fra Kartverket er brukt (Kartverket, 2019).

4 Resultater

Innledningsvis i dette kapitlet er det kvartærgeologiske og geomorfologiske oversiktskartet over skredviftene i studieområdet presentert. Deretter følger beskrivelsene og tolkningene av de enkelte skredviftene i studieområdet. Beskrivelsene og tolkningene avsluttes med en oppsummerende tabell over hovedparameterne til viftene. Til slutt i kapitlet presenteres resultatene fra volumberegningene av skredviftene og kildeområdene og resultatene fra simuleringer av flomskred i RAMMS::debrisflow.

4.1 Kvartærgeologisk og geomorfologisk kart

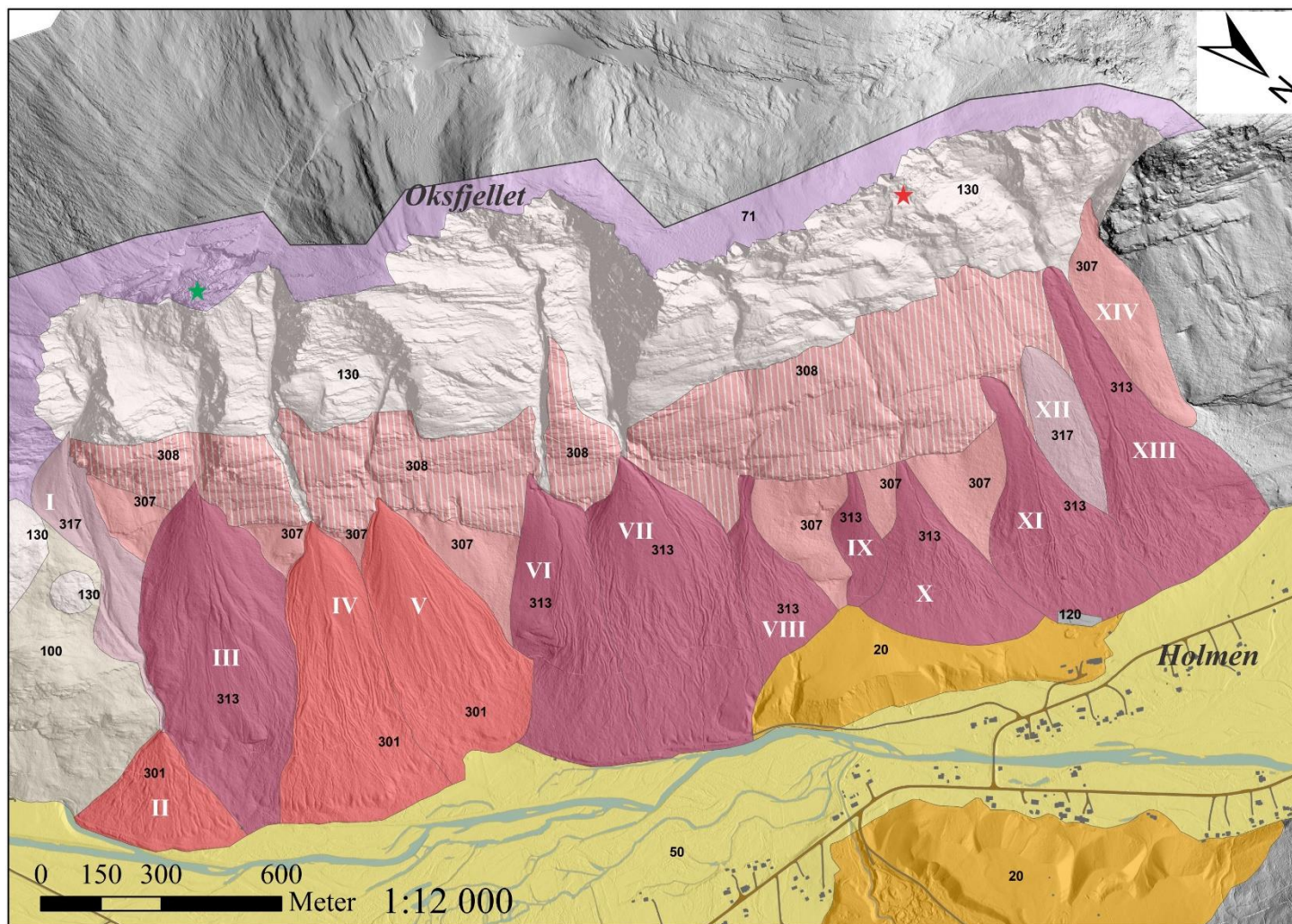
Fullstendig kvartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredviftene i studieområdet er vist i Vedlegg 4. I Figur 4.2 er klassifikasjon av de ulike skredviftene vist. Tegnforklaringen til kartene i Figur 4.2 og Vedlegg 4 er vist i Figur 4.1. Skredviftene er nummerert fra I til XIV fra øst mot vest. Kartet viser at de fleste skredviftene er klassifisert, i henhold til (NGU, 2019b), som snø- og jordskredavsetninger, noen som jord- og flomskredavsetninger og snø- og steinsprangavsetninger, samt én som steinsprangavsetning. Snø- og jordskredavsetningene er i hovedsak konsentrert i vestlige del av studieområdet, mens jord- og flomskredavsetningene er mer markant i den østlige delen.

Det gjøres oppmerksom på at begrepet flomskred i denne oppgaven omfatter kanaliserte jordskred, som omtalt i kapittel 1.5.3. Det betyr at skredvifter som i oppgaven omtales som dominert av snø- og flomskred, klassifiseres i henhold til NGUs løsmasseklassifikasjon som snø- og jordskredavsetninger.

Mellom og over skredviftene ligger det henholdsvis tykt, sammenhengende dekke (307) og tynt, usammenhengende dekke (308) med steinsprangavsetninger som vist i Figur 4.2.

Løsmassedekkene mellom og over skredviftene omtales ikke nærmere i det følgende.

Området øst for skredvifte I og II, fjellpartiet og fjellplatået over viftene, samt breelavsetningene ved Holmen er markert i kartene, men er ikke en del av dette studiet og følgelig ikke nærmere omtalt.



Figur 4.2: Oversiktskart over skredviftene I-XIV under Oksfjellet i den sørvestlige dalsiden i Kåfjorddalen. Kartet viser klassifiseringer av de ulike viftene. Grønn stjerne viser området hvor det ustabile fjellpartiet ligger, mens rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. Se Figur 4.1 for tegnforklaring. Et fullstendig kvartærgeologisk og geomorfologisk kart i målestokk 1:8000 er vist i Vedlegg 4.

4.2 Skråningsavsetninger og -prosesser for skredviftene I-XIV

Beskrivelsene og tolkningene av skredviftene presentert i det følgende er basert på feltobservasjoner, feltbilder og tolkning av DTM. For vifte III er også flyfoto benyttet. Viftene III, IV, XI og XIII som er befart i felt, er omtalt mer omfattende enn de øvrige. Vifter som anses å ha tilsvarende geomorfologi og være preget av tilsvarende skredprosesser er ikke alle beskrevet like fyldig, det henvises i stedet til andre tilsvarende vifter som er mer omfattende beskrevet. Oversiktsbilder av skredviftene er vist i Figur 4.3 og 4.4.

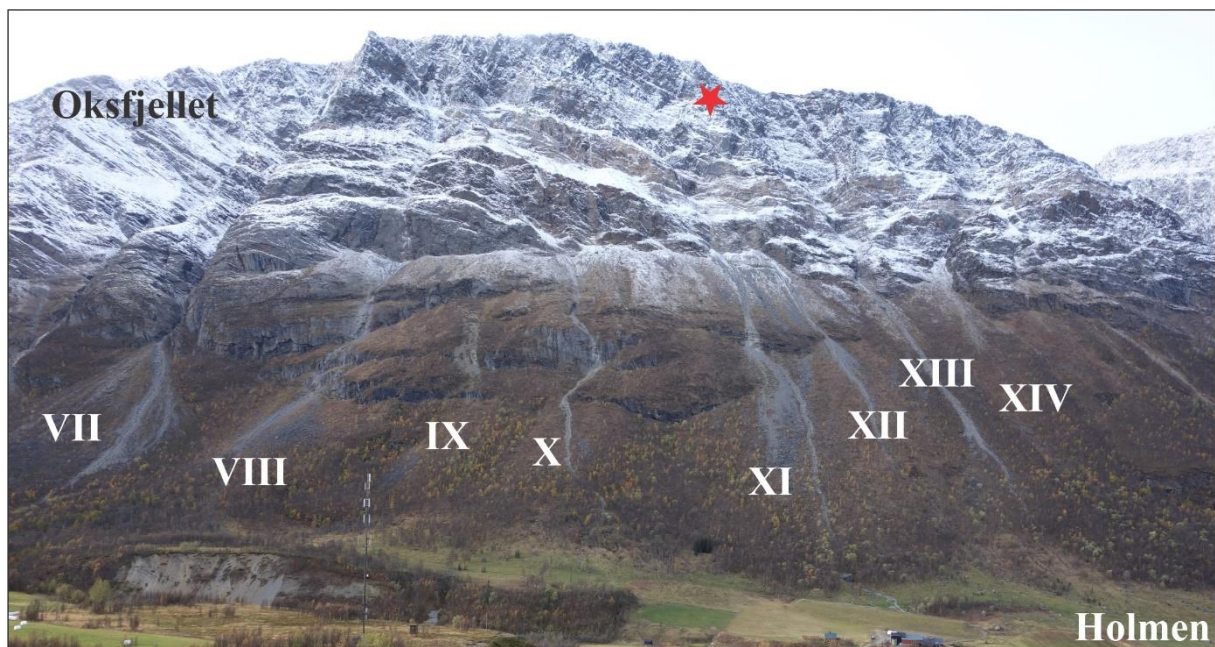
For å prøve å begrense presentasjonsmaterialet, er i hovedsak to og to nabovifter presentert sammen. Unntakene er skredvifte III som er presentert for seg og de tre skredviftene VIII, IX og X, som er presentert samlet. Viftene som er befart i felt, og derfor er mer omfattende omtalt enn de øvrige viftene, er inndelt i delområder for å gjøre det enklere å følge beskrivelsene og tolkningene av viftene.

De følgende kapitlene har alle samme oppbygging. Først i kapittelet gis en beskrivelse av viftene som omtales i kapittelet, deretter følger tolkningen. Første del av beskrivelsen består av en overordnet beskrivelse hvor blant annet hovedparametere for viftene presenteres. Deretter følger en geomorfologisk beskrivelse. I tolkningen blir det først vurdert hvilke skredtyper som vil kunne inntreffe med basis i helningskart over viftene. Deretter tolkes viftene basert på den geomorfologiske beskrivelsen av viftene. Til slutt gis en oppsummering av hvilke skredprosesser som dominerer og viftene klassifiseres.

Helningskart er presentert for alle skredviftene. I tillegg er det lagd lengdeprofiler for de fire viftene som er befart i felt, samt vifte II da helningen på denne avviker fra helningene på de øvrige viftene.



Figur 4.3: Oversikt over skredviftene øst i feltområdet. Skredviftene er nummerert med romertallene I-VII, fra øst mot vest. Bildet er tatt mot SV (Sondre Blom).



Figur 4.4: Oversikt over skredviftene vest i feltområdet. Skredviftene er nummerert med romertallene VIII-XIV fra øst mot vest. Bildet er tatt mot SV. Det ustabile steinsprangområdet er markert med rød stjerne i fjellsiden ovenfor Holmen.

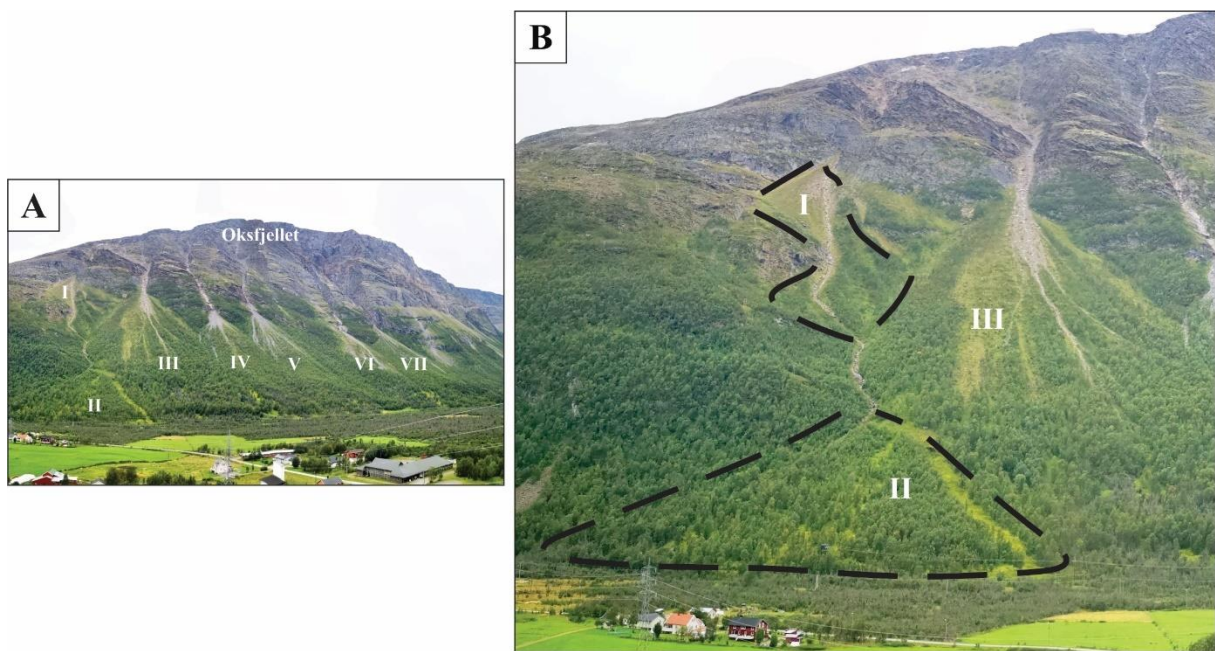
4.2.1 Skredvifte I og II

4.2.1.1 Beskrivelse av skredvifte I og II

Overordnet beskrivelse av skredvifte I og II

Skredvifte I og II ligger rett øst for det ustabile fjellpartiet som i Figur 2.2 er benevnt som delområde B. Vifte I grenser til fjell i øst og skredmateriale og vifte III i vest, mens vifte II grenser til løsmasser og fjell i øst og vifte III i vest (Figur 4.5 B og 4.7).

Vifte I brer seg fra apex på ca. 620 moh. og nedover dalsiden til foten ved omtrent 250 moh.



Figur 4.5: A: Oversikt over skredviftene I-VII. Bildet er tatt mot SV (Sondre Blom). B: Nærbilde av skredvifte I og II (stiplet i svart) og den tilgrensende skredviften.

Skredviften er ca. 580 m lang og rundt 155 m bred på det bredeste (målt langs viftens overflate). Viften består av tre mindre vifter. Det totale arealet er ca. 0,06 km². Volumet er anslått å være 0,19 x 10⁶ m³.

Vifte II har apex ved ca. 150 moh. og avsluttes rundt 50 moh. Viften er ca. 300 m lang, omtrent 435 m bred på det bredeste, har et areal på rundt 0,07 km² og et volum anslått til 0,63 x 10⁶ m³.

Helningskartet viser at helningen ved apex til de tre delviftene som vifte I består av er på mellom 35° og 40° (Figur 4.6 A). Nedre, østre del av de to østlige delviftene har en gjennomsnittlig helning på 25°-30°, mens den vestlige delviften jevnt over er bratt hele veien nedover. Nedre del av denne delviften har en gjennomsnittlig helning på 30°-35°.

Figur 4.6. A viser at vifte II har en helning på rundt 25°-30° i øvre del og ned mot 5°-15° i nedre del. I vestre halvdel av viften, ved foten av viften, er det i det slake området et parti med brattere helning, omtrent 30°-35° (Figur 4.6 A). I Figur 4.6 B er det vist et lengdeprofil gjennom midten av skredvifte II. Lengdeprofilen viser at viften har en konkav form hvor helningen, der profilet ligger, i øvre del er 26° og i nedre del, rett over det bratte partiet, er på rundt 10°. Det bratte partiet som strekker seg videre vestover, er nærmere omtalt i forbindelse med beskrivelsen av vifte IV i kapittel 4.2.3.

Skredvifte I og II har tydelig forskjellig geomorfologi. Viftene er omtalt hver for seg i det følgende.

Geomorfologisk beskrivelse av skredvifte I og II

Skredvifte I

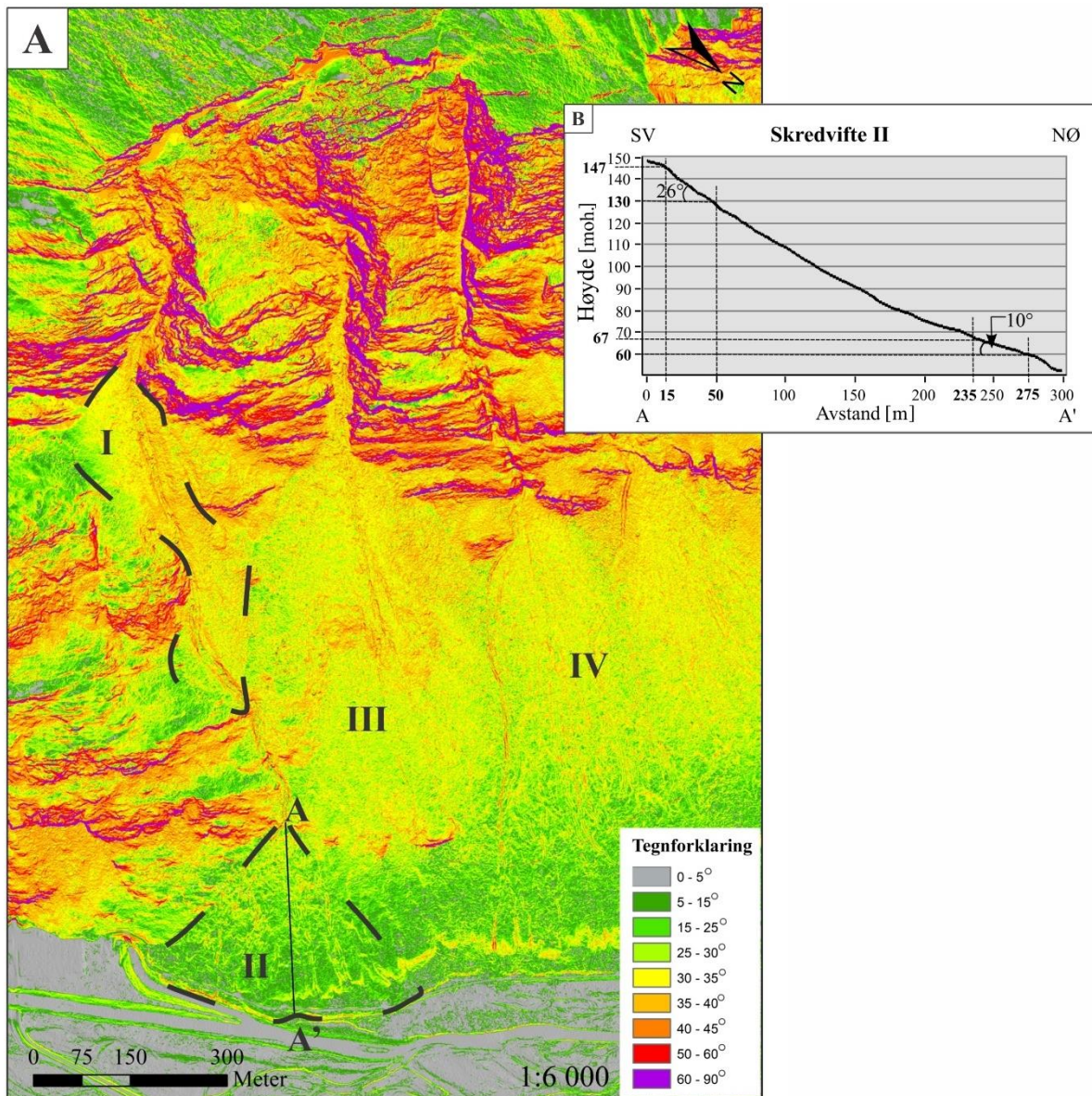
Av de tre delviftene som vifte I består av, ligger to på østsiden og én på vestsiden av et tydelig hovedskredløp som starter i skaret over viften og ender nede i vifte II (Figur 4.7). Feltbilde viser at løpet er åpent, lyst og uvegetert (Figur 4.5 B). På DTM ser det ut som løpet har erodert betydelig ned i løsmassene rundt (Figur 4.7).

DTM viser at delviftene har forholdsvis jevne overflater med én til noen få kanaler (Figur 4.8). Noen små forhøyninger er så vidt synlige på DTM på de to østlige viftedelene (Figur 4.7). Feltbildet viser at øvre, østlige viftedel har lavtvoksende vegetasjon (Figur 4.5 B). De to andre viftedelene er i hovedsak dekket av tett skog (Figur 4.5 B). Figur 4.5 B viser at kanalene og forhøyningene som fremkommer på DTM er dekket av vegetasjon, og derfor ikke er synlige på feltbildet.

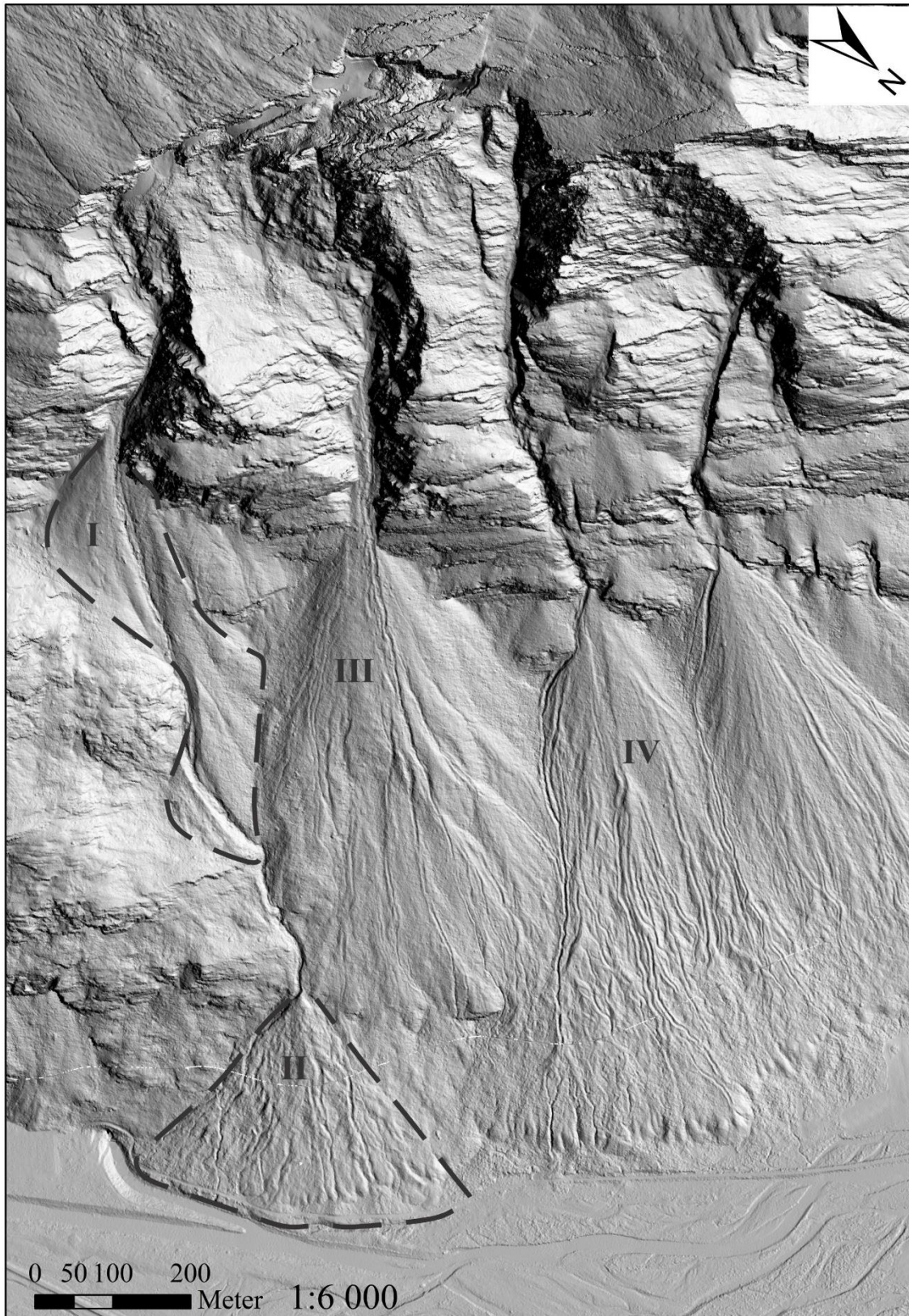
Skredvifte II

Fra apex på vifte II fortsetter hovedskredløpet i østlig ytterkant av viften før det svinger vestover på viften og går ned til foten av viften (Figur 4.7). Kanalen vises som tydelig og sammenhengende (Figur 4.7 og 4.8). Øvre del av kanalen framkommer på feltbildet (Figur 4.5 B). Flere buktende kanaler, stedvis usammenhengende, starter i øvre del av viften og noen lenger ned på viften. DTM viser at flere av kanalene ser ut til å være erodert ned i skredmateriale, og noen ser ut til å ha levéer langs sidene (Figur 4.8). Ansamlinger av materiale ligger stedvis langs løpene og stedvis som små vifteformede avsetninger nedenfor den bratte skråningen i vestlig del av viftens fot (Figur 4.7 og 4.8). Feltbilde (Figur 4.5 B) viser at viften har tett skog. Det åpne, langstrakte feltet langs grensen til vifte III, er frigjort for skog i forbindelse med en kraftlinje.

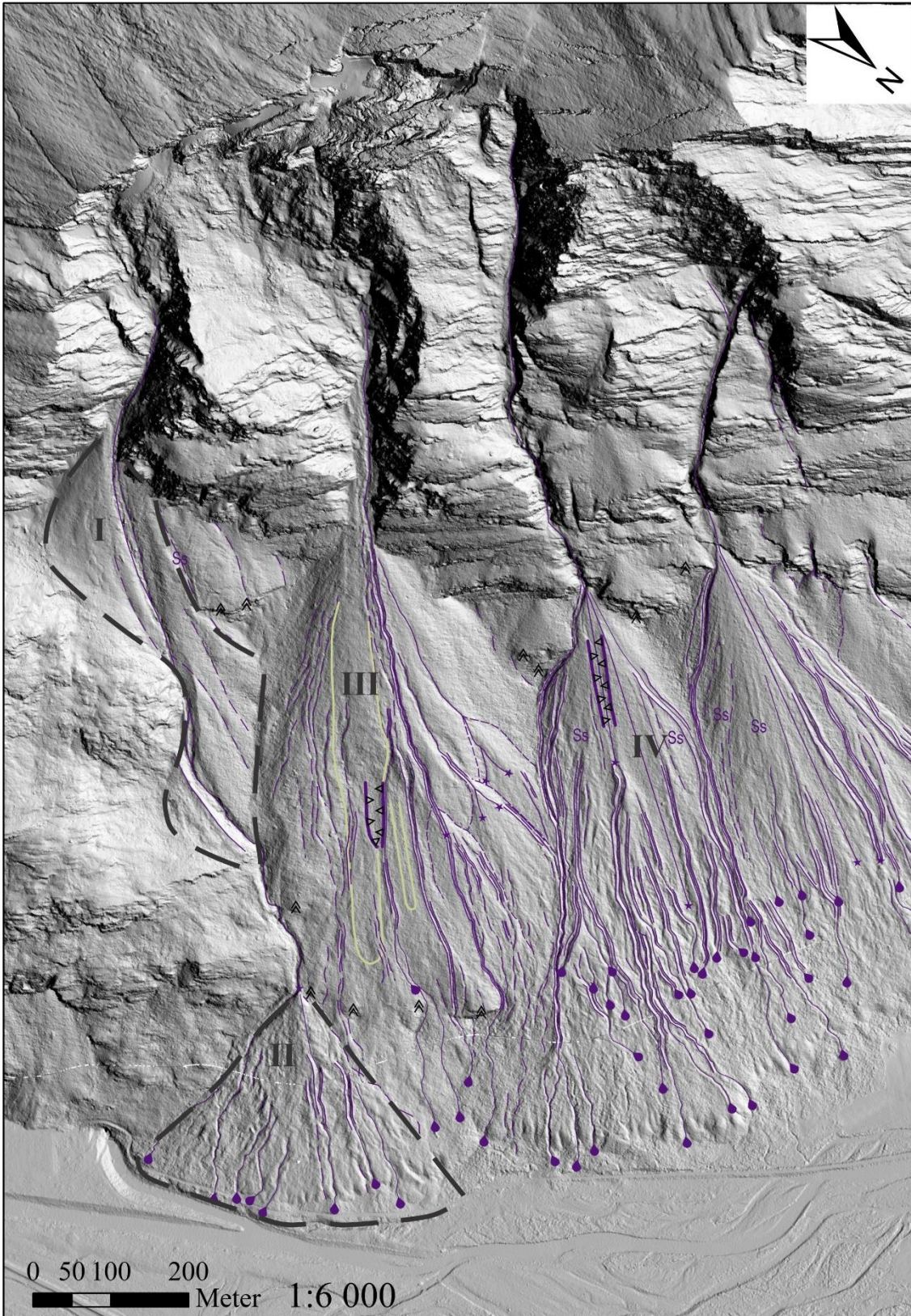
En lys, horisontal linje på DTM (Figur 4.7 og 4.8) i øvre del av vifte II og som fortsetter bortover vifte III og IV, er et hakk som ligger i terrenngmodellen. Den ses også på de øvrige skredviftene.



Figur 4.6: A: Helningskart. Skredvifte I og II er vist stiplede i svart. Profillinjen A-A' viser hvor lengdeprofilen på vifte II i Figur 4.6 B ligger. B: Lengdeprofil. Vinklene er beregnet basert på tallene uthevet i figuren. Merk at lengdeprofilen ikke har samme målestokk langs den horisontale og vertikale aksene.



Figur 4.7: DTM over skredvifte I og II (svarte, stiplede linjer). Nabovifte III og vifte IV er markert. Sola stråler inn fra NV. En lys, horisontal linje på DTM i øvre del av vifte II og som fortsetter bortover vifte III og IV, er et hakk som ligger i terrenngmodellen. Dette hakket ses også på DTM til de øvrige skredviftene.

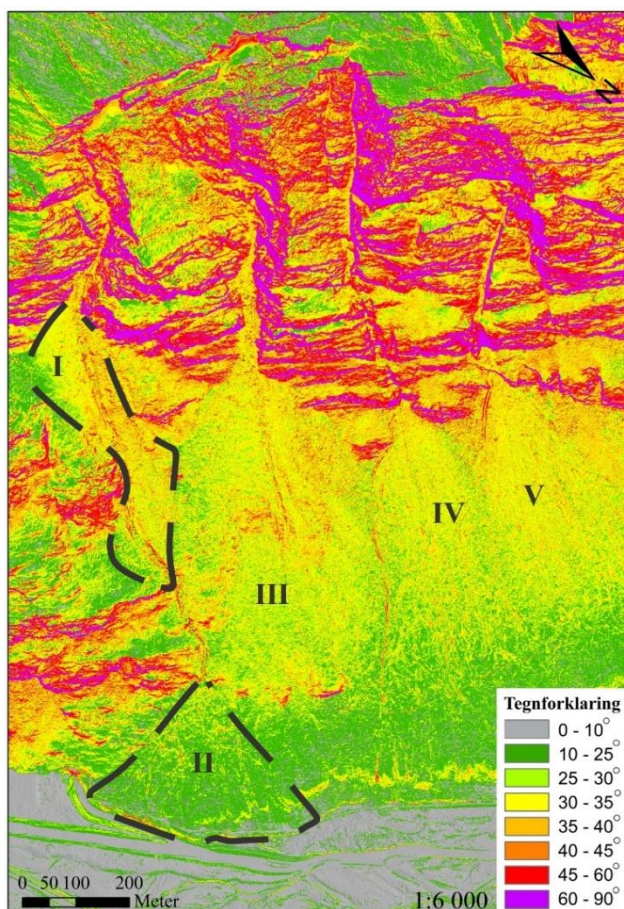


Figur 4.8: DTM over skredvifte I og II (svarte, stiplede linjer) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Sola stråler inn fra NV.

4.2.1.2 Tolkning av skredvifte I og II

Sannsynlige skredprosesser basert på helningskart

Siden steinsprang vil kunne utløses i fjellpartier brattere enn 40° - 45° , vil steinsprang kunne utløses i fjellpartiet over vifte I (Figur 4.9) (kapittel 1.5.2). Jordskred vil kunne utløses i delviftene av vifte I, da helningene her er større enn 25° (kapittel 1.5.3). Utløsning av jordskred på vifte II er ikke så sannsynlig da helningen på viften knapt overstiger 25° . Flomskred vil kunne utløses på både vifte I og II, siden denne type skred kan utløses helt ned til en helning på 10° (kapittel 1.5.3). Snøskred vil kunne utløses i fjellsiden, i skaret over vifte I og på delviftene til vifte I da helningene her er mellom 30° - 60° (Figur 4.9) (kapittel 1.5.4).



Figur 4.9: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40° - 45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25° - 30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35° - 40° (McClung & Schaerer, 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60° , og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).

Skredvifte I

De tre delviftene som utgjør skredvifte I kan ha vært avsatt under samme skredhendelser, og senere blitt erodert slik at hovedskredløpet er blitt dannet (Luckman, 2013). Siden DTM (Figur 4.7) viser forholdsvis jevne overflater på delviftene og kun noen få tegn til kanaler på viftedelene, kan steinsprang og/eller snøskred ha vært den/de dominerende skredprosessen som har dannet viften. Forekomst av steinsprang passer med viftens plassering under det ustabile fjellpartiet under Oksfjellet og at helningen på fjellet over viften er brattere enn 40°-45° (NVE, 2011). Forekomst av snøskred utløst i fjellsiden og skaret over viften synes å være svært sannsynlig som følge av oppsamling av snø i lestilte skråninger (Blikra et al., 1998a; McClung et al., 2006). Delviften i nedre, østlige del kan være bygget opp av steiner/blokker fra fjellet rett ovenfor (Figur 4.9 A). At steinsprang har forekommet på delviftene passer også med at de små forhøyningene på de to østlige viftedelene, som så vidt er synlige på DTM, sannsynligvis er steinsprangblokker. Tilsvarende forhøyninger vist på DTM for viftene XI-XIII, ble ved befaring i felt påvist å være steinsprangblokker (kapitlene 4.2.6 og 4.2.7). Blokkene kan også ha blitt fraktet med snøskred nedover (Blikra et al., 1998a).

At hovedskredløpet er et tydelige erosjonsspor i løsmasser kan tyde på at det er dannet av snøskred (Blikra et al., 1998a; Lied, 2014) eller flomskred (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014; Luckman, 2013) som har startet i skaret over viften. Løsmaterialet som har ligget i skaret er da blitt trukket med nedover, erodert i viften og mesteparten kan være avsatt i vifte II (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014; Luckman, 2013).

Det åpne, lyse og uvegeterte hovedskredløpet (Figur 4.5 B) er aktivt (Domaas et al., 2014; Lied, 2014). Vegetasjonen på delviftene tilsier inaktivitet (Domaas et al., 2014; Lied, 2014). Den øvre, østlige delviften som har lavtvoksende vegetasjon kan imidlertid ha vært aktiv på et senere tidspunkt enn de to andre. Alternativt kan årsaken til den lave vegetasjonen være at delviften ligger over tregrensen (Norgeskart, 2019).

Oppsummering skredvifte I

Tolkningen over viser et aktivt hovedskredløp som passerer gjennom en inaktiv skredvifte I ned til skredvifte II. De dominerende prosessene på vifte I tolkes til å være snøskred og steinsprang. Flomskred som følge av snøsmelting og smeltevann kan ha forekommet. Etter NGUs løsmasseklassifisering klassifiseres følgelig viften som 317 – snø- og steinsprangavsetning (Figur 4.10).

Skredvifte II

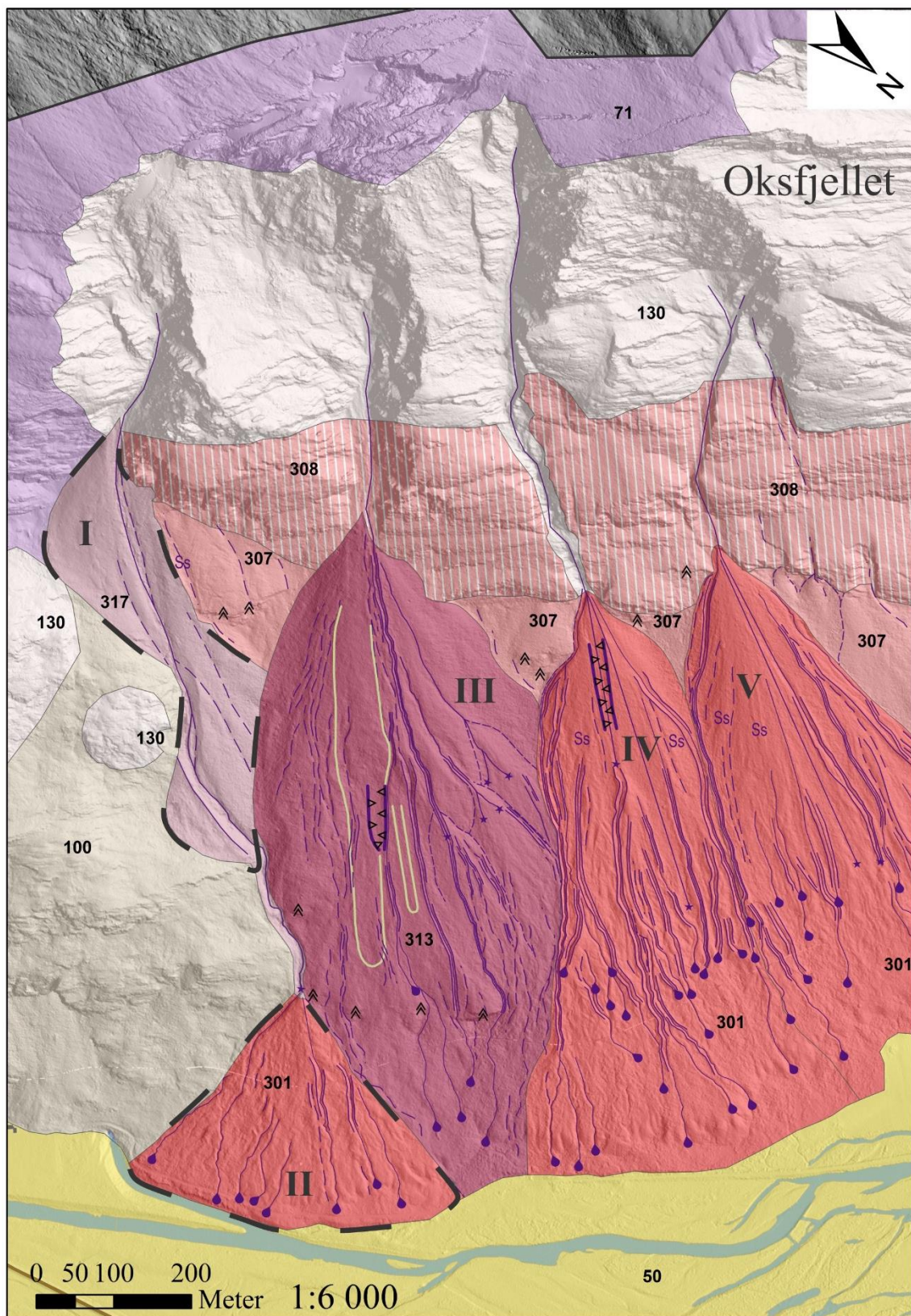
Vifte II er avsatt fra skredmasser transportert gjennom hovedskredløpet som kommer fra skaret over vifte I, se tolkning av vifte I. Skredløpet fortsetter gjennom vifte II som et buktende og erodert løp til foten av viften (Figur 4.7 og 4.8). Geomorfologien tilsier at skredløpet er forårsaket av flomskred (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014; Luckman, 2013), da høyst sannsynlig som følge av smeltevann fra snøsmelting høyere opp i løpet eller i skaret over vifte I (Domaas et al., 2014; Lied, 2014). Om nedre del er aktiv eller passiv er vanskelig å anslå siden området rundt løpet er dekket av tett skog.

De mange buktende kanalene på vifte II, noen med levéer som har erodert ned i løsmassene (Figur 4.7 og 4.8), antas å være forårsaket av flomskred (Sandersen, 2014). De mange eroderte kanalene gjennom det bratte partiet nederst ved foten av viften og de vifteformede, slake skredavsetningene under det bratte partiet tyder også på flomskred (Highland et al., 2008; Sandersen, 2014).

Den tette skogen tilsier at flere av kanalene kan være inaktive (Lied, 2014). Den bratte skråningen i nedre, vestlige del av viften, som fortsetter videre vestover er, som nevnt tidligere, omtalt i kapittel 4.2.3.2.

Oppsummering skredvifte II

Tolkningen over viser at skredvifte II består av mange kanaler, hvor enkelte kan være aktive og at dominerende prosess er flomskred. Etter NGUs løsmasseklassifisering klassifiseres skredviften som 301 – jord- og flomskredavsetninger (Figur 4.10).



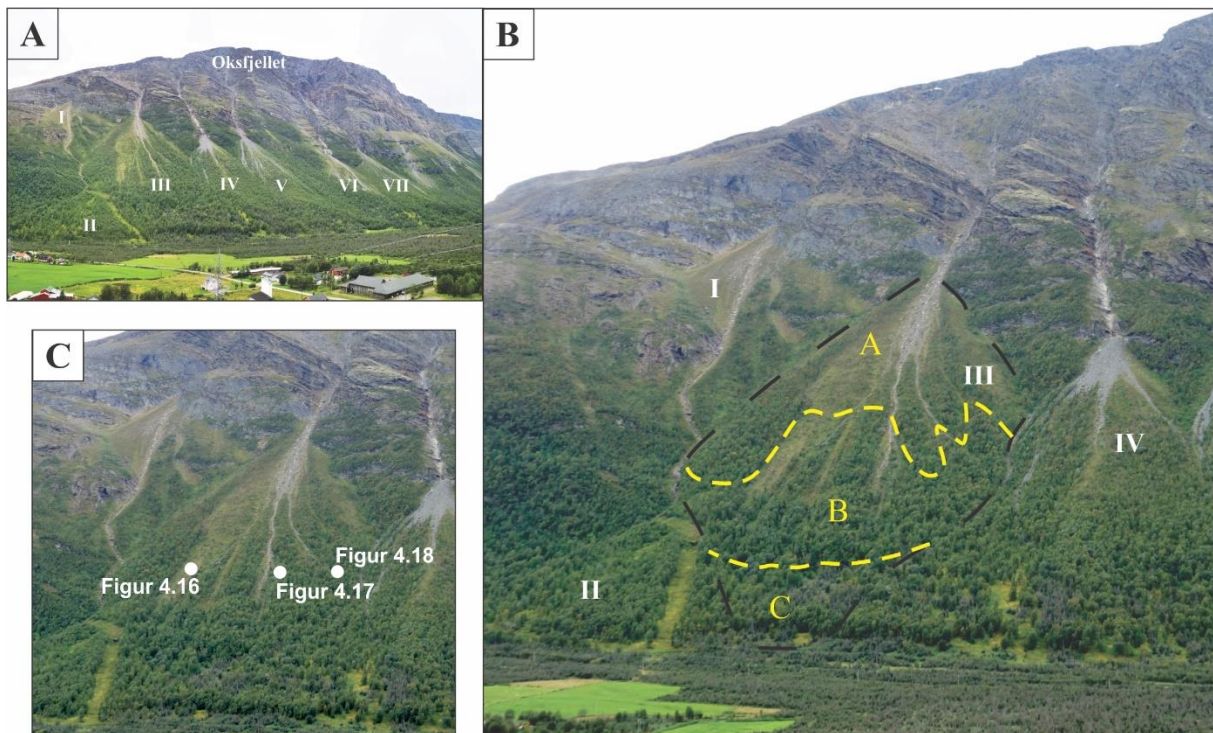
Figur 4.10: Kwartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredvifte I og II (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.2 i kapittel 4.1 for tegnforklaring.

4.2.2 Skredvifte III

4.2.2.1 Beskrivelse av skredvifte III

Overordnet beskrivelse av skredvifte III

Skredviften ligger nedenfor det ustabile fjellpartiet som i Figur 2.2 er benevnt som delområde B. Viften grenser til skredviftene I og II i øst og IV i vest (Figur 4.11 B).



Figur 4.11: A: Oversiktsbilde over skredviftene I-VII. Bildet er tatt mot SV (Sondre Blom). B: Nærbilde av skredvifte III (stiplet i svart) og dens tilgrensende skredvifter. Skredvifte III er inndelt i områdene A, B og C. Disse er vist stiplet i gult i figuren. Bildet er tatt mot SSV. C: Oversikt over hvor feltbilder er tatt fra.

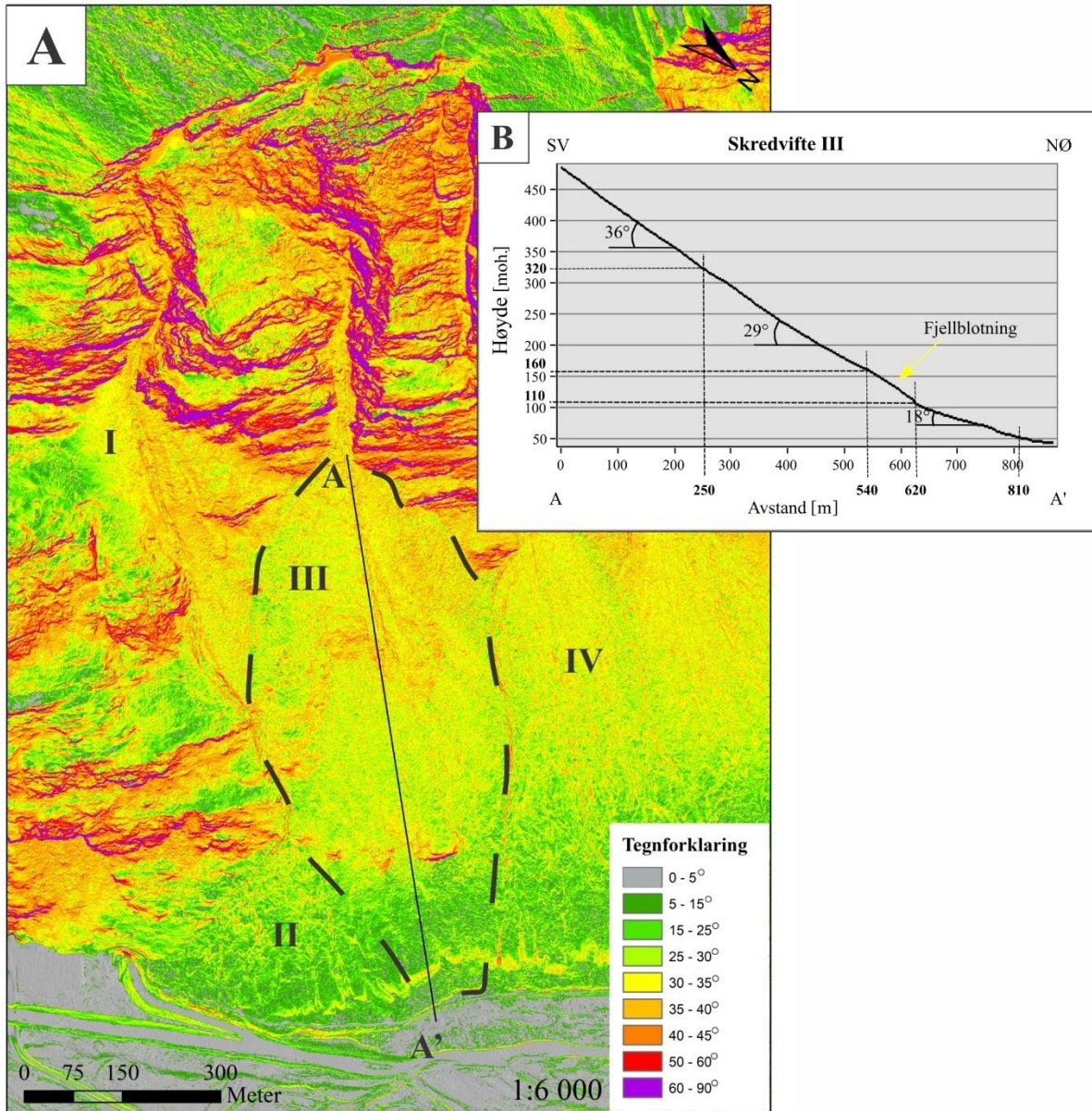
Vifte III brer seg fra apex på ca. 500 moh. og nedover dalsiden hvor den begrenses i underkant av en fjellblotning ved ca. 150 moh. Noe skredmateriale finnes under denne, ned til omtrent 50 moh. Skredviften er ca. 870 m lang og rundt 375 m bred på det bredeste (målt langs viftens overflate). Det totale arealet er 0,19 km². Volumet er beregnet til 2,26 x 10⁶ m³.

Helningskartet (Figur 4.12 A) viser at et område i øvre, vestre del av viften og som skråner nedover og østover til ca. midten av viften og den tidligere omtalte fjellblotningene, er de bratteste partiene på viften, med helning på i hovedsak 35°-40°. Øvre, østlige del og midtre del av viften, over fjellblotningene, har hovedsakelig helninger på rundt 25°-35°. Viftedelen under fjellblotningene har en helning på ned mot 5°-15° (Figur 4.12 A). I Figur 4.12 B er det vist et lengdeprofil gjennom midten av skredviften. I lengdeprofilet vises et knekkpunkt

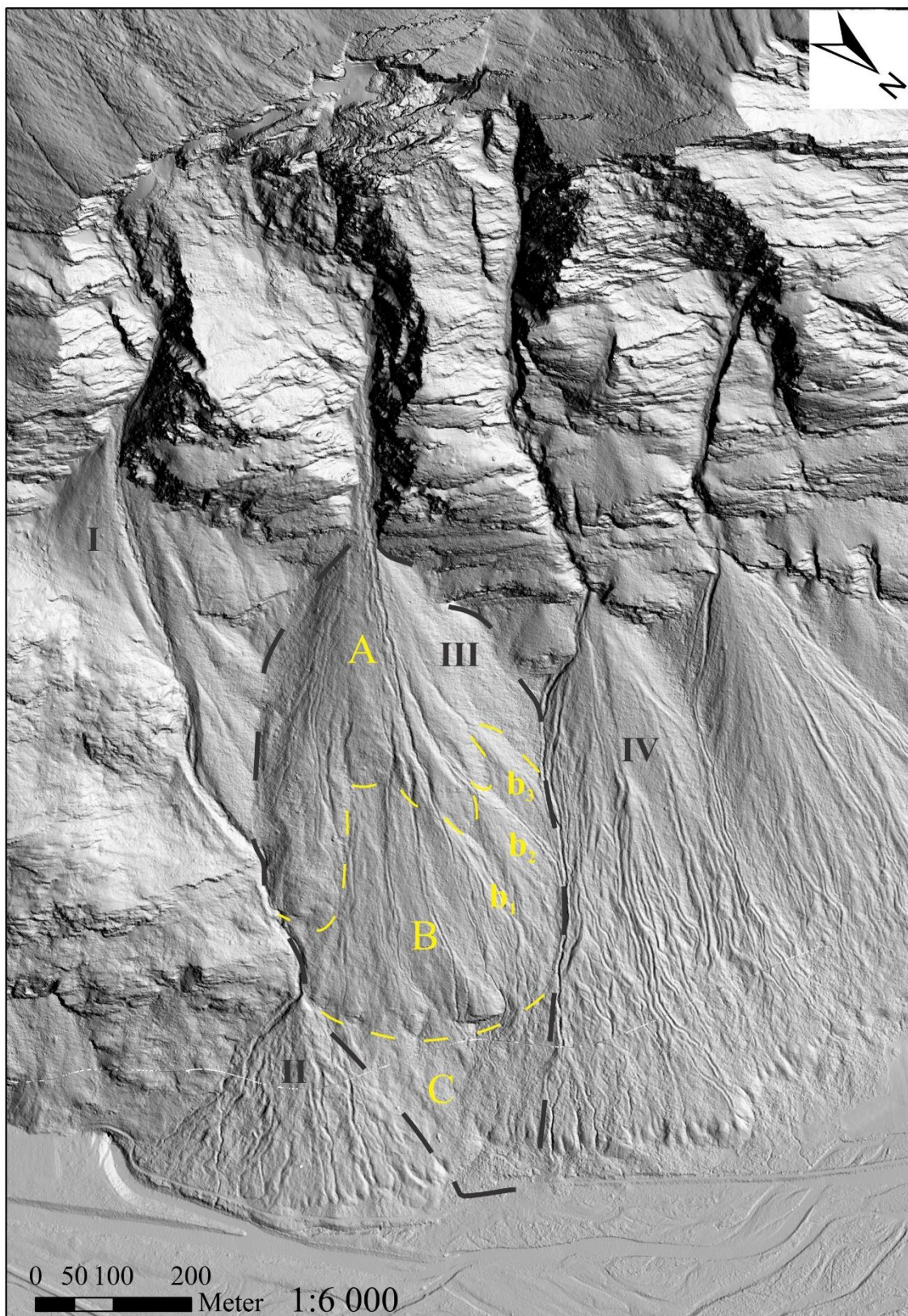
omtrent ved 320 moh. Over dette knekkpunktet har viften, langs lengdeprofilet, en gjennomsnittlig helning på 36° , mens gjennomsnittlig helningen under knekkpunktet er 29° . Under fjellblotningen er gjennomsnittlig helning 18° .

Skredvifte III består av et åpent, grått og steinrikt område øverst, partier med lavtvoksende vegetasjon i øvre og midtre del av viften og tett skog i nedre del (Figur 4.11 B).

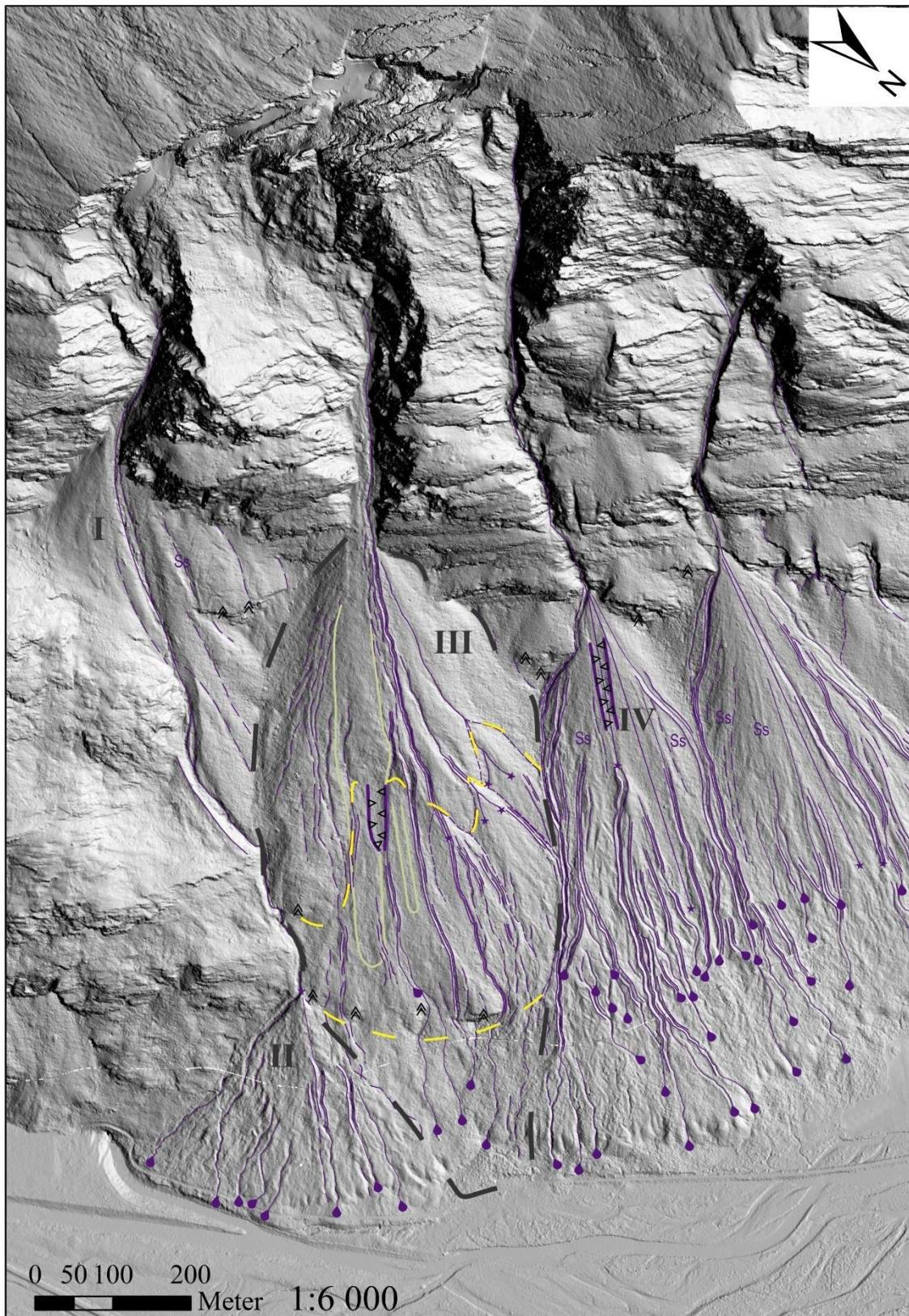
Sammenlignet med skredvifte II består den av færre løp (Figur 4.13). DTM (Figur 4.13) viser ett hovedskredløp som starter ved apex og noen øvrige løp som starter omtrent midt på viften og strekker seg nedover mot underkanten av fjellblotningene. Den nederste delen av viften har mindre utviklete og mindre tydelige kanaler enn resten av viften (Figur 4.13). Figur 4.13 viser at områdene mellom kanalene stort sett har en relativ jevn overflate.



Figur 4.12: A: Helningskart. Vifte III er vist stiplet i svart. Profillinjen A-A' viser hvor lengdeprofilet i Figur 4.12 B ligger. B: Lengdeprofil gjennom vifte III. Vinklene er beregnet med utgangspunkt i tallene uthevet i figuren



Figur 4.13: DTM over skredvifte III (svart, stiplede linje). Delområdene A, B og C er markert med gule stiplede linjer. Viftene b_1 , b_2 og b_3 som ligger vest i del B, er markert. Sola stråler inn fra NV.



Figur 4.14: DTM over skredvifte III (svart, stiplet linje) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Delområdene A, B og C er stiplet i gult, men ikke navngitt, for å forstyrre bildet minst mulig. Sola stråler inn fra NV.

I det følgende blir delområdene A, B og C av skredvifte III omtalt. Del A omfatter øvre del, mens del B tar for seg midtre del ned til fjellblotningen på ca. 150 moh. Del C omfatter nederste del av viften. Inndelingen av delområdene er i hovedsak basert på morfologi. Grensen mellom delområde A og B kan følges i overgangen mellom det tidligere nevnte bratte partiet (35°-40°) og det slakere lavereliggende området (25°-35°) (Figur 4.12 og 4.13). Overgangen mellom delområdene B og C er ved fjellblotningene ved ca. 150 moh.

Geomorfologisk beskrivelse av skredvifte III

Skredvifte III - delområde A

DTM (Figur 4.13) viser at den østlige delen består av små, grunne kanaler som starter like under apex. Noen av disse kanalene er usammenhengende og går om hverandre. Flere av kanalene munner ut oppå en liten høyde (Figur 4.13). Høyden er bratt på nedsiden og langs den vestlige ytterkanten, rundt 40° (Figur 4.12). Øst for kanalene og delvis mellom kanalene er det noen små forhøyninger på DTM (Figur 4.13). Verken kanalene, høyden eller de små forhøyningene fremkommer på feltbildet (Figur 4.11 B). Dette skyldes sannsynligvis at området i stor grad er skogbevokst.

Vest for det nevnte området og øst for hovedskredløpet midt på viften viser DTM (Figur 4.13) et relativt jevnt område avgrenset av to kanaler på østsiden og to på vestsiden. Det jevne partiet er ca. 70 m bredt. Feltbilder og flyfoto viser at partiet har lavtvoksende vegetasjon og trær som er skråstilte (Figur 4.11 B og 4.15 B, 4.16 A-C). Partiet fortsetter videre nedover i del B, og omtales nærmere der.

Hovedskredløpet midt på viften er lysegrått, stein- og blokkrikt og uvegetert og har materiale avsatt på begge sider av kanalen (levéer) (Figur 4.11 B). Hovedskredløpet går nedover viften til den møter en liten vifte (b₁) med apex i overgangen mellom del A og B (Figur 4.13). Her deler løpet seg. Noen små kanaler fortsetter på vestsiden av vifte b₁, mens hovedløpet fortsetter på østsiden av viften, runder en liten fjellblotning, svinger mot øst igjen før det fortsetter inn i del C og ender nede ved foten av vifte III. Feltbildet (Figur 4.11 B) viser at begge sider av nedre halvdel av hovedskredløpet i del A er bevokst med skog.

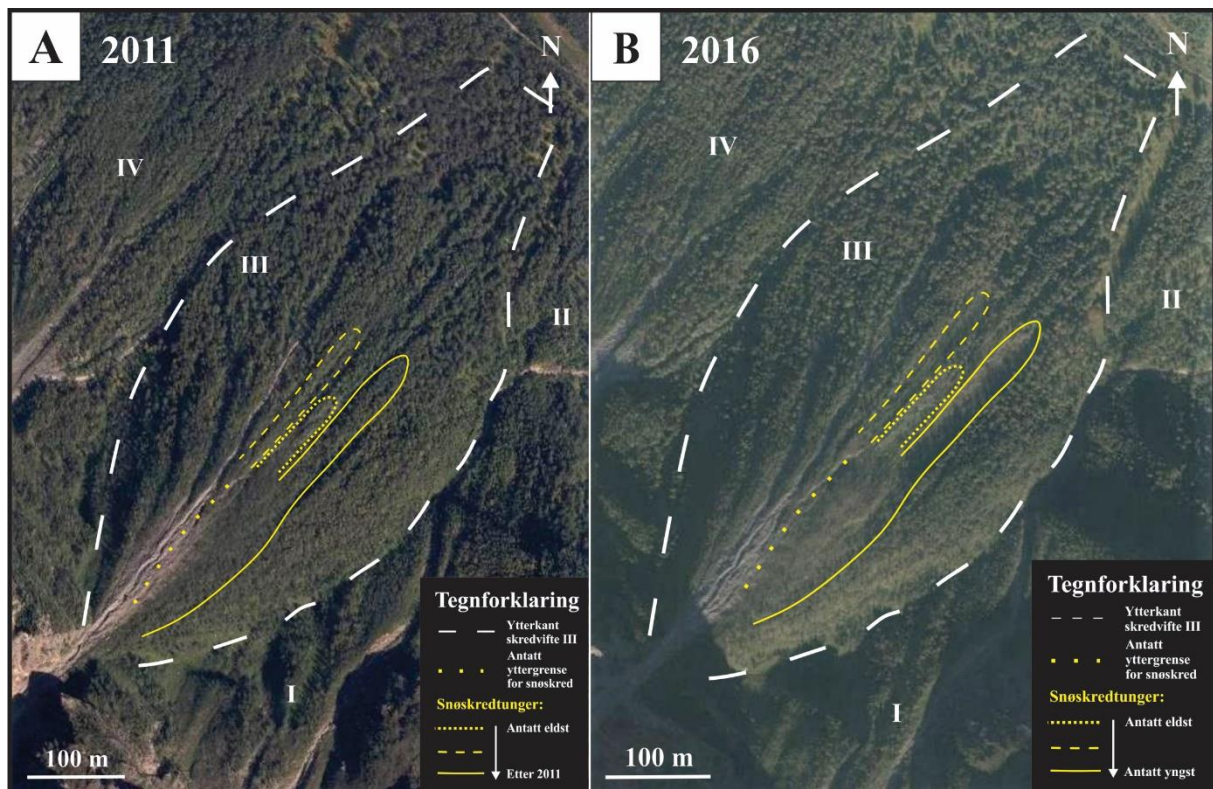
I det vestlige området av del A er det to kanaler. Kanalen nærmest hovedskredløpet er noe tydeligere enn den andre kanalen (Figur 4.13). Den framkommer som et nedskåret spor i løsmasser og levéer har bygget seg opp på begge sider av løpet rett før kanalen munner ut i vifte b₂ (Figur 4.13). Kanalen er uvegetert. Kanalen lengst vest er mindre tydelig, men fremkommer likevel som et nedskåret spor i løsmasser fra apex i vifte III og munner ut i en

liten vifte (b₃) i overgangen til del B (Figur 4.13). Kanalen har lavtvoksende vegetasjon (Figur 4.11 B).

Rett vest for den vestlige kanalen er det skog. Videre vestover, mot vestlige ytterkanten av vift III er det et område med lavtvoksende vegetasjon (Figur 4.11 B). DTM viser at området har jevn overflate og er uten kanaler (Figur 4.13).

Skredvifte III - delområde B

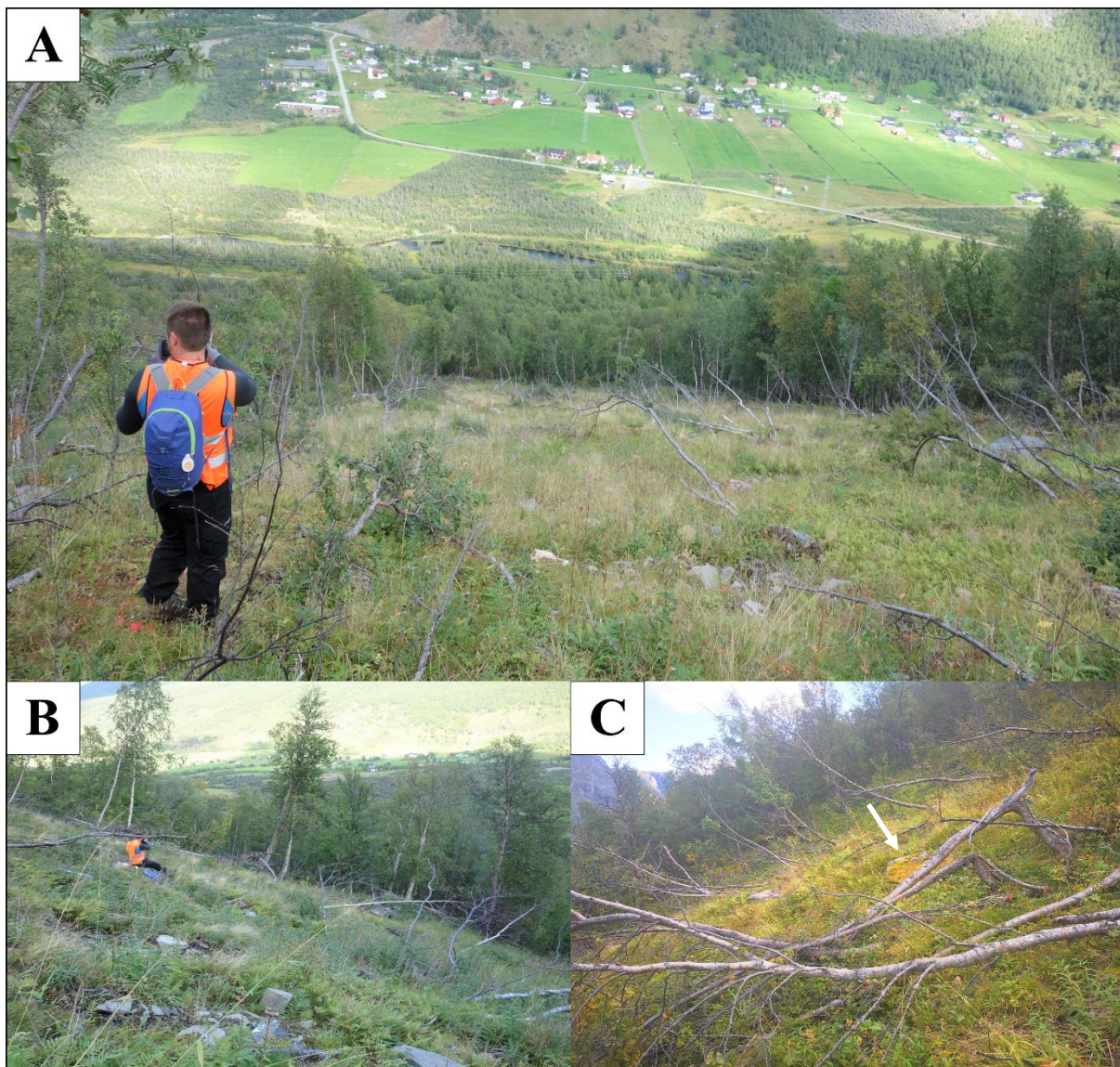
I den østlige delen av del B fortsetter kanalene som ligger på øst- og vestsiden av det åpne partiet på ca. 70 m. De blir mindre tydelige og smalere nedover mot grensen til del C (Figur 4.13). DTM viser at det stedvis langs kanalene er avsatt levéer på sidene. Noen av kanalene fortsetter forbi fjellblotningene nederst i del B, og ned i del C, men blir der mindre tydelige og uten levéer.



Figur 4.15: Utsnitt av skredvifte III fra Norge i bilder (2016), henholdsvis fra 2011 (A) og 2016 (B). Mesteparten av området innenfor de gule heltrukne og stiplede linjene, er bevoskt med skog i bildet fra 2011, mens det tilsvarende området viser lavtvoksende vegetasjon i bildet fra 2016. Bildene er vist med apex til vifte III nederst i venstre hjørne og viftetoten oppe i høyre hjørne, fordi denne framstillingen best viser forskjellen i vegetasjon. Merk at det som i bildet er avmerket som midterste snøskredtunge, er et erosjonsspor etter snøskred.

Det brede, åpne området i del A strekker seg ned i del B i form av to tungeformer og et erosjonsspor som ligger mellom de to tungeformene (Figur 4.14). Tungeformen i øst er bredere enn den i vest. Feltobservasjoner i den østlige tungeformen viser et tynt dekke av vegetasjon over skredmasser som blokker og steiner (Figur 4.16 A og B). Trærne i dette området er skråstilte og vegetasjonen yngre enn vegetasjonen utenfor området (Figur 4.16). Trærne er skråstilt i omtrent samme retning. Enkelte av trærne er brukket (Figur 4.16 C). Enkeltblokker forekommer sporadisk, likeledes opptrer mindre oppsamlinger av steiner (Figur 4.16 B). Blokkene og steinene er kantet til subkantete. Noen er dekket av lav og noe mose, mens andre ikke er tildekket (Figur 4.16 B og C). Noen få av blokkene ligger rett bak eller ved siden av skråstilte trær (Figur 4.16 C). Den østlige og vestlige tungeformen som i flyfoto fra 2016 (Figur 4.15 B) og feltbilder fra 2018 (Figur 4.11 B og 4.16 A-C) vises som åpne områder, fremkommer ikke på DTM i Figur 4, men er markert i tolkningskartet i Figur 4.14. Erosjonssporet mellom de to tungeformene fremkommer på DTM i Figur 4.13 og er markert som skrederosjonskant i tolkningskartet i Figur 4.14.

Flyfoto fra Norgebilder fra 2011 av det brede, åpne området i del A og fortsettelsen av dette området nedover i del B i form av de to tungeformene og erosjonssporet, viser i hovedsak tett skog (Figur 4.15 A). Flyfoto fra 2016 og feltbilder av samme område viser lavtvoksende vegetasjon og antydning til skråstilte trær (Figur 4.11 B, 4.15 B og 4.16 A-C).



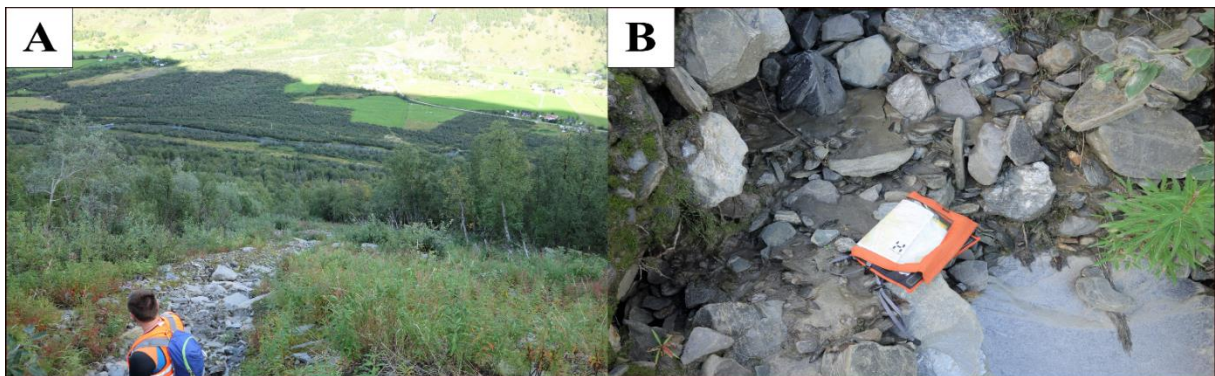
Figur 4.16: A: Det åpne, snøskredutsatte området med skråstilte trær på skredvifte III sett ovenfra viften og ned mot dalbunnen, mot NØ. Området er lett vegetert med skråstilte trær og enkelte steinblokker. I ytterkanten av området står trærne mer rett og er godt utviklet. B: Området inneholder enkeltblokker og mindre ansamling av steiner. Bildet er tatt mot N. C: Bildet er tatt mot SSØ og viser skråstilte og brukne trær i det åpne området. Bildet viser også blokker liggende på oversiden eller ved siden av trær (hvit pil viser blokk) (bilde av Sondre Blom).

Den vestlige delen av del B består av tre små vifter (b_1 , b_2 og b_3) som nevnt i del A (Figur 4.13). Deler av viftene b_1 og b_2 ble observert i felt.

Vifte b_1 er avsatt fra hovedskredløpet og kanaler som løper ut fra hovedskredløpet ved apex til vifte b_1 . De sistnevnte kanalene ligger vest for hovedskredløpet (Figur 4.13). På deler av viften er hovedskredløpet noe mindre tydelig, og omringet av en jevnere overflate enn resten av b_1 . Hovedskredløpet er smalere nedover mot og i del C (Figur 4.13). Kanalene vest for hovedskredløpet er noe usammenhengende og noen er mer tydelige enn andre. Én av

kanalene, lengst vest på vifte b₁, har avsatt materiale på sidene (levéer) (Figurene 4.13 og 4.14), mens de andre kanalene i hovedsak ser ut til å være nedskåret i løsmasser.

Feltobservasjon i en av kanalene vest for hovedskredløpet viser mange, kantete til noe subkantete blokker, hvor flesteparten er glimmerrike og skifrige (Figur 4.17). Blokkene er ikke dekket av lav eller mose, og er opp til 2 m lange og 0,5-1 m brede. Mange av de store blokkene ligger i overflaten av massene i skredløpet. Det finnes også noe matriks som består av fin sand og slam (Figur 4.17 B). Området rundt løpet er vegetert.



Figur 4.17: A: Bilde av skredløpet til en av kanalene vest for hovedskredløpet på vifte b₁. Større, kantete blokker ligger i overflaten av skredløpet. Bildet er tatt mot NØ. B: Nærbilde av sedimentene i skredløpet som viser mindre og større, kantete til subkantete blokker. Matriks består av fin sand og slam.

Vifte b₂ har én tydelig kanal i vestlig ytterkant langs grensen til vifte b₃. Kanalen fortsetter over i skredløpet som følger langsmed den østlige ytterkant av vifte IV (Figur 4.13). Levéer på begge sider av kanalen vises på DTM (Figurene 4.13 og 4.14). På feltbildet (Figur 4.11 B) fremkommer kanalen med skog på begge sider. Feltobservasjoner i øvre og østre del av viften viser en eldre kanal som hovedsakelig består av kantete blokker beveget med mose og lav (Figur 4.18 A). En diskformet blokk, 1,3m x 1m x 0,2m er avsatt mot et tre, rett utenfor den eldre kanalen (Figur 4.18 B).



Figur 4.18: A: Kanal på vifte b_2 . Bilde tatt mot SSØ. Gul pil markerer lengden på blokken som ligger nederst i bildet. Lengden på pilen tilsvare 80 cm. B: Diskformet blokk avsatt i forkant av et tre. Blokken er målt til 1,3m x 1m x 0,2m. Bildet er tatt mot SØ.

På DTM (Figur 4.13) fremstår vifte b_3 som mindre enn og med færre kanaler enn viftene b_1 og b_2 . I nedre del av viften er det en delvis tydeligere kanal med antydning til levéer langsmed deler av løpet (markert i Figur 4.14). På feltbildet er vifte b_3 dekket av tett skog (Figur 4.11 B).

Fjellblotningene nederst i del B på grensen til del C fremkommer på DTM (Figur 4.13). Avsetninger oppå og rundt fjellblotningene ses også på DTM (Figur 4.13). Ettersom dette området er dekket med skog, kommer ikke fjellblotningene tydelig fram på feltbilde og flyfoto (Figurene 4.11 B og 4.15). Skredløpene i dette området, som fremkommer på DTM (Figur 4.13), vises heller ikke på feltbilder og flyfoto på grunn av skog (Figurene 4.11 B og 4.15).

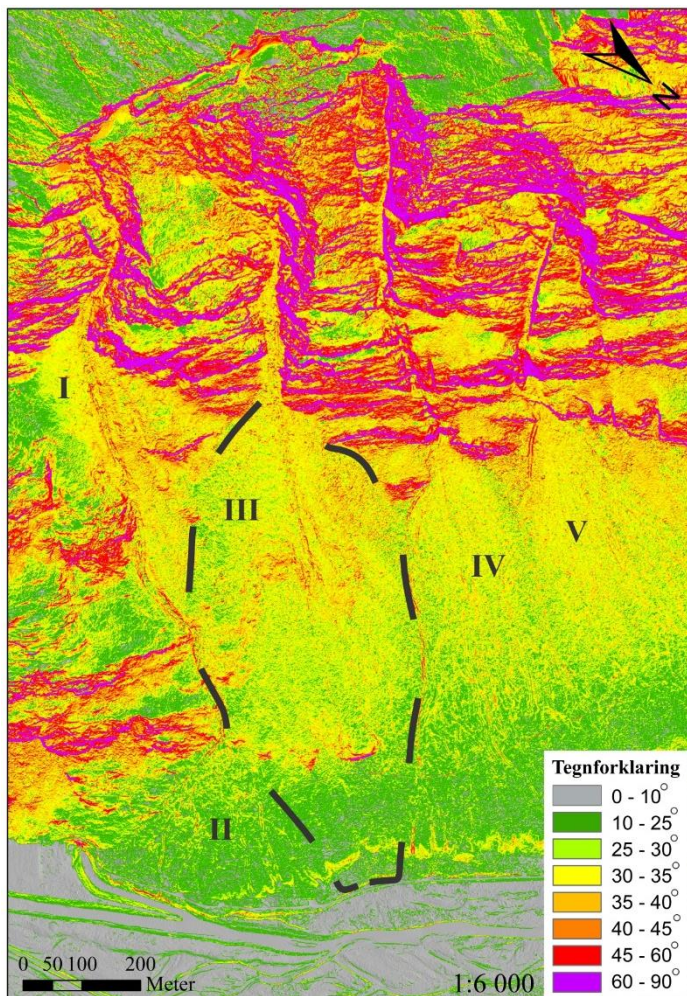
Skredvifte III - delområde C

Delområde C grenser til skredviftene II og IV i henholdsvis øst og vest (Figur 4.13). DTM viser at del C har færre og mindre tydelige kanaler enn resten av vifte III. Smale og lite tydelige kanaler, som er forlengelser av de tidligere beskrevne kanalene i del A og B, fortsetter helt eller delvis nedover og til foten av viften (Figur 4.13). Feltbilde (Figur 4.11 B) viser at delområde C i hovedsak har tett skog.

4.2.2.2 Tolkning av skredvifte III

Sannsynlige skredprosesser basert på helningskart

I henhold til helningskartet i Figur 4.19, vil steinsprang kunne utløses i fjellpartiet over viften (kapittel 1.5.2). Jordskred vil kunne utløses på store deler av viften over fjellblotningen som er lokalisert nederst i delområde B. Flomskred vil kunne utløses på hele viften og i skaret over viften (Figur 4.19) (kapittel 1.5.3). Snøskred vil kunne utløses i skaret over viften og i hovedsak i øvre, vestlige del av viften (Figur 4.19) (kapittel 1.5.4).



Figur 4.19: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung et al., 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).

Skredvifte III - delområde A

De grunne kanalene i østlige del av delområde A er forgreinede og usammenhengende (Figur 4.13). Det kan være etter flomskred eller kanaliserte snøskred (Blikra et al., 1998a). Skred kan ha blitt utløst som følge av store nedbørsmengder og/eller kraftig snøsmelting (Highland et al., 2008; Hungr et al., 2014; McClung et al., 2006). I og med at kanalene ikke vises på feltbilder, er det vanskelig å definere dem som aktive eller inaktive.

Høyden øst i delområde A, som flere av kanalene ser ut til å munne ut i, kan være en fjellstruktur med avsetningsmateriale på toppen (Figur 4.13). Helningskartet (Figur 4.12) tilsier at både nedsiden og ytterkanten trolig er fjell.

Det kan tenkes at de små forhøyningene i østlig ytterkant, vist på DTM (Figur 4.13), er steinsprangblokker fra fjellpartiet over (Blikra et al., 1998a). Tilsvarende uthevinger, vist på DTM for viftene XI-XIII, ble ved feltbefaring påvist å være steinsprangblokker. Blokkene kan også ha blitt ført dit med snøskred eller flomskred (Blikra et al., 1998a; Highland et al., 2008).

Ettersom det brede partiet på ca. 70 m, rett øst for hovedskredløpet, i henhold til feltbilde og flyfoto (Figurene 4.11 B og 4.16), har lavere vegetasjon enn i områdene rundt, tyder dette på at det har gått skred i dette området (Lied, 2014). Som nevnt i beskrivelsen i delområde A, fortsetter dette partiet ned i del B i form av to tunger og ett erosjonsspor. Tolkningen av dette området som helhet er beskrevet i del B.

Det lysegrå, stein- og blokkrike og uvegeterte hovedskredløpet i midten av del A (Figur 4.11 B) er å anse som en aktiv skredbane (Lied, 2014). Steinene og blokkene kan være forårsaket av steinsprang fra det oppsprukne, bratte fjellet i kildeområdet (Blikra et al., 1998a; Domaas et al., 2014). Siden hovedskredløpet er kanalisert med levéer på sidene (Figur 4.13), tyder det på kanalisert snøskred (Blikra et al., 1998a; McClung et al., 2006) eller flomskred (Blikra et al., 1998a). Steinene og blokkene i hovedskredløpet kan da være skredmateriale fra botnen og skaret over vifte III som er blitt fraktet med snøskred eller flomskred nedover skredløpet.

Den uvegeterte kanalen som fører til vifte b₂ (Figurene 4.11 B og 4.13) tyder på en aktiv kanal (Lied, 2014). Skredmaterialet i dette løpet er yngre enn skredmaterialet i den vestlige nabokanalen ned til vifte b₃, hvor lavtvoksende vegetasjon har utviklet seg, noe som indikerer en inaktiv kanal (Lied, 2014). De eroderte kanalformene med levéer på sidene tyder på at det er kanalisert snøskred eller flomskred som er hovedskredtypene (Blikra et al., 1998a).

Området helt vest på viften har tydelig lavere vegetasjon enn området rundt som har tett skog. Dette tilsvarer det som fremkommer på feltbildet for snøskredområdet i østlig del av viften (Figur 4.11 B), og området tolkes derfor til å ha vært utsatt for snøskred.

Skredvifte III - delområde B

Det åpne partiet på ca. 70 m øst i del A strekker seg nedover i del B i form av to tungeformer med et erosjonsspor imellom, som beskrevet over. Etersom kanalene som avgrenser dette området er kanaliserte og stedvis har levéer, tyder dette på kanaliserte snøskred eller flomskred (Blikra et al., 1998a). Etersom flere av kanalene er dekket av lavtvoksende vegetasjon tyder dette på inaktivitet (Domaas et al., 2014; Lied, 2014).

De skråstilte og brukne trærne observert i felt i den østlige tungeformen (Figur 4.16) indikerer snøskred (Lied, 2014). Hovedvindretningene på Oksfjellet er SV, S og SSØ (kapittel 2.2). Utløsning av akkumulert snø fra lesidene i botnen og skaret over vifte III kan følgelig ha vært årsaken til snøskredet (McClung et al., 2006). Sterk vind kan også forårsake skråstilte og brukne trær (Lied, 2014), men vindrosen vist i kapittel 2.2, Figur 2.2, for Kåfjorddalen, tyder ikke på sterk vind i den retningen trærne heller, så det er lite sannsynlig at vind er årsaken til de brukne trærne. Snøtyngde eller snøsig kan forårsake bøye trær ved store snømengder (Lied, 2014; Lied et al., 2003). Værdataene i kapittel 2.2 viser imidlertid at Kåfjorddalen har relativt lite nedbør, så det er lite sannsynlig at de skråstilte trærne skyldes stor snølast og snøsig.

Blokkene og steinene i området (Figur 4.16) er mest sannsynlig blitt fraktet dit med snøskredet (Lied, 2014). Blokkene og steinansamlingene i området kan også skyldes steinspranghendelser. Trærne i området kan da være blitt brukket av blokker fra slike steinspranghendelser (Dorren et al., 2011), men de brukne trærne ville da høyst sannsynlig ha ligget i ulike retninger.

Den lite utviklede vegetasjonen i området, som ble observert i felt og som vises på feltbilder (Figur 4.11 B og 4.16), indikerer at det ikke er mange år siden snøskredet har inntruffet Domaas et al. (2014) og (Lied, 2014). Etersom flyfoto fra 2011 (Figur 4.15 A) av området viser skog mens det ikke er skog i området på flyfoto fra 2016 (Figur 4.15 B), må snøskredet ha gått i perioden mellom 2011 og 2016. DTM, som er fra 2014, viser ikke tegn til den østlige og vestlige tungeformen. Det kan derfor tenkes at snøskredet har gått mellom 2014 og 2016.

Erosjonssporet mellom de to tungeformene vises imidlertid på DTM (Figurene 4.13 og 4.14), og også på flyfoto fra 2011 som en fordypning i terrenget (Figur 4.12 A). Dette kan være erosjonsspor etter tidligere snøskred (Blikra et al., 1998a) inntruffet før 2011. I følge Jaedicke et al. (2009) kan snøskred forekomme i samme område/løp flere ganger.

Viftene b_1 , b_2 og b_3 (Figur 4.13) er resultat av avsetning av materiale fra tilførselskanalene omtalt i beskrivelsen av del A. De noe usammenhengende kanalene på vifte b_1 , nedskåret i løsmasser og delvis med levéer på sidene, indikerer kanaliserte snøskred (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014)

De kantete til noe subkantete blokkene i kanalen vest for hovedskredløpet, som verken har mose, lav eller annen vegetasjon, tyder på at skredløpet er aktivt (Sandersen, 2014). Matriksen av slam (og fin sand) tyder på jord-/flomskred (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014). Det at både blokkene og slammet er glimmerrike, samt at blokkene er skifrige, innebærer at skredmassene kommer fra Oksfjellet, ettersom litologiene stemmer overens (kapittel 2.3.1, Figur 2.12).

Vifte b_2 preges mer av avsetninger enn kanaler (Figur 4.13). Kanalen i vest, langs grensen til vifte b_3 er lett vegetert og har blokker med lav og mose, noe som tyder på en inaktiv kanal (Domaas et al., 2014; Lied, 2014). At kanalen hovedsakelig består av blokker, tyder på snøskred (Blikra et al., 1998a).

Vifte b_3 er høyst sannsynlig dannet av tilsvarende prosesser som vifte b_1 og b_2 , hovedsakelig snøskred og flomskred, da både tilførselskanalen og viften på terrengmodellen ser nokså lik ut med tilførselskanalene til og viftene b_1 og b_2 . Viften har imidlertid godt utviklet vegetasjon (Figur 4.11 B), noe som tilsier inaktivitet. Tilførselskanalen til denne viften er da også inaktiv (se tolkning i del A).

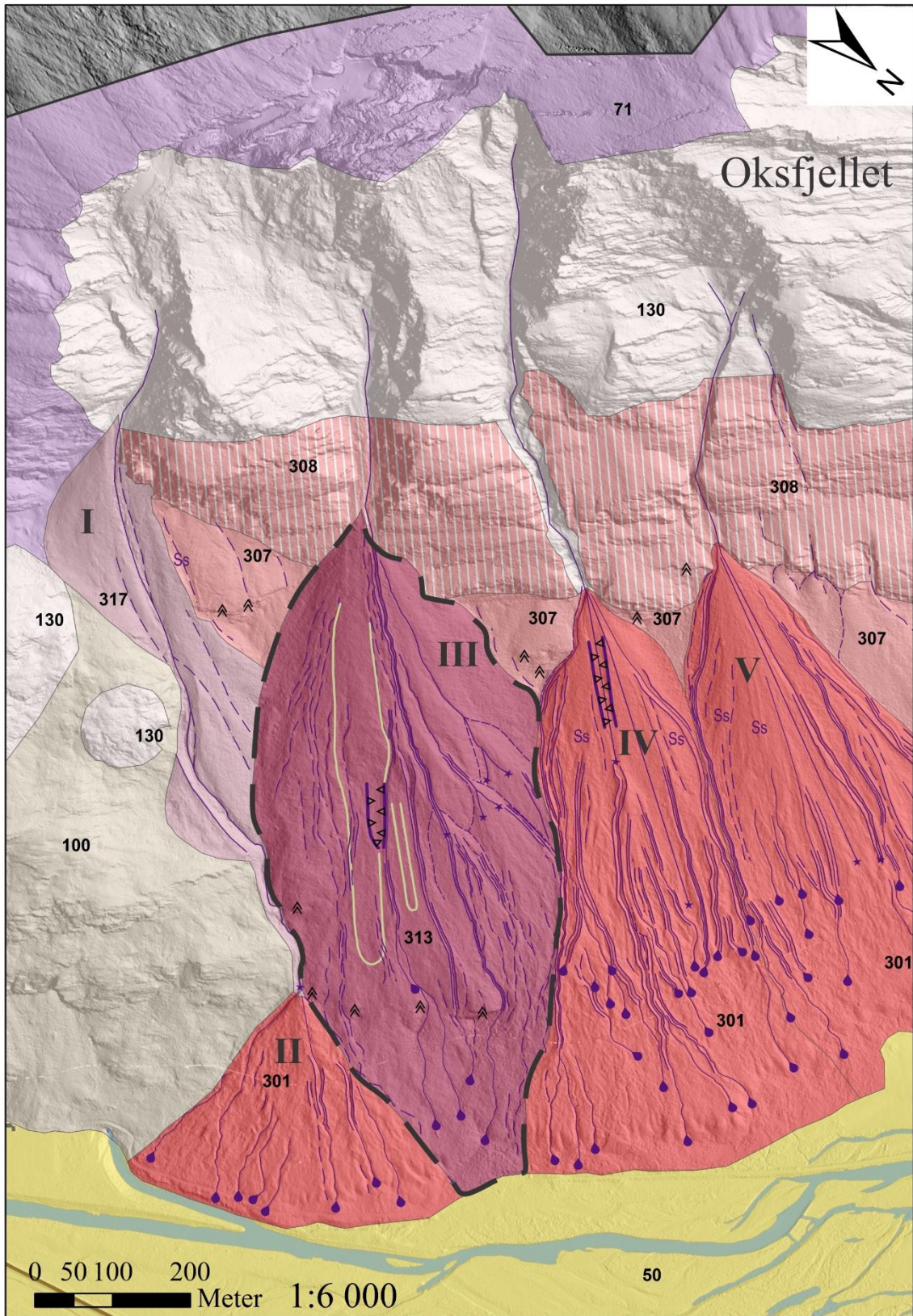
Skredvifte III - delområde C

Den slake helningen i delområde C (Figur 4.19) tilsier at flomskred preger denne delen av viften. Smeltevann fra snø og snøskred høyere opp på viften kan være årsak til flomskredene.

Feltbildet (Figur 4.11 B) viser tett skog i delområdet. Kanalene fremgår derfor ikke på feltbildet, og det er derfor vanskelig å si om de er aktive eller inaktive.

Oppsummering skredvifte III

Tolkningen over viser at vifte III har både aktive og inaktive kanaler og at dagens dominerende skredprosesser er snøskred og flomskred. Steinsprang kan også forekomme. Ettersom det ligger et stort skar over vifte III som er oppsamlingområde for snø i lestilte helninger (Blikra et al., 1998a; McClung et al., 2006), antas det at det er snøskred som er den mest dominerende skredprosessen. Etter NGUs løsmasseklassifikasjon klassifiseres skredvifte III som 313 – snø- og jordskredavsetning (Figur 4.20).



Figur 4.20: Kvartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredvifte III (svart, stiplet linje). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.2 i kapittel 4.1 for tegnforklaring.

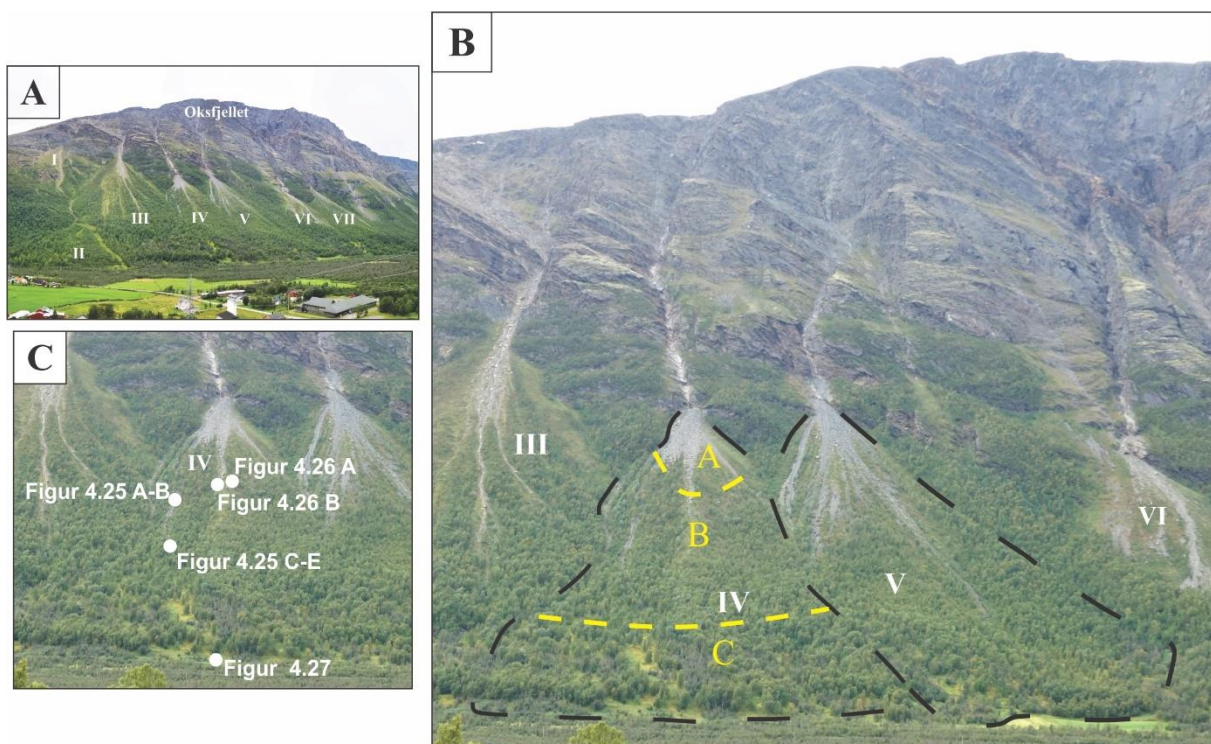
4.2.3 Skredvifte IV og V

Siden viftene IV og V, geomorfologisk sett, er svært like og derfor antas å være preget av de samme skredprosessene, er det kun gitt en nærmere beskrivelse og tolkning av den ene av viftene, vifte IV. Vifte V er kun overordnet beskrevet. Den klassifiseres i henhold til vifte IV.

4.2.3.1 Beskrivelse av skredvifte IV og V

Overordnet beskrivelse av skredvifte IV og V

Skredviftene IV og V ligger rett vest for delområde B av det ustabile fjellpartiet vist i Figur 2.2 og 2.3. Vifte IV grenser til skredvifte III i øst og vifte V til vifte VI i vest (Figur 4.21).



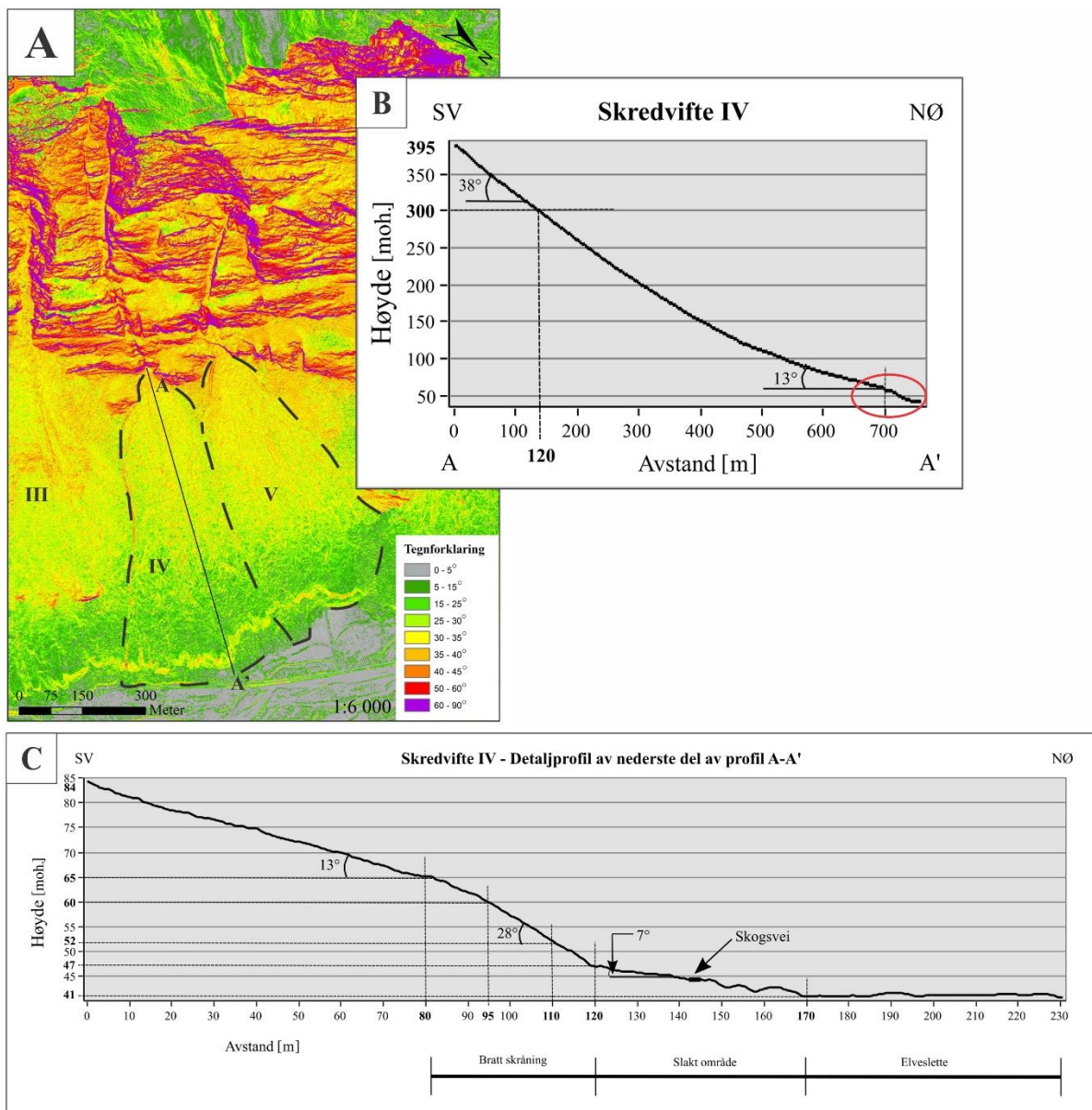
Figur 4.21: A: Oversiktsbilde over skredviftene I-VII. Bildet er tatt mot SV (Søndre Blom). B: Nærbilde av skredvifte IV og V (stiplet i svart). To aktive flomskredkanaler ses innimellom tett skog i østlig del av vifte IV, ca. midtveis opp i delområde B. Den vestligste av disse er befart.

Vifte IV brer seg fra apex på ca. 395 moh. og nedover dalsiden til foten omtrent ved 45 moh. Skredviften er ca. 765 m lang og rundt 410 m bred på det bredeste (målt langs viftens overflate). Det totale arealet er ca. 0,20 km². Volumet er anslått til 2,11 x 10⁶ m³.

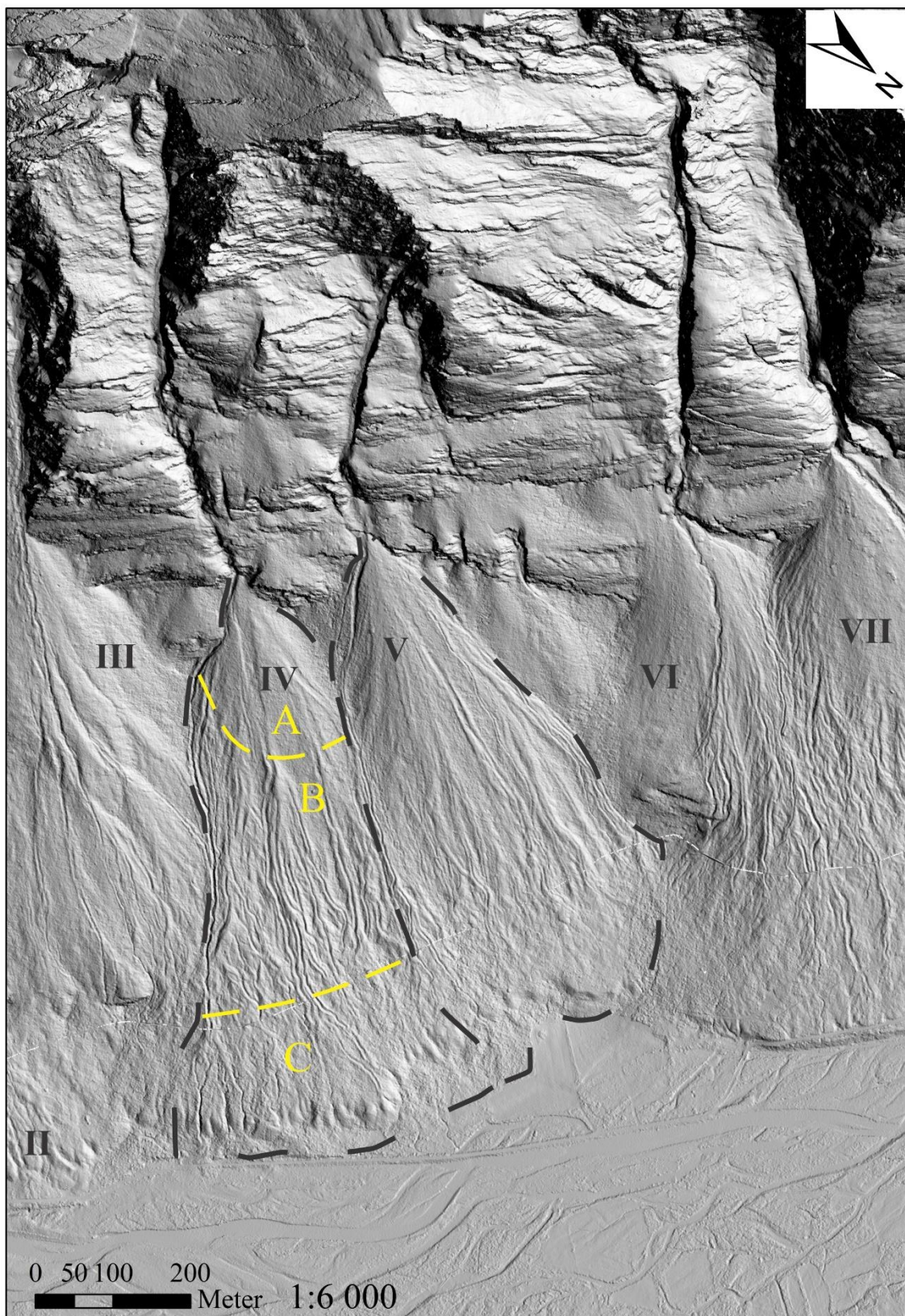
Vifte V har apex på ca. 415 moh. og avsluttes i underkant på omtrent samme nivå som vifte IV. Viften er ca. 735 m lang, omtrent 360 m bred på det bredeste har et areal på rundt 0,17 km² og et volum på 1,74 x 10⁶ m³.

Helningskartet (Figur 4.22 A) viser at øverste del av viftene har en helning på 35°-40°. Midtre del av viftene har i hovedsak en helning på 25°-35°, mens nedre del har en helning ned mot 5°-15°. En langsgående, bratt skråning i nederste del av viftene har i hovedsak en helning på rundt 30°-35°. I Figur 4.22 B er det vist et lengdeprofil gjennom midten av skredvifte IV. Lengdeprofilet viser at viften, langs lengdeprofilet, har en konkav form hvor helningen i øvre del er 38° og helningen i nedre del, rett over den langsgående bratte skråningen, er på rundt 13°. Et detaljprofil gjennom den bratte skråningen (Figur 4.22 C) viser en gjennomsnittshelning på 28° i det bratte partiet og en helning på 7° i et slakt parti som ligger nedenfor skråningen.

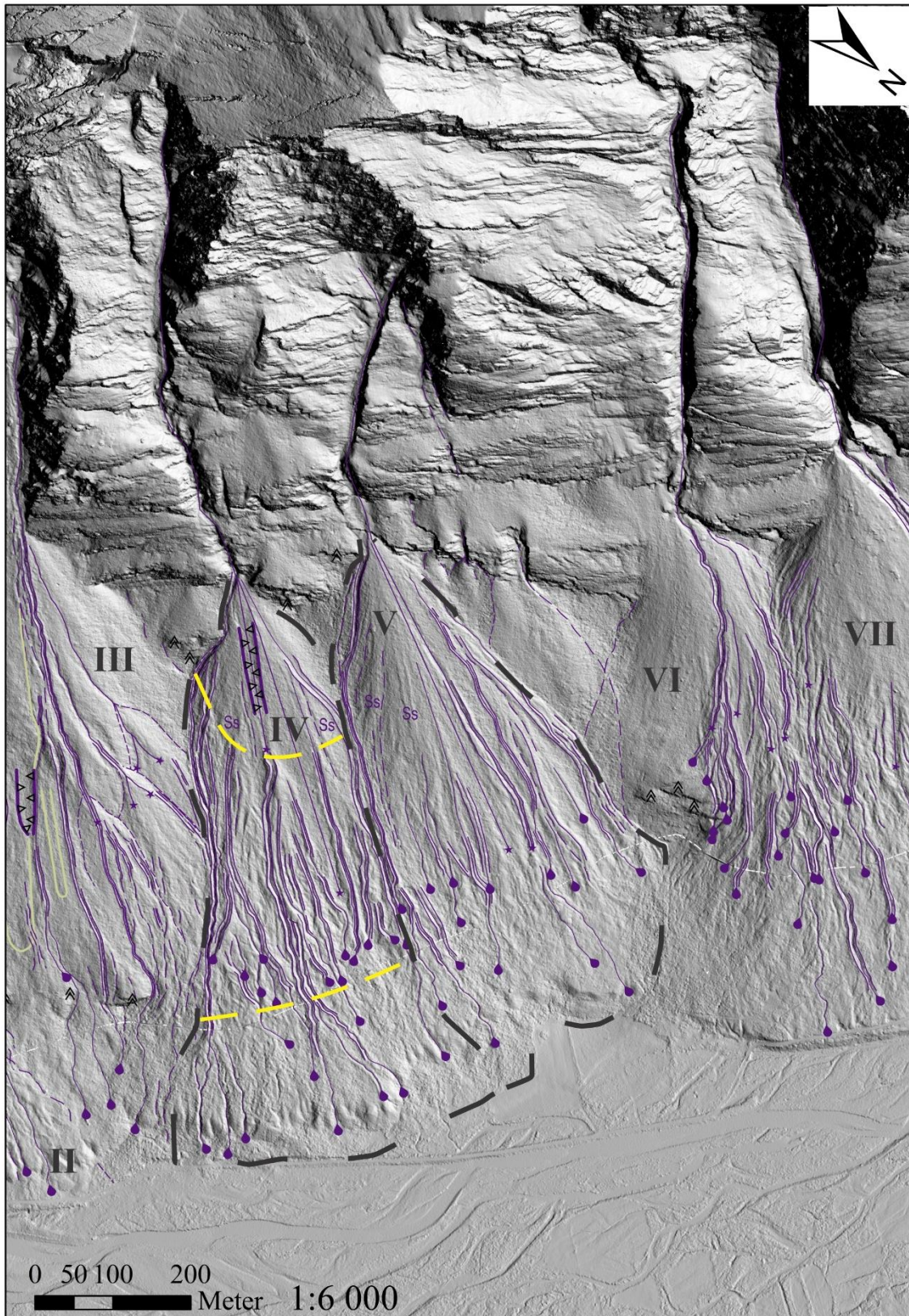
Skredvifte IV og V har begge et åpent, grått og steinrikt område øverst på viftene (Figur 21 B). Flere åpne, grå kanaler strekker seg fra apex på viftene og nedover (Figur 21 B). DTM viser at viftene har mange kanaler med levéer og mindre avsetninger i midtre del og færre kanaler i nedre del (Figur 4.23 og 4.24). Størstedelen av viftene er dekket med skog (Figur 21 B).



Figur 4.22: A: Helningskart. Skredvifte IV og V er vist stiplet i svart. Profillinjen A-A' viser hvor lengdeprofilet i Figur 4.22 B ligger. B: Lengdeprofil. Helning er beregnet med utgangspunkt i tallene som er uthevede i figuren. C: Detaljprofil av innsirklet del (rød) av lengdeprofilet vist i Figur 4.22 B. Helning er beregnet med utgangspunkt i tallene som er uthevet i figurene.



Figur 4.23: DTM av skredvifte IV og V (svarte, stiplede linjer). Delområdene A, B og C i vifte IV er vist i gult. Sola stråler inn fra NV.



Figur 4.24: DTM av skredvifte IV og V (svarte, stiplede linjer) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Delområdene markert på Figur 4.23 er kun stiplet i gult for å forstyrre bildet minst mulig. Sola stråler inn fra NV.

I forbindelse med beskrivelse og tolkning av vifte IV, er denne inndelt i delområde A, B og C (Figur 4.21 B og 4.23). Del A omfatter øvre del av skredviften, mens del B tar for seg midtre del og del C nederste del av viften. Inndelingen av delområdene er i hovedsak basert på morfologi. Grensen mellom delområde A og B er lagt der hvor det kanalrike området starter og overgangen mellom delområdene B og C er hvor mange av kanalene stopper opp og det igjen blir færre kanaler.

Geomorfologisk beskrivelse av skredvifte IV

Skredvifte IV - delområde A

Feltbildet (Figur 4.21 B) viser at delområde A i stor grad er uvegetert og består av steiner/blokker. I østlig ytterkant er det en tydelig kanal med levéer som strekker seg fra apex nedover langs skredvifte III (Figur 4.23 og 4.24). I nedre del av delområde A deler kanalen seg i to løp som løper parallelt inn i delområde B. Løpene samles igjen i øvre halvdel av delområde B (Figur 4.23). Begge løpene framkommer på feltbildet, hvor det østligste av dem er åpent og grått, mens det andre ses som en skyggestripe i vegetasjonen (Figur 4.21 B).

Rett vest for denne kanalen ligger det en kanal som på DTM er noe mindre tydelig enn kanalen i østlig yttergrense (Figur 4.23). Den ses imidlertid tydelig som en smal, åpen, lys og stedvis lysgrå kanal på feltbildet (Figur 4.21 B). Kanalen starter i nedre del av område A, nede ved grensen til del B (Figur 4.24). Den strekker seg nedover i del B til nedre del av viften.

Ca. midt på viften ligger et skredløp, som på feltbilde og DTM ser ut til å være et hovedløp (Figur 4.21 B og 4.23). Det starter i skaret over viften, fremtrer som et erosjonsspør i øvre del av viften og går over i en kanal med levéer i overgangen mellom delområdene A og B (Figur 4.23 og 4.25). Løpet er ca. 15 m bredt ved apex. Det strekker seg ned til foten av viften (Figur 4.23 og 4.24). Feltbildet (Figur 4.21 B) viser at løpet består av steiner/blokker i del A.

Vest for hovedskredløpet er det et langstrakt område som strekker seg fra like under apex og ned i del B. På DTM (Figur 4.23) fremkommer det som et område med jevn overflate. Feltbildet (Figur 4.21 B) viser at området er bevokst med skog.

Vest på viften er det på DTM (Figur 4.23) en kanal som starter ved apex, fortsetter mot vifte V og følger grensen til vifte V nedover. Løpet er noe utydelig i øvre del. Øvre del av løpet er åpent og uvegetert og vises følgelig på feltbildet (Figur 4.21 B). Løpet har levéer som starter litt nedenfor apex (Figur 4.24). Mellom dette skredløpet og hovedskredløpet er det et par kanaler som starter nedenfor apex og strekker seg videre nedover i del B (Figur 4.23 og 4.24).

Disse er ikke synlige på feltbildet i Figur 4.21 B, da området er bevokst med skog. På feltbildet i Figur 4.21 B ses en kanal helt vest på viften som ikke er synlig på DTM i Figur 4.23. Kanalen ligger vest for kanalene nevnt over og løper skrått nedover mot vifte V.

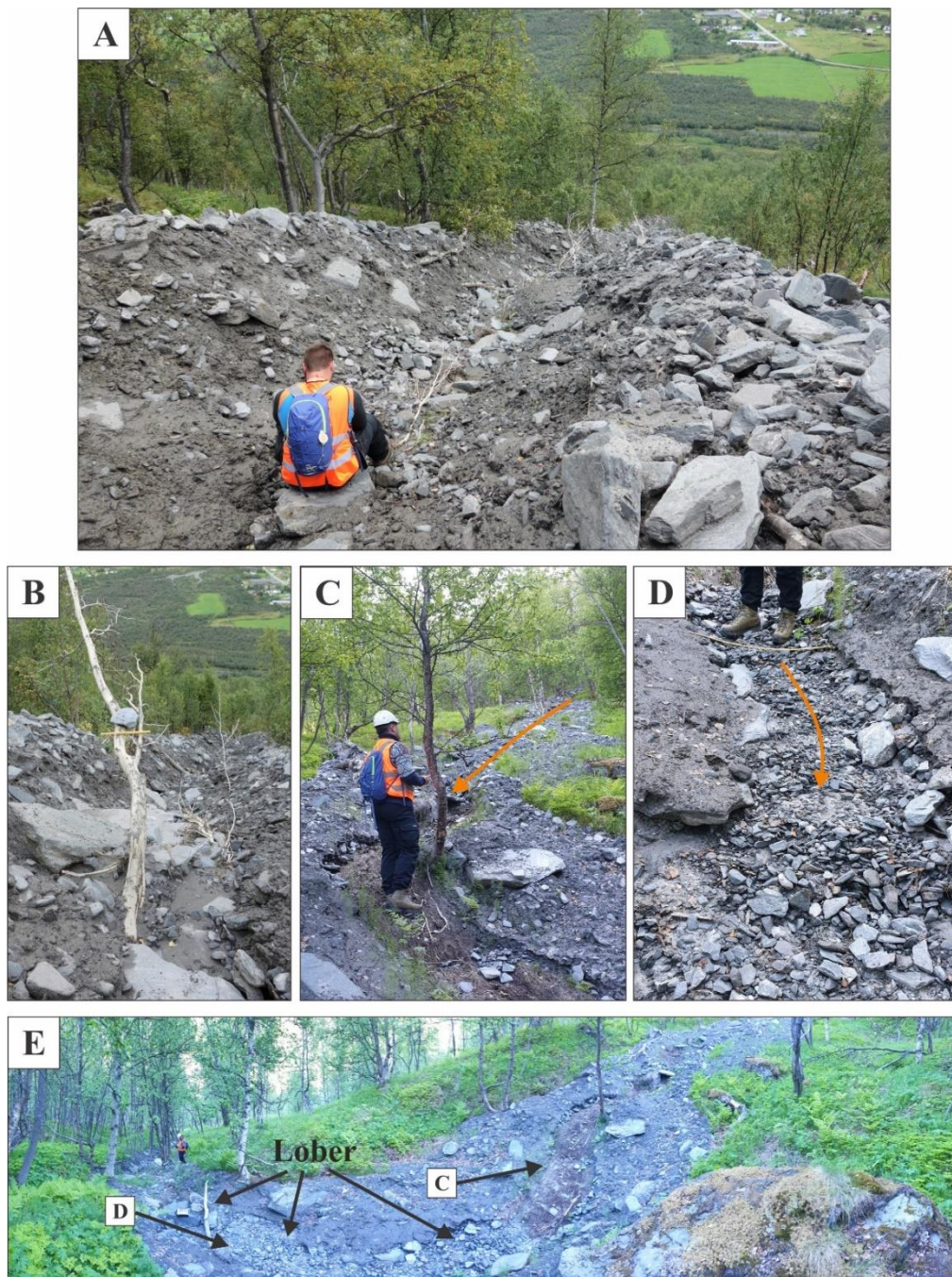
I nedre del av delområde A og øvre del av område B er det noen ryggformede avsetninger på både østsiden og vestsiden av viften, markert som snøskredavsetninger (Ss) i Figur 4.24.

Skredvifte IV - delområde B

Kanalen i østre ytterkant fortsetter nedover gjennom del B og ned i del C (Figur 4.23). Den har levéer langs med mesteparten av kanalen (Figur 4.24). Parallellkanalen, som løper inn i nevnte kanal igjen i øvre halvdel av delområde B, har også levéer langs sidene.

Kanalen vest for nevnte kanal vises på DTM, stedvis med levéer på begge sider av kanalen (Figur 4.24). Kanalen ble fulgt i felt gjennom delområdene B og C. Feltobservasjoner i kanalen i øvre del av delområde B, viser en erodert kanal, ca. 1,5 m - 2 m bred (målt i underkant av levéene), med levéer som er omtrent 1,5 m høye (Figur 4.25 A). Kanalen og levéene er lyse, tydelige og velutviklede, uten vegetasjon, og består av mange kantete til subkantete steiner og blokker opp til ca. 2 m x 1,5 m x 0,5 m, samt en god del matriks. Matriksen består av fin til veldig finkornet glimmerrikt slam (Figur 4.25 A og B). Kanalen fortsetter til nedre del av viften (Figur 4.23 og 4.24).

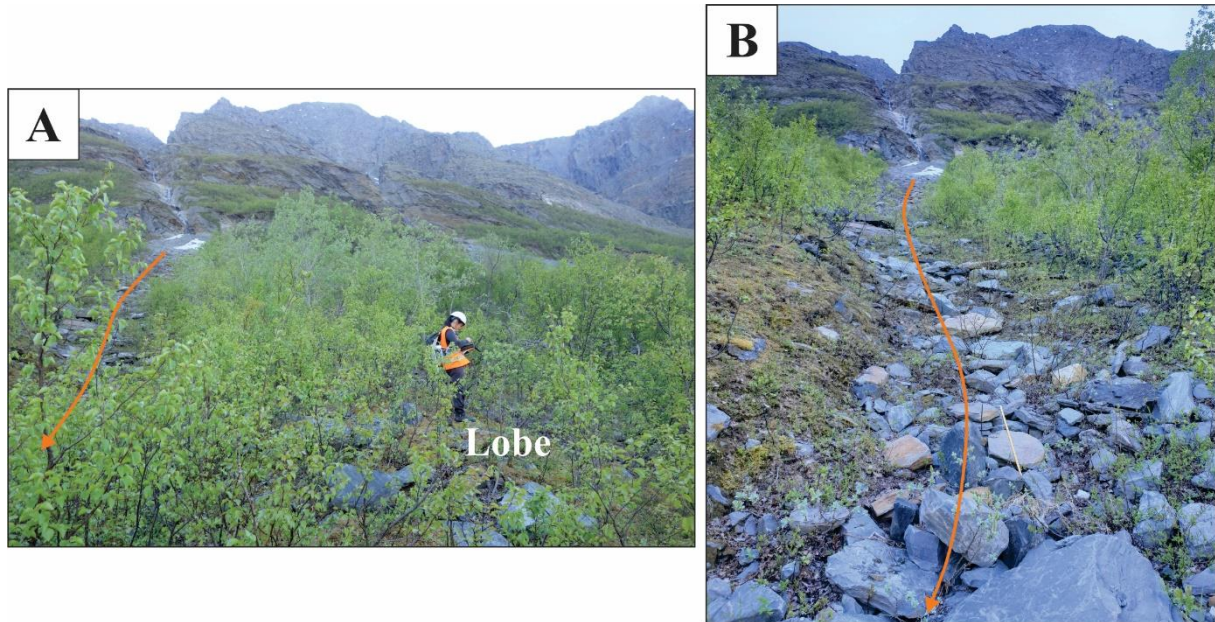
Feltobservasjoner i kanalen i nedre del av delområde B viser at kanalen i denne delen har bredt seg utover til en bredde på omtrent 5 m, og er uten tydelige levéer (Figur 4.25 C). Skredmassene består her hovedsakelig av subkantete til kantete steiner. Matriksen, bestående av fin til veldig finkornet slam, utgjør en vesentlig del av skredmassene. Særlig er det mye matriks langs sidene på kanalen (Figur 4.25 C-E). Midt i kanalen er det en liten erosjonskanal som er ca. 85 cm bred og 10 cm dyp (Figur 4.25 C og D) som består av subrundet til subkantet grus og stein. Noe av grusen har samlet seg i små lober (Figur 4.25 D og E).



Figur 4.25: Aktiv kanal Ø på vifte IV, der A og B viser kanalen i øvre del av delområde B, mens C-E viser kanalen i nedre del av delområde B. A: 1,5 m - 2 m bred kanal bestående av kantete til subkantete steiner/blokker opp til ca. 2 m x 1,5 m x 0,5 m, og høy andel av fin til veldig finkornet, slamrik matriks. Grener og trestokker ligger i løpet. Levéene er ca. 1,5 m høye. B: Stein oppå en gammel, skråstilt trestamme rett nedenfor der bilde i Figur 4.24 A er tatt. Bildene A og B er tatt mot N. C: Kanalen er ca. 5 m bred, består av subkantete til kantete steiner og enkelte blokker, samt mye slam. Treet har en diameter på ca. 18 cm i brysthøyde. En mindre erosjonskanal ses under føttene. D: Erosjonskanal (ca. 85 cm bred, 10 cm dypt), bestående av subkantete til rund grus og stein, samt slam. Materiale har samlet seg i en liten lobe foran den oransje pilen. Oransje piler viser nedstrømsretningen i bildene C og D. Bildene C og D er tatt mot SSØ. E: Panoramabilde av nedre del av kanalen (tatt mot Ø). Bildet viser at kanalen svinger mot venstre i bildet, men svingen fremkommer bråere på bildet enn den er i virkeligheten. Tre løber er markert. Fotografens posisjon da bildene C og D ble tatt er markert med firkanter med sorte piler med bildenummeret i firkanter.

I hovedskredløpet, som ligger på midten av vifte IV, er det, øverst i del B, en ansamling av materiale som en lobe. Feltbilde (Figur 4.21 B) viser at denne loben er vegetert.

Feltobservasjoner viser at loben består av blokker som stort sett er dekket av vegetasjon (Figur 4.26 A).



Figur 4.26: Hovedskredløp midt på skredvifte IV. A: Lobe vest for hovedløpet. Oransje pil viser hovedløpet. Loben består av blokker godt tildekket med vegetasjon. B: Ferske, kantete til subkantete steiner/blokker på opptil 1 m x 0,70 m x 0,30 m ligger i løpet oppå lavtvoksende vegetasjon. Løpet er her ca. 3,5 m bredt. Oransje pil viser skredløpet. Levée (ca. 1,5 m høy) på østsiden av løpet er bygget opp av steiner og blokker og tildekket med vegetasjon. Skala: gul målestokk (1 m lang) til høyre for oransje pil. Lokaliseringen av bildene er vist på Figur 4.21 C. Bildene er tatt mot SSV.

Hovedskredløpet er, rett øst for loben, omtrent 3,5 m bredt med levéer på begge sider av løpet (Figur 4.26 B). Levéen i vest er ikke like markant på feltbildet, men begge levéene er ca. 1,5 m høye. Lyse, kantete til noe subkantete steiner/blokker på opptil 1 m x 0,70 m x 0,30 m ligger i løpet, oppå lavtvoksende vegetasjon, mens levéene stort sett er dekket av vegetasjon over steiner/blokker (Figur 4.26 B). Fra underkant og vestre side av loben løper det ut flere kanaler som fortsetter nedover i del B (Figur 4.23) og noen fortsetter ned i del C. Disse kanalene fremkommer ikke på feltbildet da området er dekket av skog (Figur 4.21 B). De fleste kanalene har levéer langs sidekantene (Figur 4.24).

DTM (Figur 4.23) viser at det langstrakte, jevne området i delområde A, rett vest for hovedskredløpet, strekker seg nedover til nedre del av delområde B. DTM (Figur 4.23) viser videre at kanalene i vestre del av vifte IV, vest for det langstrakte jevne området, fortsetter nedover i del B, og delvis inn i del C. Også disse kanalene har levéer langs sidekantene (Figur 4.24). Feltbildet (Figur 4.21 B) viser at denne vestre delen har tett skog.

Videre viser DTM at delområde B består av mange buktende, delvis usammenhengende kanaler (Figur 4.23). Innimellom eller i enden av både de sammenhengende og usammenhengende kanalene er det ansamlinger av skredmateriale (som små lober) (Figur 4.23). Kanalene fremkommer ikke på feltbildet (Figur 4.21 B) siden området er dekket av tett skog

Vifte IV - delområde C

I nedre del av vifte IV er det færre kanaler (Figur 4.23). Som nevnt over fortsetter flere av kanalene fra øvre del av viften ned i del C, og noen fortsetter helt ned til bunnen av viften (Figur 4.23 og 4.24). Kanalen helt i øst ender i en lobe i del C (Figur 4.23). Noen mindre kanaler fortsetter over loben eller har utspring fra loben og ender nede ved foten av viften (Figur 4.23). Ettersom delområde C i hovedsak har tett skog, kommer verken kanaler, levéer eller ansamlinger av skredmateriale frem på feltbildet i Figur 4.21 B.

Den nederste delen av kanalen som har vært fulgt i felt vises ikke på DTM (Figur 4.23). Feltbilde (Figur 4.27 A) viser at kanalen ender i et åpent, slakt område hvor flere småkanaler som fremstår som lettsildrende bekker med slam munn ut og sprer seg utover som et teppe under tett, lavtvoksende vegetasjon. Figur 4.27 B viser et detaljbilde av det vannrike slammet. Noen av de lettsildrende bekkene er markert på Figur 4.24. I nederste del av det slake området, går det en skogsvei som består av sand og delvis slam (Figur 4.27 C).

Teppet med vått slam (Figur 4.27 A og B) ligger nedenfor den bratte skråningen i nederste del av vifte IV, angitt som "slakt område" i detaljprofilet i Figur 4.22 C. Stedvis går det vertikale kanaler nedover skråningen hvor det stedvis sildrer vann. I nederste del av det slake området, går det en skogsvei som består av sand og delvis slam (Figur 4.27 C).

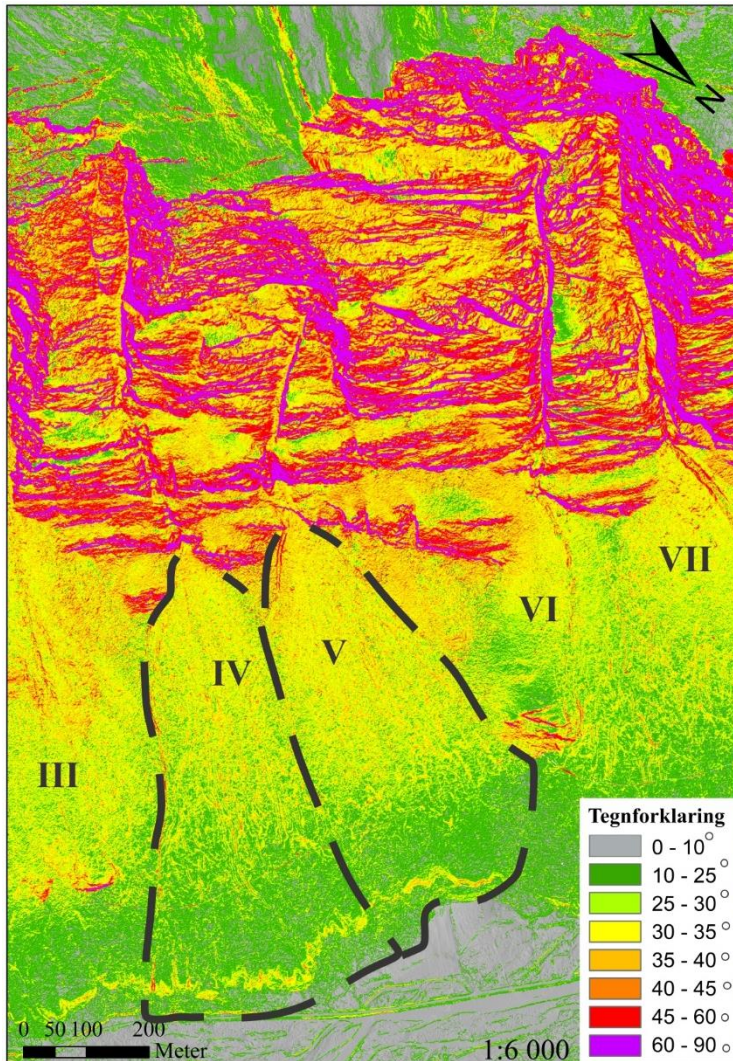


Figur 4.27: A: Åpent, slakt område nedenfor bratt skråning i nederste del av vifte IV (se Figur 4.20 C). Området er vegetert, og i bunnen ligger det vannrikt slam. Person i oransje til høyre i bildet er brukt som målestokk. Bildet er tatt mot SSV. B: Eksempel på bunnen i det åpne området; vannrikt slam. Bildet er tatt ovenfra. C: Sandrik skogsvei, delvis med slam, nedenfor det åpne området. Bildet er tatt mot ØSØ.

4.2.3.2 *Tolkning av skredvifte IV*

Sannsynlige skredprosesser basert på helningskart

I henhold til Figur 4.28 vil steinsprang, som kan forekomme i fjellpartier brattere enn 40° - 45° (kapittel 1.5.2), kunne utløses i fjellpartiet over viften. Jordskred vil kunne utløses i øvre halvdel av viften og flomskred over mesteparten av viften og i skaret over viften (Figur 4.28) (kapittel 1.5.3). Snøskred vil kunne utløses i skaret over viften og i øvre del av viften (Figur 4.28) (kapittel 1.5.4).



Figur 4.28: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung et al., 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).

Skredvifte IV - delområde A

Kanalene i delområde A som vises på DTM (Figur 4.23 og 4.24) er tilsynelatende blitt dekket av steiner og blokker i øvre del av delområdet siden de ikke fremkommer tydelig på feltbildet (Figur 4.21 B). Steinene og blokkene i området kan være forårsaket av steinsprang fra det oppsprukne, bratte fjellet i kildeområdet (Blikra et al., 1998a; Domaas et al., 2014), eller fraktet nedover med snøskred (Blikra et al., 1998a) eller flomskred (Sandersen, 2014). Flere forhold tilsier at det kan skyldes snøskred fra snøansamlinger i lestilte skråninger i skaret over

viften: de ryggformede snøskredavsetningene (Blikra et al., 1998a) i østlig og vestlig del av viften, erosjonssporet (Blikra et al., 1998a) i øvre del av hovedskredløpet og det avlange jevne området på vestsiden av hovedskredløpet. At området er uvegetert og lyst, tyder på at området er aktivt (Lied, 2014).

Kanalene i delområde A fortsetter alle sammen nedover i delområde B og er tolket der.

Skredvifte IV - delområde B

I og med at feltbildet (Figur 4.21 B) viser at den østligste kanalen i delområde B fremtrer som lysgrå og åpen, anses denne som aktiv (Lied, 2014). Det forsterkes av at kanalen rett vestenfor, som også er lysgrå og åpen på feltbildet, i felt bekrefte å være aktiv (Figur 4.25). Siden disse to viftene er nokså like på DTM (Figur 4.23), den østligste noe mer utviklet, tolkes den østligste kanalen å være preget av tilsvarende prosess som den befarte kanalen. Denne befarte kanalen tolkes i det følgende.

Den befarte kanalen, nevnt over, er uvegetert både i øvre og nedre del (Figur 4.25) og dermed en aktiv kanal (Lied, 2014). Den eroderte kanalen med levéer i øvre del og bestående av løsmasser som blokker, steiner, grus og finere materiale (matriks) (Figur 4.25 A-B), bekrefter at løpet er et flomskredløp (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014). Det bekreftes også av at feltobservasjonene viser større grad av finere materiale i skredløpet i nedre del av delområde B enn i øvre (Figur 4.25) (Hungr et al., 2014), og at kanalen i nedre del av B er bredere og har avsetninger spredt mer utover enn i øvre del (Figur 4.25 C-E) (Highland et al., 2008).

Den mindre erosjonskanalen i den observerte flomskredkanalen i nedre del i B (Figur 4.25 C-E), tyder på at det har vært flere skredhendelser. Siden denne kanalen er tydelig smalere og grunnere enn hovedkanalen den har erodert i, tyder dette på en mindre massestrøm. Siden kanalen ikke fremkommer tydelig høyere opp i delområde B, kan det tyde på at det er et flomskred som er blitt utløst lenger nede i kanalen (Sandersen, 2014). Flomskredet kan skyldes intens nedbør eller smeltevann (Highland et al., 2008; Jaedicke et al., 2008).

Ansamlinger av skredmateriale, som observert i kanalen (Figur 4.25 D-E), kan ifølge Blikra et al. (1998a) være kjennetegn på flomskred. De to små lobene til høyre i Figur 4.25 E er avsatt fra erosjonskanalen, mens den større loben lengst vest i bildet, er avsatt fra et større skred. Loben rett vest for hovedkanalen kan ha blitt avsatt i enden av et flomskred eller der skredet har gjort en sving på grunn av en hindring (Blikra et al., 1998a). Loben har senere tvunget nye skred til å bøye av østover.

Hovedskredløpet går, i overgangen mellom delområde A og B, over fra å være et erosjonsspor til å bli et kanalisert løp (Figur 4.23 og 4.24). På DTM (Figur 4.23) synes hovedskredløpet, geomorfologisk sett, i del B, å være nokså lik som den østligste og den befarte flomskredkanalen øst i del B. Imidlertid viser feltobservasjoner i hovedskredløpet i overgangen mellom del A og B og i den befarte flomskredkanalen vest for østligste kanal, at disse to befarte kanalene/løpene er forskjellige (Figur 4.26 og 4.25). Til forskjell fra den befarte flomskredkanalen, er hovedskredløpet delvis gjengrodd og fylt opp av noen steiner og blokker. Dette tyder på at hovedskredløpet både er eldre og mindre aktivt enn den befarte flomskredkanalen (Lied, 2014). De uvegeterte, forholdsvis ferske steinene og blokkene i hovedskredløpet tilsier likevel at det fremdeles er noe aktivitet der (Domaas et al., 2014; Lied, 2014). Steiner og blokker uten matriks i hovedskredløpet i overgangen mellom del A og B tyder på at det kan ha gått snøskred der (Blikra et al., 1998a).

Ettersom kanalene i den vestlige delen av viften, delvis med levéer og lober, ser nokså like ut som den østligste kanalen og den befarte kanalen i østlig del på DTM (Figur 4.23), antas de følgelig også å være flomskredkanaler.

Den åpne, uvegeterte kanalen med levéer vest på viften, som starter i delområde A (Figur 4.21 B og 4.24) er en aktiv kanal (Lied, 2014). De øvrige kanalene på viften er dekket av skog som gjør det vanskelig å anslå om de er aktive eller inaktive (Figur 4.21 B).

Skredvifte IV - delområde C

Forekomsten av vesentlig færre kanaler i denne delen av vifte IV har høyst sannsynlig sammenheng med at helningen er betydelig lavere enn høyere opp på viften (Figur 4.22 A og B) og flere av kanalene har derfor stoppet opp før de kommer inn i del C. Kanalene fra del B som fortsetter inn i del C, og også de som starter i del C, fremkommer på DTM som smale, buktende kanaler erodert ned i løsmasser (Figur 4.23 og 4.24), noe som tilsier flomskred (Blikra et al., 1998a).

Det slake partiet under den bratte skråningen nederst på viften (Figur 4.22 C) som består av fint materiale som slam og sand i flere små vifter (Figur 4.27 B og C), tyder på at dette er et område preget av vann (Hungr, 2005; Hungr et al., 2014). Observasjonene i felt som viser rennende vann i små kanaler i den bratte skråningen og i det slake partiet nedenfor, støtter oppunder dette. Observasjonene i felt i august og oktober 2018 og juni 2019, viste større grad av vann/fuktighet i juni da det fortsatt var snøsmelting.

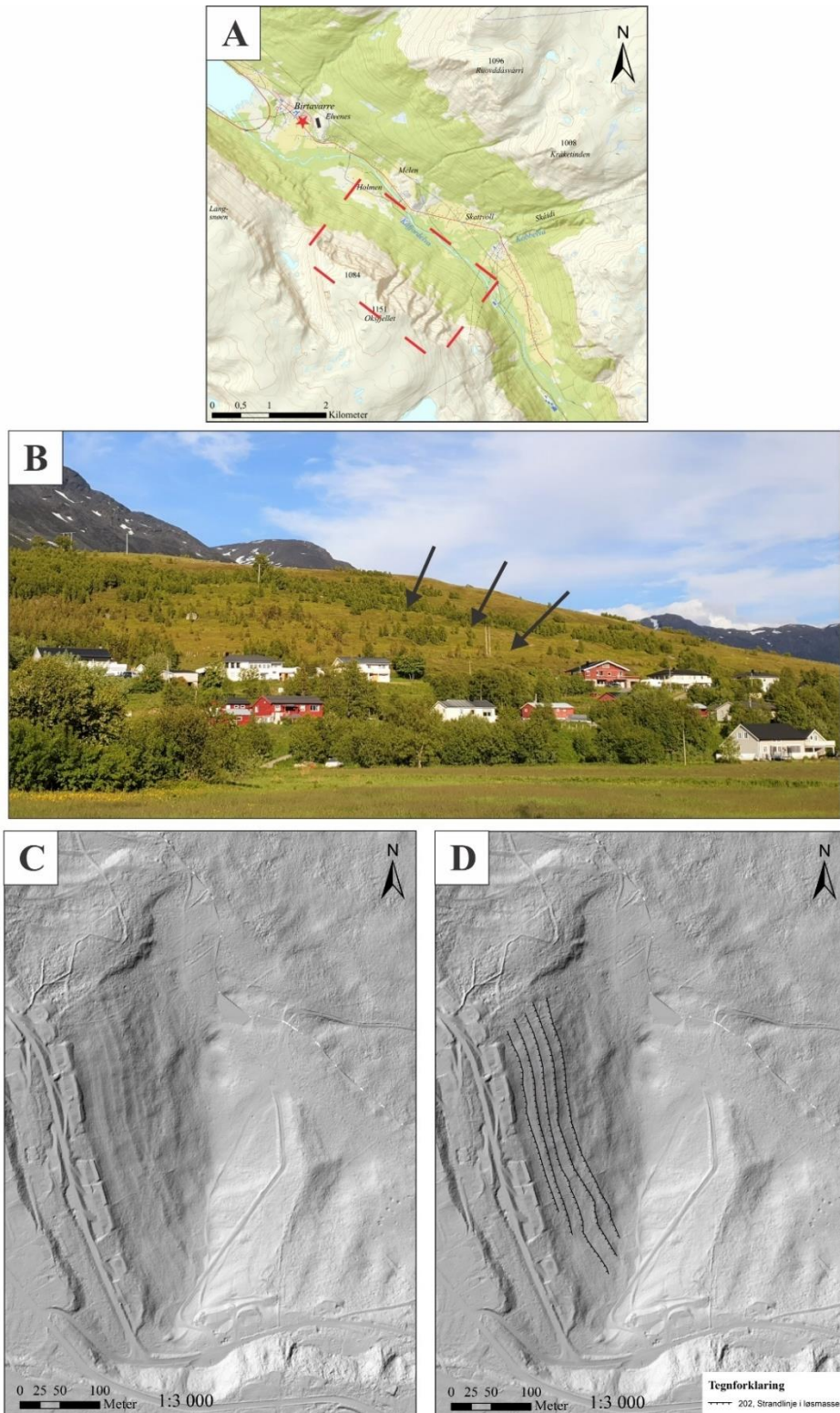
Den bratte skråningen som strekker seg langs nedre del av vifte II-V kan muligens være spor etter strandlinjer. Figur 4.29 C og D viser DTM av israndterrassen ved Elvenes, henholdsvis uten og med antatte strandlinjer inntegnet. Figur 4.29 B viser feltbilde av spor etter mulige strandlinjer i israndterrassen. Figur 4.29 og 4.30 viser at høyden på de antatte strandlinjene ved israndterrassen ved Elvenes korresponderer med høydenivået på den bratte skråningen langs vifte II-V, også tatt i betraktning at eventuelle strandlinjer ved Holmen vil ligge 1-2 m høyere enn ved Elvenes, som følge av større isostatisk heving innover i landet (Corner, 1980) (se også kapittel 2.3.3).

Dersom den bratte skråningen er rester etter strandlinjer, har skredviftene vært bygget ut i havet/fjorden i tidlig holocen hvor havnivået fortsatt var høyt. Landet har steget relativt i forhold til havnivået (kapittel 2.3.2), hatt stopp underveis og havet har erodert i skredmassene. Den bratte skråningen har deretter vært utsatt for erosjon og avsetninger fra nye skred og bekkeløp. Blant annet er de vertikale kanalene i skråningen høyst sannsynlig resultat av rennende vann, som observert i felt.

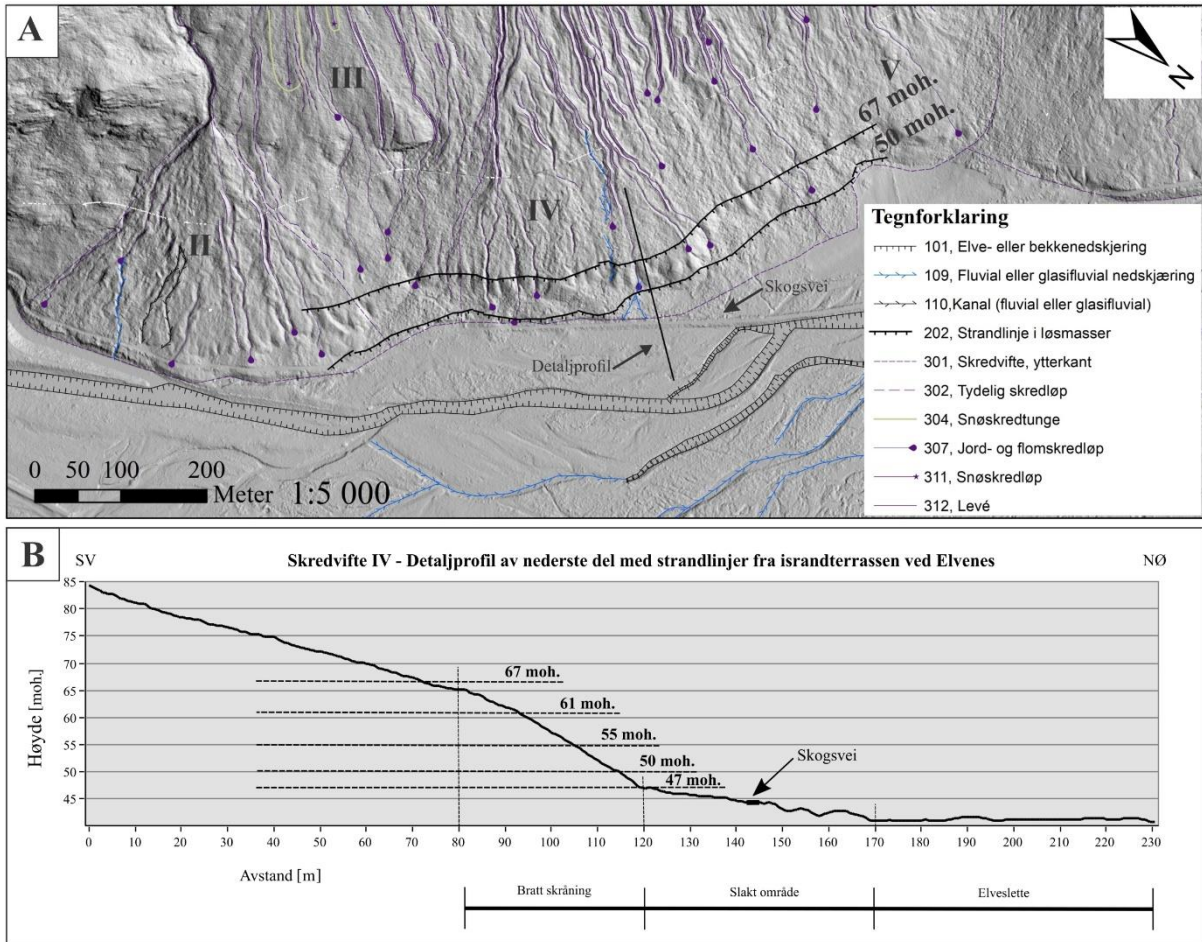
Det er lite sannsynlig at den bratte skråningen skyldes erosjon fra tidligere elveløp fra Kåfjordelva. Hvis skråningen skulle vært erodert av elven, burde DTM vist spor etter eldre elveterrasser i dalen på tilsvarende nivå som det bratte partiet (Dahl et al., 2004; Vorren et al., 2013a).

Oppsummering skredvifte IV

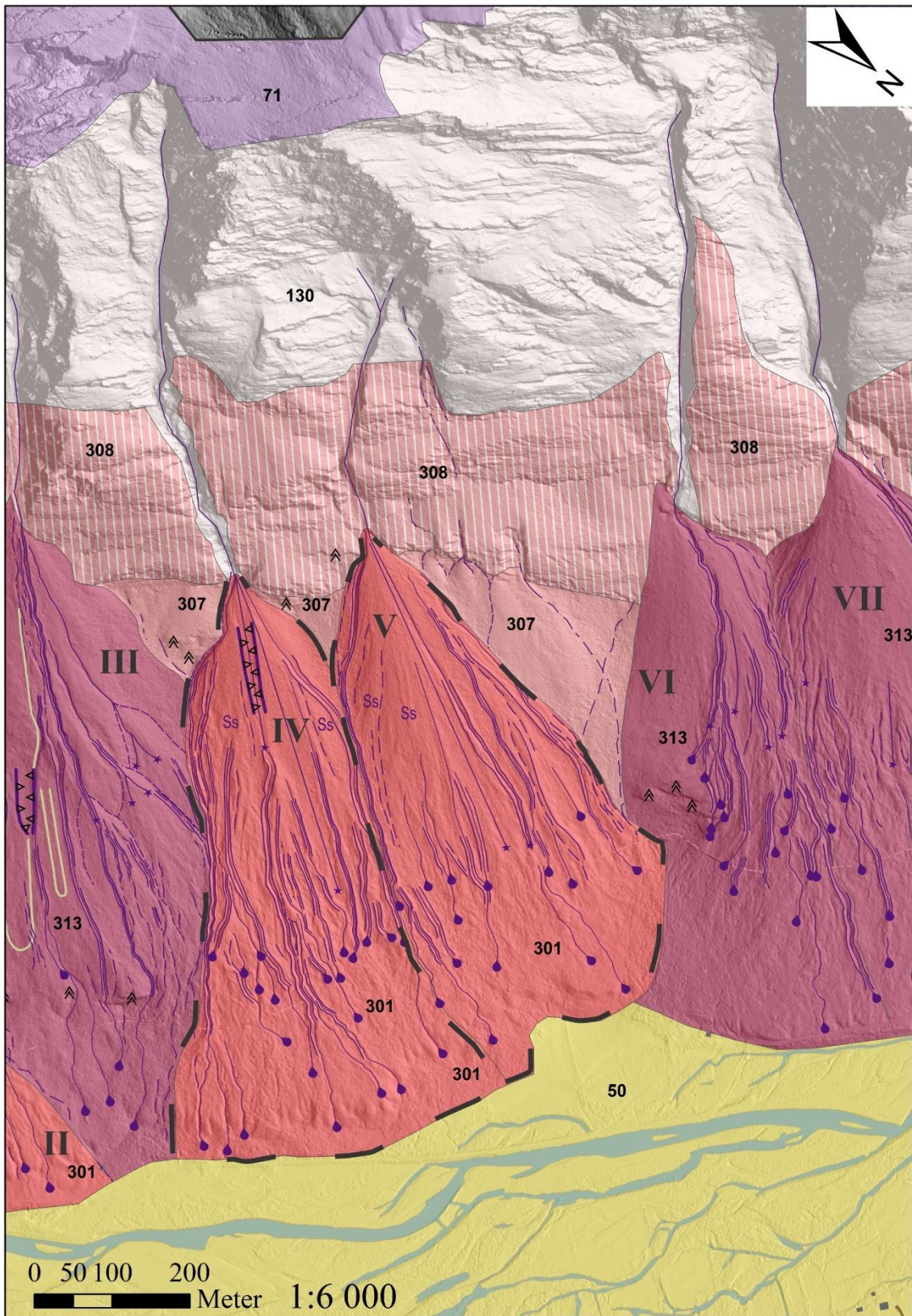
Tolkningen over viser at skredvifte IV har både aktive og inaktive kanaler og at dagens dominerende skredprosesser antas å være flomskred, hovedsakelig i midtre og nedre del, og påvirket av snøskred i øvre del av viften. Noe steinsprang er antatt å forekomme. Etter NGUs løsmasseklassifisering klassifiseres vifte IV som 301 – jord- og flomskredavsetning (Figur 4.31). Som beskrevet innledningsvis vil skredvifte V bli klassifisert som vifte IV, altså som 301 – jord- og flomskredavsetning.



Figur 4.29: Observerte og antatte strandlinjer i vestlig side av israndterrasse på Elvenes. A: Oversiktskart som viser hvor Elvenes ved Birtavarre ligger i forhold til studieområdet. Svart strek viser hvordan strandlinjene på Elvenes ligger og rød stjerne viser hvor bilde B er tatt fra. B: Bilde av den vestlige siden av israndterrasen ved Elvenes som viser noen av strandlinjene (hakkene/flatene i terrenget er markert med svarte piler. C: Viser DTM av israndterrasen. Antatte spor etter strandlinjer ses som parallelle linjer i vestlig skråning. D: DTM av israndterrasen med innregnede strandlinjer. Solen stråler fra SØ på C og D.



Figur 4.30: A: Inntegnede strandlinjer (67 moh. og 50 moh.) etter antatte strandlinjer på israndterrassen ved Elvenes (markert i Figur 4.27 D). Plasseringen av lengdeprofilet er vist i figuren. B: Lengdeprofilet viser strandlinjene fra israndterrassen ved Elvenes (67 moh., 61 moh., 55 moh., 50 moh. og 47 moh. Eventuelle strandlinjer ved Holmen vil ligge 1-2 m høyere enn strandlinjer ved Elvenes på grunn av økning i relativ landheving innover i landet.



Figur 4.31: Kvartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredviftene IV og V (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.2 i kapittel 4.1 for tegnforklaring.

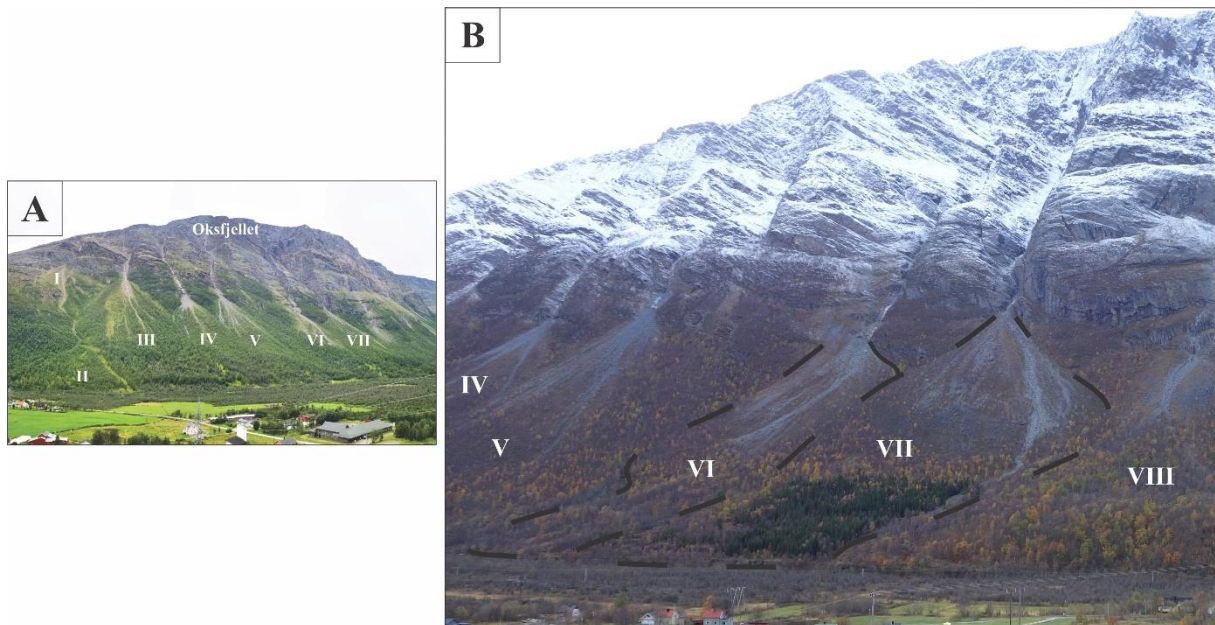
4.2.4 Skredvifte VI og VII

Siden viftene VI og VII, geomorfologisk sett, er svært like og derfor antas å være preget av de samme skredprosessene, er det kun gitt en nærmere beskrivelse og tolkning av den ene av viftene, vifte VI. Vifte VII er kun overordnet beskrevet. Den klassifiseres i henhold til vifte VI.

4.2.4.1 Beskrivelse av skredvifte VI og VII

Overordnet beskrivelse av skredvifte VI og VII

Skredvifte VI og VII ligger under vestre del av delområde A i det ustabile fjellpartiet under toppen av Oksfjellet (Figur 2.2). Vifte VI grenser til skredmateriale og vifte V i øst, mens vifte VII grenser til skredmateriale og vifte VIII i vest (Figur 4.32 B).



Figur 4.32: A: Oversiktsbilde over skredviftene, I-VII. Bildet er tatt i august 2018 mot SV (Sondre Blom). B: Nærbilde av skredvifte VI og VII og tilgrensende skredvifter. Bildet er tatt i oktober 2018 mot S.

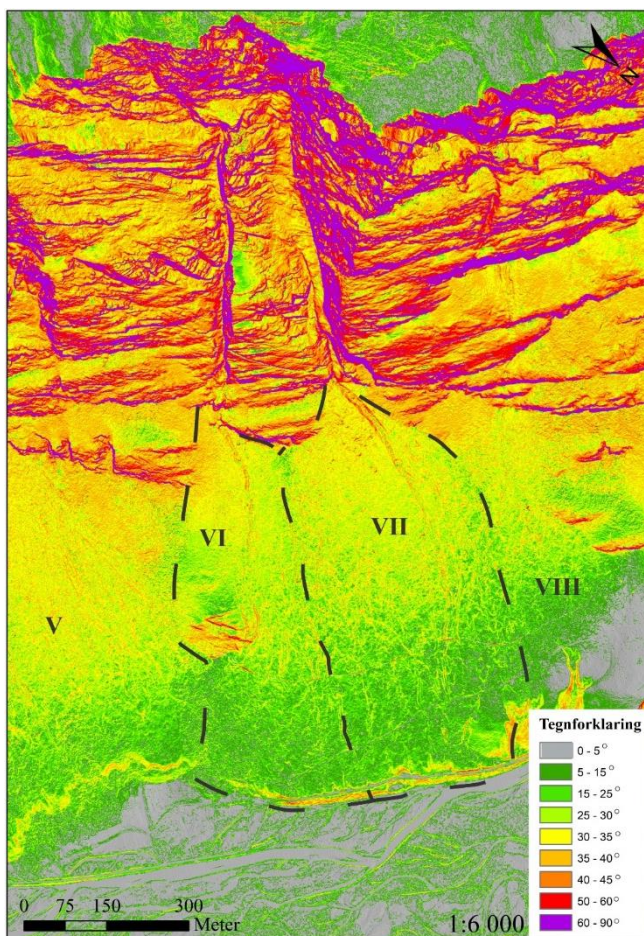
Vifte VI brer seg fra apex på ca. 375 moh. og nedover dalsiden til foten ved 35 moh.

Skredviften er ca. 765 m lang og rundt 250 m bred på det bredeste (målt langs viftens overflate). Det totale arealet er 0,15 km². Volumet er anslått å være 1,56 x 10⁶ m³.

Vifte VII har apex på ca. 380 moh. og avsluttes på 35 moh. Viften er rundt 770 m lang, ca. 350 m bred på det bredeste, har et areal på rundt 0,22 km² og et volum estimert til 2,30 x 10⁶ m³.

Helningskartet viser at begge viftene har helninger på mellom 30° og 40° i øvre del, rundt 25°-35° i midtre del og ned mot 5° - 15° i nedre del (Figur 4.33). I øst, midt på vifte VI er det noen fjellskrenter med helning på 45° og mer (Figur 4.33).

Viftene har begge åpne, lyse partier i øvre del og mer vegetasjon nedover (4.32 B). Begge har et tydelig hovedskredløp, rikt med kanaler med levéer og mindre skredavsetninger i midtre del og færre og levéeløse kanaler i nedre del (Figur 4.34 og 4.35). Viftene har spor etter steiner/blokker i øvre del.



Figur 4.33: Helningskart. Skredvifte VI og VII er vist stiptet i svart.

Geomorfologisk beskrivelse av skredvifte VI

Skredvifte VI

DTM viser at vifte VI har en forholdsvis jevn overflate, uten kanaler i øvre, østlige del ned til fjellskrentene som er lokalisert omtrent midt på viften (Figur 4.34). DTM viser noen små forhøyninger i den jevne overflaten (Figur 4.34). Feltbilde (Figur 4.32 B) viser at øvre del av det jevne området er grått og stein-/blokkrikt og at området lenger nedover på viften har lavtvoksende vegetasjon. Skog dekker de nevnte fjellskrentene (Figur 4.32 B).

Hovedskredløp strekker seg nedover viften ca. midt på viften (Figur 4.32 B og 4.34).

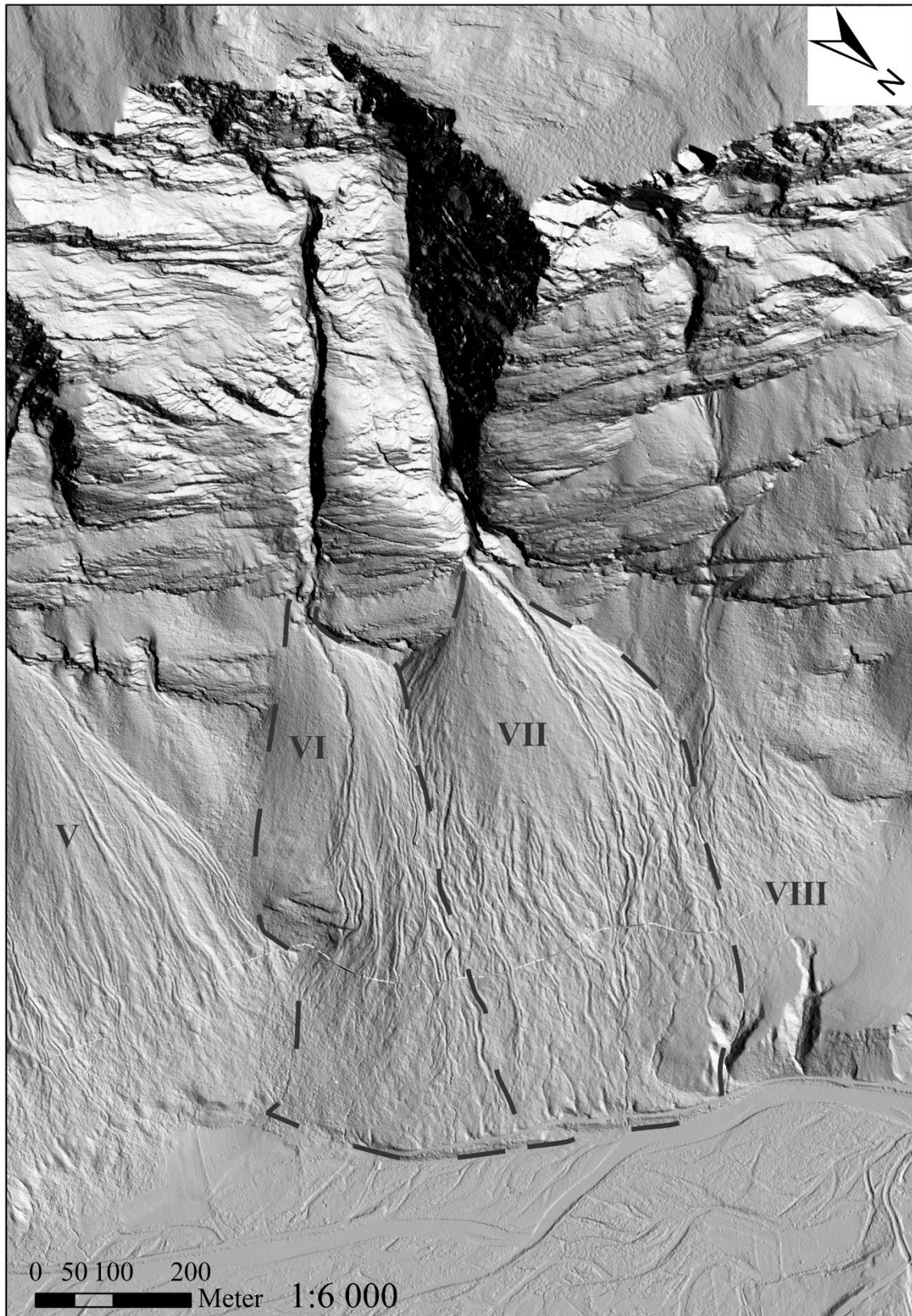
Skredløpet starter i skaret over viften, fortsetter gjennom apex til viften og videre nedover viften og ender i underkant av de nevnte fjellskrentene. DTM viser et erodert løp med levéer langs sidekantene (Figur 4.34 og 4.35). Feltbildet (Figur 4.32 B) viser at hovedskredløpet er åpent, lyst og uvegetert.

Den vestlige delen av viften, vest for hovedskredløpet, har mange kanaler (Figur 4.34).

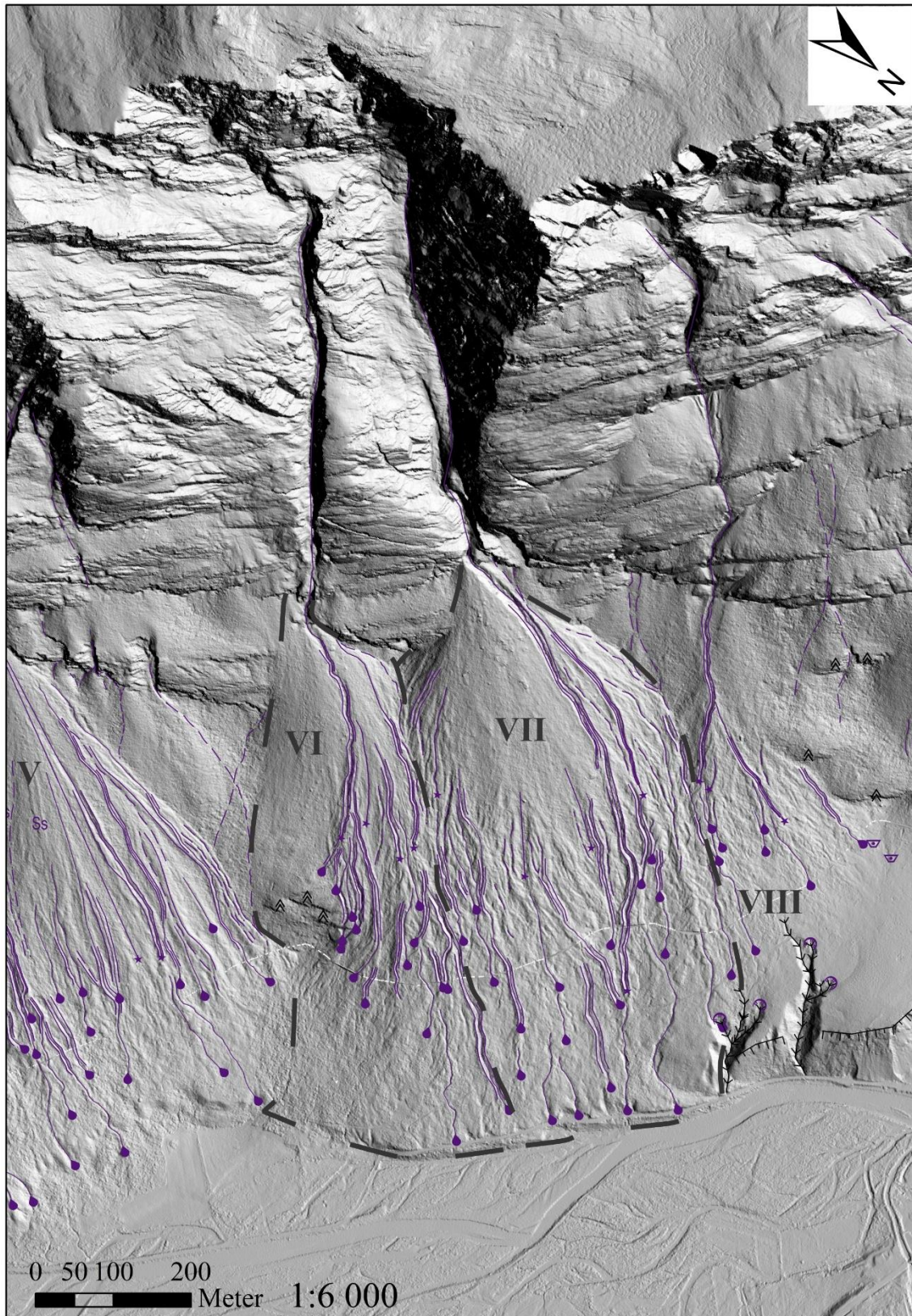
Enkelte starter oppe ved apex og noen starter lenger ned på viften. Noen løper også ut fra hovedskredløpet. Kanalene strekker seg buktende nedover viften, noen få helt ned til foten av viften. Enkelte av kanalene er korte og usammenhengende. Stedvis ligger det loper langs og ved utløpene til kanalene (Figur 4.34). Kanalene har stedvis eller langs hele løpet levéer langs sidekantene (Figur 4.35). Feltbildet viser at dette området har lavt- og høytvoksende vegetasjon (Figur 4.32 B). DTM viser at den vestlige delen av viften flyter sammen med vifte VII (Figur 4.34).

DTM viser at nederste del av skredvifte VI har færre og smalere kanaler enn området høyere opp på viften og at de stort sett er erodert ned i løsmassene (Figur 4.34 og 4.35). Nedre del av viften har tett skog (Figur 4.32 B).

I foten av viften går det en skogsvei, og rett nedenfor er det en bratt kant ned til elvesletten (Figur 4.34). DTM viser antydninger til spor etter elve-/bekkeløp inn mot skråningen til viften (Figur 4.34 og 4.35).



Figur 4.34: DTM over skredvifte VI og VII (svarte, stiplede linjer). Sola stråler inn fra NV.

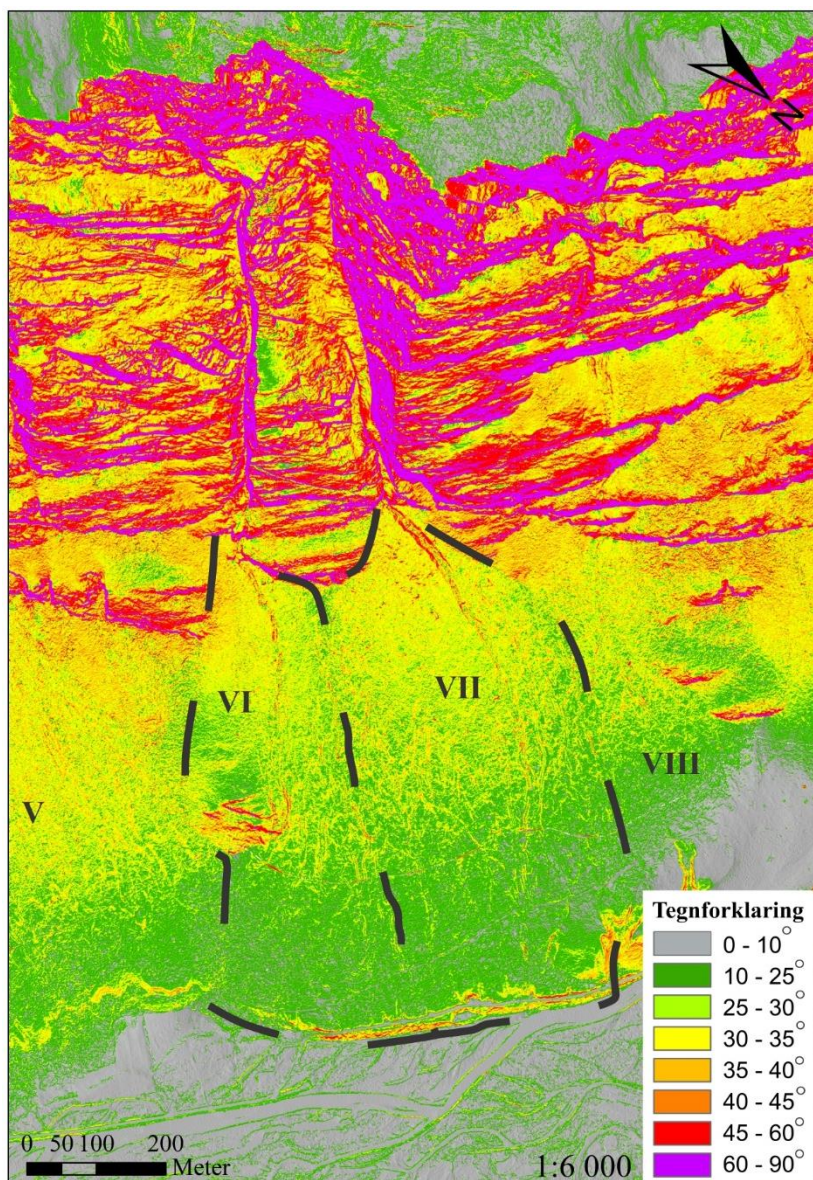


Figur 4.35: DTM over skredvifte VI og VIII (svarte, stiplede linjer) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Sola stråler inn fra NV.

4.2.4.2 Tolkning av skredvifte VI

Sannsynlige skredprosesser basert på helningskart

I henhold til helningskartet i Figur 4.36, vil steinsprang kunne utløses i fjellpartiet over viftene (kapittel 1.5.2). Jordskred vil kunne utløses i øvre halvdel av viftene, mens flomskred vil kunne utløses overalt på viftene og i skarene over viftene (Figur 4.36) (kapittel 1.5.3). Snøskred vil i hovedsak kunne utløses i fjellsiden/skarene over viftene, og i øvre halvdel av viftene (Figur 4.36) (kapittel 1.5.4).



Figur 4.36: Helningskart knyttet til fjellsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° (NVE, 2011). Helningskart knyttet til fjellsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° (NVE, 2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (Lied & Kristensen, 2003; McClung et al., 2006). Noen tørrsnøskred kan utløses opptil 60, og våte snøskred kan forekomme under 30° (Lied et al., 2003; McClung et al., 2006).

Skredvifte VI

Den forholdsvis jevne, grå, uvegeterte overflaten i øvre, østlige del (Figur 4.34) tyder på materiale som er blitt avsatt heller enn å ha erodert kanaler. Det kan være forårsaket av snøskred (Blikra 1998, Hungr 2014). Fjellpartiet over viften, som vil kunne samle opp snø i lestilte helninger (spesielt gjelder dette i det store skaret over vifte VII), tilsier at den jevne overflaten på viften har vært utsatt for snøskred (Blikra et al., 1998a; Lied, 2014; McClung et al., 2006). Feltobservasjoner viste snø i fjellpartiet i oktober 2018 (Figur 32 B), og i juni 2019 lå det fortsatt snø øverst i kanalene på viften, noe som bekrefter antagelsen om snøskred.

De små forhøyningene som vises på DTM (Figur 4.34 og 4.35) ligner på tilsvarende forhøyninger på vifte XI i del B, som i felt ble påvist å være blokker (se kapittel 4.2.6.2 og Figur 4.46 og 4.47). Disse kan være steinsprangblokker fra fjellsiden over viften (Blikra et al., 1998a; Domaas, 1994; Hungr et al., 2014). De kan også være blokker som er blitt fraktet ned på viften med snøskred (Blikra et al., 1998a; Luckman, 2013).

Vegetasjonen nedover den østlige delen av viften (Figur 4.32 B), tyder på inaktivitet (Lied, 2014). Siden mindre snøskred kan passere over vegetasjon uten å fjerne denne (Blikra et al., 1998a) og mellom trær uten at disse skades (McClung et al., 2006), kan det imidlertid bety at området kan være berørt av snøskred.

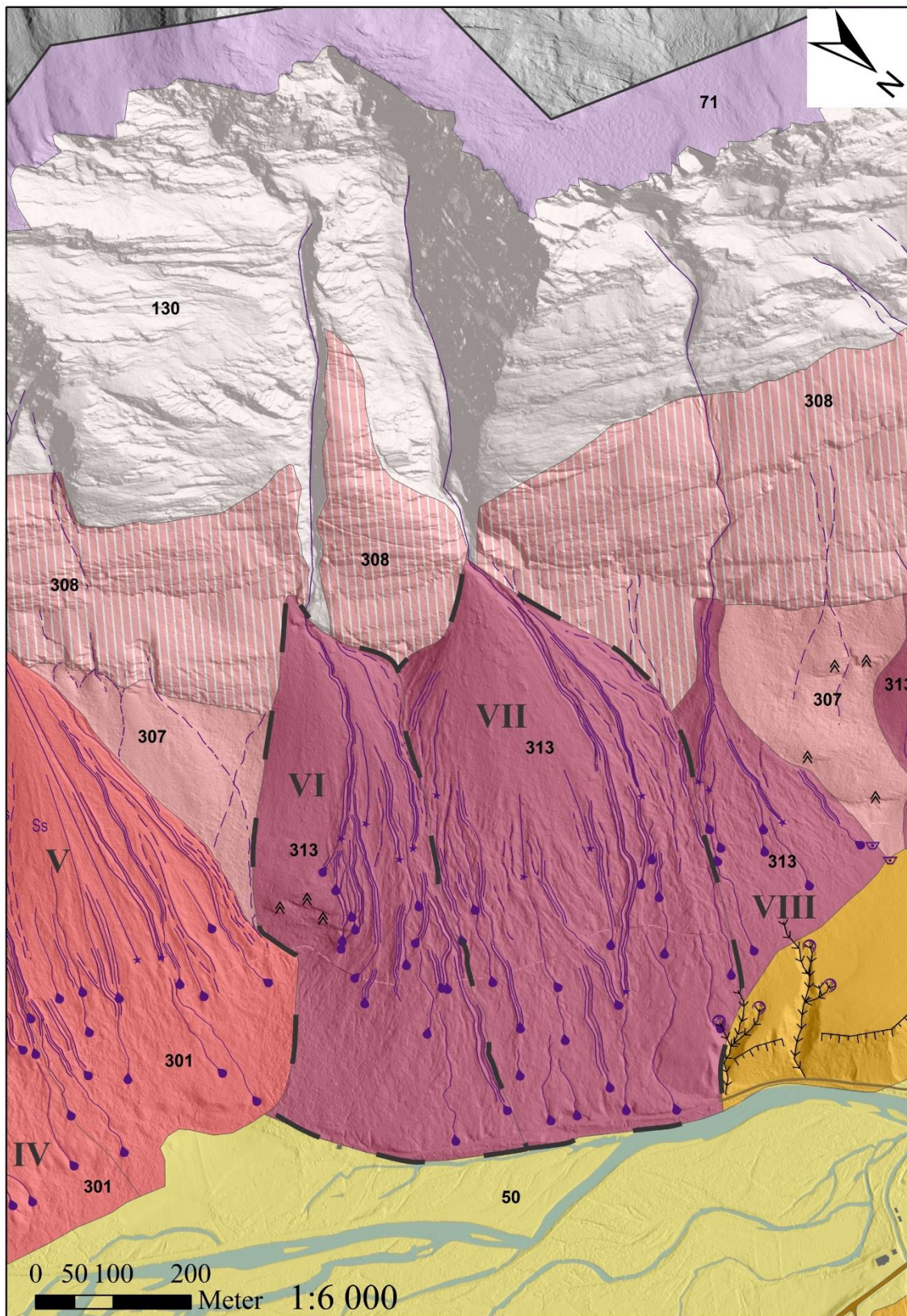
Det kanaliserte og eroderte hovedskredløpet med levéer som starter i fjellsiden over viften, passerer gjennom apex og videre nedover viften (Figur 4.35 og 4.37), tilsier kanaliserte snøskred (Blikra et al., 1998a; Lied, 2014) og flomskred (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Kanaliserte snøskred kan ha blitt utløst fra snøansamlinger i lestilte helninger over viften i forbindelse med regn, mildværsperioder om vinteren eller nedsmelting om våren (Høeg, 2014; Lied, 2014; McClung et al., 2006). Flomskred som følge av kraftig nedbør eller store mengder smeltevann kan også ha forekommet (Highland et al., 2008; Hungr et al., 2014). Løpet er aktivt, da det er uvegetert (Lied, 2014).

De buktende, stedvis usammenhengende kanalene, stedvis med levéer og loper tilsier flomskred (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014) og/eller kanaliserte snøskred (Blikra et al., 1998a). Kanalene fremstår på DTM som geomorfologisk like som nedre del av hovedskredløpet (Figur 4.34 og 4.35), noe som bekrefter antakelsen om flomskred og kanaliserte snøskred. Den noe mer utviklede vegetasjonen enn i østlig del tyder på et mer inaktivt område (Lied, 2014).

Tilstedeværelsen av eroderte kanaler i den nederste delen av viften, samt helninger ned mot 5°-15°, indikerer at flomskred dominerer i denne delen (Sandersen, 2014). Kanalene kan være fortsettelse av flomskred høyere opp på viften eller ha sitt utspring fra smeltevann fra kanaliserte snøskred. Siden den nedre delen av viften er dekket med tett skog synes området å være lite aktivt (Lied, 2014).

Oppsummering skredvifte VI

Tolkningen over viser at skredvifte VI har både aktive og inaktive områder, og at dagens dominerende prosesser er snøskred og flomskred. Steinsprang kan forekomme. Etter NGUs løsmasseklassifisering klassifiseres viften som 313 - snø- og jordskred-avsetning (Figur 4.37). Som beskrevet innledningsvis, klassifiseres skredvifte VII i henhold til skredvifte VI, dvs. som 313 - snø- og jordskred-avsetning (Figur 4.37).



Figur 4.37: Kwartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredvifte VI og VII (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring.

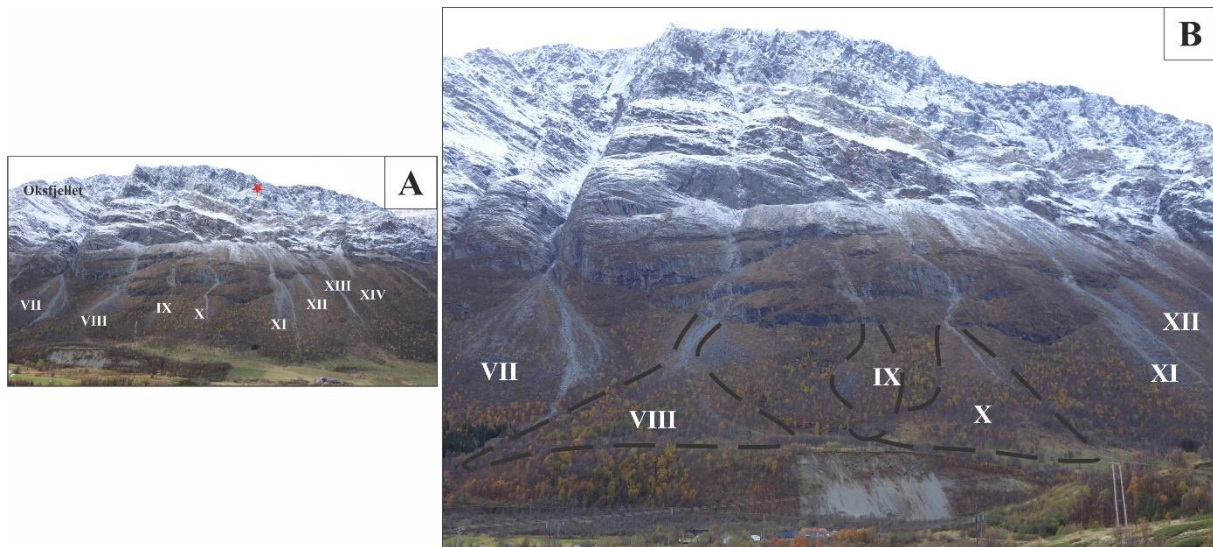
4.2.5 Skredvifte VIII, IX og X

Siden skredviftene VIII-X geomorfologisk sett er relativt like og derfor er tolket til å være preget av de samme skredprosessene, er det kun gitt en nærmere beskrivelse og tolkning av én av viftene, vifte VIII. De to andre viftene gis kun en overordnet beskrivelse og klassifiseres i henhold til vifte VIII.

4.2.5.1 Beskrivelse av vifte VIII, IX og X

Overordnet beskrivelse av vifte VIII, IX og X

Skredviftene VIII-X er vist i Figur 4.38 B. Skredvifte VIII, IX og X ligger mellom det ustabile fjellpartiet i østlige del av Oksfjellet og det ustabile steinsprangområdet i nordvestlige del av Oksfjellet (Figur 2.2). Vifte VIII grenser til vifte VII i øst og vifte X til XI i vest (Figur 4.38). Viftene VIII og IX grenser ikke til hverandre. Mellom dem ligger det skredmateriale og noen fjellskrenter. Vifte IX grenser til vifte X i nedre del. Alle tre viftene grenser i foten av viftene til isranddeltaet ved Holmen (Figur 4.38 B), omtalt i kapittel 2.3.3.



Figur 4.38: A: Oversiktsbilde over skredviftene VIII-XIV. Bildet er tatt mot SV. B: Nærbilde av skredvifte VIII-X og tilgrensende skredvifter. Isranddeltaet er synlig på bildet under foten til viftene. Isranddeltaet er vegetert under foten til vifte VIII og delvis vegetert under IX og X. Bildet er tatt mot SSV.

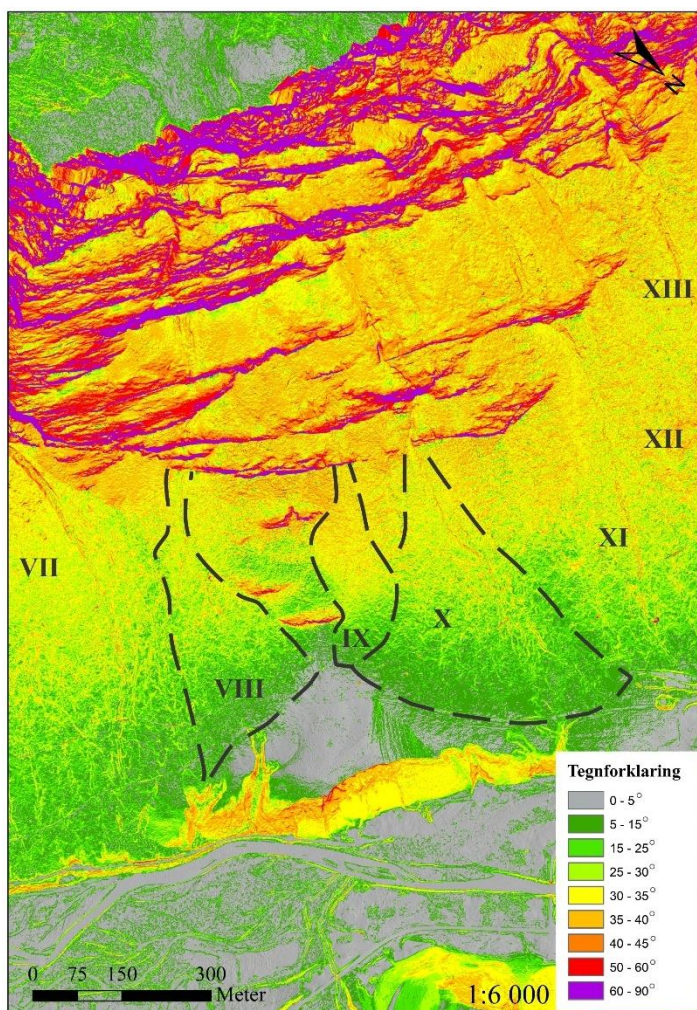
Vifte VIII brer seg fra apex på ca. 280 moh. og nedover dalsiden til foten omtrent ved 90 moh. Skredviftene er ca. 505 m lang og rundt 220 m bred på det bredeste (målt langs viftens overflate). Det totale arealet er ca. 0,06 km². Volumet er anslått til 0,49 x 10⁶ m³.

Vifte IX brer seg fra apex på rundt 275 moh. og nedover dalsiden til foten omtrent ved 95 moh. Viften er ca. 335 m lang, ca. 115 m bred på det bredeste, har et areal på rundt 0,03 km² og et volum som er anslått til 0,27 x 10⁶ m³.

Vifte X brer seg fra apex på ca. 275 moh. og nedover dalsiden til foten omtrent ved 50 moh. Viften er rundt 530 m lang, ca. 400 m bred på det bredeste, har et areal på ca. 0,10 km² og et volum estimert til 0,87 x 10⁶ m³.

Helningskartet (Figur 4.39) viser at øverste del av viftene VIII og X har en helning på 30°-35°, mens øverste del av vifte IX har en helning på 35°-40°. Midtre del av vifte VIII og X har i hovedsak en helning på 25°-35°, mens midtre del av vifte IX har en helning på 30°-35°. Nedre del av alle tre viftene har en helning ned mot 5°-15°. Toppen av isranddeltaet ved foten av viftene, har i hovedsak en helning på mellom 0°-5°.

DTM viser at alle tre viftene i øvre del har områder med jevne overflater. På vifte VIII er dette mindre markant enn på de to andre viftene (Figur 4.40). Alle har ett tydelig hovedskredløp og flere mindre, buktende kanaler, som starter lenger ned på viften (Figur 4.40 og 4.41). Vifte IX har færre og mindre tydelige kanaler enn de to andre viftene. I nedre del av viftene og på toppen av isranddeltaet ligger enkelte forhøyninger. Feltbildet (Figur 4.38 B) viser at alle viftene i stor grad er vegetert med lavtvoksende vegetasjon i øvre del av viftene, og ellers tett skog videre nedover på viftene.



Figur 4.39: Helningskart. Skredvifte VIII, IX og X er vist stiplet i svart.

Geomorfologisk beskrivelse av skredvifte VIII

Skredvifte VIII

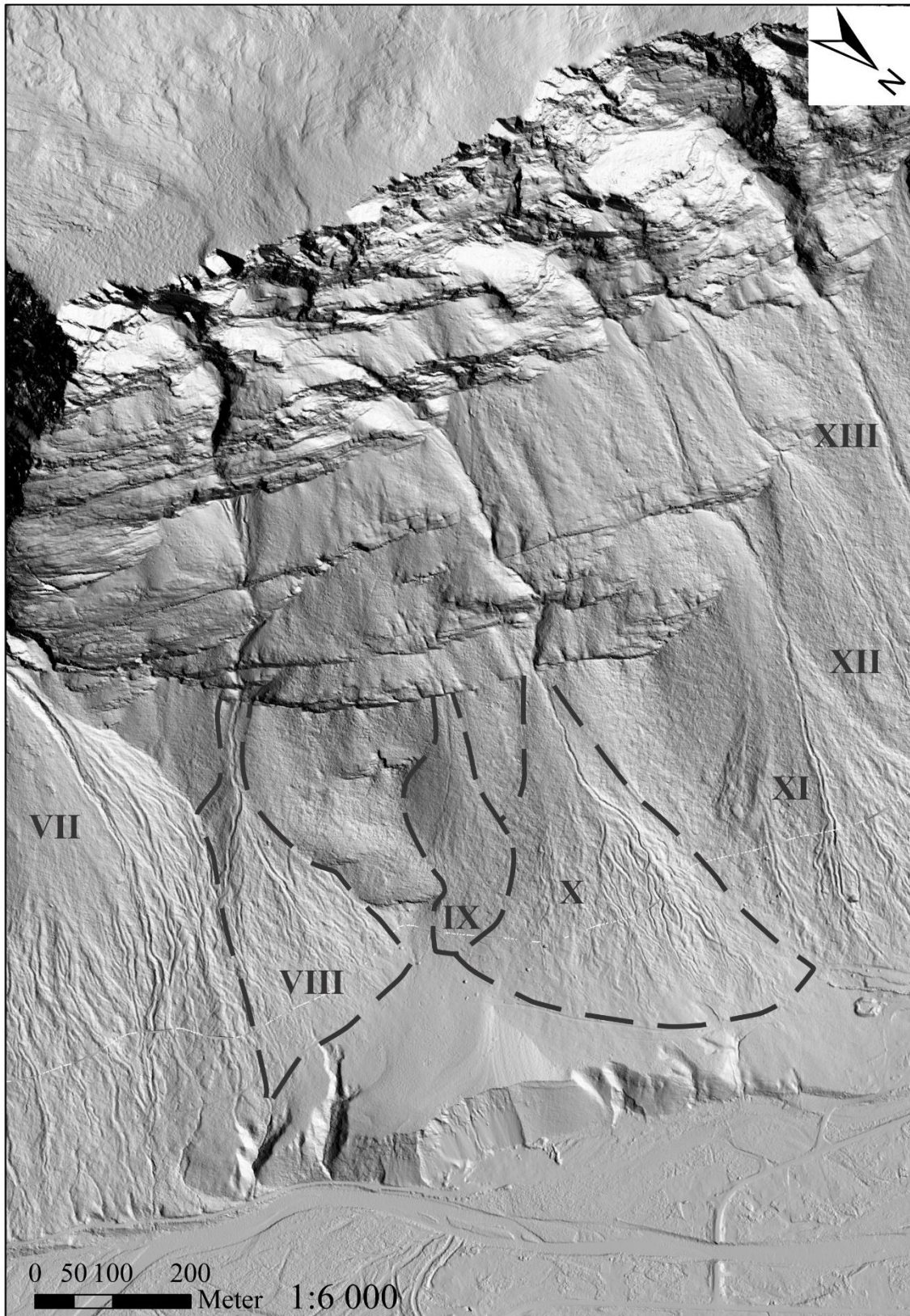
Hovedskredløpet, som kommer fra skaret i fjellsiden over viften, passerer gjennom apex til viften og nedover et smalt, langstrakt område før det svinger vestover der hvor viften begynner å bre seg utover. Deretter svinger det mot øst i retning mot vifte VII (Figur 4.40). DTM (Figur 4.40 og 4.41) viser at hovedskredløpet fortsetter som en mindre tydelig kanal ned til foten av viften. Hovedskredløpet ses erodert i løsmasser og har levéer langs begge sider i øvre del fram til grensen til vifte VII (Figur 4.41).

DTM (Figur 4.40) viser at området rundt hovedskredet i øvre del av viften er relativt jevnt. Feltbildet (Figur 4.38 B) viser at hovedskredløpet og det smale området øverst på viften er

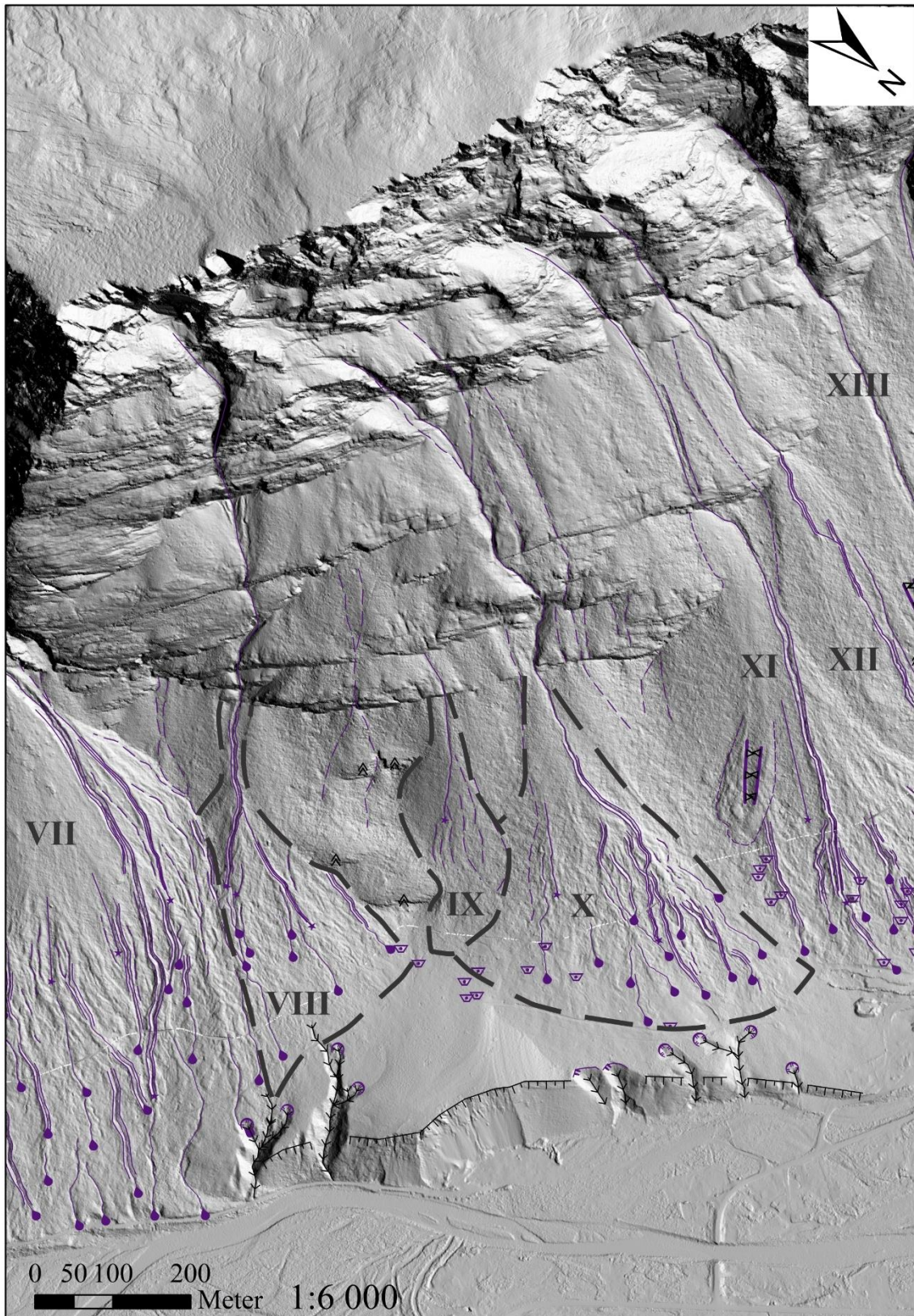
åpent, lyst, grått og uvegetert. Fortsettelsen av skredløpet ned til foten av viften er ikke synlig på feltbildet, da området er dekket av skog.

DTM viser at området vest for hovedskredløpet har flere mindre, buktende og delvis usammenhengende kanaler (Figur 4.40). Flere av dem ser ut til å være erodert ned i tidligere avsatt skredmateriale. Et par har levéer på sidene. Lober ligger langsmed og i utløpene av flere av kanalene. Feltbildet viser at området er vegetert (Figur 4.38 B).

Den nederste delen av vifte VIII har få og lite utviklede kanaler (Figur 4.40). Noen få forhøyninger ses nederst på viften i vest (Figur 4.40 og 4.41). Feltbildet (Figur 4.38 B) viser at den nederste delen av viften er skogbevokst. Det er ingen tydelig avslutning av skredviften ned mot isranddeltaet (Figur 4.40).



Figur 4.40: DTM over skredvifte VIII, IX og X (svarte, stiplede linjer). Sola stråler inn fra NV.

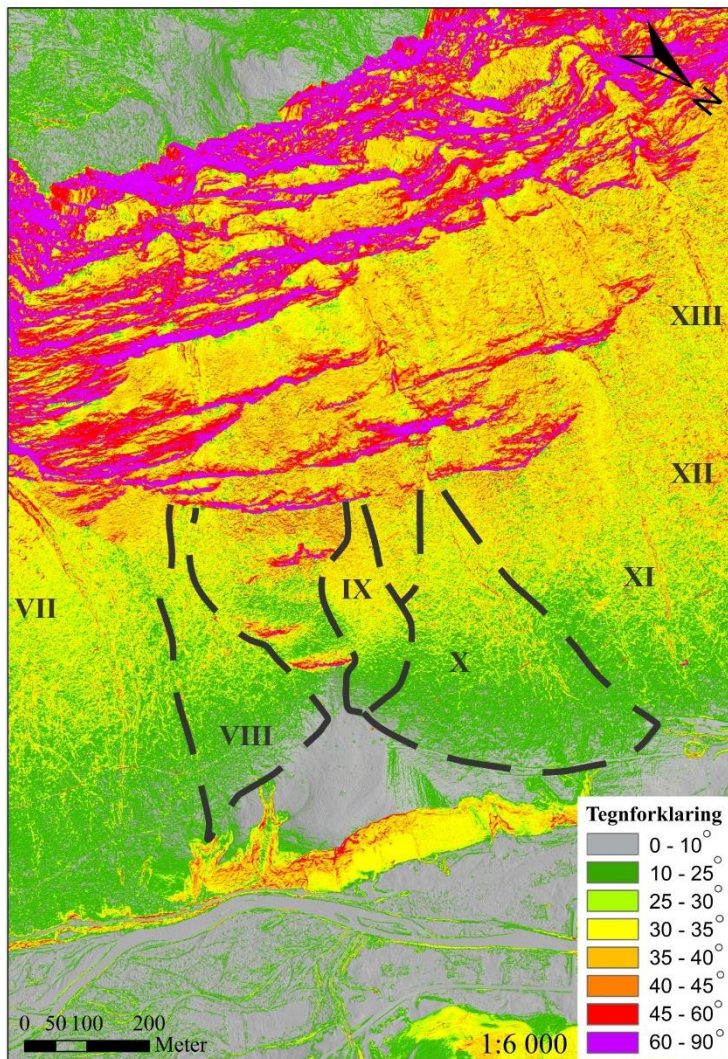


Figur 4.41: DTM over skredvifte VIII, IX og X (svarte, stiplede linjer) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Sola stråler inn fra NV.

4.2.5.2 Tolkning av skredvifte VIII

Sannsynlige skredprosesser basert på helningskart

I henhold til helningskartet i Figur 4.42 vil steinsprang kunne utløses i fjellpartiet over viftene (kapittel 1.5.2). Jordskred vil kunne utløses i øvre halvdel av viftene VIII og X og over nesten hele vifte IX (kapittel 1.5.3). Flomskred vil kunne utløses overalt på viftene og i fjellsiden/skarene over viftene (kapittel 1.5.3). Snøskred vil i hovedsak kunne utløses i fjellsiden/skarene over viftene, i øvre halvdel av viftene VIII og X og over nesten hele vifte IX (kapittel 1.5.4).



Figur 4.42: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung et al., 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).

Skredvifte VIII

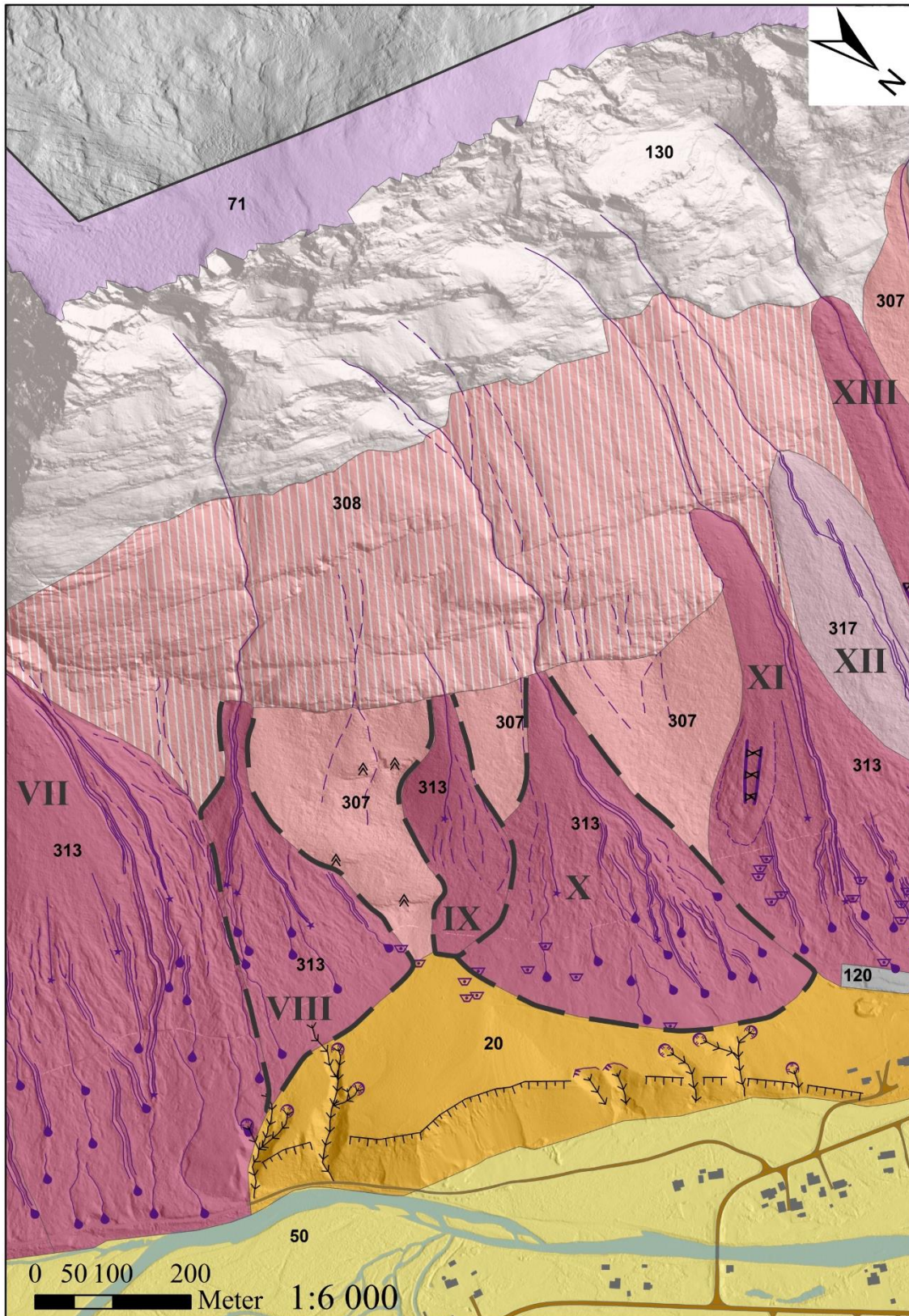
Siden skredvifte VIII er lokalisert under samme fjellparti som viftene VI og VII og i hovedsak har tilsvarende helninger som, og er geomorfologisk svært lik viftene VI og VII, tolkes viften til å være preget av de samme skredprosessene som viftene VI og VII (se kapittel 4.2.4.2). Hovedskredløpet, erodert i løsmasser og med levéer på sidene, tolkes følgelig til å være en snøskred- og flomskredkanal. Likeledes tolkes de små buktende kanalene i vestlig del av viften, stedvis med levéer og loper til å være forårsaket av snø- og flomskred. De små kanalene i nedre del av viften tolkes til å være flomskredkanaler.

Forhøyningene funnet på DTM nederst på viften og isranddeltaet tilsvarer forhøyninger funnet på DTM på vifte XI, del B, og vifte XIII som i felt ble observert som steinsprangblokker (kapittel 4.2.6.2 og 4.2.7.2).

Den øverste, smale delen av viften og hovedskredløpet som er uvegeterte (Figur 4.38 B), viser at det er et aktivt område (Lied, 2014). Siden feltbilde (Figur 4.38 B) viser vegetasjon og skog videre nedover viften, tyder det på at dette området er mer inaktivt (Lied, 2014).

Oppsummering skredvifte VIII

Tolkningen over viser at vifte VIII har både aktive og inaktive områder, og at dagens dominerende prosesser er snøskred og flomskred. Noe steinsprang forekommer. Etter NGUs løsmasseklassifisering klassifiseres viften som 313 - snø- og jordskredavsetning (Figur 4.43). Som beskrevet innledningsvis, klassifiseres viftene IX og X i henhold til vifte VIII, det vil si som 313 – snø- og jordskredavsetning (Figur 4.43).



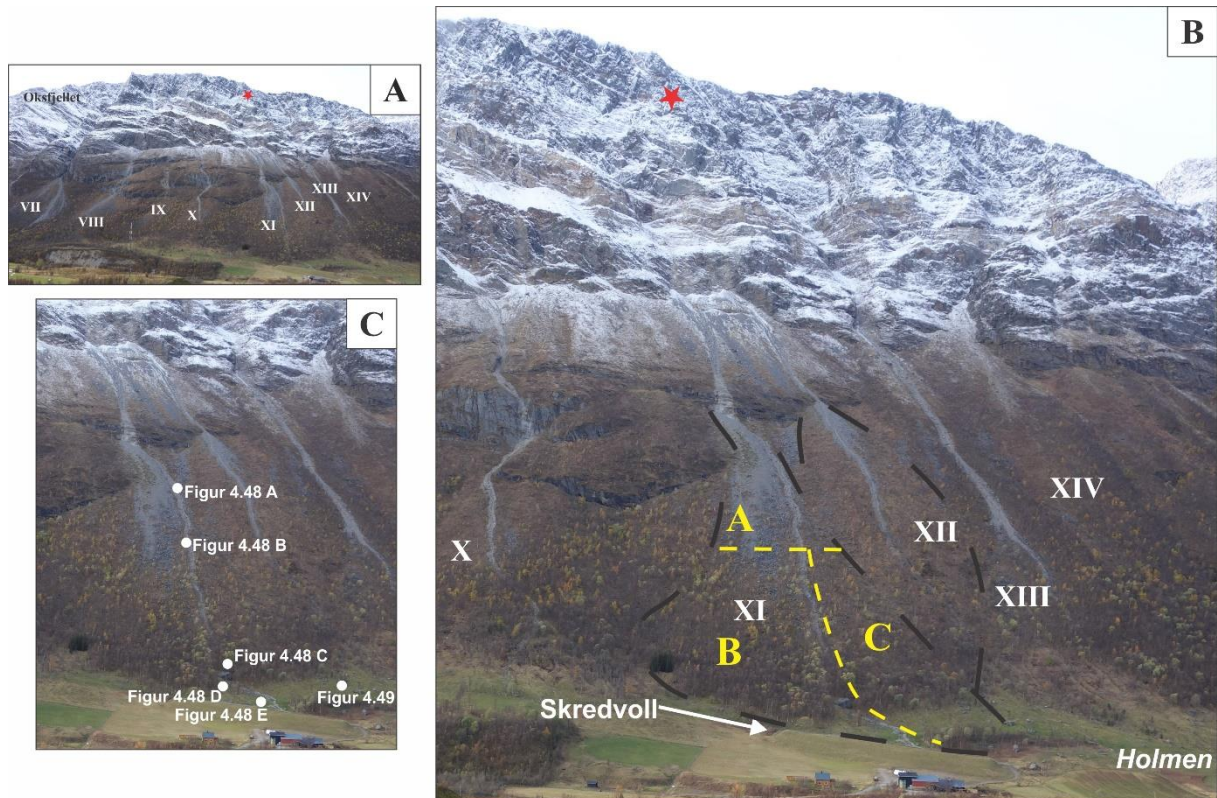
Figur 4.43: Tolkingskart over skredvifte VIII, IX og X (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring.

4.2.6 Skredvifte XI og XII

4.2.6.1 Beskrivelse av skredvifte XI og XII

Overordnet beskrivelse av skredvifte XI og XII

Skredvifte XI og XII ligger nedenfor det ustabile steinsprangpartiet ved Holmen (Figur 4.44 B). Vifte XI grenser til fjell, skredmateriale og vifte X i øst og skredvifte XII grenser til vifte XIII i vest (Figur 4.44 B).



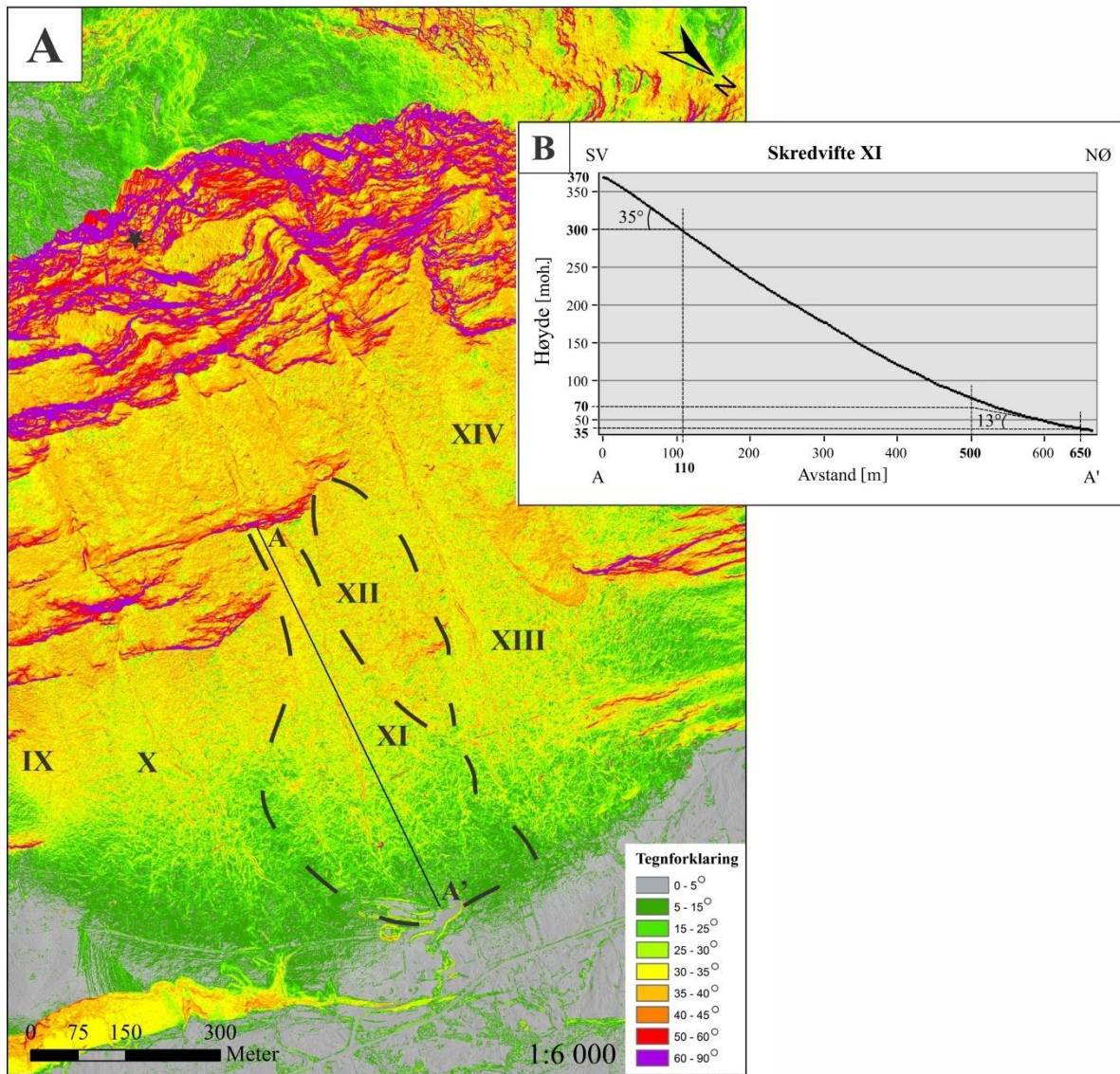
Figur 4.44: A: Oversiktsbilde over skredviftene VIII-XIV. B: Nærbilde av skredvifte XI og XII og tilgrensende skredvifter. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. C: Oversikt over hvor feltbilder er tatt. Bildene er tatt mot SV.

Vifte XI brer seg fra apex på ca. 370 moh. og nedover dalsiden til foten omtrent ved 35 moh. Skredviften er ca. 680 m lang og rundt 320 m bred på det bredeste (målt langs viftens overflate). Det totale arealet er ca. 0,13 km² og volumet er estimert til 1,30 x 10⁶ m³.

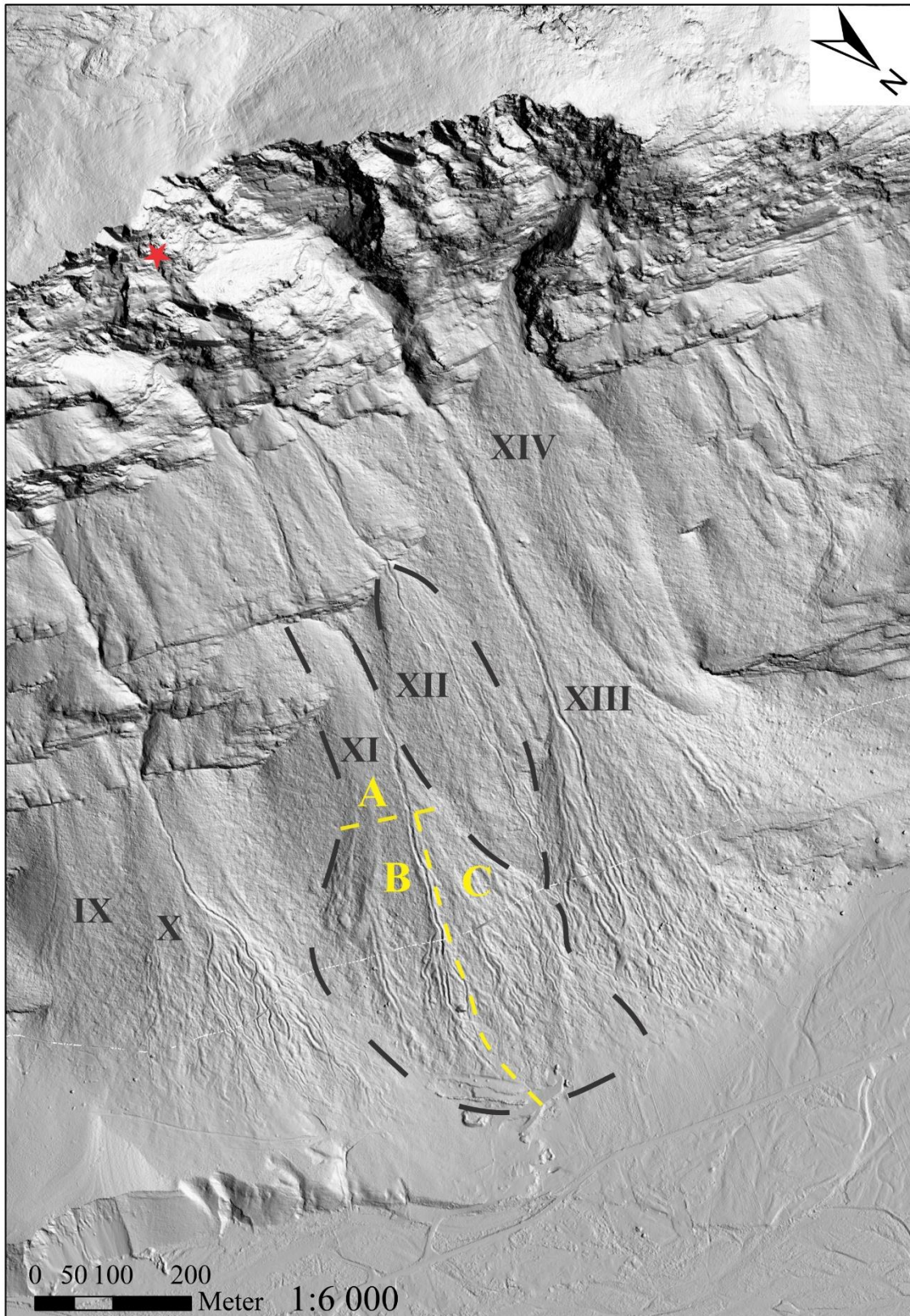
Skredvifte XII har apex på ca. 395 moh. og avsluttes omtrent på 105 moh. Viften er ca. 460 m lang og ca. 145 m bred på det bredeste. Det totale arealet er rundt 0,05 km² og volumet er anslått til 0,57 x 10⁶ m³.

Helningskartet (Figur 4.45 A) viser at øverste del av vifte XI har en helning på 35°-40°, midtre del i hovedsak en helning på 30°-35° mens nedre del har en helning på ned mot 5°-15°. Vifte XII har stort sett en helning på 35°-40° i øvre og midtre del og rundt 25°-35° i nedre del. En fjellblotning i vestlige, nedre del av viften har en helning på 45°-50° (Figur 4.45 A). I Figur 4.45 B er det vist et lengdeprofil gjennom midten av skredvifte XI. Lengdeprofilet viser en konkav form hvor helningen, langs lengdeprofilet, i øvre del er 35° og i nedre del er 13°. Viften har en konkav form i nedre del.

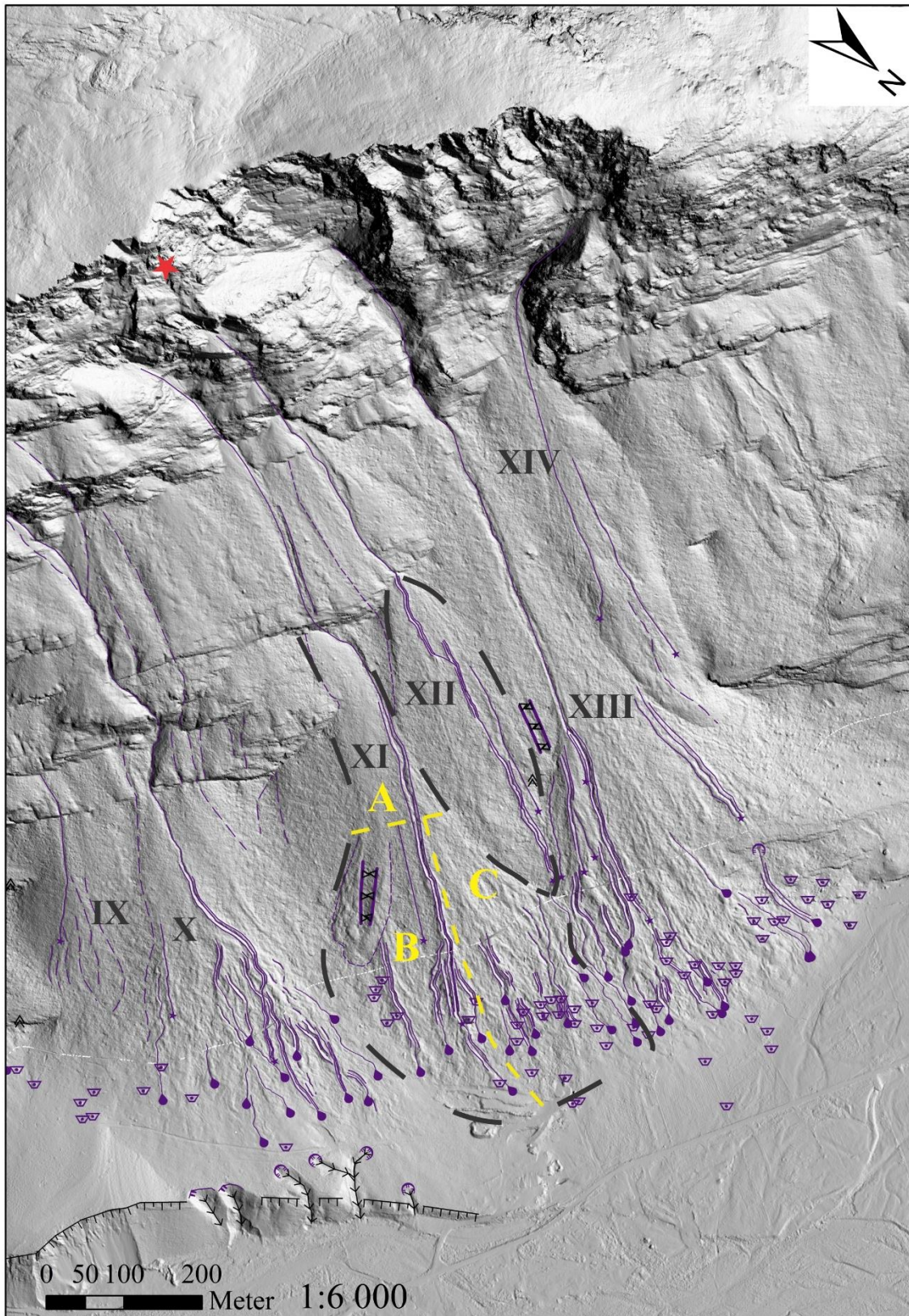
Feltbildet (Figur 4.44 B) viser at både skredvifte XI og XII har åpne, stort sett uvegeterte områder i øvre del av viften, og ellers lavt- og høytvoksende vegetasjon videre nedover på viften. De har begge et tydelig hovedskredløp i tillegg til noen øvrige kanaler. I bunnen av vifte XI ligger det en skredvoll. Skredvullen fremkommer ikke på DTM.



Figur 4.45: A: Helningskart. Vifte XI og XII er vist stiplet i svart. Profillinjen A-A' viser hvor lengdeprofilet på vifte XI i Figur 4.45 B ligger. B: Lengdeprofil for vifte XI. Vinklene er beregnet med utgangspunkt i tallene uthevet i figuren.



Figur 4.46: DTM av skredvifte XI og XII (svarte, stiplede linjer). Delområdene A, B og C i vifte XI er vist i gult. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. Sola stråler inn fra NV.



Figur 4.47: DTM av skredvifte XI og XII (svarte, stiplede linjer) med tolkning. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Delområdene A, B og C er stiplet i gult. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. Sola stråler inn fra NV.

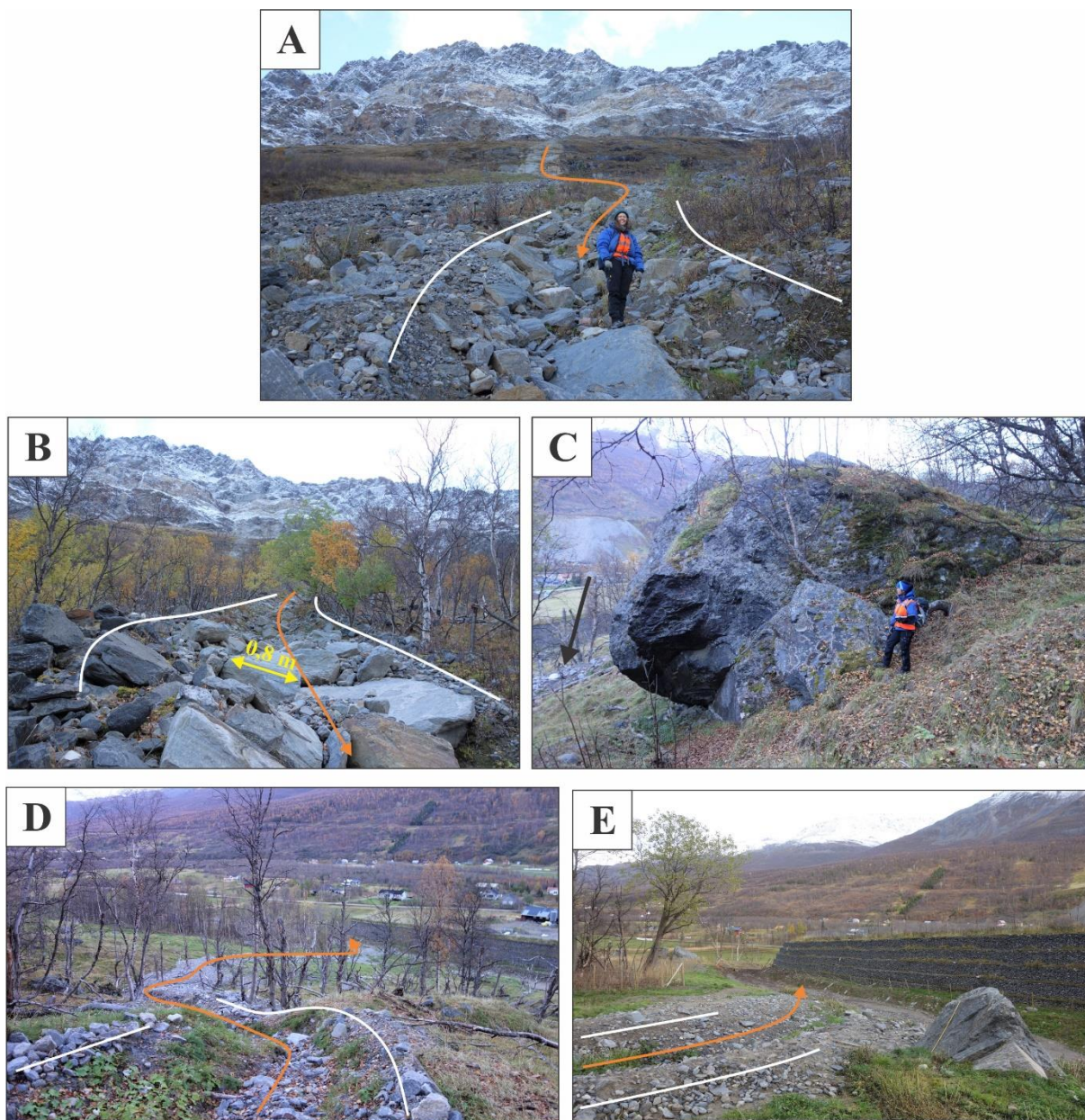
I forbindelse med beskrivelsen og tolkningen av viftene er vifte XI inndelt i delområde A, B og C (Figur 4.44 B og 4.46). Del A omfatter den smale, øvre delen av viften, mens del B og C omfatter nedre del, henholdsvis østlig og vestlig del. Grensen mellom A, B og C kan følges i overgangen hvor viften begynner å bre seg utover og det blir flere kanaler. Skillet mellom B og C ligger på vestsiden av hovedskredløpet.

Geomorfologisk beskrivelse av skredvifte XI og XII

Skredvifte XI - delområde A

Feltbilde (Figur 4.44 B) viser at delområdet er åpent, grått og preget av steiner/blokker og lite vegetasjon. DTM viser at delområdet har ett skredløp (hovedskredløpet) og en ellers jevn overflate (Figur 4.46). DTM viser at hovedløpet starter ved det ustabile steinsprangpartiet (markert på Figur 4.47) og følger nedover fjellsiden. Ved apex svinger det vestover og går langs vestlig ytterkant for så i del B å fortsette nedover midten av viften. Hovedløpet vises som grått, stein-/blokkrikt og åpent på feltbilde (Figur 4.44 B). DTM (Figur 4.46 og 4.47) viser at løpet har levéer på begge sider i nedre halvdel av delområde A.

Hovedskredløpet ble fulgt i felt gjennom hele del B. Feltobservasjoner i hovedløpet, i overgangen mellom delområdene A og B, viser at øvre del av løpet er fylt opp med kantete steiner og blokker opp til 2 m x 1 m x 0,8 m (ca. 1,6 m³) (Figur 4.48 A). Matriksen i løpet, som utgjør en veldig liten del av skredmassene, består av fin, brun sand med en del glimmer.



Figur 4.48: Bildene A-E viser hovedskredløpet på skredvifte XI fra proksimal del av viften til den distale delen av viften. Oransje piler viser strømningsretningen og hvite streker viser levéer. Bilde A er tatt i delområde A, mens B-E er tatt i delområde B. A: Proksimal del av hovedskredløpet som like under apex svinger ut til vestlig ytterkant av skredviften. Apex er markert i bildet. Avstanden fra personen opp til apex er større enn det bildet indikerer. Øst for kanalen (til venstre i bildet) ses det åpne stein-/blokkrike området i delområde A (Figur 4.44 B). Bildet er tatt mot SSV. B: Hovedskredløpet, omtrent midt på viften. Ansamling av større, subkantete blokker opp til ca. 2 m x 1,5 m x 0,5 m. Brukket tre til høyre i bildet. Målestokk: målsatt gul pil. Bildet er tatt mot SV. C: Subkantet-subrund blokk, ca. 200 m³ (8 m x 5 m x 5 m), stedvis dekket med lav og mose. Bildet er tatt mot Ø. Øst for blokken går hovedskredløpet, som i bildet ses til venstre for blokken og er markert med svart pil. D: Hovedskredløpet, tatt rett øst for blokken i bilde 4.48 C. Løpet fortsetter helt ned til flaten hvor pilen stopper. Bildet er tatt mot N. E: Hovedskredløpet med slam og grus/steiner stopper i forkant av skredvullen. En kantet blokk, ca. 1,9 m x 1,8 m x 1,3 m, ligger i ytterkant av løpet. Lokasjonene hvor bildene er tatt er vist i Figur 4.44 C. Bildet er tatt mot N.

Skredvifte XI - delområde B

DTM (Figur 4.46) viser at delområde B består av skredavsetninger i form av rygger og et erosjonsspor lengst øst. En tydelig kanal går fra skredavsetningen som ligger lengst vest og fortsetter ned til foten av viften hvor den munner ut i en lite lobe. Levéer ligger på begge sider av kanalen. DTM viser at det ligger steinblokker nedover viften langs siden av kanalen (Figur 4.46 og 4.47). Feltbildet viser at området er bevokst med tett skog (Figur 4.44 B).

Vest i delområde B ligger hovedskredløpet, som på DTM vises som et tydelig løp med levéer (Figur 4.46 og 4.47). I løpet, ca. midt i delområde B, er det en ansamling av skredmateriale (lobe), og flere buktende kanaler brer seg ut fra hovedløpet ved denne loben (Figur 4.46). Kanalene har erodert ned i tidligere skredmasser og avsatt levéer langs sidene og stedvis avsatt loper ved utløpene og langs kanalsidene. Hovedskredløpet fortsetter videre nedover til foten av skredviften.

Hovedkanalen består hovedsakelig av kantete til subkantete, uvegeterte blokker (Figur 4.48 A og B). Blokkene er størst øverst i delområde B og blir hovedsakelig mindre nedover skredløpet og noe mer subkantet (Figur 4.48). Stedvis nedover i løpet er det ansamlinger av større blokker, opptil ca. 2 m x 1,5 m x 0,5 m (Figur 4.48 B).

Et stykke nedenfor loben hvor flere kanaler brer seg ut, er det midt mellom hovedskredløpet og en sidekanal i vest, observert en stor subkantet til subrund blokk på omtrent 200 m³ (8 m lang, 5 m bred og 5 m høy), stedvis dekket med lav og mose (Figur 4.48 C). Blokken er synlig på DTM (Figur 4.46).

Hovedkanalen som går øst for blokken (vist med svart pil i Figur 4.48 C), fortsetter videre nedover mot jordene (Figur 4.47 og 4.48 D og E). Nedre del av løpet er lyst, bestående av slam som matriks og ellers grus og steiner. Materialet er subkantet og uten lav og mose (Figur 4.36 D).

Feltbilde (Figur 4.44 B) viser at mesteparten av del B består av tett skog. Den tette skogen slutter i nederste del av skredviften (Figur 4.44 B). Feltobservasjoner i hovedskredløpet viser et åpent løp (Figur 4.48 B og D).

Skredvifte XI - delområde C

DTM viser at den øverste delen av delområde C har en forholdsvis jevn overflate (Figur 4.46). Nedre del består av mange buktende, delvis usammenhengende og ikke fullt så tydelige kanaler som i delområde B (Figur 4.46). Kanalene er erodert ned i tidligere skredmasser. Flere av kanalene har levéer på begge sider og lobar ligger stedvis ved kanalutløpene og langs sidene av kanalene. Feltobservasjoner i nederste del av delområde C viser en rekke tydelige, men små erosjonskanaler med levéer (Figur 4.49). Feltbilde viser tett skog i den øvre del av delområdet og lavtvoksende vegetasjon i nedre del ved foten av viften (Figur 4.44 B).

Sporadiske blokker vises på DTM (Figur 4.46), noen også nedenfor foten av viften. Disse er markert i Figur 4.47. Blokkene er hovedsakelig kantet-subkantet og opp til 2 m x 1,8 m x 1,5 m (Figur 4.49). Blokkene er lysgrå til mørk grå, båndet og lagdelt, glimmer- og feltspatrike og stedvis dekket av lav og mose.



Figur 4.49: Bildet viser erosjonskanaler som kommer fra øvre del av viften (fra høyre i bildet) med tilhørende levéer. Sporadiske, kantete-subkantete blokker på opp til rundt 2 m x 1,8 m x 1,5 m. Målestokk; spade til venstre for blokken til venstre i bildet. Blokken til venstre i bildet er 1,8 m x 1 m x 1,6 m, er dekket med lav og mose, og er lysegrå til gråsvart. Bildet er tatt mot Ø.

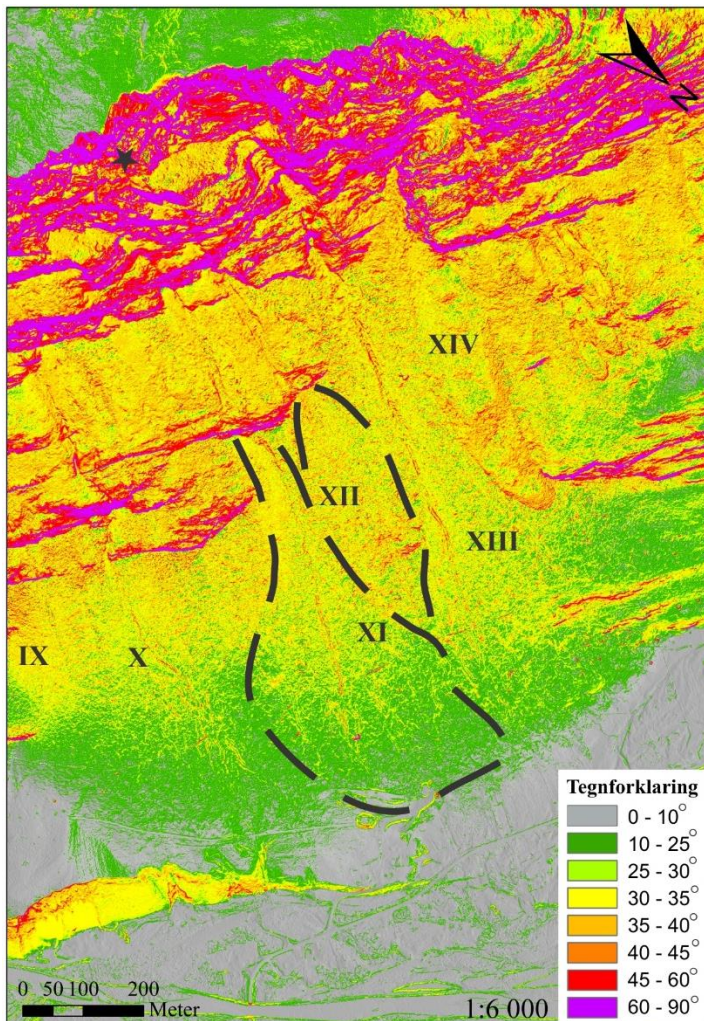
Skredvifte XII

I henhold til DTM (Figur 4.46 og 4.47) har skredvifte XII en relativ jevn overflate med noen få kanaler som løper nedover viften. Feltbildet (Figur 4.44 B) viser et åpent, lyst, stein- og blokkrikt og uvegetert hovedløp. Med unntak av et område øverst på viften mot vest, er hele viften dekket av skog.

4.2.6.2 Tolkning av skredvifte XI og XII

Sannsynlige skredprosesser basert på helningskart

Steinsprang kan forekomme i fjellpartier brattere enn 40° - 45° og vil følgelig kunne utløses i fjellpartiet over viftene (kapittel 1.5.2) (Figur 4.50 A). Jordskred vil kunne utløses i øvre halvdel av vifte XI og over hele XII og flomskred i fjellpartiet over viftene og forøvrigt over hele vifte XI og XII (kapittel 1.5.3). Snøskred vil kunne bli utløst i fjellpartiet over viftene, i øvre del av vifte XI og over hele vifte XII (kapittel 1.5.4).



Figur 4.50: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung et al., 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).

Skredvifte XI - delområde A

Det lysgrå, åpne og stein-/blokkrike området i del A på Figur 4.44 B, og som på DTM (Figur 4.46) ses som en jevn overflate, kan være forårsaket av snøskred (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014), forårsaket av steinsprang fra fjellet over skredviften (Blikra et al., 1998a; McClung et al., 2006). Vurdert ut ifra DTM er hovedskredløpet, geomorfologisk sett, likt med hovedskredløpet på vifte VI (Figur 4.34 og 4.46). Feltpilder av hovedløpene på viftene VI og

XI viser også lik geomorfologi (Figur 4.32 B og 4.44 A). Hovedløpet på vifte XI tolkes følgelig til å være forårsaket av samme type skred som hovedløpet på vifte IV, det vil si snø- og flomskred (kapittel 4.2.5.2).

Skredvifte XI - delområde B

Ryggene med skredmateriale og erosjonssporet lengst øst i delområdet, som ses på DTM (Figur 4.46), kan tyde på snøskred (Blikra et al., 1998a; Luckman, 2013). Erosjonssporet fremstår på DTM som likt med erosjonssporet på vifte III som er tolket å være et erosjonsspor etter snøskred (se kapittel 4.2.2.2).

Den tydelige kanalen, med levéer, som går fra den longitudinale ryggen lengst vest og ned til foten av viften hvor det er avsatt lober, fremstår også, geomorfologisk sett, lik som hovedskredløpet på vifte VI (Figur 4.34 og 4.46). Den tolkes følgelig også å være forårsaket av snøskred- og flomskred. Forhøyningene som ses på siden av kanalen (Figur 4.46), kan tenkes å være steinsprangblokker (markert på Figur 4.47). Uthevingene tilsvarer uthevingene i vestlig, nedre del av vifte XI og nedre del av vifte XII (Figur 4.46 og 4.47), som i felt er påvist å være steinsprangblokker.

Hovedskredløpet med levéer og avsetninger langs kanalen (Figur 4.46 og 4.48 B og D) bekrefter antagelsen om snø- og flomskredprosesser som beskrevet i del A. Lite matriks i skredmaterialet tyder på snøskred (Blikra et al., 1998a). Den avtagende fraksjonsstørrelsen nedover løpet (Figur 4.48 B, D og E) tyder på flomskred (Hungr, 2005; Hungr et al., 2014). De buktende kanalene med levéer og lober som brer seg ut fra hovedskredløpet ved loben omtrent midt i delområde B (Figur 4.46 og 4.47), fremstår på DTM, geomorfologisk sett, like som kanalene vest for hovedskredløpet i vifte VI (Figur 4.34 og 4.46). De tolkes følgelig å være forårsaket av tilsvarende type skred, dvs. flomskred.

Den store subkantete til subrunde blokken på vestsiden av hovedskredløpet med stedvis lav og mose tyder på å ha ligget der i mange år (Figur 4.48 C). At blokken er subkantet til subrundet kan skyldes avskalling under transporten nedover fjellsiden.

Den nederste delen av hovedskredløpet, med grus/steiner og slam og som har bredt seg utover (Figur 4.48 E), bekrefter antagelsen om flomskred (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014).

Hovedskredløpet antas å være aktivt, da det er lyst og uvegetert (Domaas et al., 2014). Resten av delområde B, bestående av skog og lavtvoksende vegetasjon, tilsier muligens inaktive kanaler (Domaas et al., 2014; Lied, 2014).

Skredvifte XI - delområde C

De mange buktende, delvis usammenhengende kanalene som har erodert ned i skredviften og som stedvis har levéer og løber (Figur 4.46 og 4.49), tyder på at flomskred (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014), har preget denne distale delen av viften.

De sporadiske, kantete til subkantete blokkene i delområdet, hovedsakelig glimmerrike, er steinsprangblokker fra fjellsiden. Innholdet av glimmer samsvarer med litologien i bergartene i fjellsiden (kapittel 2.3.1), hvilket bekrefter at blokkene har kommet fra fjellsiden.

Steinsprangblokkene som befinner seg utenfor foten av skredviften (Figur 4.47), er et eksempel på at steinsprangblokker kan trille langt utover i relativt flatt terreng (Hungr et al., 2014; Luckman, 2013).

Vegetasjonen i området (Figur 4.44 B og 4.49) og stedvis lav og mose på steinsprangblokkene, tyder på inaktive prosesser i denne delen av viften.

Oppsummering skredvifte XI

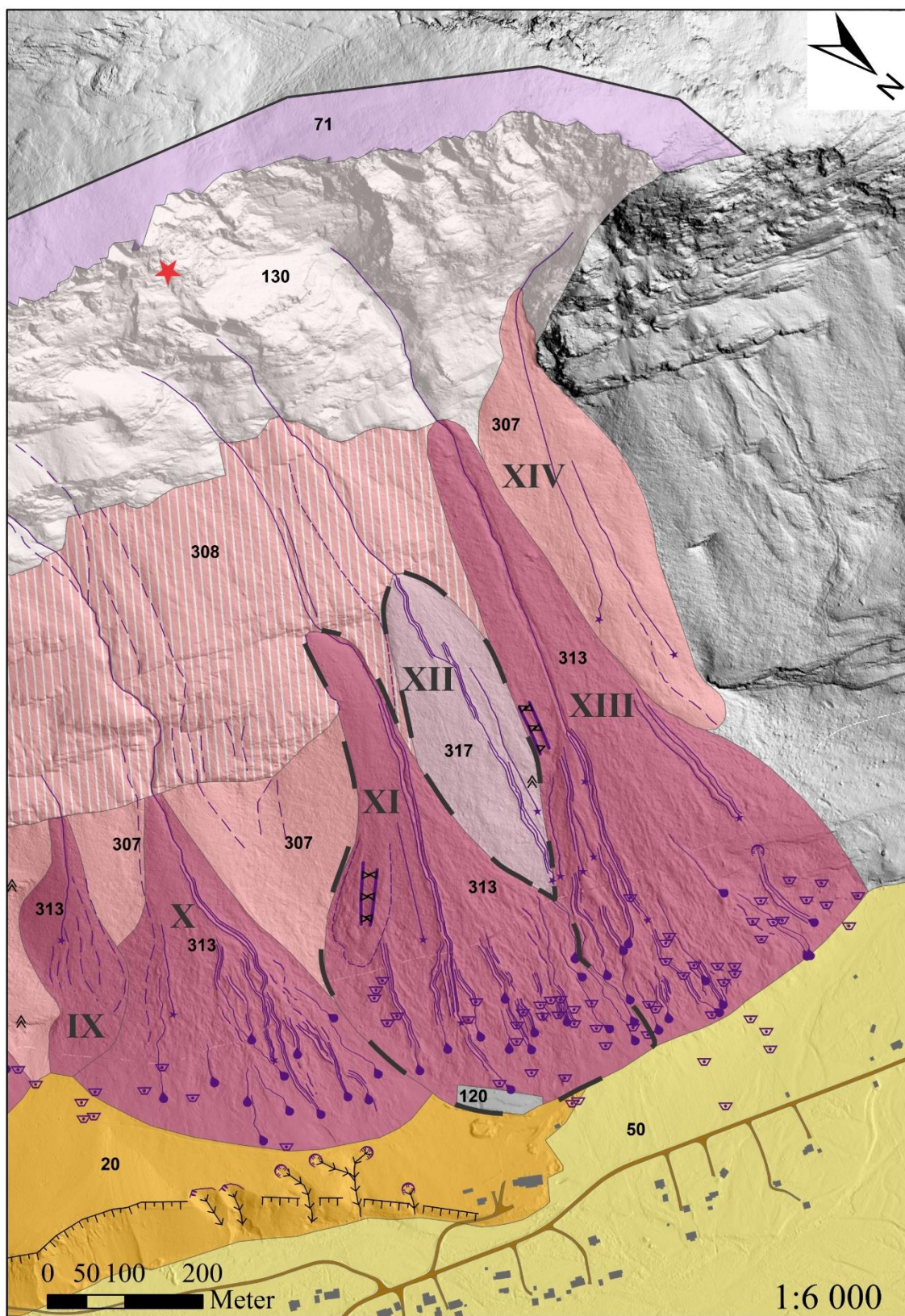
Tolkningen over viser at skredvifte XI har både aktive og inaktive skredløp/kanaler. De dominerende prosessene er snøskred i øvre del av viften og flomskred i nedre del. Etter NGUs løsmasseklassifisering klassifiseres viften som 313 – snø- og jordskredavsetninger (Figur 4.51).

Skredvifte XII

Den jevne overflaten og forholdsvis bratte helningen på skredvifte XII og viftens beliggenhet under et område utsatt for steinsprang og snøskred tilsier at viften er en snø- og steinsprangvifte.

Oppsummering skredvifte XII

Tolkningen over viser at den dominerende prosessen på skredvifte XII er snøskred og steinsprang. Etter NGUs løsmasseklassifisering klassifiseres skredviften som 317 – snø- og steinsprangavsetning (Figur 4.51).



Figur 4.51: Kvartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredvifte XI og XII (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet.

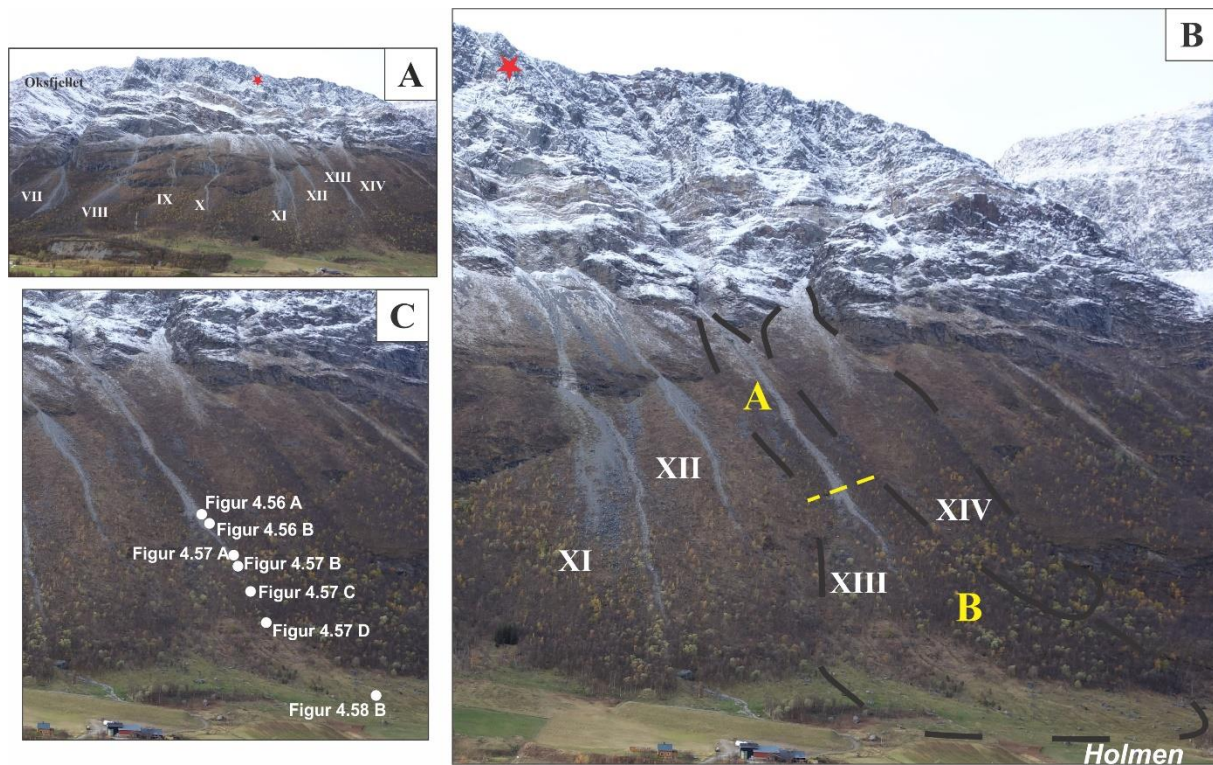
4.2.7 Skredvifte XIII og XIV

I det følgende er skredviftene XIII og XIV omtalt og tolket. I kapittel 4.2.7.1 er det gitt en beskrivelse av viftene. Første del omfatter en overordnet beskrivelse, deretter følger en nærmere geomorfologisk beskrivelse. I kapittel 4.2.7.2 presenteres tolkningen av viftene, det gis en oppsummering av hvilke skredprosesser som dominerer og viftene klassifiseres.

4.2.7.1 Beskrivelse av skredvifte XIII og XIV

Overordnet beskrivelse av skredvifte XIII og XIV

Skredvifte XIII og XIV ligger rett vest for det ustabile steinsprangområdet vest for toppen av Oksfjellet. Vifte XIII grenser til skredvifte XII i øst og vifte XIV grenser til fjell og skredmateriale i vest (Figur 4.52).



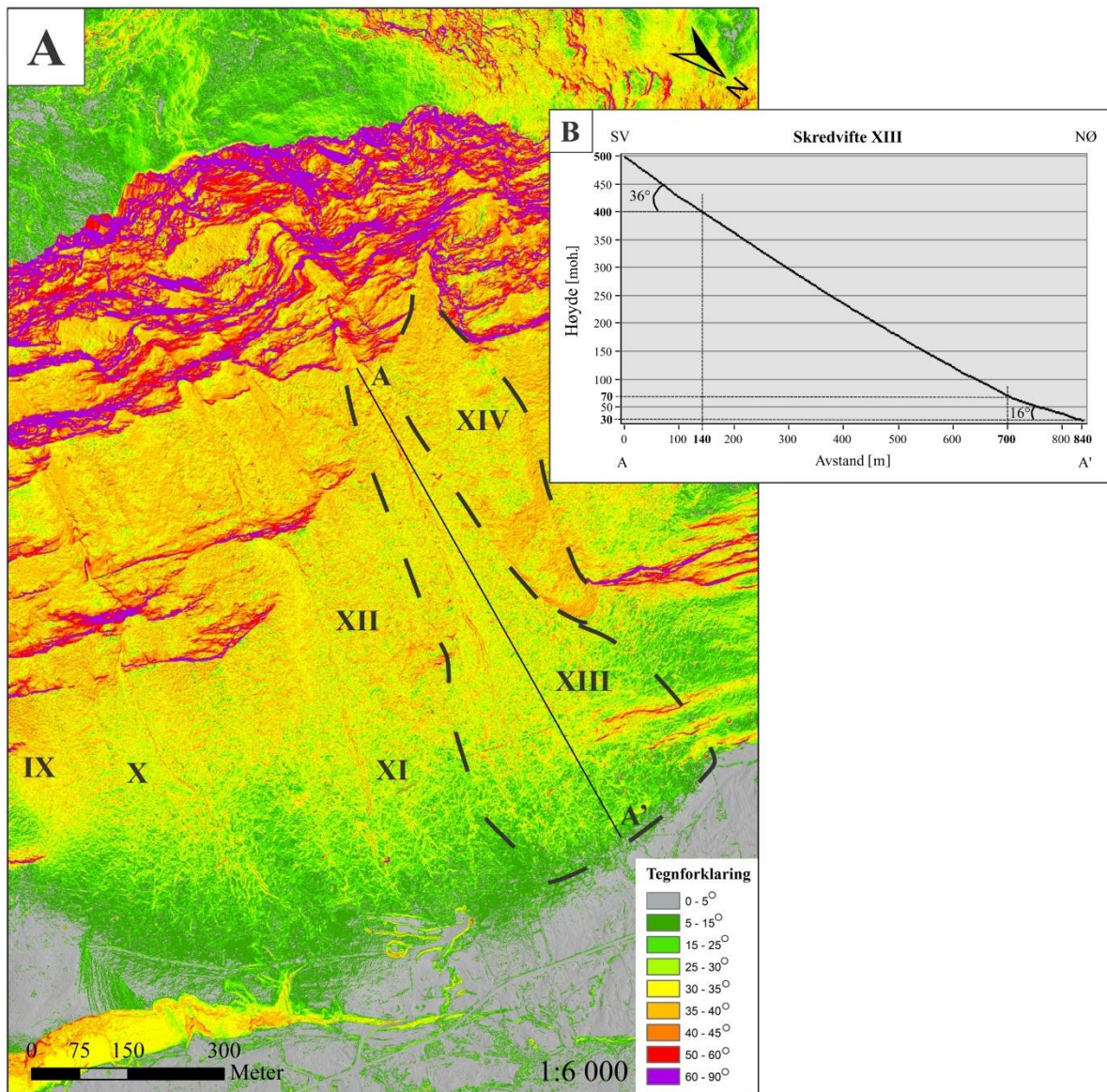
Figur 4.52: A: Oversiktsbilde over skredviftene VIII-XIV. B: Nærbilde av skredvifte XIII og XIV og tilgrensende skredvifter. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. C: Oversikt over hvor feltbilder på vifte XIII er tatt. Bildet er tatt mot SV.

Vifte XIII brer seg fra apex på ca. 500 moh. og nedover dalsiden til foten omtrent ved 30 moh. Skredviften er ca. 850 m lang og rundt 360 m bred på det bredeste (målt langs viftens overflate). Det totale arealet er ca. 0,17 km². Volumet er anslått til 1,72 x 10⁶ m³.

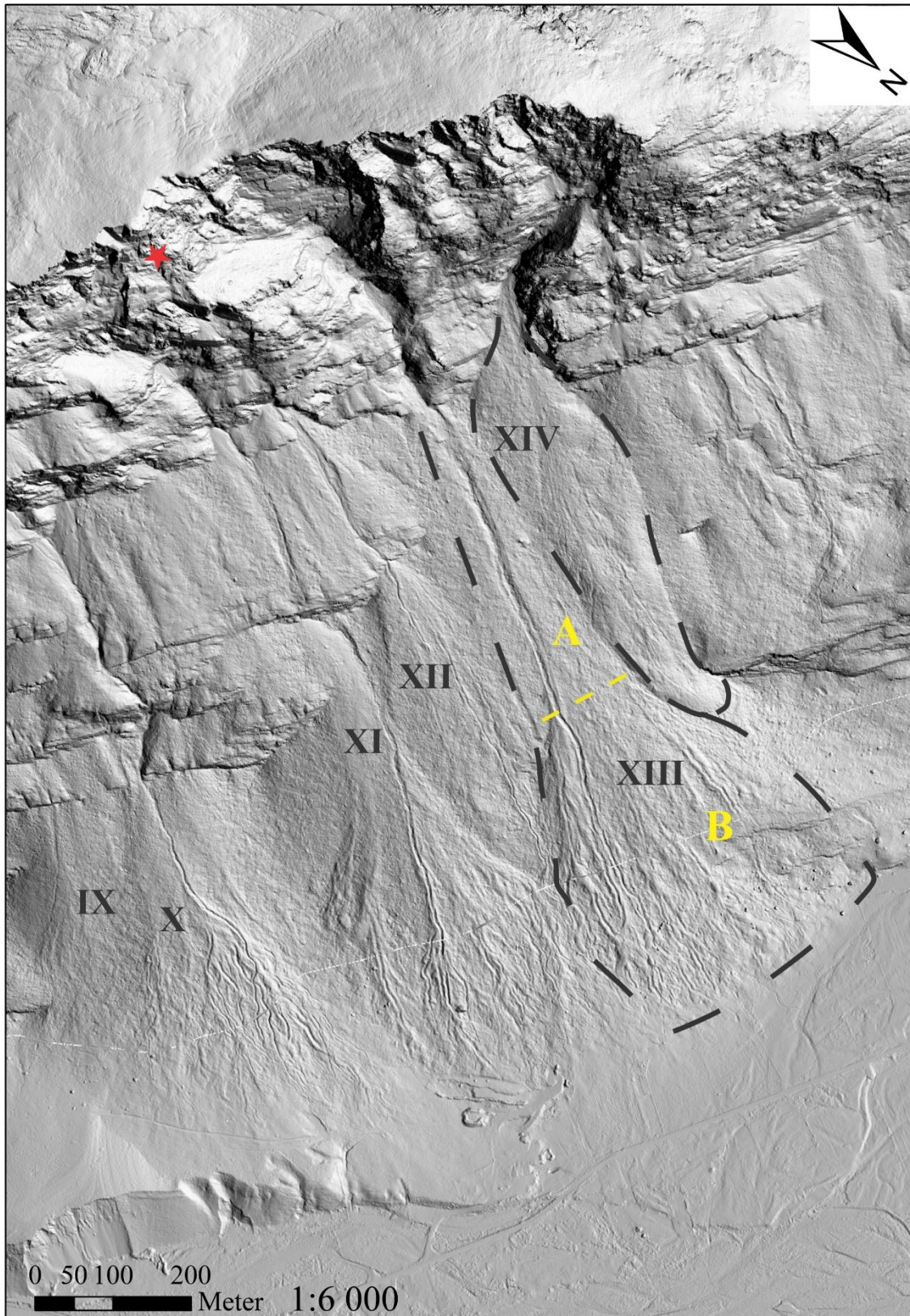
Vifte XIV har apex på ca. 620 moh. og avsluttes på rundt 155 moh. Viften er ca. 620 m lang, ca. 160 m bred på det bredeste, har et areal på ca. 0,06 km² og et volum estimert til 0,77 x 10⁶ m³.

Helningskartet (Figur 4.53 A) viser at øverste del av viftene har en helning på 35°-40°, vifte XIV kanskje noe brattere. Midtre del av begge viftene har en helning på i hovedsak 30°-35°. Vifte XIII har i nedre del en helning på mellom 5° og 25°, mens vifte XIV blir brattere igjen mot foten og har der en helning på 35°-40°. I Figur 4.53 B er det vist et lengdeprofil gjennom midten av skredvifte XIII. Lengdeprofilet viser en helning ved apex på 36° og ved foten av viften på 16°.

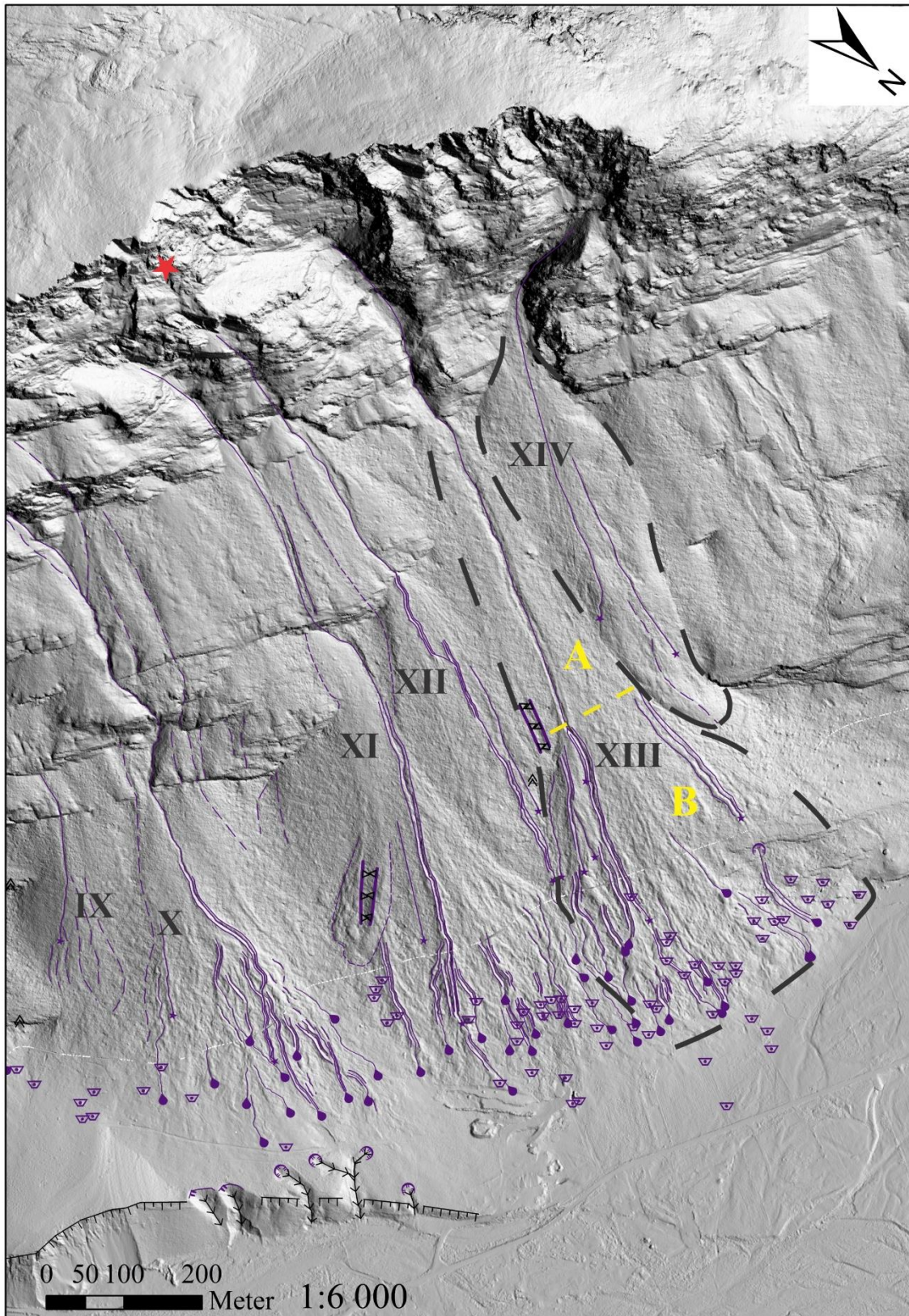
Feltbilde (Figur 4.52 B) viser at både skredvifte XIII og XIV har åpne, stort sett uvegeterte områder i øvre del av viften, og ellers lavt- og høytvoksende vegetasjon videre nedover på viften. De har begge et tydelig hovedskredløp i tillegg til noen øvrige kanaler. DTM (Figur 4.54) viser at vifte XIII har flere kanaler enn vifte XIV. Til forskjell fra viftene VIII-XII starter skredviftene XIII og XIV helt oppe ved den bratteste delen av fjellsiden (Figur 4.54).



Figur 4.53: A: Helningskart. Skredvifte XIII og XIV er vist stiptet i svart. Profillinjen A-A' viser lengdeprofilet på vifte XIII. B: Lengdeprofil gjennom vifte XIII. Vinklene er beregnet med utgangspunkt i tallene uthevet i figuren.



Figur 4.54: DTM over skredvifte XIII og XIV (svarte, stiplede linjer). Delområdene A og B i vifte XIII er markert med gul, stiplet linje. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. Sola stråler inn fra NV.



Figur 4.55: DTM over skredvifte XIII og XIV (svarte, stiplede linjer). Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Delområdene A, B og C er stiplet i gult. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet. Sola stråler inn fra NV.

I det følgende følger en nærmere beskrivelse av viftene. I forbindelse med beskrivelse og tolkning av vifte XIII, er denne inndelt i delområde A og B (Figur 4.52 B og 4.54). Del A omfatter den øvre, smale delen av viften, mens del B tar for seg nedre del av viften. Grensen mellom A og B kan følges i overgangen hvor viften begynner å bre seg utover og hovedskredløpet gjør en sving vestover.

Geomorfologisk beskrivelse av skredvifte XIII og XIV

Skredvifte XIII - delområde A

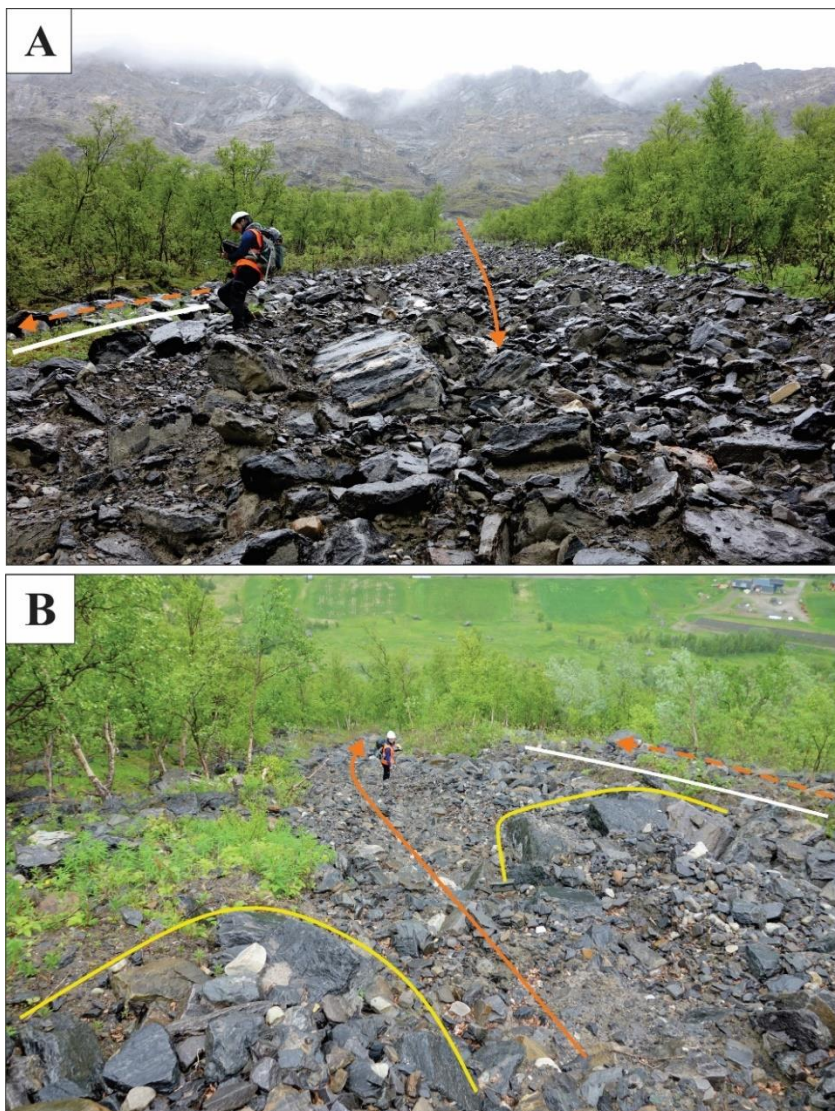
DTM viser en forholdsvis jevn overflate med et hovedskredløp som starter i skaret i fjellsiden over viften, går igjennom apex på viften og ned til foten av viften (Figur 4.54). På DTM ser det ut til at hovedløpet stort sett har erodert ned i skredmasser i delområde A. På feltbildet (Figur 4.52 B) vises hovedskredløpet som åpent og grått (Figur 4.54). Utenfor løpet er området, med unntak av noen få partier med steiner/blokker øverst på viften, stort sett vegetert (Figur 4.52 B).

Hovedskredløpet er fulgt i felt fra nedre del av delområde A og ned til foten av viften. Feltobservasjoner i hovedskredløpet i nedre del av A, viser et åpent løp bestående av kantete blokker med størrelse opp til ca. 1 m x 1 m x 0,5m og mye matriks (Figur 4.56 A). Matriksen består av glimmerrikt slam og finknuste steinfragmenter. Skredløpet er i felt målt til å være omtrent 15 m bredt. Overgangen fra skredløpet til terrenget på hver side er forholdsvis jevn og skredløp og terreng ligger omtrent på samme høyde (Figur 4.56), mens løpet på DTM ser ut til å ha erodert i skredmateriale (Figur 4.55).

Feltobservasjoner viser at en smal sidekanal løper ut fra hovedskredløpet øst for dette og løper parallelt med dette et stykke nedover viften. Kanalen er skilt fra hovedløpet med en lav levée (Figur 4.56 A) og består hovedsakelig av blokker. Kanalen ses ikke på DTM (Figur 4.54), men er markert som snøskredløp på Figur 4.55.

I overgangen mellom del A og del B gjør hovedløpet en sving vestover før det fortsetter nedover viften (Figur 4.54). Øst for hovedløpet er det her en ansamling av skredmateriale (Figur 4.54). Området utenfor hovedskredløpet består av skog (Figur 4.52 B og 4.56 A).

DTM viser et erosjonsspor i overgangen mellom delområde A og B helt øst på viften (Figur 4.54 og 4.55).



Figur 4.56: Proksimale deler av hovedskredløpet på skredvifte XIII. Oransje piler viser strømningsretningen, og hvite linjer er levéer. A: Øvre del av hovedskredløpet består av mange steiner/blokker, enkelte blokker opp til ca. 1 m x 1 m x 0,5 m (kantet-subkantet), mye slam og fine bergartsfragmenter. Til venstre for personen i bildet er det en sidekanal som svinger av fra hovedskredløpet. Kanalen er skilt fra hovedløpet med en lav levée (hvit linje). Bildet er tatt mot S. B: Hovedskredløpet er avbildet rett under grensen mellom delområdene A og B. Bildet viser to lober i feltløpet (gule linjer). Hovedskredløpet fortsetter forbi lobene i et smalere spor videre nedover. Skredmaterialet nedenfor lobene består av steiner opp til ca. 0,50 m x 0,40 m x 0,30 m og slam. Bildet er tatt mot N. Lokasjonene til bildene er vist i Figur 4.52 C.

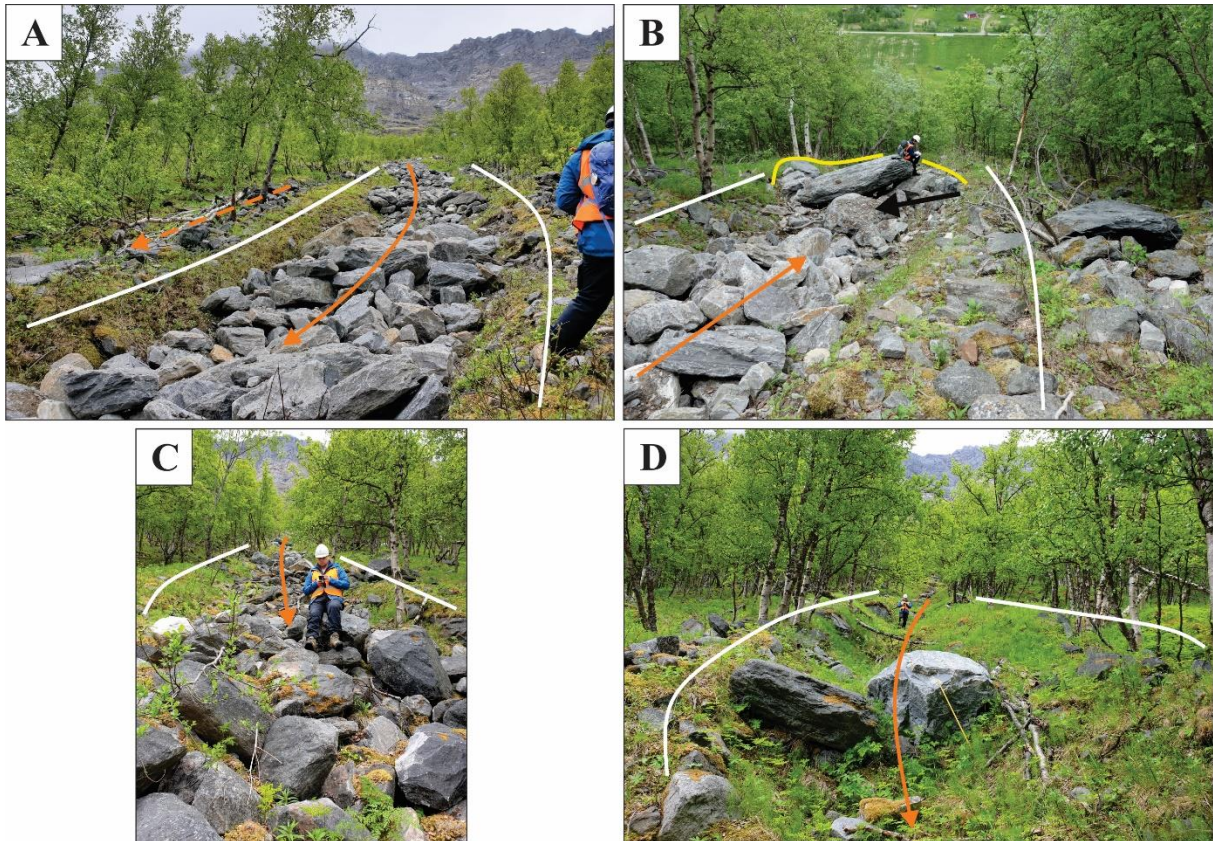
Skredvifte XIII - delområde B

I østre del av delområde B delvis med utgangspunkt i den tidligere nevnte ansamlingen av skredmateriale i overgangen mellom del A og B, løper det ut flere, delvis buktende kanaler, de fleste med levéer langs begge sidene og loper ved utløpet og stedvis langs sidene (Figur 4.54 og 4.55). Feltbilde viser at øvre del av området har tett skog, mens nedre del er mer åpent og har områder med lavtvoksende vegetasjon og sporadiske blokker (Figur 4.52 B).

Feltobservasjoner i hovedskredløpet like under overgangen mellom del A og B viser ansamlinger av grovt og blokkrikt skredmateriale i feltløpet (lober) (Figur 4.56 B).

Hovedskredløpet fortsetter i et smalere spor videre nedover (Figur 4.56 B). På nedsiden av lobene er størrelsen på løsmassene i løpet tydelig mindre enn på oversiden av lobene (Figur 4.56 B). Løsmaterialet på nedsiden av lobene består av kantete steiner og -fragmenter opp til ca. 0,50 m x 0,40 m x 0,30 m og slam (Figur 4.56 B).

Hovedskredbanen fortsetter nedover viften vest for de nevnte kanalene. Hovedskredløpet har i delområde B levéer på begge sider av løpet. (Figur 4.54 og 4.55). Løpet blir noe smalere nedover viften (Figur 4.56 B og 4.57). Et stykke ned i del B er skredløpet omtrent 2,5 m bred (Figur 4.57 A). Blokkene som fyller opp denne delen av hovedløpet er kantete til noe subkantete, og har rene overflater uten hverken slam, lav, mose eller organisk materiale. Levéene er tydeligere og større enn høyere opp i løpet og er mellom 1 og 2 m høye i dette området.



Figur 4.57: Bildet viser hovedskredløpet på vifte XIII i midtre del av delområde B (A-C) og i distal del (D). Oransje piler viser strømningsretningen, hvite linjer viser levéer og gule linjer viser lobes. A: Hovedskredløpet og det østlige sidekanalen (stiplet i oransje). Levéen skiller kanalen fra hovedløpet. Hovedskredløpet er her ca. 2,5 m bredt og fylt opp med kantete til subkantete blokker. Proksimalt i løpet ses en lobe. Blokkstørrelsen på proksimal og distal side av loben, er mindre enn i selve loben. Bildet er tatt mot S. B: Bildet er tatt litt lenger ned i hovedskredløpet enn der bilde A er tatt. Kantete til subkantete blokker fyller opp løpet. Slam, kvister, kantete steinfragmenter og organisk materiale ligger oppå flere av blokkene (markert med sort pil). En diskformet blokk, på 4,2 m x 3,5 m x 0,8-1 m, ligger oppå kantete, mindre blokker som til sammen danner en lobe i hovedløpet (ved personen). Bildet er tatt mot N. C: Hovedskredløpet, nedenfor der bilde B er tatt, viser en lobe bestående av subkantete blokker opp til omtrent 1,5 m x 0,8 m x 0,5 m, stedvis dekket med mose. Bildet er tatt mot SSV. D: Distal del av hovedskredløpet. Enkelte steinsprangblokker (opp til 1,8 m x 1,4 m x 0,7 m) ligger i skredløpet, og blokker ligger oppå levéene. Bildet er tatt mot N. Lokasjonene til bildene er vist i Figur 4.52 C.

Litt lenger ned i løpet er flere blokker samlet i en lobe midt i skredløpet (Figur 4.57 B). Den største blokken (diskformet), 4,20 m x 3,5 m x 0,8-1 m, ligger oppå kantete, mindre blokker. I løpet på oversiden av loben er det observert slam, kvister og små, kantete bergartsfragmenter oppå subkantete blokker (Figur 4.57 B). Litologien til steinene og blokkene er stort sett den samme som høyere opp i hovedskredløpet. De er skifrige og består av mye glimmer og noe kvarts.

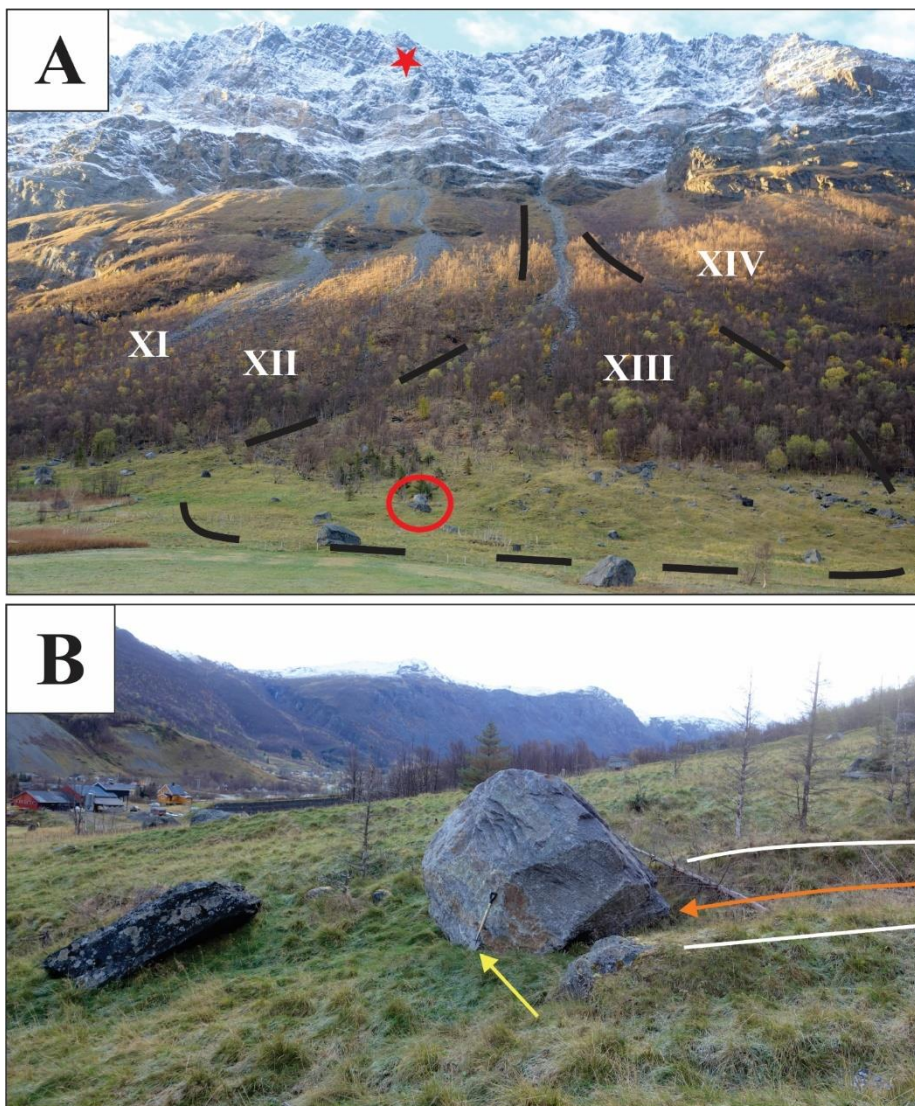
Figur 4.57 C viser en lobe lenger ned i løpet enn der bilde 4.57 B er tatt. Loben består av kun blokker, subkantete og opp til omtrent 1,5 m x 0,8 m x 0,5 m, hvor flesteparten er dekket med mose.

I nedre del er hovedløpet åpent og vegetert. Løpet er her 2 m bredt, og høyden på levéene er ca. 1,5 m. Flere blokker ligger stedvis oppå levéene (Figur 4.57 D). Ellers er levéene vegeterte. To store blokker ligger i skredløpet (Figur 4.57 D). Den ene er en kantet, lagdelt, biotitt- og kvartsrik blokk på 1,60 m x 1,60 m x 1 m og uten lav og mose. Den andre er en kantet til subkantet, skifrig, biotitt og -kvartsrik blokk dekket med lav. Størrelsen på denne er 1,80 m x 1,40 m x 0,7 m (Figur 4.57 D).

DTM viser at det i nedre halvdel av delområde B, vest for hovedskredløpet er noen smale, delvis buktende og noe usammenhengende kanaler, delvis med leveer og lober (Figur 4.54). Kanalene fremtrer mindre tydelige på DTM enn kanalene øst for hovedskredløpet (Figur 4.54). DTM viser at det også ligger blokker i nederste del av området (Figur 4.54 og 4.55). Kanalene og blokkene i nederste del av viften vises på feltbilde (Figur 4.58).

Feltobservasjoner viser at området har en ujevn overflate hvor kanaler og tilhørende levéer går om hverandre (Figur 4.58) og kantete blokker ligger spredt utover (Figur 4.58). Det ligger lav og noe mose på de fleste av blokkene, men enkelte blokker er lysere og uten lav og mose (Figur 4.58). Feltbilder (Figur 4.52 B, 4.57 og 4.58) viser at den vestlige delen av delområde B i hovedsak består av skog, med unntak av nederste del som er mer åpen og har lavtvoksende vegetasjon (Figur 4.52 B og 4.58).

Helt i vest ligger en kanal som er tydeligere enn de øvrige kanalene. Kanalen har stedvis tydelige levéer på begge sider (Figur 4.54 og 4.55). Det kan se ut som kanalen har sitt utspring i del A, men kanalen er lite tydelig der (Figur 4.54).



Figur 4.58: A: Skredvifte XIII, hvor den distale delen av viften har en ujevn overflate hvor kanaler og tilhørende levéer går om hverandre. Sporadiske steinsprangblokker fremkommer på bildet. Stiplet yttergrense av viften varierer noe fra tilsvarende yttergrense på DTM (Figur 4.54 og 4.55) og oversiktsbilde (Figur 4.52 B), da bildet i Figur 4.58 A er tatt fra en annen vinkel enn de nevnte bildene. Bildet er tatt mot SSV. Rød sirkel viser hvor steinsprangblokkene i Figur 4.58 B ligger. B: Eldre steinsprangblokk dekket med lav (venstre i bildet) og fersk steinsprangblokk (til høyre i bildet), begge i en nedsynkning. Fersk blokk er noe avskallet i kantene. Kanalen/sporet i forkant av blokken er vist med oransje pil, og levéer med hvite linjer. Gul pil viser en spade som fungerer som målestokk. Bildet er tatt mot ØSØ.

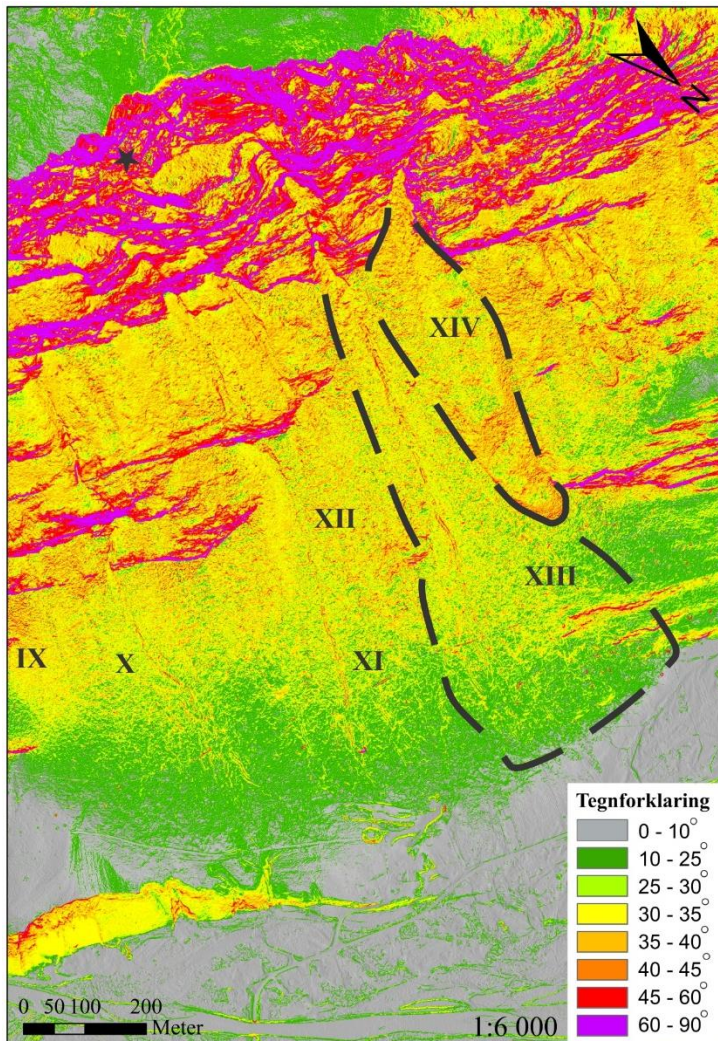
Skredvifte XIV

DTM viser at skredvifte XIV har en forholdsvis jevn overflate (Figur 4.54) med noen kanaler som ser ut til å ha utspring i skaret over apex til viften. Noen små, korte kanaler starter ved midten av skredviften. Feltbilde viser et mindre område i øverste del av viften som ikke er vegetert. Resten av viften er vegetert med lavtvoksende vegetasjon i øvre del og ellers stort sett tett skog nedover viften (Figur 4.52 B). Feltbilde viser noen grå, stein-/blokkrike områder i øvre del og i grensen mot vifte XIII, i øvre del (Figur 4.52 B). I vest grenser foten av viften mot en fjellblotning (Figur 4.54).

4.2.7.2 Tolkning av skredvifte XIII og XIV

Sannsynlige skredprosesser basert på helningskart

I henhold til helningskartet i Figur 4.59 vil steinsprang kunne utløses i fjellpartiet over viftene XIII og XIV (kapittel 1.5.2). Jordskred vil kunne utløses i fjellpartiet over viftene, på størsteparten av vifte XIII og på hele vifte XIV, mens flomskred vil kunne utløses overalt på viftene (Figur 4.59 og kapittel 1.5.3). Snøskred vil likeledes som jordskred kunne utløses i fjellsiden over viftene, på størsteparten av vifte XIII og på hele vifte XIV (kapittel 1.5.4).



Figur 4.59: Helningskart knyttet til steinsprang, jord- og flomskred og snøskred. De fleste steinsprang utløses i helninger større enn 40°-45° NVE (2011). Jordskred forekommer vanligvis i helninger større enn 25°-30° (Bargel et al., 2011; Hungr et al., 2014; Sandersen, 2014). Flomskred kan forekomme i helninger helt ned til 10° (Sandersen, 2014). De fleste snøskred utløses mellom 30° og 45° og hyppigst mellom 35°-40° (McClung et al., 2006). Noen tørre snøskred kan utløses opptil 60°, og våte snøskred kan forekomme under 30° (McClung et al., 2006).

Skredvifte XIII - delområde A

Det åpne, grå og uvegeterte hovedskredløpet på feltbildet (Figur 4.52 B) tilsier et aktivt løp (Lied, 2014), hvilket bekreftes av feltobservasjoner i løpet i nedre del av delområde A (Figur 4.56 A). De kantete blokkene i hovedskredløpet i nedre del av delområde A (Figur 4.56 A) tyder på kort transportlengde som tilsier at materialet er blitt fraktet med vann eller snø fra skaret over viften. Innholdet av mye matriks i skredmaterialet tyder på flomskred (Blikra et al., 1998a; Hungr, 2005). Det glimmerrike slammet i matriksen i hovedskredløpet bekrefter at

materialet kommet fra fjellsiden over viften som vist i Figur 2.12. Snøskred utløst i fjellsiden/skaret over viften kan også ha gått i løpet (Blikra et al., 1998a; Lied, 2014; Lied et al., 2003; McClung et al., 2006).

At DTM (Figur 4.54) viser en erodert kanal i delområde A, mens feltobservasjoner viser en jevn overgang mellom skredmaterialet i løpet og terrenget rundt (Figur 4.56), kan tyde på at det har gått skred på viften som har fylt opp løpet etter innsamling av DTM-dataene i 2014 (Blikra et al., 1998a; Luckman, 2013).

Skredansamlingene i overgangen mellom del A og B, på østsiden av hovedskredløpet (Figur 4.54 og 4.55), tolkes å være loper avsatt fra flere skredhendelser høyst sannsynlig avsatt fra hovedskredløpet (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014).

Siden sidekanalen som løper ut fra hovedskredløpet rett ovenfor avsetningene og som har erodert i denne ikke er synlig på DTM (Figur 4.54), tyder dette på at kanalen har oppstått etter at DTM-dataene ble innhentet, det vil si etter 2014. Dette samsvarer med at det kan ha gått et skred etter 2014 som beskrevet ovenfor. Etersom kanalen hovedsakelig består av blokker, tyder det på et snøskredløp (Blikra et al., 1998a). Snøskredløpet og levéen mellom denne og hovedskredløpet er markert i Figur 4.55.

Skredvifte XIII - delområde B

De buktende kanalene i den østlige delen av delområde B som har erodert ned i skredviften og stedvis avsatt levéer og loper (Figur 4.54 og 4.55), tyder på at flomskred og snøskred, har preget denne delen av viften (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014; Luckman, 2013). Den tette skogen i øvre del tilsier inaktivitet (Domaas et al., 2014; Lied, 2014).

Hovedskredløpet har i delområde B en tydelig kanalform med levéer (Figur 4.54 og 4.57). Det indikerer at snøskred eller flomskred kan være den dominerende prosessen i løpet (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014; Luckman, 2013). De mange lobene som forekommer nedover i skredløpet (Figur 4.56 B, 4.57 A, B og C) tilsier også dette (Blikra et al., 1998a; Hungr et al., 2014; Luckman, 2013). De mange lobene nedover i løpet tyder også på flere skredhendelser med ulik rekkevidde (Blikra et al., 1998a; Luckman, 2013). De brattfrontede lobene lokalisert nedover i hovedløpet og bestående av blokker (Figur 4.57 A - C), kjennetegner både flomskred og kanaliserte snøskred (Blikra et al., 1998a). Den store andelen av blokker i skredmassen i løpet e (Figur 4.57) viser at kanaliserte snøskred har vært den dominerende prosess, hvor snøen har vært matriksen og deretter smeltet vekk (Blikra et al., 1998a). Slam,

kvister og små bergartsfragmenter som ligger oppå flere av blokkene i skredløpet (Figur 4.57 B), bekrefter at snøskred har inntruffet i hovedskredløpet (Lied, 2014).

Feltobservasjonene som viser lav og mose stedvis på steinene (Figur 4.57 C) og lavtvoksende vegetasjon på levéene (Figur 4.57 D) i nedre del av viften, tyder på at løpet her er lite aktivt (Domaas et al., 2014) (Lied 2014)

Rundhetsgrad av sedimentene øker nedover løpet. Det kan være et resultat av at de har vært utsatt for lengere transport enn de mer kantete steinene/blokkene som ligger høyere opp i løpet. Litologien til steinene og blokkene lenger ned i skredet, som stort sett er den samme som høyere opp i hovedskredløpet, tilsier at skredmaterialet i nedre del av løpet kommer fra fjellsiden over viften.

De to blokkene i nederste del av hovedskredløpet (Figur 4.57 D) kan være avsatt som følge av flomskred (Sandersen 2014) eller snøskred (Lied, 2014). Den ene er kantet og den andre kantet til subkantet. Den kantete blokken er uten lav og mose, hvilket tilsier at den er en fersk blokk (Domaas et al., 2014).

De smale, delvis buktende og noe usammenhengende kanalene, stedvis med levéer og lober (Figur 4.54 og 4.55) vest for hovedskredløpet i nedre del av delområde B, fremstår på DTM, geomorfologisk sett, like som kanalene i delområde C på vifte XI (Figur 4.46 og 4.47) og tolkes til å være preget av de samme skredprosess som disse, det vil si flomskred (se kapittel (2.4.6.2). At kanalene i vest framtrer mindre tydelig på DTM enn kanalene i øst (Figur 4.54 og 4.55), tyder på at den største aktiviteten har vært i øst.

De mange, sporadiske, kantete blokkene vist på DTM og feltbilder (Figur 4.54, 4.55 og 4.58 A og B) viser at steinsprang har preget distale deler av viften (Evans et al., 1993; Luckman, 2013). De enkelte lyse, kantete blokkene uten lav og mose (Figur 4.58 B) er ferske blokker (Domaas et al., 2014). Dette samstemmer med at det jevnlig går steinsprang i området (NVE, 2015; Vick, 2019, pers. medd.).

Noen av de usammenhengende kanalene helt nederst på viften (Figur 4.58 A) kan være erosjonsspor som følge av at steinsprangblokkene har rullet langs overflaten (Dorren, 2003; Dorren et al., 2011; Highland et al., 2008; Hungr et al., 2014). Kanalen helt i vest i delområde B (Figur 4.54 og 4.55) har tilsvarende geomorfologi som hovedskredløpet i øvre halvdel av delområde Bog tolkes til å være preget av samme skredprosesser som denne, som er tolket som snøskred disse, dvs. flomskred og mulig ens snøskred.

Oppsummering skredvifte XIII

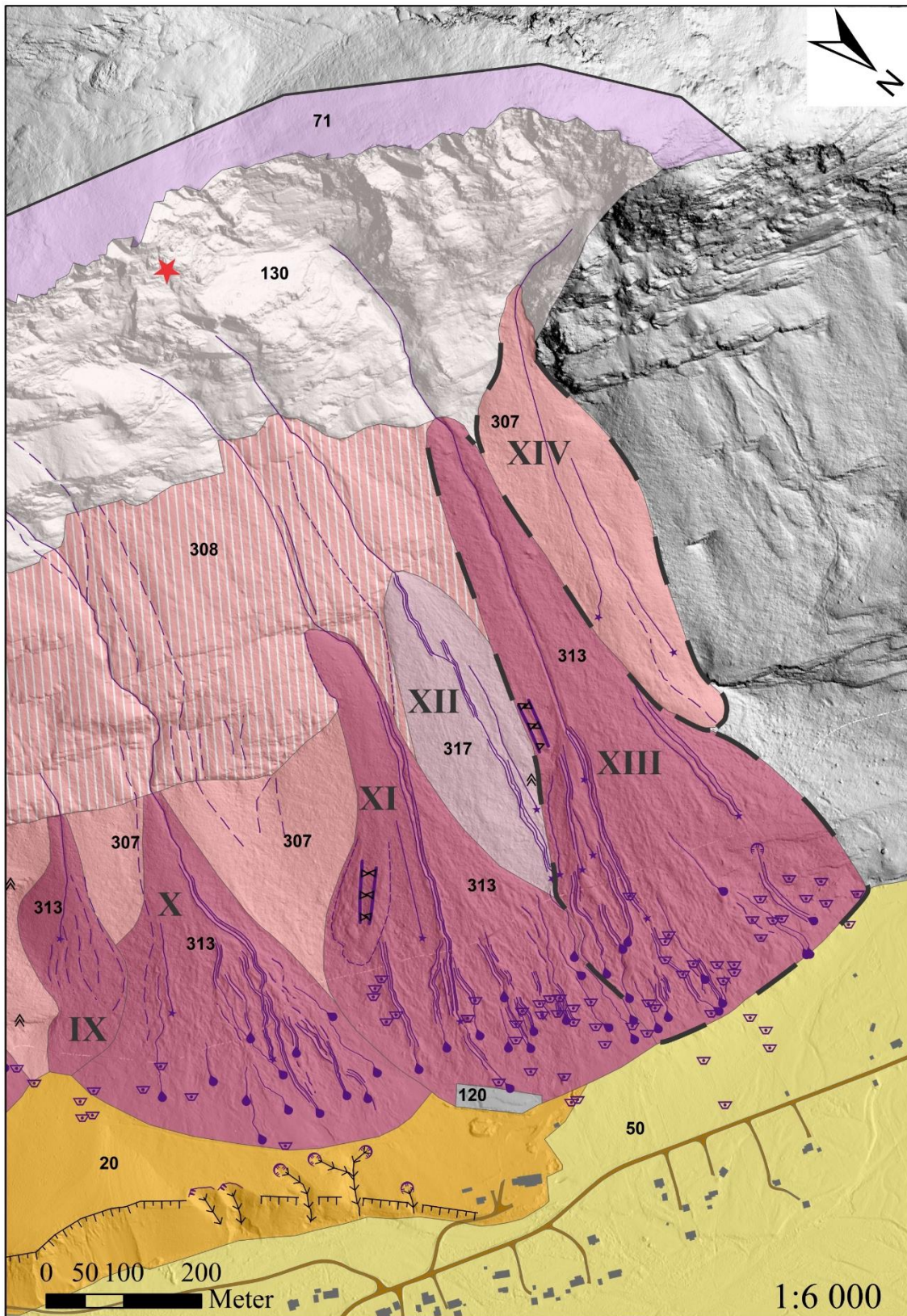
Tolkningen over viser at skredvifte XIII har både aktive og inaktive skredløp/kanaler, og at viften er dominert av snøskred i øvre del og flomskred i nedre del. Steinsprang inntreffer også. Etter NGUs løsmasseklassifisering klassifiseres følgelig viften som 313 - snø- og jordskredavsetning (Figur 4.60).

Skredvifte XIV

Ettersom vifte XIV hovedsakelig har helninger på mellom 35° og 45° (Figur 4.53) (NVE, 2011), ligger rett under den bratte fjellsiden, høyere opp enn de øvrige skredviftene DTM (Figur 4.54) og viser en forholdsvis jevn overflate, tyder dette på steinsprangavsetning og snøskred (Blikra et al., 1998a). Viften kan også være preget av snøskredaktivitet som følge av utløsning av oppsamlede snømasser i fjellsiden over viften. De grå, stein-/blokkrike områdene i grensen til vifte XIV (Figur 4.52 B) bygger oppunder at dette kan være steinsprangaktivitet. Vegetasjonen over store deler av viften tilsier en forholdsvis inaktiv vifte (Domaas et al., 2014).

Oppsummering skredvifte XIV

Etter NGUs løsmasseklassifisering klassifiseres følgelig viften som 307 – steinsprangavsetning (Figur 4.60).



Figur 4.60: Kvartærgeologisk og geomorfologisk kart over skredvifte XIII og XIV (svarte, stiplede linjer). Kartet er basert på tolkninger av DTM og feltbilder. Se Figur 4.1 i kapittel 4.1 for tegnforklaring. Rød stjerne viser det ustabile steinsprangområdet.

4.3 Oppsummering av generelle kjennetegn på skredviftene I-XIV

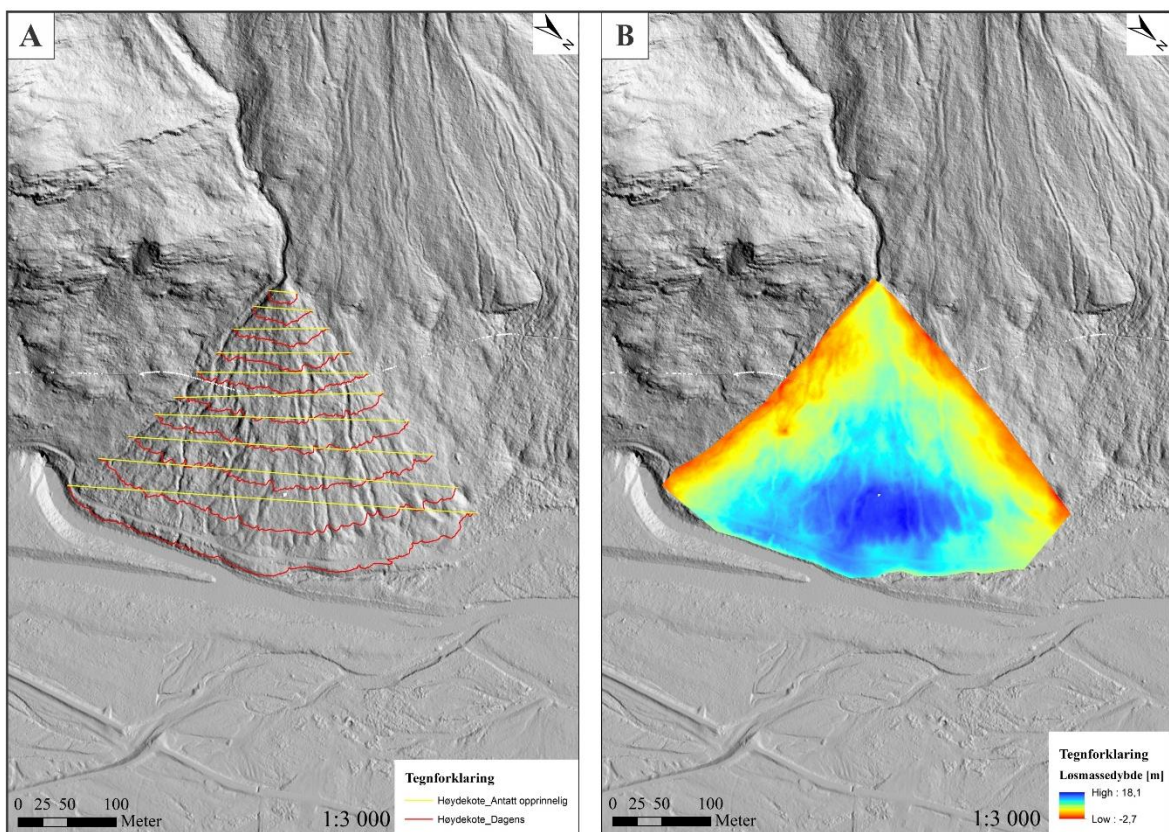
Tabell 4-1: Oppsummering av kjennetegnene på skredviftene I-XIV. *Lengder og bredder er målt med verktøyet "Line Measure" i ArcMap, og avrundet til nærmeste 5 m. Klassifikasjon av vifte (nummer og avsetningstype) er i henhold til NGUs standarddefinisjoner (Figur 4.1 i kapittel 4.1) (NGU, 2019b). Merk at begrepet flomskred i denne tabellen omfatter kanaliserte jordskred, som omtalt i kapittel 1.5.3. Det betyr at skredvifter som i tabellen er definert som dominert av snø- og flomskred, klassifiseres i henhold til NGUs løsmasseklassifikasjon som snø- og jordskredavsetninger.

Viftentr.	Lokalisering av vifte			Geometrisk form, areal og volum					Aktiv/inaktiv vifte	Prosesser		Klassifikasjon av skredvifte	
	Avgrensende vifter/skredmateriale/fjell	Apexhøyde [moh.]	Fothøyde [moh.]	Helning° apex fot	Maks lengde [m]*	Maks bredde [m]*	Areal [km ²].	Volum [x 10 ⁶ m ³]		Dominerende prosesser	Andre prosesser	Nummer	Avsetningstype
I	Fjell, skredmat., III	620	250	35-40 25-30	580	155	0,06	0,19	Aktiv	Snøskred, steinsprang		317	Snø og steinsprang, sammenhengende
II	Fjell, skredmat., III	150	50	25-30 5-15	300	435	0,07	0,63	Delvis aktiv	Flomskred		301	Jord- og flomskred, sammenhengende
III	I, II, IV	500	50	35-40 5-15	870	375	0,19	2,26	Aktiv	Snøskred, flomskred	Steinsprang	313	Snø- og jordskred, sammenhengende
IV	III, V	395	45	35-40 5-15	765	410	0,20	2,11	Aktiv	Flomskred	Snøskred, steinsprang	301	Jord- og flomskred, sammenhengende
V	IV, VI, skredmat.	415	45	35-40 5-15	735	360	0,17	1,74	Aktiv	Flomskred	Snøskred, steinsprang	301	
VI	V, skredmat., VII	375	35	30-40 5-15	765	250	0,15	1,56	Aktiv	Snøskred, flomskred	Steinsprang	313	Snø- og jordskred, sammenhengende
VII	VI, VIII, skredmat.	380	35	30-40 5-15	770	350	0,22	2,30	Aktiv	Snøskred, flomskred	Steinsprang	313	
VIII	VII, skredmat.	280	90	30-35 5-15	505	220	0,06	0,49	Aktiv	Snøskred, flomskred	Steinsprang	313	
IX	Fjell, skredmat, X	275	95	35-40 5-15	335	115	0,03	0,27	Delvis aktiv	Snøskred, flomskred	Steinsprang	313	
X	IX, skredmat, XI	275	50	30-35 5-15	530	400	0,10	0,87	Aktiv	Snøskred, flomskred	Steinsprang	313	
XI	X, fjell, skredmat, XII	370	35	35-40 5-15	680	320	0,13	1,30	Aktiv	Snøskred, flomskred	Steinsprang	313	
XII	XI, XIII	395	105	35-40 25-35	460	145	0,05	0,57	Aktiv	Snøskred, steinsprang		317	Snø og steinsprang, sammenhengende
XIII	XII, XIV	500	30	35-40 5-15	850	360	0,17	1,72	Aktiv	Snøskred, flomskred	Steinsprang	313	Snø- og jordskred, sammenhengende
XIV	XIII, skredmat., fjell	620	155	30-40 35-40	620	160	0,06	0,77	Aktiv	Steinsprang	Snøskred	307	Steinsprang, sammenhengende

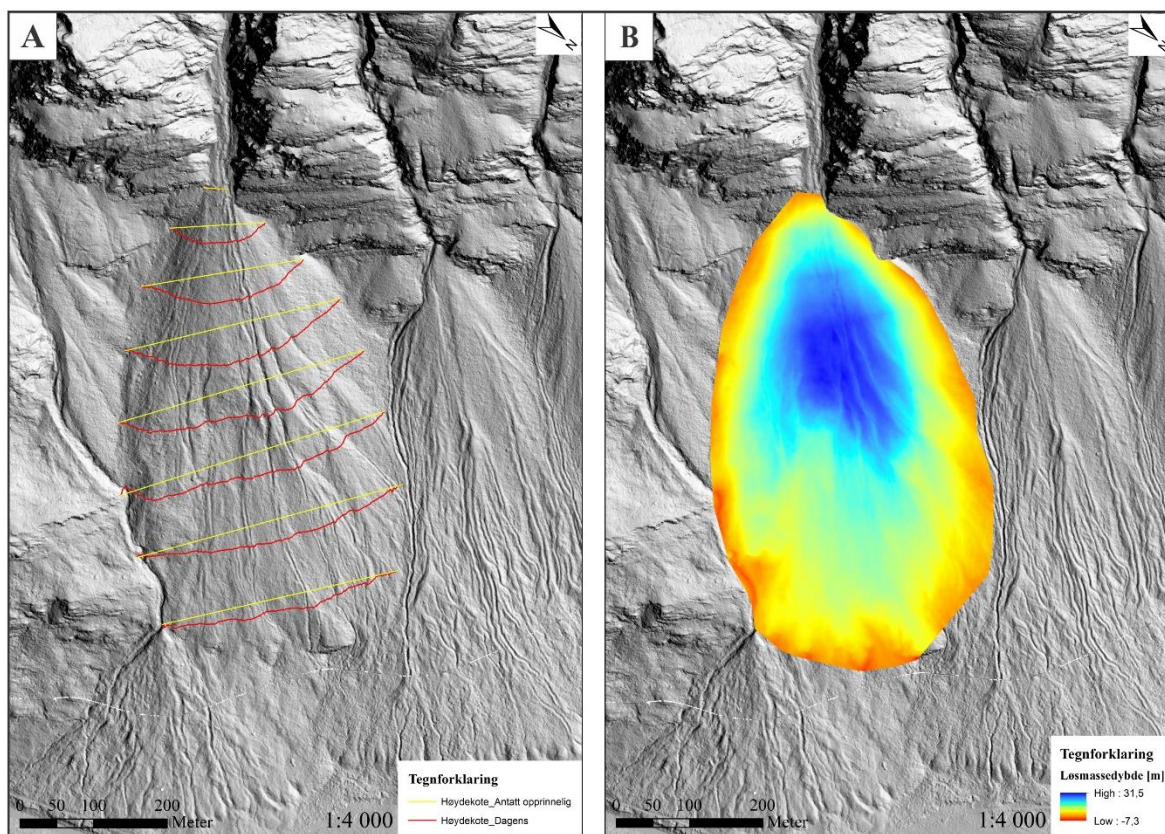
4.4 Volumberegninger av skredviftene og kildeområdene

Som beskrevet i kapittel 3.4, er volumene av skredviftene I-III og materialet som er fjernet fra kildeområdene beregnet i ArcMap (Penna, 2019, pers. medd.), mens volumene til viftene IV-XIV er estimert med utgangspunkt i volumene til viftene II og III. Estimering av volumene til viftene IV-XIV er vist i Vedlegg 2.

Figur 4.61 og 4.62 viser resultater av volumberegningene av skredviftene II og III. Figur 4.61 A og 4.62 A viser høydekoter på dagens terrengoverflate og antatt opprinnelig terrengoverflate, mens Figur 4.61 B og 4.62 B viser dybder på skredmassene.



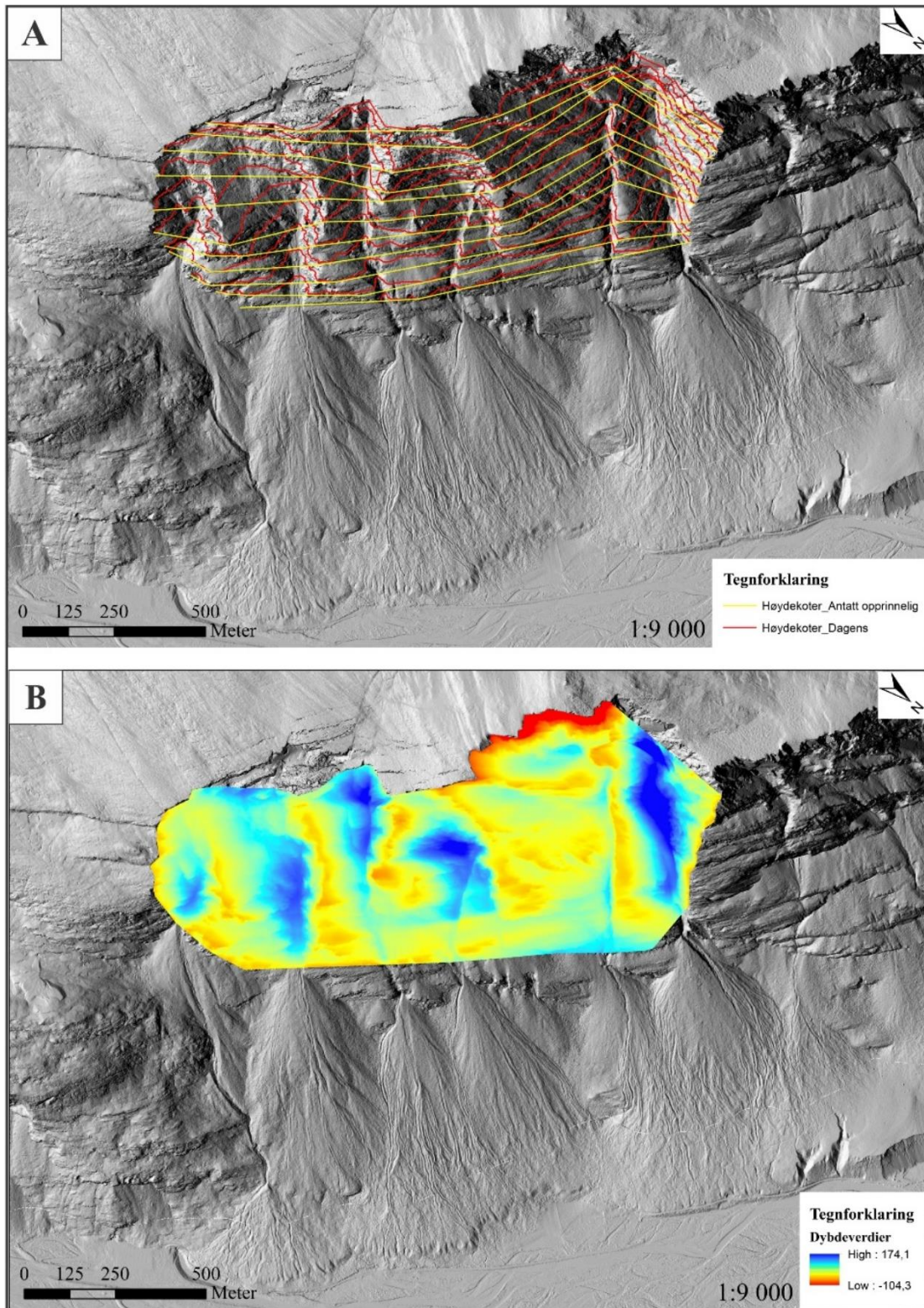
Figur 4.61: Volumberegning av vifte II. A: Viser høydekoter på dagens terrengoverflate (rød) og antatt opprinnelig terrengoverflate (gul). B: Viser tykkelse på skredmassene. Sola stråler inn fra SV.



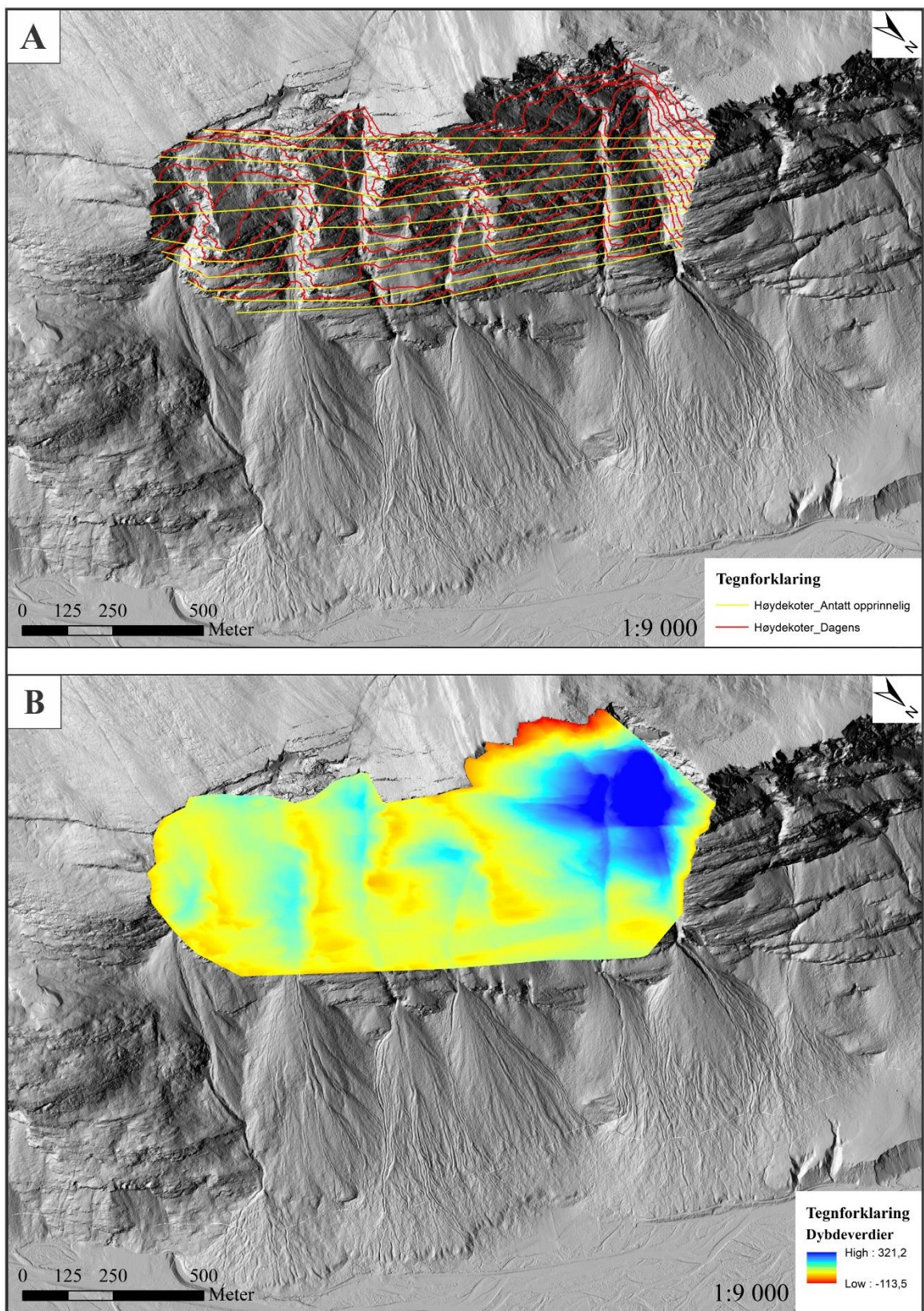
Figur 4.62: Volumberegning av vifte III. A: Viser høydekoter på dagens terrengoverflate (rød) og antatt opprinnelig terrengoverflate (gul). B: Viser tykkelse på skredmassene. Sola stråler inn fra SV.

Volumene av de enkelte viftene I-XIV er vist i tabell 4.3.1 i kap. 4.3. Det totale volumet av skredviftene I-VII, som ligger under det østlige kildeområdet, er anslått til $10,8 \times 10^6 \text{ m}^3$. Tilsvarende er det totale volumet av skredviftene VIII-XIV, som ligger under det vestlige kildeområdet, estimert til $6,0 \times 10^6 \text{ m}^3$. Det totale volumet av alle skredviftene blir da $16,8 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Figur 4.63 og 4.64 viser resultater av volumberegningene av det materialet som er antatt fjernet fra kildeområdene i østlig del av feltområdet. Volumet i Figur 4.63 (Kilde_Øst_Min) er basert på at opprinnelig terrengoverflate berører alle utstikkende fjellpartier i kildeområdet. Volumet i Figur 4.64 (Kilde_Øst_Maks) er basert på at opprinnelig terrengoverflate berører alle utstikkende fjellpartier med unntak av det vestligste utstikkende fjellpartiet. Dette alternativet (Figur 4.64 A) antar at opprinnelig terrengoverflate har vært en relativ jevn overflate (Figur 4.63 A). Kilde_Øst_Maks er antatt å representere et maksimumsvolum for materialet som er antatt fjernet i det østlige kildeområdet og Kilde_Øst_Min et minimumsvolum.

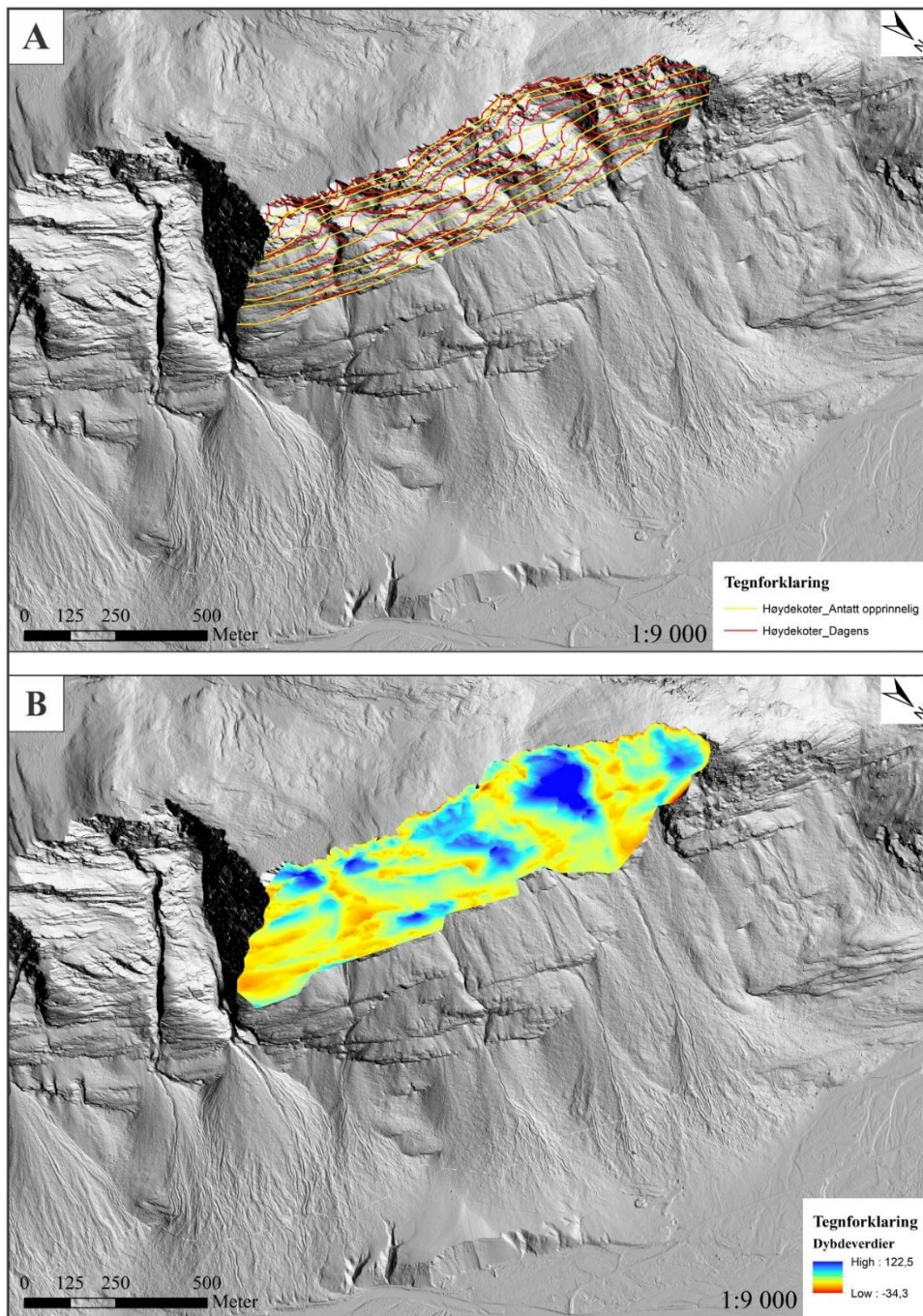


Figur 4.63: Volumberegning av Øst_Min som omfatter det østlige kildeområdet. A: Viser høydekoter på dagens terrengoverflate (rød) og antatt opprinnelig terrengoverflate (gul). Øst_Min er basert på at opprinnelig terrengoverflate berører alle utstikkende fjellpartier i kildeområdet. B: Viser dybder på skarene i [m] der materiale er antatt fjernet fra kildeområdet. Sola stråler inn fra SØ.



Figur 4.64: Volumberegning av Øst_Maks som omfatter det t østlige kildeområdet A: Viser høydekoter på dagens terrengoverflate (rød) og antatt opprinnelig terrengoverflate (gul). Øst_Maks er basert på at opprinnelig terrengoverflate berører alle utstikkende fjellpartier, unntatt det vestligste utstikkende fjellpartiet i kildeområdet. B: Viser dybder på skarene i [m] der materiale er antatt fjernet fra kildeområdet. Sola stråler inn fra SØ.

Figur 4.65 viser resultater av volumberegningene av kildeområdene i østlig del av feltområdet.



Figur 4.65: Volumberegning av det vestlige kildeområdet. A: Viser høydekoter på dagens terrengoverflate (rød) og antatt opprinnelig terrengoverflate (gul). B: Viser dybder på skarene i [m] der materiale er antatt fjernet fra kildeområdet. Sola stråler inn fra SV.

Volumene av materialet antatt fjernet fra det østlige kildeområdet er beregnet til $29,2 \times 10^6 \text{ m}^3$ og $49,6 \times 10^6 \text{ m}^3$ for henholdsvis Øst_Min og Øst_Maks (Vedlegg 2). Volumet av materialet antatt fjernet fra det vestlige kildeområdet er beregnet til $9,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Vedlegg 2).

I Tabell 4.4.1 er volumene av materialet antatt fjernet kildeområdene og volumene av skredvifter og differansen mellom disse vist. Tabellen viser at forskjellen mellom volumet av materialet antatt fjernet i kildeområdet i øst og volumet av tilhørende skredvifter er betydelig større enn forskjellen mellom volumet av materialet antatt fjernet i kildeområdet i vest og volumet av tilhørende skredvifter.

Tabell 4-2: Tabellen viser volum av materialet antatt fjernet fra kildeområdene, volum av tilhørende skredvifter og differansen mellom disse.

	Volum Kilde_Øst [$\times 10^6 \text{ m}^3$]		Volum Kilde_Vest [$\times 10^6 \text{ m}^3$]	Totalt volum [$\times 10^6 \text{ m}^3$]	
	Kilde_Øst_ Min	Kilde_Øst_ Maks		Kilde_Øst_Min + Vest	Kilde_Øst_Maks + Vest
Kildeområde	29,2	49,6	9,9	39,1	59,5
Tilhørende skredvifter	10,8	10,8	6,0	16,8	16,8
Differanse	18,4	38,8	3,9	22,3	42,7

Resultatene er benyttet i forbindelse med diskusjonen i kapittel 5.1.

4.5 Simuleringer av flomskred

Simulering av flomskred er utført på skredviftene IV og XI ved bruk av simuleringsprogrammet RAMMS::debrisflow (RAMMS, 2019). På vifte IV er det i felt observert et aktivt flomskred (omtalt i kapittel 4.2.3). Vifte XI strekker seg ned mot en driftsbygning (omtalt i kapittel 4.2.6). Det er derfor av interesse å prøve å anslå mulige utløpslengder av eventuelle flomskred for disse to viftene. RAMMS::debrisflow er nærmere beskrevet i kapittel 3.5.

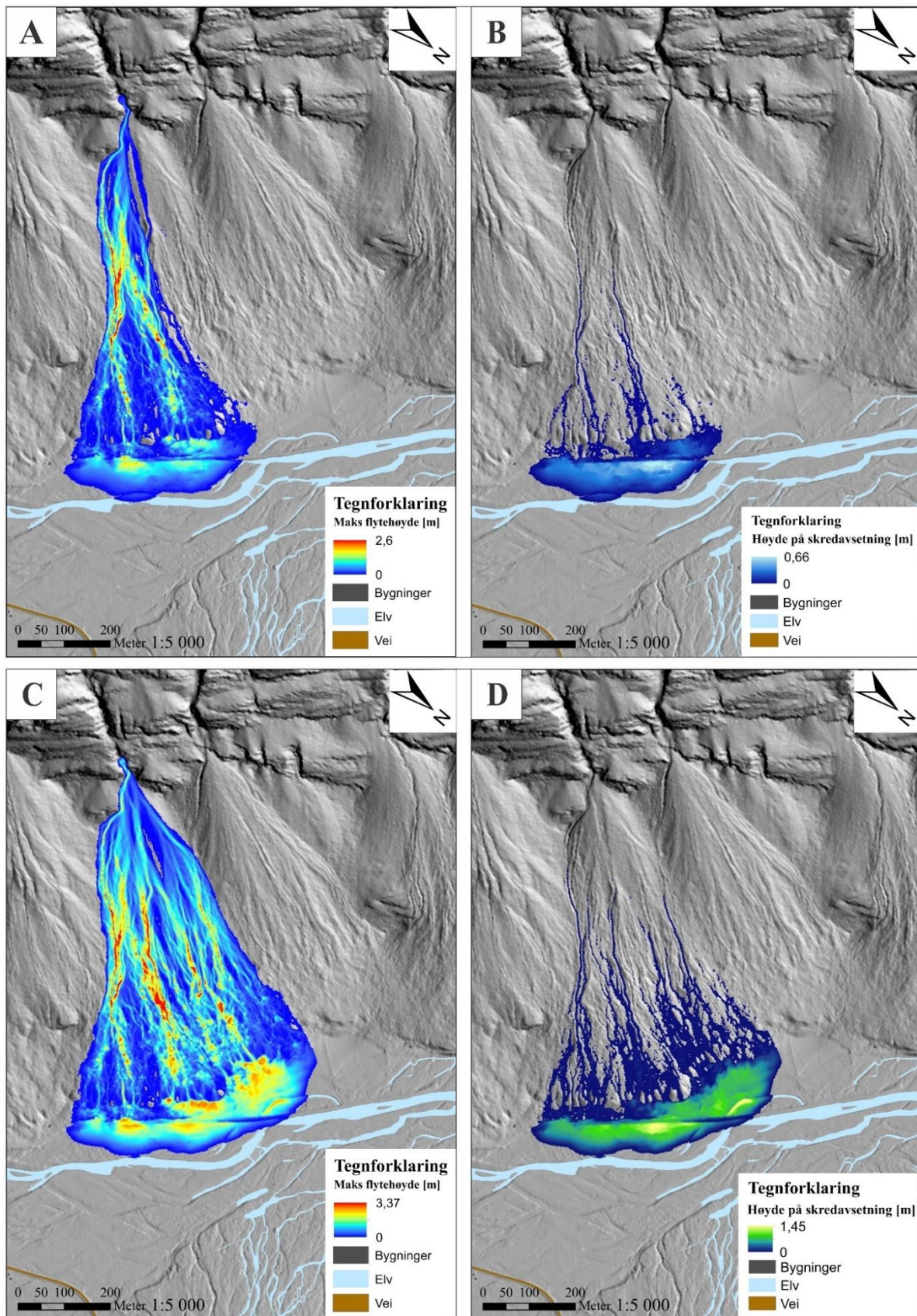
Hovedhensikten med simuleringene er å søke å gi et bilde av utbredelsen av skredavsetningene i utløpsområdet. Da størrelsene på mulige fremtidige flomskred er høyst usikre, er inngangsvolumene til simuleringene vilkårlig valgt. Det er valgt en viss spredning på inngangsvolumene for å kunne gi en indikasjon på mulige forskjeller i utbredelse av skredavsetningene.

Siden det for vifte IV er uklart hvilke kanaler skredet velger nedover viften, er hydrografen, som angir startpunktet for simuleringen og størrelsen på skredet (se kapittel 3.5), plassert ved utløpet av skaret over apex til viften. På vifte XI er hydrografen plassert i hovedskredløpet rett under apex da DTM viser at hovedskredløpet er det dominerende skredløpet på viften. Utgangshastighetene til hydrografene er satt til 3 m/s for begge viftene etter anbefaling av Christen (2019, pers. medd.). Etter anbefaling fra Christen (2019, pers. medd.), er erosjonsområdet på viftene begrenset til øvre viftehalvdel for begge viftene.

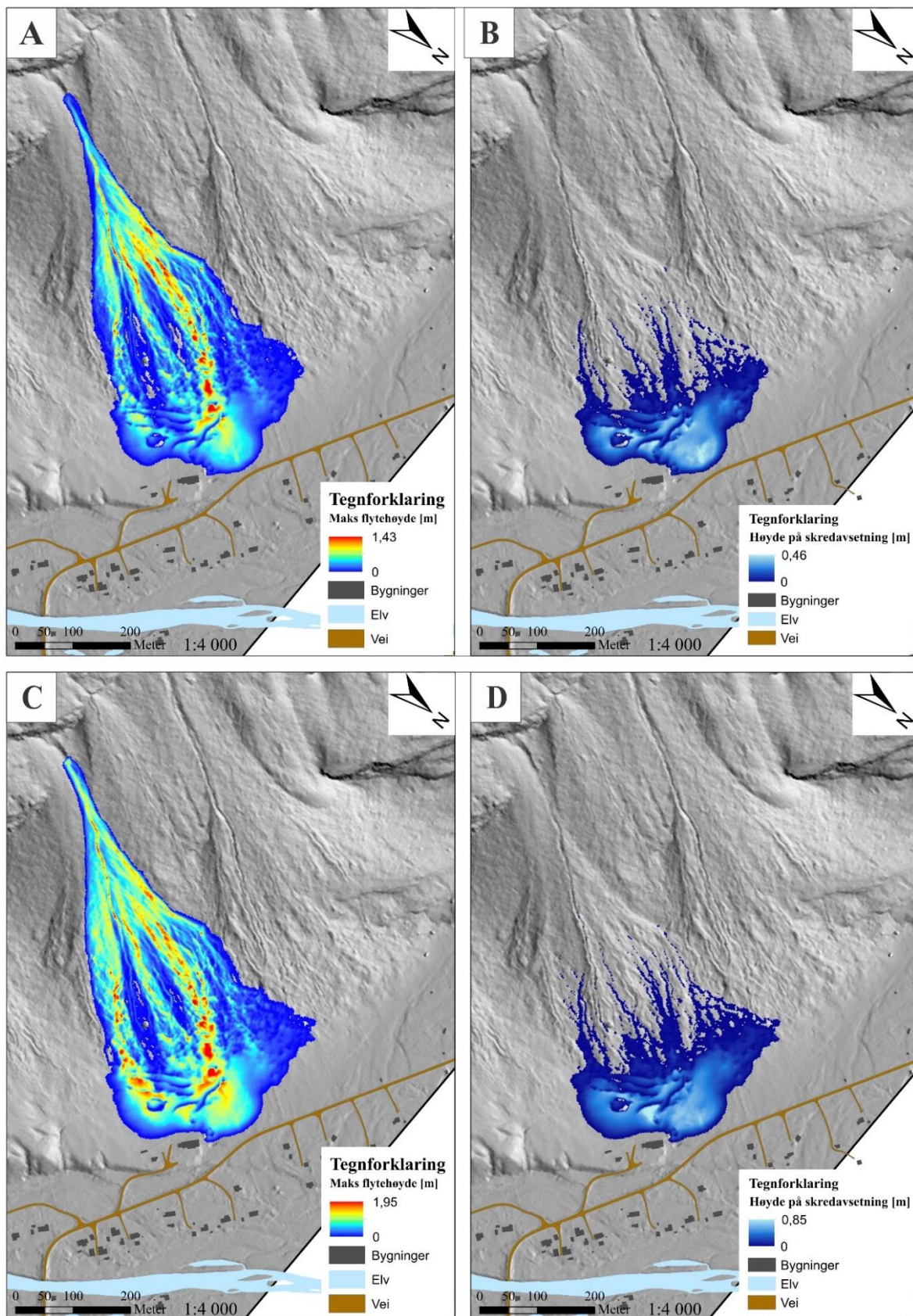
Resultater av simuleringer med inngangsvolum 100 m^3 og 1000 m^3 er vist i Tabell 4.3 og Figurene 4.66 og 4.67.

Tabell 4-3: Tabellen viser resultater av simuleringer av flomskred på vifte IV og XI med inngangsvolum 100 m^3 og 1000 m^3 . Maksimal flyte høyde (strømnings høyde), erosjonsvolum, totalt skredvolum og høyde på skredavsetning er vist.

Skredvifte	Inngangsvolum [m^3]	Maks flyte høyde [m]	Erosjonsvolum [m^3]	Totalt skredvolum [m^3]	Høyde på skredavsetning [m]
IV	100	2,6	6 407	6 507	0,66
	1 000	3,37	24 240	25 047	1,45
XI	100	1,43	4 017	4 115	0,46
	1 000	1,95	7 689	8 692	0,85



Figur 4.66: Figuren viser resultatene av simuleringene av flomskred på skredvifte IV med RAMMS::debrisflow med inngangsvolum på 100 m³ (A og B) og 1000 m³ (C og D). A og C viser maksimale flytehöyder, mens B og D viser utbredelse av og høyde på skredavsetningene i utløpsområdet.



Figur 4.67: Figuren viser resultatene av simuleringene av flomskred på skredvifte XI med RAMMS::debrisflow med inngangsvolum på 100 m^3 (A og B) og 1000 m^3 (C og D). A og C viser maksimale flytehøyder, mens B og D viser utbredelse av og høyde på skredavsetningene i utløpsområdet.

Simuleringene av flomskredene på viftene IV og XI, viser at maksimale flyte høyder (strømningshøyder), erosjonsvolum og følgelig totalt skredvolum er høyere for vifte IV enn for vifte XI. Spesielt er det stor forskjell mellom resultatene for vifte IV og XI ved simulering med 1000 m^3 . Når inngangsvolumet på vifte IV er 100 m^3 går skredet kun i østlige kanaler. Når inngangsvolumet økes til 1000 m^3 går skredet i kanaler over hele viften. Det at skredet går i flere kanaler øker erosjonsvolumet og følgelig det totale skredvolumet betydelig. På vifte XI følger skredet i hovedsak de samme kanalene nedover viften for begge inngangsvolumene. Forskjellen i erosjonsvolum og følgelig det totale skredvolumet mellom inngangsvolumene 100 m^3 og 1000 m^3 blir derfor ikke så stor som på vifte IV.

Figurene 4.66 B og D og 4.67 B og D viser at utbredelsen av skredmassene utover i dalen ikke påvirkes nevneverdig når inngangsvolumet øker fra 100 m^3 til 1000 m^3 . Volumøkningen i totale skredmasser som følge av økningen i inngangsvolum innebærer økning i bredde av og høyde på avsetningene. Dette gjelder også vifte IV, til tross at simulering med 1000 m^3 gir et mye større totalt skredvolum enn simulering med 100 m^3 .

Utløpslengdene for de simulerte flomskredene på vifte XI er ikke helt korrekte, da skredvollen som ville redusert utløpslengden ikke er registrert på DTM (som beskrevet i kapittel 3.3) og følgelig inne er inkludert i simuleringene av flomskredene.

Simuleringene viser, både for vifte IV og XI, at en økning fra 100 m^3 til 1000 m^3 på inngangsvolumet ikke øker utløpslengden av skredmassene, men bredden og høyden på avsetningsmassene. Dette til tross for at økningen i totalt skredvolum kan bli betydelig når inngangsverdiene økes.

Resultatene er benyttet i forbindelse med diskusjonen i kapittel 5.2.3.

5 Diskusjon

I det følgende er det prøvd å anslå omfanget av skredhendelser i holocen i studieområdet i Kåfjorddalen med formål å kunne si noe om hvordan sedimenttransporten har vært gjennom holocen (kapittel 5.1). Videre er det gitt en overordnet vurdering av mulig fremtidig skredaktivitet, basert på forventninger om fremtidig klima, og det er sett på om dette vil påvirke arealutnyttelsen av studieområdet (kapittel 5.2).

5.1 Skråningsprosessenes betydning for sedimenttransporten gjennom holocen

Det er ikke kjent at det er gjort dateringer av eldre skredavsetninger i Kåfjord. For å kunne prøve å anslå hvordan skredaktiviteten og følgelig sedimenttransporten i studieområdet i Kåfjord har vært i holocen, er det sett på registreringer og datering av skredavsetninger andre steder i Troms presentert i tidligere studier og som kan være relevante for Kåfjord.

De viktigste faktorene for utløsning av skred er knyttet til klima slik som deglasiasjon (Blikra et al., 2006; Fredin et al., 2013), vanntrykk og frostsprengning i forbindelse med steinsprang, intenst regnvær og intens snøsmelting for flomskred og store snømengder, vind og mildvær for snøskred (kapittel 1.5). For å anslå hvordan skredaktiviteten i studieområdet kan ha vært gjennom holocen, er det tatt utgangspunkt i tidligere dateringer av eldre skredavsetninger, som nevnt over, og studier av klima i holocen for Nord-Norge.

I det følgende er det først gjort en vurdering av hvor stor andel av skredmaterialet fra kildeområdene som utgjør sedimenttransporten i holocen. Så følger presentasjonen av klimadata for holocen og deretter vurderingen av hvordan skredaktiviteten og sedimenttransporten i holocen kan ha vært.

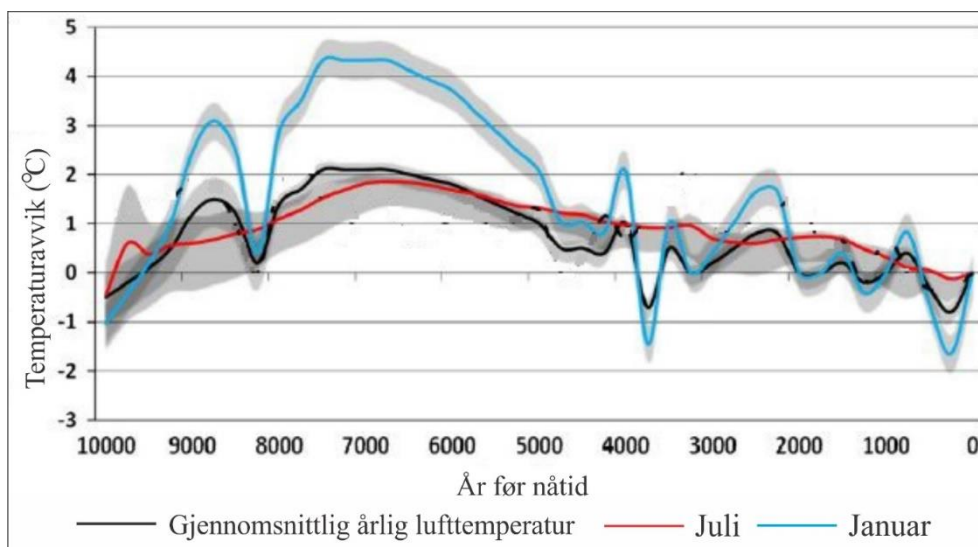
5.1.1 Omfang av sedimenttransporten i holocen

Resultatene fra volumberegningene av kildeområdene og skredviftene, presentert i kapittel 4.4, viser at det er stor forskjell mellom volumene som er fjernet fra kildeområdene og volumet i skredviftene. Volumforskjellen tilsier at store mengder skredmateriale som er utløst fra kildeområdene ikke gjenfinnes i dagens skredvifter. Den store forskjellen omfatter blant

annet et fjellskredarr som er omtalt i den Nasjonale databasen for ustabile fjellpartier for Oksfjellet (NGU, 2019c) og vist i Figur 2.3. Ifølge NGU (2019c) er det ikke synlige spor i dalbunnen i Kåfjord etter avsetninger fra større fjellskredhendelser. Siden det ikke er synlige spor i dalbunnen etter avsetninger av fjellskred, indikerer dette at volumforskjellen mellom volumet fjernet fra kildeområdene og volumet i skredviftene kan være et resultat av skred gått før holocen eller helt i starten av holocen før isen var kalvet tilbake til Kåfjorden. Sedimenttransporten som vurderes i det følgende omfatter det skredmateriale som ligger i viftene i dag og som er blitt avsatt etter at Kåfjorddalen ble isfri for ca. 11.000 kalenderår før nåtid (kapittel 2.3.2).

5.1.2 Klima i holocen

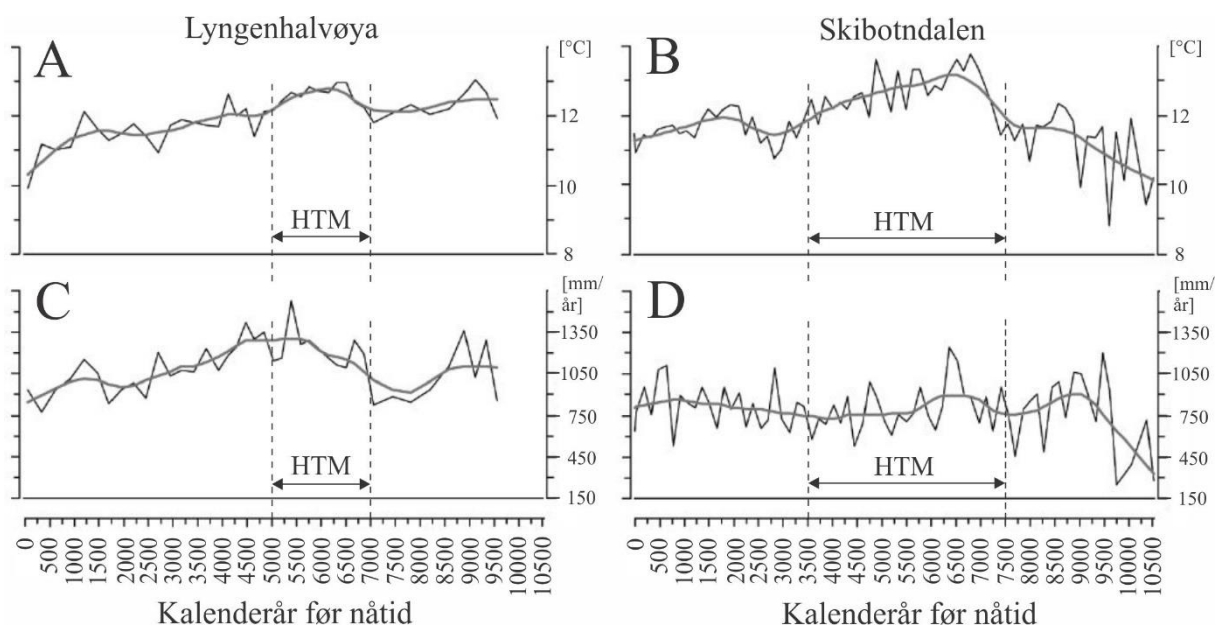
Rekonstruksjon av sommer-, vinter- og middeltemperaturer i holocen for Nord-Norge er utarbeidet av Lilleøren et al. (2012) og vist i Figur 5.1. Figuren viser at det har vært høye temperaturer i perioden 8000-5000 kalenderår før nåtid, det såkalte holocen temperaturmaksimumet (HTM) (Lilleøren et al., 2012). Etter denne perioden har det vært en avtagende temperaturtrend med et minimum under den lille istiden for 100-700 år siden, og etter det har temperaturen steget igjen (Helama et al., 2012). Temperaturfallet gjennom de siste 7500 årene har vært ca. 2°C (Helama et al., 2012) (Figur 5.1).



Figur 5.1: Figuren viser avvik i gjennomsnittlig årstemperatur, januarstemperatur og julitemperatur for Nord-Norge gjennom holocen i forhold til dagens temperaturer (i forhold til 1961-1990 temperaturnormalen). Modifisert etter Lilleøren et al. (2012).

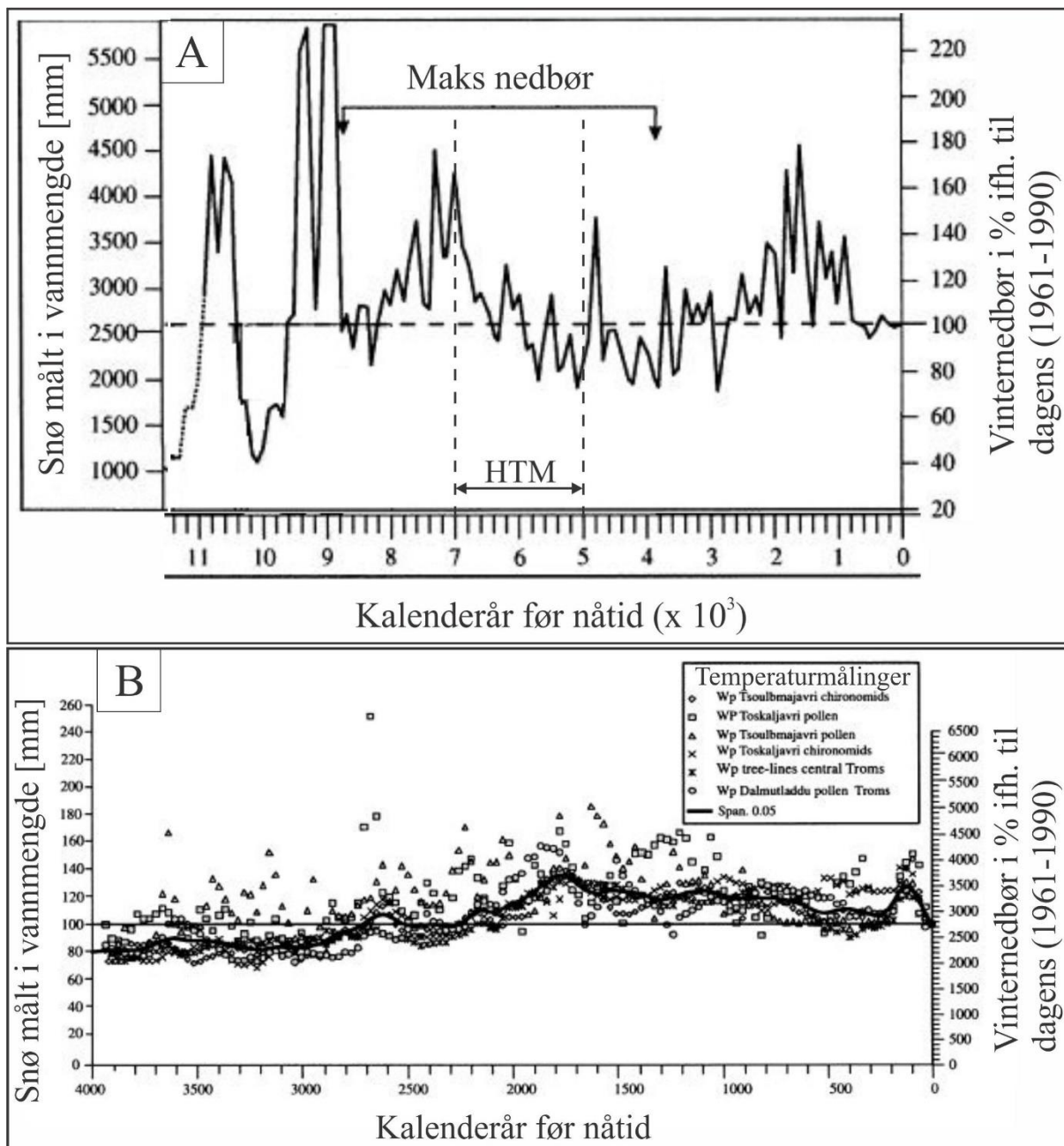
Nedbørsmengdene økte raskt etter yngre dryas. Rekonstruksjoner viser at det var store nedbørsmengder i perioden fra ca. 8000 til 6000 kalenderår, da det var høye sommertemperaturer (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Bjune et al. (2004) har rekonstruert julitemperaturer og årsnedbør i holocen for Lyngenhalvøya og Skibotndalen ved grensen til Finland (Figur 5.2). Rekonstruksjonene viser at HTM synes å inntre senere jo lenger ut mot kysten man kommer (Bjune et al., 2004). I Skibotndalen inntreer HTM i perioden 7500-3500 kalenderår før nåtid og på Lyngenhalvøya i perioden 7000-5000 kalenderår før nåtid (Bjune et al., 2004) (Figur 5.2). Figur 5.2 viser økende årsnedbør gjennom HTM på Lyngenhalvøya (Bjune et al., 2004). I Skibotndalen synes det å være et nedbørsmaksimum i første halvdel av HTM (Bjune et al., 2004) (Figur 5.2). Klimaet i Kåfjorddalen i holocen antas å ha ligget et sted mellom klimaet på Lyngenhalvøya og i Skibotndalen.



Figur 5.2: Rekonstruerte julitemperaturer i holocen basert på pollen fra Barheivatn på Lyngenhalvøya (A) og Dalmutladdo i Skibotndalen (B). Rekonstruert årsnedbør i holocen for Lyngenhalvøya (C) og Skibotndalen (D). HTM for Lyngen og Skibotn er markert i figurene. Modifisert etter Bjune et al. (2004).

Vinternedbør i form av snø er rekonstruert basert på studier av glasilakustrine sedimenter og geomorfologisk kartlegging i Lyngen (Bakke et al., 2005) og vist i Figur 5.3. Figuren viser perioder med store mengder vinternedbør tidlig i holocen, lite nedbør under HTM og deretter fluktuerer temperatur, men med et maksimum rundt 2200-500 kalenderår før nåtid. Figur 5.3 B viser et mer detaljert forløp av vinternedbøren på Lyngen for de siste 4000 kalenderårene.



Figur 5.3: Vinternedbør (snø) rekonstruert basert på studier av glasilakustrine sedimenter og geomorfologisk kartlegging i Lyngen. Modifisert etter (Bakke et al., 2005). A: Vinternedbør i holocen for Lyngen. HTM for Lyngen er markert i henhold til Bjune et al. (2004). B: Vinternedbør for Lyngen de siste 4000 kalenderårene.

All permafrost i Kåfjordområdet smeltet vekk under HTM, økte igjen til et maksimum under den lille istiden (for 100-700 år siden) for deretter å avta igjen (Lilleøren et al., 2012). Det er påvist permafrost i Oksfjellet i dag (kapittel 2.2.3).

5.1.3 Når har det vært størst skredaktivitet og hvilke prosesser har dominert

Registrering/datering av skredavsetninger i Troms indikerer at ulike skredprosesser har dominert til ulike tider (Blikra et al., 2006; Sletten et al., 2002). Helningene på skredviftene i studieområdet i Kåfjorddalen tilsier at skredviftene i hovedsak er bygget opp av steinsprangmateriale (Evans et al., 1993). Steinskred og steinsprang har følgelig vært dominerende prosesser under oppbygging av viftene i Kåfjorddalen. Studier indikerer at flomskred og snøskred også har vært aktive prosesser, spesielt i siste halvdel av holocen (Sletten et al., 2002), noe som samsvarer med resultatene presentert i kapittel 4.1 og 4.2.

I de følgende vurderingene av skredaktivitet, er jordskjelvaktivitet inkludert da det er klare indikasjoner på at kraftige jordskjelv har inntruffet tidlig i holocen (Olesen et al., 2004; Olesen et al., 2013). Som tidligere nevnt, er vurderingene for øvrig basert på daterte skredhendelser i Troms, som kan være relevante for Kåfjord, og klima i holocen presentert i kapittel 5.1.2.

5.1.3.1 Steinsprang/steinskred

Et betydelig antall fjellskred er registrert i Troms (Blikra et al., 2006). Skredene som er datert viser at de aller fleste er gamle og at de i hovedsak har oppstått kort tid etter deglasiasjonen, i hovedsak i perioden 11.500-10.000 kalenderår før nåtid, noen også eldre (Blikra et al., 2006). I Hølen er det registrert yngre fjellskred (Blikra et al., 2006). I en gravegrop i en myr på utsiden av det store Hølenkredet er det funnet støvlag fra det store Hølenkredet, samt støvlag som stammer fra tre mindre fjellskred (Blikra et al., 2006). Hølenkredet er datert til 5550 kalenderår før nåtid og de tre mindre skredene er datert til perioden 5705-5495 kalenderår før nåtid (Blikra et al., 2006). I nyere tid har det blant annet gått et fjellskred i Lyngen, i år 1819 e.Kr. (Blikra et al., 2006).

Flere forhold taler for at fjellskred, steinskred og steinsprang var aktive prosesser i Troms tidlig i holocen. I daler som Kåfjorddalen medførte isens erosjon bratte fjellsider (Ballantyne, 2002; Blikra et al., 2006; Braathen et al., 2004; Fredin et al., 2013). Bratte fjellsider medfører økte, indre skjærspenninger i bergmassene og mulig skredutløsning langs svakhetsplan i bergmassene (Ballantyne, 2002).

En annen effekt av deglasiasjon er spenningsavlastning i bergmassene som følge av at isens støttende funksjon mot fjellsidene forsvinner (Ballantyne, 2002; Braathen et al., 2004; Fredin

et al., 2013). Denne avspenningen i kombinasjon med bratte fjellvegger kan blant annet føre til store fjellskred som skjer umiddelbart etter avspenningen og/eller en mer forsinket prosess med småskalaskred som steinsprang som strekker seg over noe tid (Ballantyne, 2002). Denne siste prosessen medfører oppbygging av talusvifter (Ballantyne, 2002). Skredviftene i Kåfjorddalen, som i utgangspunktet er talusvifter, kan tyde på at denne prosessen har vært aktiv der. Det synes å bekreftes av Blikra et al. (2006) som viser til at det i Norge er få tegn som tyder på umiddelbar utløsning av fjellskred under perioden med gradvis nedsmeltingen av isen, noe som tyder på at avspenningen av bergmassene kan ha hatt en forsinket effekt. Effekten antas imidlertid å ha vært en viktig driver for utløsning av fjellskred i Troms tidlig i holocen (Blikra et al., 2006) og kan også ha vært en viktig driver for steinsprang/steinskred i Kåfjorddalen tidlig i holocen.

Jordskjelv i et område med destabilisert bergmasse som følge av bratte fjellsider og avspenning på grunn av nedsmelting av isen, forsterker sannsynligheten for utløsning av skred (Ballantyne, 2002). Flere større jordskjelv er blitt påvist som følge av den raske isostatiske hevingen i den tidlige fasen etter yngre dryas (Olesen et al., 2004; Olesen et al., 2013). En samling av mer enn 150 fjellskred registrert i området Balsfjord/Lyngen/Kåfjord, datert til tiden under og rett etter deglasiasjonen kan muligens være utløst av jordskjelv (Blikra et al., 2006). At en stor konsentrasjon av skred er utløst innenfor et relativt begrenset område, og at en postglasial normalforkastning befinner seg innenfor området, forsterker antagelsen om at jordskjelv kan være årsaken (Blikra et al., 2006). Basert på dette kan det antas at jordskjelv har forsterket steinskred- og steinsprangaktivitet i Kåfjorddalen rett etter deglasiasjonen.

Tining av permafrost destabiliserer fjellsider (Blikra et al., 2006; Lilleøren et al., 2012). Tiningen av permafrost i perioden opp mot og under HTM (Figur 5.1) kan ha vært en driver for steinskred og steinsprang i Kåfjorddalen. Tiningen kommer i en periode hvor bergmassene er destabilisert som følge av avspenningen etter nedsmeltede ismasser. De to effektene vil følgelig kunne forsterke hverandre (Lilleøren et al., 2012).

Destabilisering av bergmassene som følge av intens nedbør/snøsmelting og frostsprengning er årlige prosesser (Blikra et al., 2006; Braathen et al., 2004; Krautblatter & Dikau, 2007). Disse har sannsynligvis forekommet gjennom hele holocen. Ekstremt store snømengder tidlig i holocen fram mot HTM (Figur 5.3) kan ha medført store mengder smeltevann og følgelig vært medvirkende til utløsning av steinsprang i Kåfjorddalen i denne perioden.

Fjellskredaktivitet i Hølen (Sletten et al., 2006), datert til mellom 5705-5495 kalenderår før nåtid, og Lyngen (1819 e.Kr.) (Blikra et al., 2006) bekrefter at det har vært fjellskredhendelser i Troms i siste halvdel av holocen (kapittel 2.3.2).

Oppsummert tyder mye på stor steinskred- og steinsprangaktivitet i Kåfjorddalen rett etter at dalen ble isfri ca. 11.000 kalenderår før nåtid og fram mot HTM, i hovedsak som følge av bratte fjellsider, spenningsavlasting av bergmassene, jordskjelvaktivitet og tining av permafrost. Noe steinsprangaktivitet har sannsynligvis forekommet gjennom hele holocen som følge av destabilisering av bergmassene gjennom årlige prosesser som intens nedbør/snøsmelting og frostsprengning. At steinsprang forekommer bekreftes av feltobservasjoner som viser ferske spor etter steinsprang (kapittel 4.2.7.1) og et steinsprang observert i studieområdet, ved Holmen, 3. september 2019 (Vick, 2019, pers. medd.).

5.1.3.2 Flomskred

I Troms er det i Balsfjord utført dateringer av flomskred tilbake til 6000-7000 kalenderår før nåtid (Sletten et al., 2002). Resultatene av dateringene viser at det har vært forholdsvis høy flomskredaktivitet i periodene ca. 4000-3400, ca. 3000-1950 og ca. 1300-950 kalenderår før nåtid. Intens nedbør eller kraftig snøsmelting er viktige faktorer for utløsninger av flomskred (Hungr et al., 2014; Jaedicke et al., 2008). Resultatene fra Balsfjord (Sletten et al., 2002) indikerer høyere frekvens av flomskred i kalde somre i den kjøligere perioden av holocen som inntraff etter HTM. Det er imidlertid ingen klar korrelasjon mellom flomskredaktivitet og høy grad av vinternedbør (Sletten et al., 2002). Vinternedbør registrert for Lyngen (Figur 5.3) viser at det i perioden 4000-3400 kalenderår før nåtid var lite vinternedbør, i perioden 3000-1950 kalenderår før nåtid noe mer og i perioden 1300-950 kalenderår før nåtid, tydelig mer vinternedbør (Figur 5.3 B). Flomskredene synes å ha forekommet både i tørt og fuktig klima og under både milde, snørike vintre og kalde, tørre vintre (Sletten et al., 2002).

De klimatiske (Meteorologisk Institutt, 2019a) og geografiske forholdene (Norgeskart, 2019) i Balsfjordeidet synes å være relativt like de tilsvarende forholdene i Kåfjorddalen. Dette kan indikere at flomskred også har forekommet i Kåfjorddalen i flere perioder i siste halvdel av holocen. Både aktive og passive flomskredkanaler er påvist i denne oppgaven (kapittel 4.1 og 4.2) og i Nasjonal skreddatabase (NVE, 2019b) er det registrert jord-/flomskred i området rundt Kåfjord siden år 2000. Spor etter inaktive og aktive flomskred indikerer at det også tidligere i holocen kan ha vært flomskredaktivitet i Kåfjorddalen.

Det er ikke kjent at det er gjort andre dateringer av flomskred i Nord-Norge tilsvarende det som er utført ved Balsfjordeidet. Det er derfor sett på hvordan flomskredene i Balsfjord korrelerer med flomskred i Sør-Norge. På Vestlandet er det registrert flest flomskred i perioden etter ca. 3500 kalenderår før nåtid (Blikra & Selvik, 1998b; Sletten et al., 2003). Lite aktivitet er observert under HTM (Aa & Bondevik, 2014). Skredene i siste halvdel av holocen er anslått i hovedsak å være utløst av kraftig regnvær (Blikra et al., 1998b; Sletten et al., 2003). Tilsvarende er det i Jotunheimen påvist høy flomskredaktivitet etter HTM og lite aktivitet under HTM (Matthews et al., 2009). Også her anses skredene i hovedsak å være utløst av kraftig regnvær, men også noen fra smeltevann (Matthews et al., 2009). I Gudbrandsdalen er det observert jevnt med skred gjennom hele holocen (Blikra et al., 2002; Sletten et al., 2007). Den observerte høyere skredaktiviteten flere steder i Sør-Norge i perioden etter HTM, korrelerer med tidspunktet for høy skredaktivitet ved Balsfjordeidet. Det bygges oppunder at det flere steder i Norge, også muligens i Kåfjord, kan ha vært høy skredaktivitet i perioden etter HTM.

Enkelte steder på Vestlandet (Aa et al., 2014) og i Jotunheimen (Matthews et al., 2009) er det dokumentert høy skredaktivitet også i tiden før HTM. Ifølge Ballantyne (2002) er det i perioden rett etter deglasiasjoner generelt en meget aktiv flomskredperiode. Det antas derfor lignende forhold i Kåfjord.

Ut fra diskusjonen over indikeres det at flomskred kan ha forekommet i Kåfjorddalen i perioder før HTM og i perioder etter HTM. Aktive og inaktive flomskredkanaler er observert i felt og på DTM i forbindelse med denne oppgaven.

5.1.3.3 Snøskred

Utgravingene i Balsfjordeidet påviser flere perioder med snøskredaktivitet i holocen, særlig i siste halvdel (Sletten et al., 2002). Som nevnt i kapittel 5.1.3.2, synes de klimatiske og geografiske forholdene i Balsfjordeidet å være relativt like de tilsvarende forholdene i Kåfjorddalen. Det kan indikere at snøskred har forekommet i Kåfjorddalen i flere perioder i holocen. Yngre og eldre avsetninger og spor etter snøskred er funnet på mange av viftene i studieområdet (kapittel 4.1 og 4.2) og registrerte snøskred i Kåfjord i nyere tid finnes i Nasjonal skreddatabase (NVE, 2019b). Spor etter yngre og eldre snøskred indikerer at det også tidligere i holocen kan ha vært snøskredaktivitet i Kåfjorddalen.

Utgravingene ved Balsfjordeidet viser tre perioder med snøskredaktivitet (Sletten et al., 2002). I perioden mellom 5700 og 3100 kalenderår før nåtid var det noe snøskredaktivitet

(Sletten et al., 2002). I periodene 3000-2400 kalenderår før nåtid og 1550-1000 kalenderår før nåtid og frem til i dag var det høy snøskredaktivitet (Sletten et al., 2002). I følge (Sletten et al., 2002) synes begge periodene å ha vært preget av høye årsgjennomsnittstemperaturer, kalde somre og høy frekvens av vinterstormer og nedbør i form av snø i varme vintre. Temperaturene som kan avleses fra temperaturkurvene i Figur 5.1 og julitemperaturkurvene i Figur 5.2 A og B, synes å samsvare godt med temperaturene presentert i (Sletten et al., 2002) for perioden 3000-2400 kalenderår før nåtid. Vinternedbørskurven i Figur 5.3 B viser imidlertid ikke spesielt høy vinternedbør i denne perioden. Vinternedbøren i Figur 5.3 er imidlertid rekonstruert fra avsetninger fra breer i Lyngen, og behøver ikke gi et presist bilde av nedbøren i Balsfjordeidet (Lilleøren et al. (2012).

Temperaturene som kan avleses i Figur 5.1 og 5.2 for perioden 1550-1000 kalenderår før nåtid og fram til i dag, viser lave julitemperaturer og stor fluktusjon i årsgjennomsnittstemperaturen og vintertemperaturen, som er delvis motsatt av temperaturene presentert hos (Sletten et al., 2002). Figur 5.3 B viser relativt høy vinternedbør i perioden med unntak av en periode for ca. 200-5-600 år siden. Som nevnt over kan forskjellen i vinternedbør registrert hos (Sletten et al., 2002) og i Figur 5.3 B, skyldes at rekonstruksjonen av vinternedbør i Lyngen ikke nødvendigvis gir et korrekt bilde av nedbørsmengdene i Balsfjordeidet.

Siden det ikke er kjent at det er gjort andre dateringer av snøskred i Nord-Norge tilsvarende det som er utført ved Balsfjordeidet, er det sett på hvordan snøskredene i Balsfjord korrelerer med snøskredaktivitet i Sør-Norge. Det er utført dateringsstudier på Vestlandet som viser en klar sammenheng mellom snøskredaktivitet og snørike, stormfulle vintre (Blikra et al., 1998b). Noe snøskredaktivitet er dokumentert under HTM, men en markert økning i snøskredaktivitet skjedde etter HTM i den kjøligere perioden som da inntraff (Blikra et al., 1998b). Den observerte høyere skredaktiviteten på Vestlandet i perioden etter HTM, korrelerer med tidspunktet for høy snøskredaktivitet ved Balsfjordeidet. Korrelasjonen mellom snøskredaktivitet og snørike, stormfulle vintre på Vestlandet samstemmer med observasjonene til Sletten et al. (2002) i Balsfjordeidet.

Rekonstruksjonen av vinternedbøren på Lyngahalvøya for holocen (Figur 5.3 A) viser ekstreme mengder med vinternedbør (snø) i flere perioden før HTM. Det kan indikere at det var høy snøskredaktivitet i Lyngenområdet, også muligens i Kåfjord, tidlig i holocen. Under HTM i Lyngen var det lite vinternedbør (Figur 5.3 A), noe som kan indikere lav

snøskredaktivitet under HTM. Utgravingene i Balsfjord, viser lav skredaktivitet i denne perioden (Sletten et al., 2002).

Ovennevnte indikerer at det i Kåfjorddalen kan ha forekommet snøskred i flere perioder før HTM, lav snøskredaktivitet under HTM og økt snøskredaktivitet i siste halvdel av holocen. Yngre og eldre avsetninger og spor etter snøskred er observert i felt og på DTM i forbindelse med denne oppgaven (kapittel 4.1 og 4.2).

5.1.3.4 Sedimenttransporten i holocen

Kåfjorddalen ble, som beskrevet i kapittel 2.3.3, isfri ca. 11.000 kalenderår før nåtid (Corner, 1980). Da isen forsvant lå det igjen morenemasser i dalsidene (Figur 2.14) (Sletten et al., 2017). I den bratte dalsiden under Oksfjellet ble morenemasser høyst sannsynlig transportert nedover fjellsiden av steinskred- og steinsprangaktiviteten og flom- og snøskredaktiviteten tidlig i holocen (Ballantyne, 2002; Fredin et al., 2013). Den meget store steinskred- og steinsprangaktiviteten tidlig i holocen frem mot HTM, dekket til mulig rester etter morenemateriale. Talusvifter ble dannet (Ballantyne, 2002; Evans et al., 1993). Snøskred- og flomskred modifiserte og bearbeidet talusviftene (Luckmann). Mesteparten av materialet i dagens vifter er sannsynligvis avsatt i denne tidlige perioden. Selv om snøskred- og flomskredaktiviteten sannsynligvis var høy, var det steinskred og steinsprang som var de klart dominerende prosessene tidlig i holocen.

Opp mot HTM er det økt steinsprangaktivitet igjen, som følge av tining av permafrost. I påfølgende periode under HTM er det lite aktivitet. Etter HTM, ved overgangen til den kjøligere, siste halvdel av holocen, øker snø- og skredaktiviteten igjen og fortsetter med varierende frekvens frem til nåtid. Noe steinsprangaktivitet foregår i denne perioden, men de dominerende prosessene i denne kjøligere siste halvdel av holocen er flomskred og snøskred. Dette stemmer overens med feltobservasjoner og tolkninger av DTM som tilsier at dagens dominerende skredprosesser er snø- og flomskred (kapittel 4.1 og 4.2).

5.2 De ulike skråningsprosessene i lys av klimaendringene

I det følgende blir først forventede klimaendringer i Troms og Kåfjord frem mot år 2100 presentert og deretter vurderes det i hvilken grad disse vil påvirke skredaktiviteten i Kåfjorddalen. Vurderingen av om dette vil påvirke arealutnyttelsen i Kåfjorddalen følger til slutt.

5.2.1 Forventede klimaendringer frem mot år 2100

The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) har beregnet fremtidig klimautvikling for ulike utslippsscenarier av klimagass på global skala fram til år 2100 (IPCC, 2013). Basert på disse resultatene er det blitt utarbeidet forventede klimaendringer for Norge (Hanssen-Bauer et al., 2015; IPCC, 2013). I Stortingsmeldingen om klimatilpasning "Meld. St. 33 (2012-2013) - Klimatilpasning i Norge" (Det Kongelige miljøverndepartement, 2012-2013), vil regjeringen for å være føre var at det skal legges til grunn høye alternativer fra de nasjonale klimafremskrivningene når konsekvenser av klimaendringer skal vurderes. De forventede klimaendringene for Norge som er presentert i det følgende er basert på et middels, Representative Concentration Pathways (RCP) 4.5, og et høyt, RCP 8.5, scenario (Hanssen-Bauer et al., 2015). Et middels scenario er inkludert for å gi perspektiv på klimaendringene. Scenariet RCP 4.5 innebærer stabile/svakt økende klimagassutslipp fram til 2040, og deretter reduksjon i utslipp. RCP 8.5 innebærer kontinuerlig vekst i utslippene. Utslippene antas stort sett å følge samme utvikling som de siste tiårene. Scenariet er også kalt "business as usual" - scenariet (Hanssen-Bauer et al., 2015).

5.2.1.1 Forventede klimaendringer i Troms

Årsgjennomsnittstemperaturen i Troms kan forventes å øke med mellom 2,7°C (RCP 4.5) og 5,3°C (RCP 8.5) mot slutten av århundret (Norsk klimaservicesenter, 2019).

Vintertemperaturen er forventet å øke mer og sommertemperaturen noe mindre enn årsgjennomsnittet (Norsk klimaservicesenter, 2019). Vintertemperaturene for RCP 4.5 og RCP 8.5 er beregnet til henholdsvis 3,3°C og 6,1°C (Norsk klimaservicesenter, 2019).

Forventet økning i årsnedbør er vist i Tabell 5.1. Det kan forventes en økning på mellom 11 % og 16 % mot slutten av århundret (Norsk klimaservicesenter, 2019). Nedbørsmengdene sommer og delvis også høst er beregnet å øke til dels betydelig mer enn årsgjennomsnittstallene vist i Tabell 5.2. Vår- og vinternedbøren øker minst (Norsk klimaservicesenter, 2019). Økning i sommernedbøren er vist i parentes i tabellen. Intens

nedbør er en viktig utløsende faktor for skred (kapittel 1.5). Beregnet økning i antall dager med kraftig nedbør for Troms er mellom 51 % og 114 % fram mot slutten av århundret (Tabell 5.1) (Hanssen-Bauer et al., 2015). Økningen vil i hovedsak være størst i sommermånedene (Tabell 5.1), men økningen er også stor om høsten og våren (Hanssen-Bauer et al., 2015). Nedbørsmengden på dager med kraftig nedbør øker også. Økningen vil være mellom 11 % og 23 % mot slutten av århundret (Tabell 5.1). Økningen er i hovedsak størst i sommermånedene, men er også stor høst og vår (Hanssen-Bauer et al., 2015). For høyereliggende strøk, kan verdiene avvike noe fra tallene gitt i Tabell 5.1.

Tabell 5-1: Beregnet økning i årlig nedbørsmengde (Norsk klimaservicesenter, 2019), antall dager med kraftig nedbør og nedbørsmengde på dager med kraftig nedbør (Hanssen-Bauer et al., 2015) (i %) fra referanseperioden 1971–2000 til 2031-2060 ("2045") og 2071–2100 ("2085") for utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 for Troms. Medianverdiene er oppgitt. Tall i parentes gjelder økning i årlige sommernedbørsmengder. Kraftig nedbør er definert som ettdøgns nedbør som ble overskredet 0,5 % av dagene i perioden 1971-2000, dvs. ca. to ganger per år. For høyereliggende strøk, kan verdiene avvike noe fra tallene gitt i tabellen.

Region	Nedbør	År 2031-2060 ("2045")		År 2071-2100 ("2085")	
		RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 4.5	RCP 8.5
Troms	Endring i årlig nedbørsmengde	8 (9)	11 (15)	11 (16)	16 (29)
Troms	Endring i antall døgn med kraftig nedbør pr år	39 (51)	51(76)	58 (78*)	114 (139)
Troms	Endring i nedbørsmengde på dager med kraftig nedbør	10 (11)	11(17)	13 (14*)	23 (30)

*Høstnedbør

Det er ikke ventet vesentlige endringer i vindhastigheten (Hanssen-Bauer et al., 2015). Det er en tendens til noe økning i vinterperioden (0-20 %) for RCP 8.5, for perioden 1971-2000 til 2071-2100 (Hanssen-Bauer et al., 2015).

5.2.1.2 Forventede klimaendringer i Kåfjord frem mot år 2100

Klimautviklingen i Kåfjord fram mot år 2100 kan antas å følge klimautviklingen beskrevet i kapittel 5.2.1.1.

Som nevnt i kapittel 5.2.1.1, kan vintertemperaturen i Troms bli redusert med mellom 3,3°C og 6,1°C mot slutten av århundret. Med utgangspunkt i dette og temperaturkurven for Kåfjorddalen vist i Figur 2.4, kan det tyde på at perioden med kuldegrader kan bli redusert med mellom 2 og 4 måneder, som innebærer at perioden med kuldegrader i Kåfjorddalen vil være mellom 0 og 2 måneder mot slutten av århundret. Temperaturendringene vil medføre at perioden med kuldegrader på Gamanjunni (Figur 2.5), som er representativt for Oksfjellet, også vil kunne bli redusert med 2-4 måneder til mellom 4 og 6 måneder mot slutten av århundret. Tallene samstemmer med Hanssen-Bauer et al. (2015) som indikerer at reduksjonen i antall dager med snødekke fra referanseperioden 1971-2000 til 2071-2100 for RCP 4.5 er antatt å være 60-90 dager og for RCP 8.5, 90-120 dager i Kåfjordområdet.

Reduksjon i maksimal snømengde fra referanseperioden 1971-2000 til 2071-2100 i Kåfjordområdet er antatt å være opptil 100 mm vannekvivalenter for RCP 4.5 og opptil 200 mm for RCP 8.5 (Hanssen-Bauer et al., 2015).

5.2.2 De ulike skråningsprosessene i lys av fremtidens klima

Oksfjellet er kildeområdet for skred i studieområdet i Kåfjorddalen. En reduksjon av vintersesongen (kuldeperioden) fra ca. 8 til 4-6 måneder mot slutten av århundret, innebærer at nedbøren vår og høst i større grad vil komme som regn istedenfor snø. Maksimale snømengder i fjellet i løpet av vintersesongen vil avta (Hanssen-Bauer et al., 2015). Den første tiden vil imidlertid snømengdene i fjellet øke, som følge av økt nedbør (Norsk klimaservicesenter, 2016).

5.2.2.1 Steinsprang

Steinsprang utløses av kraftig og intenst regnvær, spesielt i kombinasjon med snøsmelting og samtidig teleløsning (kapittel 1.5.2.2). Tine-fryseprosesser er også vurdert å være en viktig årsak til steinsprang (kapittel 1.5.2.2).

Tabell 5.1 viser at antall døgn med kraftig nedbør og nedbørintensiteten i Troms vil øke betydelig. Siden intens nedbør er en viktig utløsningsmekanisme knyttet til steinsprang, er det

sannsynligvis at økning i forekomst vil øke steinsprangaktiviteten. I en tidlig fase hvor økt nedbør vil komme som snø i høyereliggende strøk (Norsk klimaservicesenter, 2016) slik som på Oksfjellet, vil muligens kraftig snøsmelting og tining av isfylte sprekker om våren kunne bidra til utløsning av steinsprang.

Mildere klima vil kunne bety flere smelteperioder i løpet av vinteren (Norsk klimaservicesenter, 2016). Eventuell økning i smelteperioder på Oksfjellet vil kunne innebære en økning i fryse-tineaktivitet som vil kunne resultere i økt frostsprengning og påfølgende økning i steinsprang.

Basert på ovennevnte kan det antas at klimaendringene vil innebære økning i steinsprangaktiviteten i studieområdet i Kåfjorddalen som følge av endrede klimatiske forhold. Ifølge Norsk klimaservicesenter (2016) er det usikkert om steinsprang og steinskred i Troms vil øke på grunn av de forventede klimaendringene. Det antas imidlertid sannsynlig at mindre steinspranghendelser vil øke på grunn av oftere episoder med kraftig nedbør.

5.2.2.2 Flomskred

I følge Norsk klimaservicesenter (2016) er det stor sannsynlighet for økning i flomskred i Troms som følge av de forventede klimaendringene.

Utløsende faktorer for flomskred er intens nedbør eller kraftig snøsmelting (kapittel 1.5.3). Som nevnt i kapittel 5.2.1.1, vil både dager med intens nedbør og nedbørsintensiteten på dager med intens nedbør øke i Troms.

I en tidlig fase hvor økt nedbør vil gi økte snømengder i fjellet (Norsk klimaservicesenter, 2016), vil flomskred forårsaket av snøsmelting i Oksfjellet kunne øke. Etter hvert som det blir varmere og snømengdene på Oksfjellet avtar, vil flomskred utløst av snøsmelting sannsynligvis avta, mens flomskred utløst av kraftig, intenst regn vil øke. I og med at vintersesongen på Oksfjellet forkortes mot slutten av århundret, vil sesongen for flomskred øke. Eventuelle flomskred forårsaket av snøsmelting vil komme tidligere om våren og flomskred forårsaket av intenst regn vil opptre lenger utover høsten.

Basert på ovennevnte vil flomskredaktiviteten i Kåfjord med stor sannsynlighet øke, i en første fase sannsynligvis både som følge av økt snøsmelting på Oksfjellet og økning i kraftig, intens nedbør sommer og høst, senere på grunn av økningen i kraftig, intens nedbør.

5.2.2.3 Snøskred

Snøskred utløses hovedsakelig av store mengder nysnø, sterk vind, kraftig regn og snøsmelting om våren (kapittel 1.5.4).

I en tidlig fase når økt nedbør i høyereliggende strøk, som på Oksfjellet kommer som snø, vil snøskredaktiviteten kunne øke (Norsk klimaservicesenter, 2016).

Etter hvert som det blir varmere, vintrene kortere og økt nedbør i større grad vil komme som regn på Oksfjellet (kapittel 5.2.1.2), vil det kunne bli færre snøskred (Kronholm & Stalsberg, 2009; Norsk klimaservicesenter, 2016). I et mildere klima med økende nedbørmengder på snødekte flater, som på Oksfjellet, vil skredaktiviteten kunne øke (Norsk klimaservicesenter, 2016). Det mildere klimaet vil føre til oftere smelteperioder om vinteren (Norsk klimaservicesenter, 2016), noe som også kan bidra til økt skredaktivitet.

Økt temperatur vil medføre økt tregrense som igjen vil stabilisere skråninger og redusere mulige snøskred på skredviftene i studieområdet (Jaedicke et al., 2008; Kronholm et al., 2009).

Basert på ovennevnte er det sannsynlig at snøskredaktiviteten på kort sikt vil øke på Oksfjellet. Etter hvert som det blir mildere klima og kortere vintre, vil snøskredsesongen forkortes. Om dette totalt sett for Oksfjellet innebærer færre snøskred eller om den kortere snøskredperioden oppveies av økning i antall av og intensitet i kraftige nedbørhendelser, er usikkert. Norsk klimaservicesenter (2016) og Kronholm et al. (2009) påpeker at man kan forvente redusert snøskredaktivitet mot slutten av århundret.

5.2.2.4 Kan skredaktiviteten i holocen indikere noe om fremtidig skredaktivitet?

I forbindelse med datering av flomskred og snøskred i Balsfjordeidet henviser Sletten et al. (2002) til at perioden 3000-2400 kalenderår før nåtid, da det var relativt høy årsmiddeltemperatur, lav sommertemperatur (og tilsvarende høy vintertemperatur) og høy vinternedbør, var en periode hvor det var høy aktivitet av både snøskred og flomskred i Balsfjord. Dateringene av skredaktiviteten i Balsfjord indikerer også at det var lite skred i den varme og nedbørrike perioden, HTM, i holocen (Sletten et al., 2002). Dette tilsier at skredaktiviteten ikke nødvendigvis øker med varmere og mer nedbørrikt klima.

I den aktive flomskred- og snøskredperioden 3000-2400 kalenderår før nåtid kan årsmiddeltemperaturen og julitemperaturen ha vært opp mot én grad høyere enn dagens tilsvarende temperaturer og vintertemperaturen opp mot to grader høyere enn dagens (avlest fra Figur 5.1). I HTM kan årsgjennomsnittstemperaturen og julitemperaturen ha vært opp mot to grader høyere enn dagens tilsvarende temperaturer og vintertemperaturen opp mot fire grader høyere enn dagens (avlest fra Figur 5.1). I begge periodene var vintertemperaturen høy, relativt sett, i forhold til årsmiddeltemperaturen og julitemperaturen, men de absolutte temperaturtallene for HTM var tydelig høyere enn tilsvarende tall for perioden 3000-2400 kalenderår før nåtid.

Den høye vintervedbøren i perioden 3000-2400 kalenderår før nåtid, påpekt hos Sletten et al. (2002), gjenfinnes ikke i Figur 5.3 B. Figur 5.3 A og B indikerer lav vintervedbør i begge periodene. Forskjellen i nedbørtallene registrert hos Sletten et al. (2002) og i Figur 5.3, kan skyldes at nedbørstallene for Lyngen, gjengitt i Figur 5.3, ikke fullt ut er representative for Balsfjordeidet. Dette synes å være riktig da høy snøskredaktiviteten ser ut til å korrelere med høy vintervedbør (Blikra & Sletten, 2002).

Basert på ovennevnte indikeres det at en årsmiddel- og julitemperaturstigning på rundt én grad og økning i vintertemperatur på rundt to grader utover dagens nivå og i kombinasjon med høy vintervedbør, vil kunne øke både flom- og snøskredaktiviteten. Øker temperaturene tydelig utover de nevnte og med relativt sett større økning i vintertemperatur, som vil medføre redusert vintervedbør (snø), synes denne tilstanden å gi lav skredaktivitet.

Sletten et al. (2002) viser at høy snøskredaktivitet korrelerer med høy vintervedbør. Denne korrelasjonen er også funnet i Sør-Norge (Blikra et al., 1998b). Dette bekrefter at det vil kunne være høyere snøskredaktivitet i perioder med høyere vintervedbør.

5.2.3 Konsekvenser for arealutnyttelse i Kåfjorddalen

5.2.3.1 Faresoner og aktsomhetssoner i Kåfjorddalen

Utarbeidede faresoner per i dag for skred i Kåfjorddalen og utarbeidede aktsomhetssoner for jord- og flomskred er vist i Figur 5.4 A (NVE, 2019a). Figuren viser at det er utarbeidet faresoner i den nordøstlige dalsiden hvor det ligger bebyggelse, i et lite område i den sørvestlige dalsiden, rett sørøst for studieområdet hvor det står en trafostasjon, i campingområdet ved fjorden og et lite område nord for dette. Figuren viser at studieområdet

for denne oppgaven ligger utenfor områdene med utarbeidede faresoner. Det er stort sett steinsprang som har vært dimensjonerende for faresonene (Taurisano, 2018).

Figur 5.4 A viser videre at den sørvestlige dalsiden, hvor studieområdet ligger, er definert som aktsomhetsområde for blant annet jord- og flomskred (NVE, 2019a). Området er ubebygget med unntak av en driftsbygning og en fritidsbolig som er lokalisert i dalbunnen under skredvifte XI. Bygningene er beskyttet mot steinsprang av en skredvoll (NVE, 2015). Noen områder med dyrket mark ligger rett nedenfor foten til noen av skredviftene. Langs foten av viftene I-XIII går det en skogsvei/tursti.

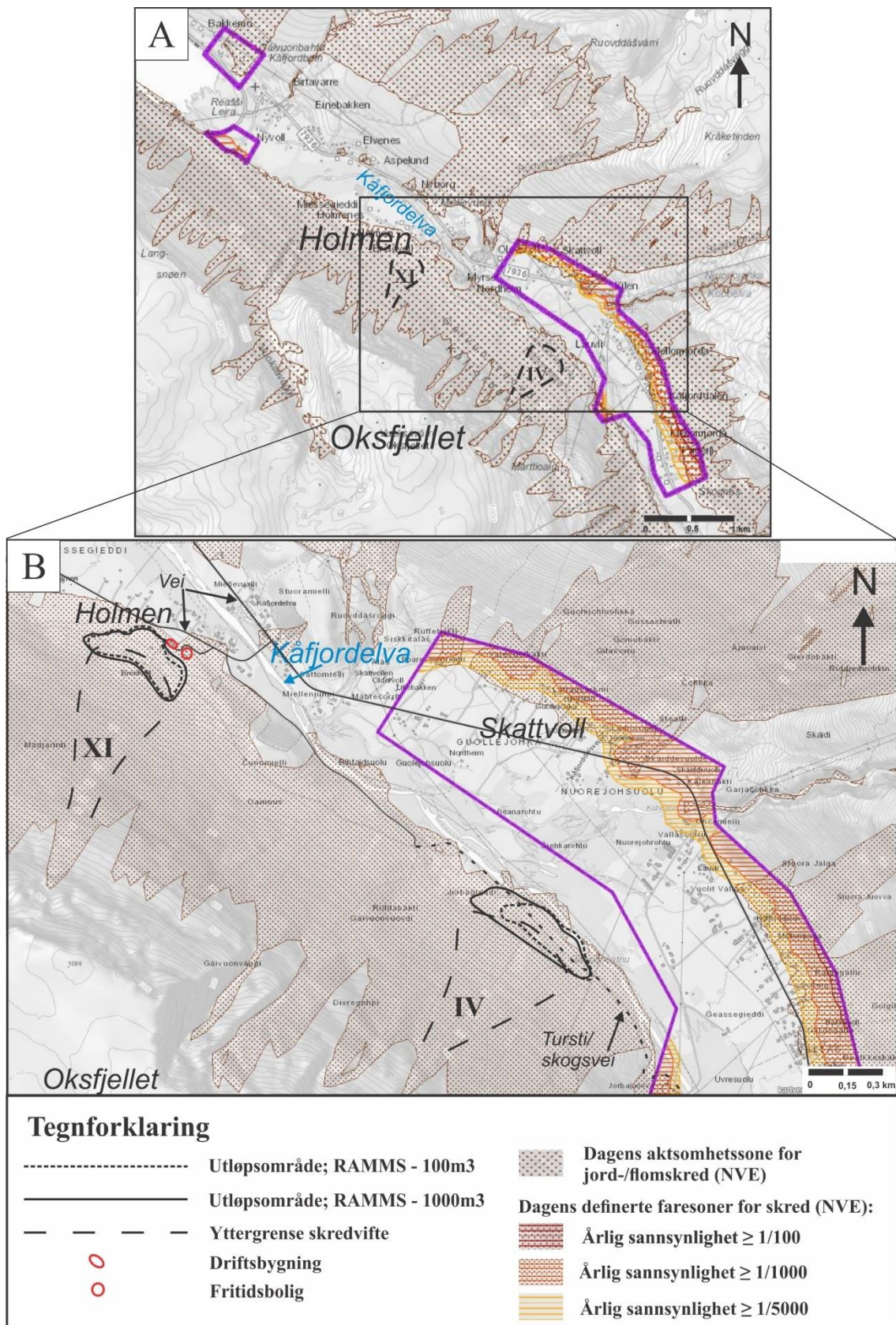
5.2.3.2 Flomskredsimuleringer i lys av aktsomhetszone og fremtidig faresone

Utbredelsen av skredavsetningen i utløpsområdet fra flomskredsimuleringene i RAMMS::debrisflow er tegnet inn i Figur 5.4. Som presisert i kapittel 4.5, er det utført simuleringer med en viss spredning i inngangsvolumene for å få en indikasjon på mulige utbredelser av flomskredavsetninger i utløpsområdet. Sannsynligheten for at skred med de valgte inngangsvolumene vil inntreffe er ikke vurdert. Fullstendige RAMMS-simuleringer er presentert i kapittel 4.5.

Simuleringene viser at skredavsetningene for inngangsvolumene 100 m^3 og 1000 m^3 strekker seg omtrent like langt utover i dalbunnen. Utbredelsen i bredden er imidlertid større for inngangsvolumet på 1000 m^3 enn på 100 m^3 , spesielt gjelder dette ved vifte IV. Ved vifte IV dekker skredavsetningene turstien og når fram til elven (Figur 5.4 B). Ved vifte XI når skredet fram til driftsbygningen, fritidsboligen og veien fram til gården. Utløpslengdene for de simulerte flomskredene på vifte XI er imidlertid ikke helt korrekte, da skredvollen som ville redusert utløpslengdene ikke er registrert på DTM (som beskrevet i kapittel 3.3) og følgelig ikke er inkludert i skredsimuleringene.

Figur 5.4 B viser at utløpslengdene for de simulerte skredene på vifte IV og XI nesten når fram til yttergrensen av aktsomhetssonen i den sørvestlige dalsiden i Kåfjorddalen.

Resultatene fra flomskredsimuleringene viser at det ikke behov for å trekke en eventuell faresone lenger ut i dalbunnen enn det som er gjort for aktsomhetssonen for jord-/flomskred (Figur 5.4).



Figur 5.4: Oversiktskart over nordvestlig del av Kåfjorddalen med aktsomhetszone for jord-/flomskred (brunt) og faresoner skred (rammet inn i lilla) (NVE, 2019a). Vifte IV og XI er vist stiplet i kartet. B: Utbredelse av skredavsetninger i utløpsområdet basert på simuleringer av flomskred i RAMMS::debrisflow av vifte IV og XI er vist. Modifisert etter (NVE, 2019a).

5.2.3.3 Konsekvenser for arealutnyttelsen i studieområdet i Kåfjorddalen

Om flomskred i de størrelsesordener som er simulert vil få konsekvenser for arealutnyttelsen i studieområdet i Kåfjorddalen, er avhengig av skredfrekvensen. Dagens arealutnyttelse med driftsbygninger og fritidsbolig faller inn under sikkerhetsklasse S2 som tilsier at største nominelle årlige sannsynlighet for skred må være 1/1000 (Direktoratet for byggkvalitet, 2017). Siden Kåfjorddalen er et område med avtagende innbyggerantall (Statistisk sentralbyrå, 2019), er det ikke sannsynlig at fremtidig arealutnyttelse i studieområdet vil tilsi utbygging som innebærer strengere sikkerhetsklasser. Sannsynlighetsberegninger for å avklare om skredfrekvensen er større eller mindre enn det sikkerhetsklasse S2 tilsier, må utføres for å avklare om skred av nevnte størrelsesorden vil få konsekvenser for arealutnyttelsen.

Om flomskred i de størrelsesordener som er simulert vil forekomme i studieområdet i fremtiden, er høyst uvisst. Ut fra diskusjonen i kapittel 5.2.2.2 vil sannsynligvis flomskredaktiviteten i Kåfjorddalen øke, men størrelse på og frekvens av framtidige flomskred er høyst uviss.

I hvilken grad snøskred- og steinsprangaktivitet i fremtiden vil få konsekvenser for arealutnyttelsen i studieområdet er også uvisst. Snøskredaktiviteten vil over tid, i et varmere klima, muligens avta (kapittel 5.2.2.3). Steinsprangaktiviteten vil kunne øke (kapittel 5.2.2.1). Beregninger vil også her være nødvendig for å avklare omfang på og frekvens av mulige framtidige skredhendelser for å avklare eventuelle konsekvenser for arealutnyttelsen.

6 Konklusjon

Dominerende skredprosesser i studieområdet i Kåfjorddalen i dag er snøskred, flomskred og steinsprang. Snøskred og flomskred preger den midtre og vestlige delen av studieområdet, mens flomskred er mer markant i østlig del. Noe steinsprang forekommer på alle skredviftene.

Basert på analyser av sammenhengen mellom klima og skredaktivitet i denne oppgaven, synes steinspred/steinsprang å ha vært den dominerende prosessen tidlig i holocen i tiden før HTM, mens flomskred og snøskred, som også hadde høy frekvens tidlig i holocen, har vært de dominerende prosessene i perioden etter HTM. HTM synes å ha vært en periode hvor det har vært mindre skredaktivitet. Skredviftene i studieområdet er i hovedsak bygd opp av steinspred/steinsprang tidlig i holocen og modifisert av flomskred- og snøskredaktivitet.

Et betydelig avvik i estimert volum av dagens vifter i studieområdet og volum antatt fjernet fra kildeområdene, viser at det må ha vært høy skredaktivitet i Kåfjorddalen i tiden før holocen.

Det er forventet at et varmere og våtere fremtidig klima med mer ekstremvær, vil øke antall flomskred og mindre steinspranghendelser i studieområdet. Antall snøskred er forventet å øke de kommende tiårene, men vil muligens reduseres mot slutten av århundret.

Simulering av flomskred i studieområdet indikerer at det ikke er behov for å trekke en eventuell faresone lenger ut i dalbunnen enn det som er gjort for aktsomhetssonen for jord-/flomskred. Dette må imidlertid avklares nærmere gjennom sannsynlighetsberegninger som anslår frekvens og omfang av mulig framtidig skredaktivitet. Dessuten er det også nødvendig med slike beregninger for å kunne vurdere konsekvenser for framtidig arealbruk i studieområdet i Kåfjorden.

Litteraturliste

- Aa, R. & Bondevik, S. (2014). *Jord- og flaumskred i dei siste 10 000 åra* (Rapport, 6/14). Sogndal: Høgskulen på Vestlandet (tidligere Høgskulen i Sogn og fjordane).
- Andersen, B. G. (1968). *Glacial geology of Western Troms, North Norway*: Norges geologiske undersøkelse, nr. 256.
- Andresen, A. (1988). Caledonian terranes of Northern Norway and their characteristics. *J Trabajos de geología*, 17, 103-117.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Løvlie, R. & Nesje, A. (2005). Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. *The Holocene*, 15(4), 518-540. DOI 10.1191/0959683605hl815rp
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18-19), 1935-2017. DOI 10.1016/S0277-3791(02)00005-7
- Bargel, T. H., Fergus, T. Å., Devoli, G., Orvedal, K., Peereboom, I., Øydvin, E. K., et al. (2011). *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred* (NVE-rapport, 16/2011). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Bartelt, P., Bieler, C., Bühler, Y., Christen, M., Deubelbeiss, Y., Graf, C., et al. (2017). User Manual v1.7.0 Debris Flow. Hentet 2018 fra http://ramms.slf.ch/ramms/index.php?option=com_content&view=article&id=53&Itemid=70
- Berger, C., McArdeell, B. W. & Schlunegger, F. (2011). Direct measurement of channel erosion by debris flows, Illgraben, Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(F1). DOI 10.1029/2010JF001722
- Bjune, A. E., Birks, H. J. B. & Seppä, H. (2004). Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils. *Boreas*, 33(3), 211-223.
- Blikra, L. H. & Christiansen, H. H. (2014). A field-based model of permafrost-controlled rockslide deformation in northern Norway. *Geomorphology*, 208, 34-49.
- Blikra, L. H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. F. & Stalsberg, K. (2006). Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern. I Evans, Mugnozza, Strom & Hermanns (Red.), *Landslides from massive rock slope failure* (bd. 49, s. 475-496): Springer.
- Blikra, L. H. & Nemeč, W. (1998a). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-960.
- Blikra, L. H. & Selvik, S. F. (1998b). Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records. *The Holocene*, 8(6), 631-658.
- Blikra, L. H. & Sletten, K. (2002). *Klimaendringer kan påvirke skredfaren* (Cicerone nr. 1/2000).
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. & Karlsen, F. (2004). Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian journal of geology*, 84, 67-88.
- Bredal, M. (2016). *A structural, geomorphological and InSAR study of the unstable rock slope in Oksfjellet, Kåfjord, Troms*. [Masteroppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- Bronk Ramsey, C. (2019). OxCal version 4.3. Hentet 25.11.2019 fra <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>

- Bunkholt, H., Osmundsen, P. T., Redfield, T., Oppikofer, T., Eiken, T., L'Heureux, J.-S., et al. (2011). *ROS fjellskred i Troms: status og analyser etter feltarbeid 2010* (NGU-rapport, 2011.031). Trondheim: Norges geologiske undersøkelser.
- Bunkholt, H., Otterå, S., Yugsi Molina, F. X., Hermanns, R., Dehls, J., Osmundsen, P. T., et al. (2013a). *Undersøkelser av ustabile fjellpartier i Troms: status og planer etter feltarbeid 2011 og 2012* (NGU-rapport, 2013.021). Trondheim: Norges geologiske undersøkelser.
- Bunkholt, H., Redfield, T., Osmundsen, P. T., Oppikofer, T., Hermanns, R. & Dehls, J. (2013b). The Role of Inherited Structures in Deep Seated Slope Failures in Kåfjorden, Norway. I *Landslide Science and Practice* (s. 265-271).
- Bunkholt, H., Redfield, T., Osmundsen, P. T., Oppikofer, T., Hermanns, R. L. & Dehls, J. (2012). Landslide processes in hard rock in Troms, Norway. *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*. Taylor & Francis Group, London, 855-861.
- Christen, M. (2019, pers. medd., 21.11.2019).
- Christiansen, H. H., Eitzelmüller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farebrot, H., Humlum, O., et al. (2010). The Thermal State of Permafrost in the Nordic Area during the International Polar Year 2007-2009. *Permafrost and Periglac. Process.*, 21, 156-181. DOI 10.1002/ppp.687
- CorelDRAW. (2017). Hentet 2017 fra https://www.coreldraw.com/en/product/coreldraw/?sourceid=cdgs2019-xx-ppc_brkws-emea&x-vehicle=ppc_brkws&gclid=CjwKCAjw_uDsBRAMEiwAaFiHa4tnNbuX90Fj1w2LPu1y0oMEBfhxSWudJ9pwx-uuecGT89D5ZsdQ-RoC7CIQAvD_BwE
- Corfu, F., Andersen, T. B. & Gasser, D. (2014). The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions. *Geological Society, London, Special Publications*, 390(1), 9-43.
- Corner, G. D. (1977). *Deglaciation history and sediments of the Lyngen - Storfjord area, Troms, North Norway*. [Hovedfagsoppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- Corner, G. D. (1980). Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas*, 9(4), 239-249.
- Corner, G. D. (2006). A transgressive-regressive model of fjord-valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls. 161-178.
- Dahl, R. & Sveian, H. (2004). *Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms*: Norges geologiske undersøkelser.
- Det Kongelige miljøverndepartement. (2012-2013). Meld. St. 33 - Klimatilpasning i Norge. Hentet 27.09.2019 fra <https://www.regjeringen.no/contentassets/e5e7872303544ae38bdbdc82aa0446d8/no/pdfs/stm201220130033000dddpdfs.pdf>
- Direktoratet for byggkvalitet. (2017). Byggteknisk forskrift (TEK17) med veiledning: § 7-3. Sikkerhet mot skred. Hentet 01.12.2019 fra <https://dibk.no/byggereglene/byggteknisk-forskrift-tek17/7/7-3/>
- Domaas, U. (1994). *Geometrical methods of calculating rockfall range* (NGI-rapport, 585910-1): Norges geotekniske institutt.
- Domaas, U. & Grimstad, E. (2014). Fjell- og steinskred. I Høeg, Karlsrud & Lied (Red.), *SKRED - skredfare og sikringstiltak* (s. 45-73). Oslo: Norges Geotekniske Institutt og Universitetsforlaget.
- Dorren, L. K. A. (2003). A review of rockfall mechanics and modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 27(1), 69-87. DOI 10.1191/0309133303pp359ra

- Dorren, L. K. A., Kronholm, U. & Labiouse, V. (2011). Methods for Predicting Rockfall Trajectories and Run-out Zones. I Lambert & Nicot (Red.), *Rockfall engineering* (s. 143-173): Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons, Inc.
- Evans, S. & Hungr, O. (1993). The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian geotechnical journal*, 30, 620-636.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. & Chappell, J. (1998). Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far-and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 327-342.
- Fossen, H., Pedersen, R.-F., Bergh, S. & Andresen, A. (2013). En fjellkjede blir til - Oppbygningen av kaledonidene; ca. 500-405 millioner år. I Ramberg, Bryhni, Nøttvedt & Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi* (2 utg., s. 180-233). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Frank, F., McArdell, B. W., Huggel, C. & Vieli, A. (2015). The importance of entrainment and bulking on debris flow runout modeling: examples from the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(11), 2569-2583. DOI 10.5194/nhess-15-2569-2015
- Fredin, O., Bergstrøm, B., Eilertsen, R., Hansen, L., Longva, O., Nesje, A., et al. (2013). Glacial landforms and Quaternary landscape development in Norway. I Olsen, Fredin & Olesen (Red.), *Quaternary Geology of Norway* (bd. 13, s. 5-25): Norges geologiske undersøkelse.
- Furseth, A. (2013). *Skredulykker i nord*. (Ottar). Tromsø: Tromsø museum - Universitetsmuseet.
- Gisnås, K., Etzelmüller, B., Lussana, C., Hjort, J., Sannel, A. B. K., Isaksen, K., et al. (2017). Permafrost Map for Norway, Sweden and Finland. *Permafrost and Periglac. Process.*, 28, 359-378. DOI 10.1002/ppp.1922
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., et al. (2015). *Klima i Norge 2100 - Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015* (NCCS report no. 2/2015): Norsk klimaservicesenter.
- Haukenes, H. (2018). *Steinsprang. Simulering, bevegelsesanalyse, struktur- og geomorfologisk undersøkelse av steinsprangområdet over Holmen ved Oksfjellet, Kåffjord, Troms*. [Masteroppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- Helama, S., Seppä, H., Bjune, A. E. & Birks, H. J. B. (2012). Fusing pollen-stratigraphic and dendroclimatic proxy data to reconstruct summer temperature variability during the past 7.5 ka in subarctic Fennoscandia. *Journal of Paleolimnology*, 48(1), 275-286. DOI 10.1007/s10933-012-9598-1
- Highland, L. M. & Bobrowsky, P. (2008). *The landslide handbook - A guide to understanding landslides* (bd. Circular 1325). Reston, Virginia: U.S. Geological Survey Circular 1325.
- Hungr, O. (2005). Classification and terminology. I Jakob & Hungr (Red.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena* (s. 9-21). Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd.
- Hungr, O., Evans, S. G. & Hutchinson, I. N. (2001). A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3), 221-238.
- Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 167-194. DOI 10.1007/s10346-013-0436-y
- Høeg, K. (2014). Skredmekanismer og stabilitetsberegninger. I Høeg, Karlsrud & Lied (Red.), *SKRED - skredfare og sikringstiltak* (s. 139-164). Oslo: Norges Geotekniske Institutt og Universitetsforlaget.

- Høgaas, F., Hansen, L., Rindstad, B. I., Sveian, H. & Olsen, L. (2012). *Database for registrering av marin grense (MG) i Norge*. (NGU-rapport, 2012.063): Norges geologiske undersøkelse.
- Høst, J., NGU, beredskap, D. f. s. o., landbruksforvaltning, S., vegvesen, S., jernbaneverk, S., et al. (2006). *Store Fjellskred i Norge*. Trondheim.
- Indrevær, K., Bergh, S., Koehl, J.-B., Hansen, J.-A., Schermer, E. R. & Ingebrigtsen, A. (2013). Post-Caledonian brittle fault zones on the hyperextended SW Barents Sea margin: New insights into onshore and offshore margin architecture. *Norwegian Journal of Geology*, 93(3-4), 167-188.
- Inkscape. (2017). Version 0.92.1. Hentet Mai 2017 fra <https://inkscape.org/release/inkscape-0.92.1/>
- IPCC. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Quin., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P. M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R., et al. (2012). Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural hazards*, 61(1), 5-28. 10.1007/s11069-010-9634-2
- Jaedicke, C., Høydal, Ø. A. & Midtbø, K. (2013). *Identification of slushflow situations from regional weather models*. Foredrag holdt ved International Snow Science Workshop, Grenoble–Chamonix Mont-Blanc. Proceedings.
- Jaedicke, C., Lied, K. & Kronholm, K. (2009). Integrated database for rapid mass movements in Norway. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 469-479.
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., et al. (2008). Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8(4), 893-904.
- Kartverket. (2019). Høydedata. Hentet 08.11.2019 fra <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>
- Krautblatter, M. & Dikau, R. (2007). Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 89(1), 21-40.
- Kristensen, L. L., Jensen, O. A., Devoli, G., Rustad, B. K., Verhage, A., Viklund, M., et al. (2015). *Terminologi for naturfare. Naturfareprosjektet: Delrapport 1 Naturskadestrategi* (NVE-rapport, 90/2015): Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Kronholm, K. & Stalsberg, K. (2009). Klimaendringer gir endringer i skredhyppigheten. *KLIMA 3-09 - Norsk magasin for klimaforskning*, 34-36.
- Lied, K. (2014). Snøskred. I Høeg, Karlsrud & Lied (Red.), *SKRED - skredfare og sikringstiltak* (s. 13-43). Oslo: Norges Geotekniske Institutt og Universitetsforlaget.
- Lied, K. & Kristensen, K. (2003). *Snøskred - Håndbok om snøskred*: Vett & Viten AS.
- Lilleøren, K. S., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Gislås, K. & Humlum, O. (2012). The relative age of mountain permafrost - estimation of Holocene permafrost limits in Norway. *Global and Planetary Change*, 92, 209-223. DOI 10.1016/j.gloplacha.2012.05.016
- Luckman, B. H. (2013). Talus Slopes. *Elias S.A. (ed.)*, 3, 566-573.
- Mamen, J. (2018). Köppens klimaklassifisering. Hentet 25.09.2019 fra https://snl.no/K%C3%B6ppens_klimaklassifisering
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J. I. (2011a). Glacial history of Norway. I Ehlers, Gibbard & Hughes (Red.), *Developments in Quaternary Sciences* (bd. 15, s. 279-298): Elsevier.

- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J. I. (2011b). Glacial History of Norway. *Developments in Quaternary Science*, 15, 279-298. 10.1016/B978-0-444-53447-7.00022-2
- Matthews, J. A., Dahl, S. O., Dresser, P. Q., Berrisford, M. S., Lie, Ø., Nesje, A., et al. (2009). Radiocarbon chronology of Holocene colluvial (debris-flow) events at Sletthamn, Jotunheimen, southern Norway: a window on the changing frequency of extreme climatic events and their landscape impact. *The Holocene*, 19(8), 1107-1129.
- McClung, D. & Schaerer, P. (2006). *The avalanche handbook*: The Mountaineers books.
- Meteorologisk Institutt. (2019a). Balsfjordeidet, Balsfjord (Troms). Hentet 10.12.2019 fra <https://www.yr.no/nb/historikk/graf/1-297356/Norge/Troms/Balsfjord/Balsfjordeidet>
- Meteorologisk Institutt. (2019b). Gámanjunki. Hentet 09.09.2019 fra <https://www.yr.no/sted/Norge/Troms/K%C3%A5fjord/G%C3%A1manjunki/statistikk.html>
- Meteorologisk Institutt. (2019c). Kåfjorddalen, Kåfjord (Troms). Hentet 09.09.2019 fra <https://www.yr.no/sted/Norge/Troms/K%C3%A5fjord/K%C3%A5fjorddalen/statistikk.html>
- Meteorologisk Institutt. (2019d). Måned - månedsverdier. Hentet 13.09.2019 fra http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL
- Meteorologisk Institutt. (2019e). Statistikk - frekvensfordeling med vindrose. Hentet 10.09.2019 fra http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL
- NGU. (2019a). Berggrunn - Nasjonal berggrunnsdatabase. Hentet 2019 fra http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/
- NGU. (2019b). Løsmasser - Nasjonal løsmassedatabase. Hentet 2019 fra http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/
- NGU. (2019c). Ustabile fjellparti - Nasjonal database for ustabile fjellparti. Hentet 2019 fra http://geo.ngu.no/kart/ustabilefjellparti_mobil/
- Norge i bilder. (2016). Hentet 2019 fra <https://norgebilder.no/>
- Norgeskart. (2019). Norgeskart. Hentet 08.10.2019 fra www.norgeskart.no
- Norsk klimaservicesenter. (2016, Juli 2017). Klimaprofil Troms - Et kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning. Hentet 05.09.2019 fra <https://klimaservicesenter.no/faces/desktop/article.xhtml?uri=klimaservicesenteret/klimaprofiler/klimaprofil-troms>
- Norsk klimaservicesenter. (2019). Klimaframskrivninger. Hentet 03.09.2019 fra <https://klimaservicesenter.no/faces/desktop/scenarios.xhtml>
- NVE. (2011). *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred* (NVE-rapport, 15/2011). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- NVE. (2013). Fakta: Jordskred og flomskred. Hentet 19.11.2019 fra http://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013_05.pdf
- NVE. (2015). *Steinsprangområde over Holmen i Kåfjorddalen: Geofaglig rapport fra Seksjon for fjellskred (SVF), 15. september 2015*: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- NVE. (2019a). NVE aktsomhetsområder. Hentet 03.12.2019 fra <https://gis3.nve.no/link/?link=aktsomhet>
- NVE. (2019b). NVE skredhendelser. Hentet 07.12.2019 fra <https://gis3.nve.no/link/?link=SkredHendelser>
- Olesen, O., Blikra, L. H., Braathen, A., Dehls, J. F., Olsen, L., Rise, L., et al. (2004). Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 84(1).

- Olesen, O., Bungum, H., Dehls, J., Lindholm, C., Pascal, C. & Roberts, D. (2013). Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway –mechanisms and implications. I *Quaternary Geology of Norway* (bd. 13, s. 145-174): Norges geologiske undersøkelse.
- Olsen, L., Sveian, H., Bergstrøm, B., Ottesen, D. & Rise, L. (2013). Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf. I Olsen, Fredin & Olesen (Red.), *Quaternary geology of Norway* (bd. 13, s. 27-78): Norges geologiske undersøkelse.
- Oppikofer, T., Bunkholt, H., Fischer, L., Saintot, A., Hermanns, R. L., Carrea, D., et al. (2012). Investigation and monitoring of rock slope instabilities in Norway by terrestrial laser scanning. *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding - Eberhardt et al. (eds.). Taylor & Francis Group, London*, 1235-1241.
- Osmundsen, P. T., Henderson, I., Lauknes, T. R., Larsen, Y., Redfield, T. F. & Dehls, J. (2009). Active normal fault control on landscape and rock-slope failure in northern Norway. *Geology*, 37(2), 135-138. DOI 10.1130/G25208A.1
- Penna, I. (2019). *Volume between two surfaces*. [Upublisert arbeid] Norges geologiske undersøkelse.
- Penna, I. (2019, pers. medd., 14.06.2019).
- Quenardel, J. M. & Zwaan, K. B. (2008). *Berggrunnskart MANNDALEN 1633 I - M 1:50 000. Foreløpig utgave*: Norges geologiske undersøkelser.
- RAMMS. (2019). RAMMS::debrisflow v1.7.20. Hentet 2019 fra <http://ramms.slf.ch/ramms/index.php>
- Sandersen, F. (2014). Løsmasse- og flomskred. I Høeg, Karlsrud & Lied (Red.), *SKRED - skredfare og sikringstiltak* (s. 77-93). Oslo: Norges Geotekniske Institutt og Universitetsforlaget.
- Schweizer, J., Bruce, J. J. & Schneebeli, M. (2003). Snow avalanche formation. *Reviews of Geophysics*, 41(4). DOI 10.1029/2002RG000123
- Sletten, K. & Blikra, L. H. (2002). *Stratigraphical and sedimentological data on debris-flow and snow-avalanche processes, Balsfjordeidet, northern Norway; palaeoclimatic records and implications for geohazard evaluation*. I: Holocene mass-movement processes in Norway, and the development of a moraine complex on Svalbard - Geomorphology, sedimentology, chronostratigraphy and palaeoclimate [Doktorgradsavhandling] Bergen: Norges geologiske undersøkelse og Universitetet i Bergen.
- Sletten, K., Blikra, L. H., Ballantyne, C. K., Nesje, A. & Dahl, S. O. (2003). Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. *The Holocene*, 13(6), 907-920.
- Sletten, K., Blikra, L. H., Hansen, L., Bargel, T. H. & Olsen, L. (2006). *Skredkartlegging i deler av Balsfjord kommune, Troms* (NGU-rapport, 2006.084): Norges geologiske undersøkelse.
- Sletten, K. & Stalsberg, K. (2017). *Foreløpig kvartærgeologisk kart - M 1:10 000, Kåfjorddalen, Kåfjord kommune*: Norges geologiske undersøkelser.
- Statistisk sentralbyrå. (2019). Kommunefakta Gáivuotna - Kåfjord - Kaivuono - 1940 (Troms Romsa). Hentet 03.12.2019 fra <https://www.ssb.no/kommunefakta/gaivuotna-kafjord-kaivuono>
- Taurisano, A. (2018). *Skredfarekartlegging i Kåfjord og Skjervøy kommuner* (NVE-rapport, 45/2018): Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Special report*, 176, 11-33.
- Vick, L. M. (2019, pers. medd., 04.09.2019).

- Vorren, T. O. & Mangerud, J. (2013a). Istider kommer og går. Pleistocen; 2.6 millioner - 11700 år. I Ramberg, Bryhni, Nøttvedt & Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi* (2. utg., s. 494-547). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., Nesje, A. & Sveian, H. (2013b). Norge av i dag trer fram - De siste 11 700 år - Holocen. I Ramberg, Bryhni, Nøttvedt & Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi* (2 utg., s. 548-575). Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Zwaan, K. B., Fareth, E. & Grogan, P. W. (1998). *Geologisk kart over Norge, berggrunnsart TROMSØ, M 1:250 000*: Norges geologiske undersøkelse.
- Øydvin, E. K. (2011). *Plan for skredfarekartlegging - Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi* (NVE-rapport, 14/2011). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

Vedlegg

Vedlegg 1: Utdrag fra e-post-korrespondanse med Klimavakten

Fra: Ragnhild Yanine Kjølseth Tresselt

<rtr010@post.uit.no>

Sendt: tor 5. sep. 2019 kl.17:53

Til: <klimavakten@met.no>

Emne: Fwd: Ang. Målestasjoner og værdata for Kåfjorddalen, i Troms

"Hvis jeg skal ha representativ data (nedbør, vindretning og -styrke, temperatur) for Oksfjellet, hvilken målestasjon er mest representativ?"

Ser at det ligger én på Nordnesfjellet, og én nede i Kåfjorddalen, Holmen målestasjon.

Med vennlig hilsen

Ragnhild Tresselt"

Fra: <klimavakten@met.no>

Sendt: tirs 10. sep. 2019 kl.13:19

Til: Ragnhild Yanine Kjølseth Tresselt <rtr010@post.uit.no>

Emne: Fwd: Ang. Målestasjoner og værdata for Kåfjorddalen, i Troms

"Vi samarbeider med NVE-fjellskred-Nordnesfjellet om disse målingene, de har satt opp målestasjoner på de stedene som er mest relevante. De har en toppstasjon på Gamanjunni, målingene fra den er representative for de høye fjellene i nærheten.

Vennlig hilsen

Tone Husebye, Klimavakten

Meteorologisk institutt"

Vedlegg 2: Oversikt over areal og volum av skredviftene og kildeområdene

Tabell over areal og volum av skredviftene I-XIV og volum av materialet antatt fjernet fra kildeområdene Øst og Vest er vist under. Volumene til vifte I-III og volumene til materialet antatt fjernet fra kildeområdene er beregnet i ArcMap 10.5. Volumet til vifte IV er basert på volumene til vifte II og III. Volumene til vifte V-VII, IX, XI og XIII er basert på vifte IV. Volumene til vifte VIII og X er basert på vifte II, volumene til viftene XII og XIV er basert på vifte III. Minimums- og maksimumsvolum av materialet antatt fjernet fra kildeområde Øst er beregnet.

Volumberegning av skredviftene II, III og IV	Vifte I		Vifte II	Vifte III	Vifte IV	Anslag volum vifte VIII og X basert på II			Oppsummering av areal og volum for alle skredviftene			
Areal [km ²]	0,0585	A		0,1887	0,1058	Vifte	Areal [km ²]	Volum [m ³]	Vifte	Areal [km ²]	Volum [m ³]	Volum [m ³]
		B	0,0725		0,0968	Vifte II	0,0725	630 620	Vifte I	0,0585		189 178
		Total	0,0725	0,1887	0,2026	Vifte VIII	0,0559	486 965	Vifte II	0,0725		630 620
SUM=antall piksler i de ulike rastene	756 711		2 522 482	9 053 152		Vifte X	0,1005	874 778	Vifte III	0,1887		2 263 288
Piksel dimensjon [m]	0,5; 0,5		0,5; 0,5	0,5; 0,5		Anslag volum vifte XII og XIV basert på vifte III			Vifte IV, a og b	0,1058	1 269 116	2 111 968
Areal av enkeltpiksel (0,5 x 0,5) [m ²]	0,25		0,25	0,25		Vifte	Areal [km ²]	Volum [m ³]	Vifte V	0,1666		1 736 811
Beregnet volum (Sum x Areal av enkeltpiksel) [m ³]	189 178		630 620	2 263 288		Vifte III	0,1887	2 263 288	Vifte VI	0,1496		1 559 540
Anslått volum vifte IV basert på forholdstall mellom arealer		IVa (III)			1 269 116	Vifte XII	0,0471	565 471	Vifte VII	0,2202		2 295 138
		IVb (II)			842 852	Vifte XIV	0,0644	773 092	SUM I-VII			10 786 543
Totalt anslått volum av vifte IV					2 111 968	Anslag volum vifte V-VII, IX, XI og XIII basert på IV			Vifte VIII	0,0559		486 965
						Vifte	Areal [km ²]	Volum [m ³]	Vifte IX	0,0263		273 713
Volumberegning av kildeområdene Øst og Vest	Øst_Min (I-VII)	Vest (VIII-XIV)	Øst_Maks (I-VII)	Vest (VIII-XIV)		Vifte IV total	0,2026	2 111 968	Vifte X	0,1005		874 778
Areal [km ²]	0,8060	0,3982	0,8060	0,3982		Vifte V	0,1666	1 736 811	Vifte XI	0,1252		1 304 984
SUM=antall piksler i de ulike rastene	116 655 939	39 439 829	198 484 883,50	39 439 829		Vifte VI	0,1496	1 559 540	Vifte XII	0,0471		565 471
Piksel dimensjon [m]	0,5; 0,5	0,5; 0,5	0,5; 0,5	0,5; 0,5		Vifte VII	0,2202	2 295 138	Vifte XIII	0,1655		1 724 970
Areal av enkeltpiksel (0,5 x 0,5) [m ²]	0,25	0,25	0,25	0,25		Vifte VIII	0,0263	273 713	Vifte XIV	0,0644		773 092
Beregnet volum (Sum x Areal av enkeltpiksel) [m ³]	29 163 985	9 859 957	49 621 221	9 859 957		Vifte IX	0,1252	1 304 984	SUM VIII-XIV			6 003 973
SUM volum kildeområdene (øst + vest) [m³]	39 023 942		59 481 178			Vifte XI	0,1655	1 724 970	Sum totalt volum skredmasser			16 790 516

Vedlegg 3: Beregning av volum mellom to overflater

Følgende prosedyre, mottatt av NGU og modifisert etter NGUs mal for "Volume between two surfaces - option 2" NGU (Penna, 2019), for volumberegning i ArcMap 10.5 er fulgt ved volumberegning av skredvifte I-III og kildeområdene:

- Klipp til DTM for tilpasning av skredområdet.
- Bruk Arc toolbox til å fylle hull i DTM'en.
- Lag et polygon av skredviften som skal representere den opprinnelige terrengoverflaten. Legg til et felt, "Area" i egenskapstabellen til polygonet med formatet "Float", og beregn arealet av polygonet med "Calculate Geometry (area)".
- Klipp den fylte DTM'en for å tilpasse polygonet til skredviften.
- Bruk Arc toolbox for å konvertere polygonet til en punktfil.
- Bruk Arc toolbox for å trekke ut høydeverdier som grensepunkter fra den fylte DTM'en.
- Bruk Arc toolbox til å lage høydekoter for dagens terrengoverflate for den enkelte skredviften (shapefil), basert på den fylte DTM'en.
- Kopier shapefilen med høydekoter for dagens terrengoverflate for den enkelte skredviften og modifiser høydekotene til en rett linje fra ytterpunktene for å representere den opprinnelige terrengoverflaten. Om nødvendig, modifiser den rette linjen med "Edit Vertice" i ArcMap etter store innsynkninger i dagens terrengoverflate (for volumberegning av skredviftene) og etter større utstående fjellpartier i dagens terrengoverflate (for volumberegning av kildeområdene).
- Bruk Arc toolbox til å konvertere shapefilen med konturlinjene for den opprinnelige terrengoverflaten til raster.
- Bruk Arc toolbox til å klippe til rasteren for den opprinnelige terrengoverflaten slik at den har samme form som polygonet til dagens skredvifte.
- Bruk Arc toolbox til å beregne forskjellen mellom dagens terrengoverflate for viften og den opprinnelige terrengoverflaten. For volumberegning av skredviftene blir det: DTM-dagens terrengoverflate – DTM-den opprinnelige terrengoverflaten. For volumberegning av kildeområdene blir det: DTM-den opprinnelige terrengoverflaten - DTM-dagens terrengoverflate. Dette resulterer i et nytt rasterlag ("differanse") som viser forskjellen i tykkelse mellom dagens og den opprinnelige terrengoverflaten.

- Les av SUM-verdien til det nye rasterlaget (totalt antall celler i det nye "differanse-laget/rasterlaget), og multipliser det med arealet til cellestørrelsen på den fylte DTM'en (0,5 m x 0,5 m).
- Regn ut volumet av den/det aktuelle viften/kildeområdet som følger:

$$Volum_x =$$

$$Areal_{DTM-celle} \times SUM_{totalt\ antall\ celler\ i\ det\ nye\ "differanse-"/rasterlaget}$$

Vedlegg 4: Kwartærgeologisk og geomorfologisk kart

I den digitale versjonen av oppgaven, er kartet vedlagt i eget dokument.

Tegnforklaring

	307, Liten utgliding
	401, Liten fjellblotning
	451, Steinsprangsblokk
	Ss 87, Snøskredmateriale
	101, Elve- eller bekkenedskjering
	107, Ravine
	301, Skredvifte, ytterkant
	302, Tydelig skredløp
	304, Snøskredtunge
	306, Skredkant
	307, Jord- og flomskredløp
	311, Snøskredløp
	312, Levé
	313, Skrederosjonskant
	50-Elve- og bekkeavsetning (Fluvial avsetning)
	20-Breelvavsetning (Glasifluvial avsetning)
	71-Forvittringsmateriale, sammenhengende dekke
	130-Bart fjell
	100-Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunn
	120-Fyllmasse (antropogent materiale)
	307-Steinsprangavsetning, sammenhengende dekke
	308-Steinsprangavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
	301-Jord- og flomskredavsetning, sammenhengende dekke
	313-Snø- og jordskredavsetning, sammenhengende dekke
	317-Snø- og steinsprangavsetning, sammenhengende dekke
	Bygninger
	Elv
	Vei

Tegnforklaring er identisk med den som er vist i Figur 4.1.

