

Institutt for geovitenskap

Geomorfologisk undersøkelse av skredvifter i Indre Kjosen, Lyngen, Troms, med fokus på snøskredavsetninger

—

Astrid Lemme

Masteroppgave i GEO-3900 Geologi – Mai 2017

Sammendrag

Skred er et utbredt faremoment i Troms og utgjør en overhengende trussel for bebyggelse så vel som for infrastruktur. Skredene kan skade mennesker og menneskelige interesser, og det investeres store summer i sikringstiltak. Skredprosesser er med på å utvikle landskapet og kan spores på bakgrunn av mer eller mindre karakteristiske landformer, elementer og avsetninger, kalt skredindikatorer. Skredindikatorene oppstår på grunn av ulike skredprosessers evne til å erodere, plukke opp, redistribuere og avsette løsmasser, og deres forekomst kan kjennes igjen på de ulike elementene som blir dannet i terrenget.

Nordsiden av Kjosens i Lyngen, Troms, er utsatt for en rekke ulike skredprosesser. I år 2000 gikk det et fatalt snøskred ved Storurda og fem mennesker omkom. Følgelig ble det laget omfattende konstruksjoner for å beskytte vei og bebyggelse. Inngrepene består av to skredoverbygg, et masseavlagringsbasseng og en skredvoll, og bygningsarbeidet har delvis ødelagt terrengets naturlige form.

Dette studiet har hatt som formål å undersøke geomorfologien i landskapet rundt skredsikringstiltakene i Kjosens. Snøskredindikatorer har vært i fokus, og et geomorfologisk kart er blitt utarbeidet på bakgrunn av skredindikatorene som er funnet i området.

Skredformer og skredavsetninger er undersøkt gjennom feltarbeid, samt høyoppløselige flyfoto og digitale terrengmodeller. I tillegg har gamle bilder, samtale med lokalbefolkningen og nettressurser vært et viktig verktøy for å forstå hvilke prosesser som forekommer i området.

Resultatene viser at snøskred, steinsprang og debris flow er de dominerende skredprosessene i Kjosens, og at noen skredindikatorer opptrer hyppigere enn andre.

Forord

Masteroppgaven du er i ferd med å lese markerer avslutningen på fem års studier om geologi, og det er en rekke personer som fortjener en takk etter en lang og fin studietid. Først vil jeg takke min veileder, Geoff Corner, for veiledning og raske tilbakemeldinger på arbeid som er blitt sendt deg. Takk for at du har latt meg jobbe med tema etter eget ønske og tempo, og for at du har beholdt roen selv om resultatene lot vente på seg.

En stor takk til Olaug og Fredrik Berg som har stått for høydepunktet under feltarbeidet, nemlig historiene om tidligere skredhendelser i Kjosen. En ekstra stor takk til Fredrik som også svarte på viktige spørsmål på mail i ettertid ettersom feltnotatene ikke alltid holdt mål.

Takk Felix, i det østerrikske Wildbach und Lawinenverbauung, for at du lærte meg bruken av Samos. Dessverre strakk ikke tiden til for å få ordnet opp i de tekniske utfordringene som oppsto i forsøk på å simulere utløpslengder av snøskred i Kjosen.

Kurt Magne Stormo, du takkes for ditt engasjement i norsk veihistorie og hurtige svar på spørsmål angående veihistorie.

Takk, Jørgen, for selskap og påfunn under feltarbeidet og for å ha holdt ut knasking, stønning og åpne dører på kontoret. Takk Gaute og Andreas, for faste kaffepauser, glade og trasige dager og generelt fem minnerike år som klassekamerater. Lis og Marte, har satt stor pris på informasjon og omtanke fra dere, spesielt i de hektiske dagene før innlevering. Takk, Monica, for at du har lest og gitt tilbakemelding på deler av oppgaven. Takk også til alle dere fine mennesker som har vært del av studiehverdagen på hver deres måte.

Takk, Rago, for at du krever lufteturene dine og for at du ikke skrur av propellen på grunn av en dårlig dag. Vegard, du er med på alle opp- og nedturer både på ski og i humør. Takk for robustheten din!

Innhold

1 Introduksjon	1
1.1 Bakgrunn.....	1
1.2 Formål	1
1.3 Studieområde	2
1.3.1 Oversikt og avgrensing	2
1.3.2 Berggrunnsgeologi.....	3
1.3.3 Kwartærgeologi	5
1.3.4 Klima.....	8
1.3.5 Vær.....	9
1.3.6 Tidligere arbeid.....	9
2 Skredprosesser	11
2.1 Klassifisering og kjennetegn ved ulike skredsprosesser.....	11
2.2 Skred fra fjell/berg	11
2.3 Løsmasseskred	12
2.4 Snøskred.....	14
2.4.1 Definisjon.....	14
2.4.2 Snøskredterreng	15
2.4.3 Snøskred og deres påvirkning på terrenget.....	15
3 Metode	23
3.1 Feltarbeid	23
3.2 Kartdata og flyfoto.....	24
3.2.1 Terrestriske data.....	24
3.2.2 Batymetriske data.....	25
3.3 Programvarer og fremstilling.....	26

3.3.1 ArcMap	26
3.3.2 Excel	28
3.3.3 Gacrux GpsConv.....	29
3.3.4 Orient	29
3.3.5 Coreldraw.....	29
3.4 Historiske kilder.....	29
4 Resultat	31
4.1 Oversikt over studieområdet.....	31
4.2 Inndeling av studieområdet.....	34
4.3 Tidligere skredhendelser.....	35
4.4 Område A.....	39
4.4.1 Beliggenhet og menneskelige inngrep.....	39
4.4.2 Kildeområde.....	39
4.4.3 Transport- og avsetningsområde.....	39
4.4.4 Vifte A	41
4.4.5 Naturlig tilstand	46
4.4.6 Tolkning av område A	47
4.5 Område B	50
4.5.1 Beliggenhet og menneskelige inngrep.....	50
4.5.2 Kildeområde.....	50
4.5.3 Transport- og avsetningsområde.....	50
4.5.4 Vifte B.....	52
4.5.5 Naturlig tilstand	56
4.5.6 Tolkning av område B	57
4.6 Område C – Nordlig del.....	60

4.6.1	Beliggenhet og oversikt	60
4.6.2	Observasjoner	62
4.6.3	Tolkning av område C; nordlig del	79
4.7	Område C – Storurda; Sørlig del	81
4.7.1	Beliggenhet og menneskelige inngrep	81
4.7.2	Vifte C	82
4.7.3	Naturlig tilstand	94
4.7.4	Tolkning av område C – sørlig del	95
4.8	Område D	97
4.8.1	Beliggenhet og menneskelige inngrep	97
4.8.2	Kildeområde	97
4.8.3	Transport- og avsetningsområde	97
4.8.4	Vifte D	98
4.8.5	Naturlig tilstand	105
4.8.6	Tolkning av område D	106
4.9	Batymetrisk skildring av området	109
4.10	Undersøkelser i forbindelse med rassikring	112
5	Diskusjon	115
5.1	Tolkninger av skredindikatorer som grunnlag for kartlegging	115
5.1.1	Pløye-blokken avsatt av snøskred	115
5.1.2	Kan blokken være avsatt av steinsprang?	116
5.1.3	Kan blokken være avsatt av debris flow?	119
5.1.4	Oppsummert	119
5.2	Forskjeller og ulikheter i områdene	119
5.2.1	Sammenheng mellom areal av kildeområder og areal av vifter	120

6 Videre arbeid.....	123
7 Konklusjon.....	125
8 Referanseliste.....	126

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn

Skred og skredfare har de siste årene vært et hyppig tema i media-Norge. Det kan nevnes jordskred som stenger veier, tog som sporer av i møte med rasmateriale langs skinnegangen, eller snøskred som ødelegger hus og tar menneskeliv. Norges topografi, med bratte fjell- og dalsider, utgjør utmerkede omgivelser for skredprosesser. Skredene kan være vanskelige å forutsi og inntreffer ofte uten forvarsel. Dersom de opptrer i urbaniserte områder kan de føre til store økonomiske tap når veier stenges og materielle verdier blir ødelagt, og det investeres derfor store summer i sikringstiltak. I løpet av de siste 150 årene har mer enn 2000 mennesker mistet livet i skred her i landet, av disse var mer enn 1500 forårsaket av snøskred (Jaedicke et al., 2008).

Troms er et av fylkene der skred representerer størst fare, og blant de mest utbredte skredtypene er steinsprang, debris flow og snøskred (Blikra et al., 2006; Jaedicke et al., 2008). I Kjosens, et lite tettsted i Lyngen kommune, har skred vært en overhengende trussel siden bosetningen startet der på 1700-tallet (Berg, 2016). I senere tid har området vært rammet av flere skredhendelser, og ble virkelig satt på kartet etter en snøskredulykke i år 2000 som krevde fem menneskeliv (Hammerfjeld og Sjøberg, 2000; NVE, 2012). I samtale med lokalbefolkningen er det kommet frem at foreldre valgte å holde barna hjemme fra skolen i perioder der snøskredfaren var stor, i frykt for at skolebussen skulle bli truffet av snøskred og ført ut på fjorden (Berg, 2016).

Foruten å føre til frykt og skade på mennesker og menneskelige interesser, utgjør skred også en viktig faktor i utviklingen av landskapet ved at de etterlater seg ulike geomorfologiske signaturer som vitner om deres forekomst. Signaturene, kalt *skredindikatorer*, oppstår som et resultat av erosjon og avsetning fra den enkelte skredprosess. Ved studier av skredindikatorer, kan det dannes et bilde av hvilke prosesser som forekommer i et område – kunnskap som vil være svært nyttig i planlegging av bebyggelse og infrastruktur.

1.2 Formål

Formålet med studiet har vært å produsere et geomorfologisk kart over de sørvendte skråningene i Indre Kjosens. Kartleggingen er hovedsakelig basert på erosjons- og avsetningssignaturer fra ulike skredprosesser, og det er lagt spesielt vekt på snøskred. Delmål har vært å undersøke;

- Hvilke skredprosesser finnes det spor etter i området i dag?

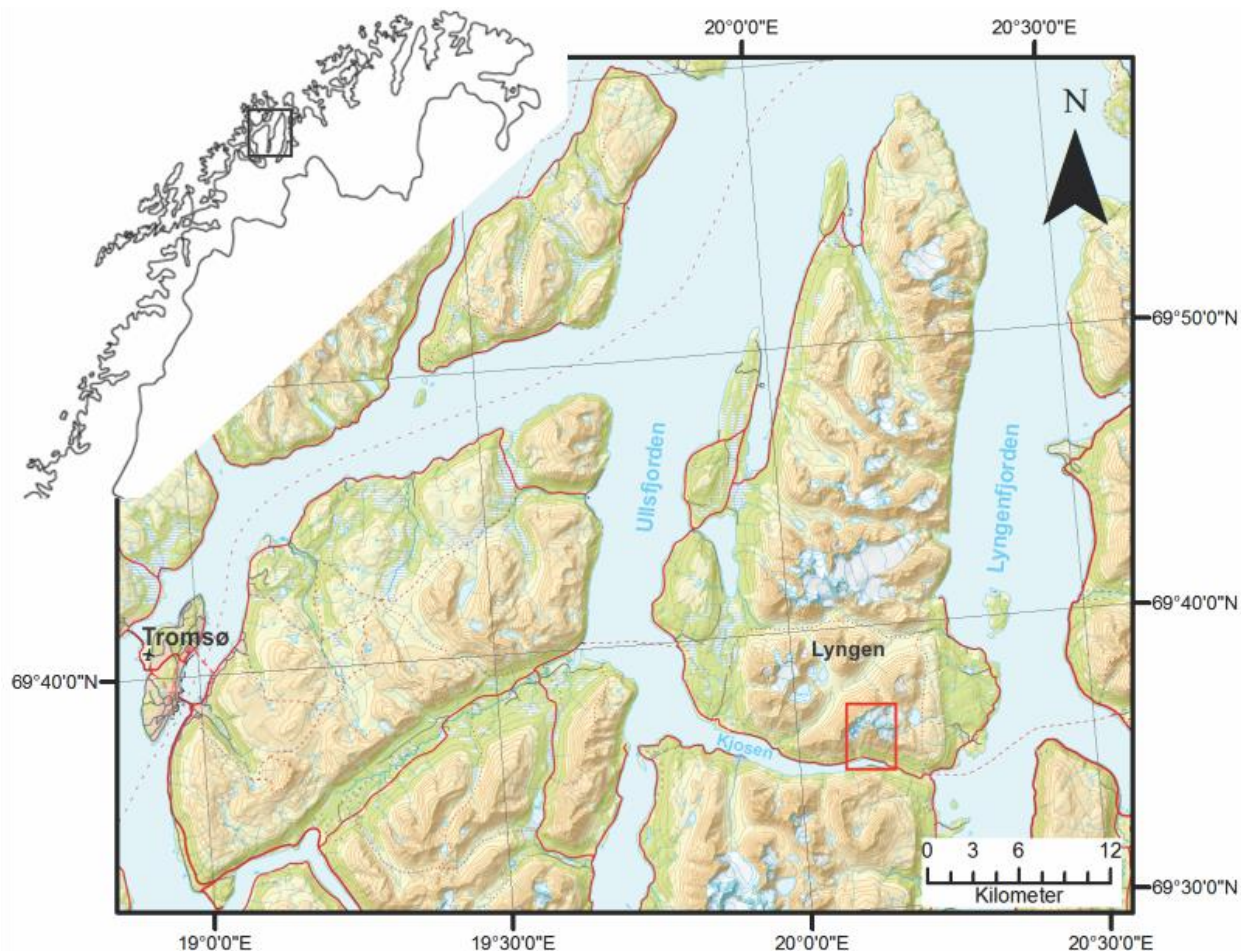
- Hva er de vanligste skredindikatorerne i området?
- Kan skredindikatorerne være dannet av flere ulike skredprosesser?
- Hvilke skredprosesser dominerer de ulike viftene?
- Finnes det sammenhenger mellom kildeområde og skredprosesser, samt kildeareal og vifteareal?

For å nå målet er høyoppløselige flyfoto og digitale terrengmodeller studert og analysert, og det er gjennomført feltarbeid der fokus har vært overflatemorfologi og skredindikatorer. På grunn av grove menneskelige inngrep i området er den naturlige tilstanden til landskapet forstyrret. Landskapet på eldre flyfoto, de eldste fra 1977, er sammenlignet med dagens landskap for å få en dypere forståelse av hvilke skredprosesser som opptrer, og for å se om det har vært en endring i hvilke skredprosesser som opptrer. I tillegg er det innhentet informasjon om historiske hendelser fra personlig kommunikasjon med lokalbefolkning og fra skreddatabase på nett.

1.3 Studieområde

1.3.1 Oversikt og avgrensing

Studieområdet ligger midt på Lyngenthalvøya i Lyngen kommune, mellom $69^{\circ} 35'$ - $69^{\circ} 37'$ N og $20^{\circ} 04'$ - $20^{\circ} 07'$ Ø (Figur 1). Dette er et markant fjellområde som er del av den skandinaviske fjellkjeden. Området har vært utsatt for gjentatte glasiasjoner og består i dag av høye fjell, isbreer og alpine landskapsformer som ligger i et bredt belte fra nord til sør. Relieffet er stort, med dype fjorder og fjelltopper på over 1800 moh. Lyngenthalvøya avgrenses av Ullsfjorden i vest og Lyngen- og Storfjorden i øst. Fjellmassivet er flere steder gjennomskåret av dype, tverrgående fjellpass. Det mest markante fjellpasset går langs fjordarmen Kjosen, en øst-vest orientert fjordarm som strekker seg fra Ullsfjorden i vest til bygden Kjosen i øst (Figur 1). Kjosen er om lag 15 km lang og mellom 200 m til 2 km bred. Den er et naturlig skille mellom nordlig og sørlig del av Lyngenthalvøya.



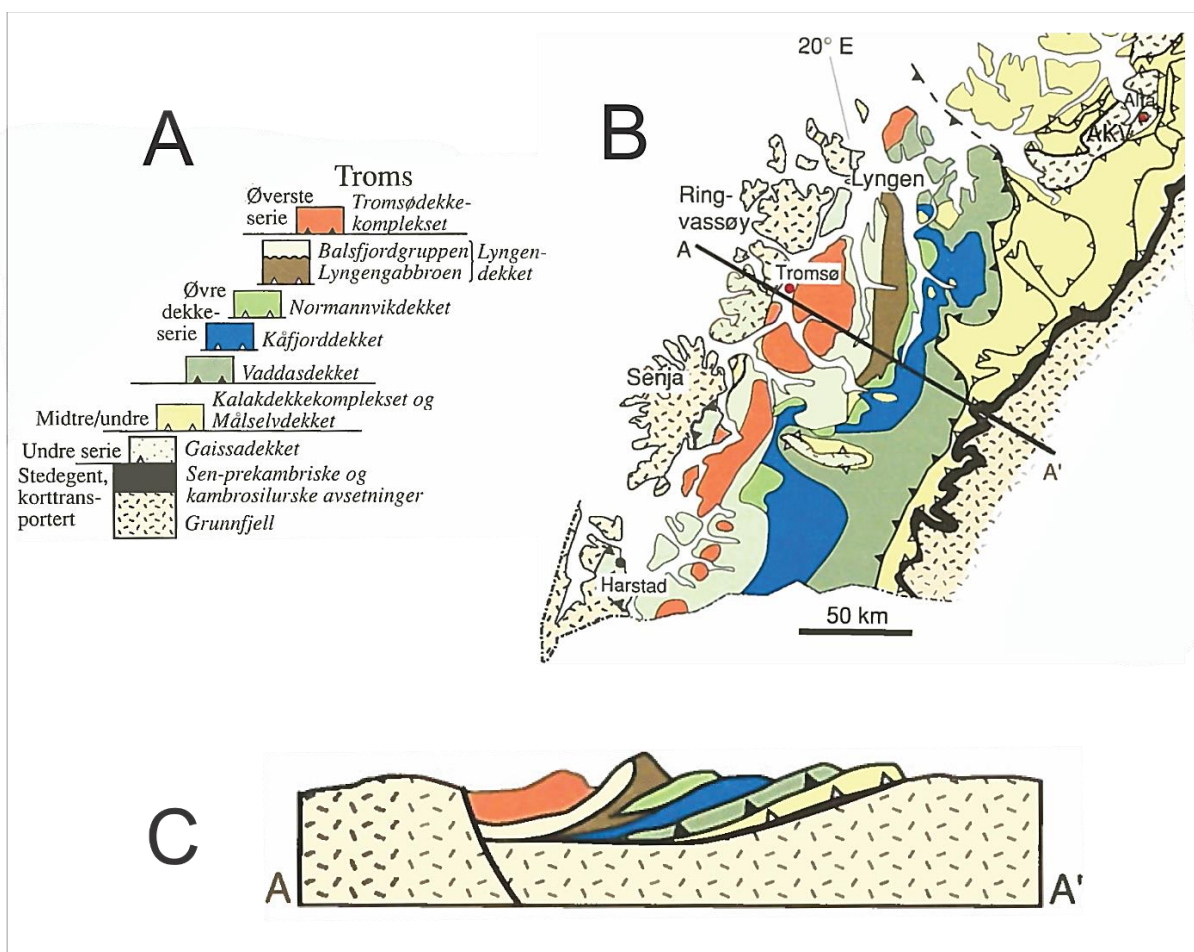
Figur 1: Studieområdet i Kjosens, Lyngen, er rammet inn i rød firkant.

1.3.2 Berggrunnsgeologi

1.3.2.1 Tektonikk

Fjellene i Troms stammer, i likhet med store deler av landets fjell, fra den Kaledonske fjellkjeden som ble dannet mellom 500 og 405 millioner år siden (Fossen et al., 2007). Fjellkjeden oppsto som et resultat av kollisjon mellom urtidkontinentene Laurentia og Baltika, og førte til at store flak av havbunn og kontinentalskorpe ble skubbet opp på hverandre og dannet såkalte skyvedekker (alloktoner). I Troms ligger skyvedekkene mer eller mindre stablet oppå hverandre over de eldste grunnfjellsbergartene fra prekambrisk tid (Figur 2). De deles i fire dekkeserier; undre-, midtre-, øvre-, og øverste dekkeserie, som videre deles inn i undergrupper med regionale navn (Figur 2A). På grunn av kollisjonens retning ligger undre skyvedekke nederst og lengst sørøst (Figur 2C). Bergartene i vest viser høyest grad av metamorfose ettersom varme- og temperaturpåvirkningen gjennom orogenesisen var størst der (Fossen et al., 2007).

På Lyngenhalvøya finnes det bergarter fra øvre dekkserie og tre undergrupper er representert. Suksessivt fra vest finnes Balsfjordgruppen, Lyngengabbroen og Normannvikdekket (Figur 2B).

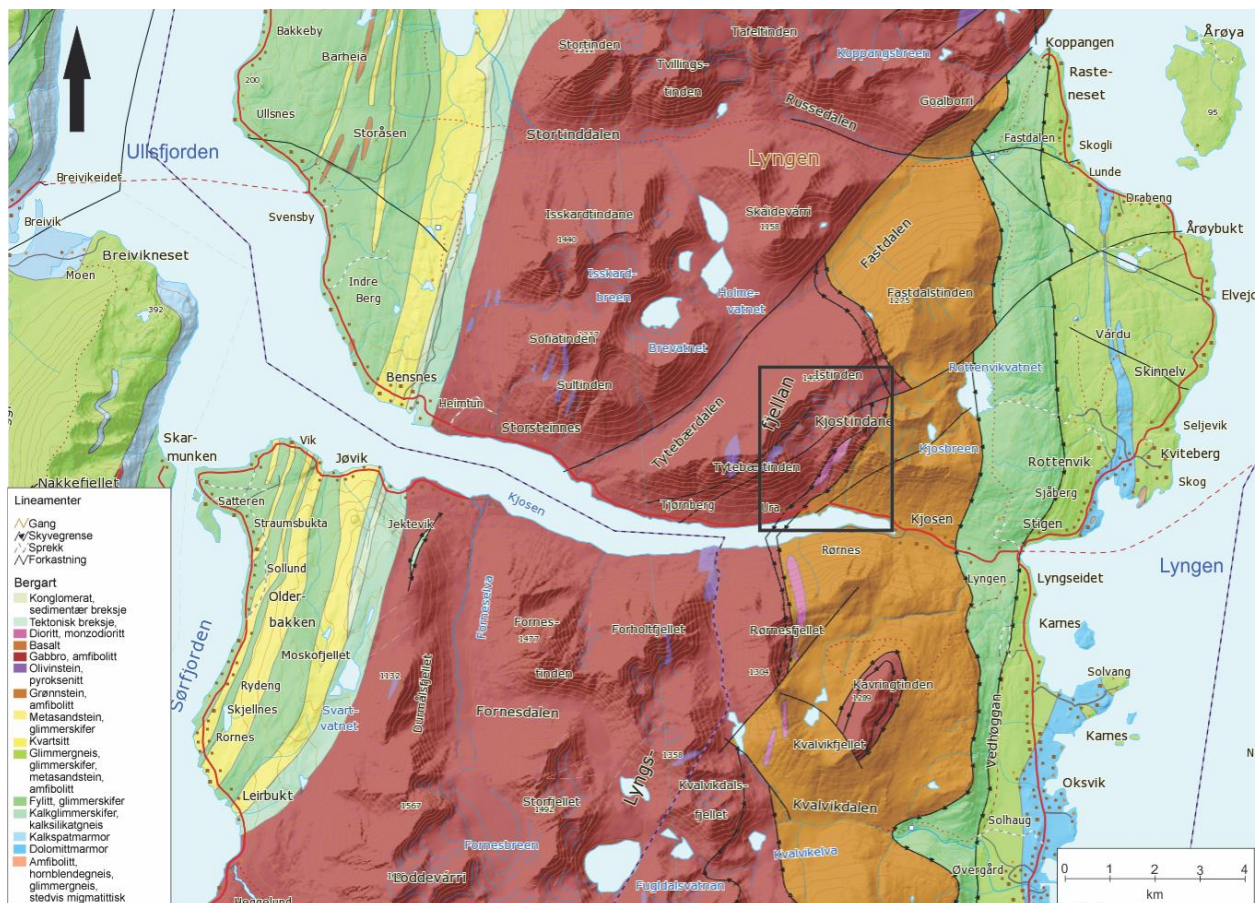


Figur 2: Dekkeoppbygningen i Troms, modifisert fra Fossen et al. (2007).

1.3.2.2 Bergarter

Lyngsgabbroen utgjør størstedelen av Lyngenhalvøya og er det største påviste ofiolittfragmentet i de skandinaviske kaledonidene (Figur 3) (Fossen et al., 2007). Bergarten er tolket til å være gammel havbunns skorpe fra det pre-atlantiske havet som eksisterte mellom Norge og Grønland for ca 1000-500 millioner år siden (Fossen et al., 2007). Den består av gabbro og metagabbro som hovedsakelig er bygget opp av mineralene plagioklas og pyroksen eller amfibol (Kvassnes et al., 2004; Selbekk, 2004; Fossen et al., 2007). Disse mineralene gjør bergarten seig og motstandsdyktig mot både kjemisk og mekanisk forvitring og har hatt sitt å si for fjellmassivets sylskarpe rygger og spisse tinder som har gitt området navnet Lyngsalpene (Selbekk, 2004; Nøttvedt og Johannessen, 2007).

Gabbroen inneholder linseformede ultramafiske bergarter. Innenfor studieområdet gjør disse seg gjeldende som linsar av serpentinisert peridotitt og er merket i lilla på Figur 3. Østover i området avveksles gabbroen av en NØ-SV-orientert skyveforkastning der dioritt (rosa) og metagabbro (vindrød) er representert. Videre østover finnes grønnstein og grønnsteinskifer (NGU, Uspesifisert-a).



Figur 3: Berggrunnsgeologien i Lyngen, Troms. Studieområdet er merket med svart firkant. Kartutsnitt fra (NGU, Uspesifisert-a).

1.3.3 Kwartærgeologi

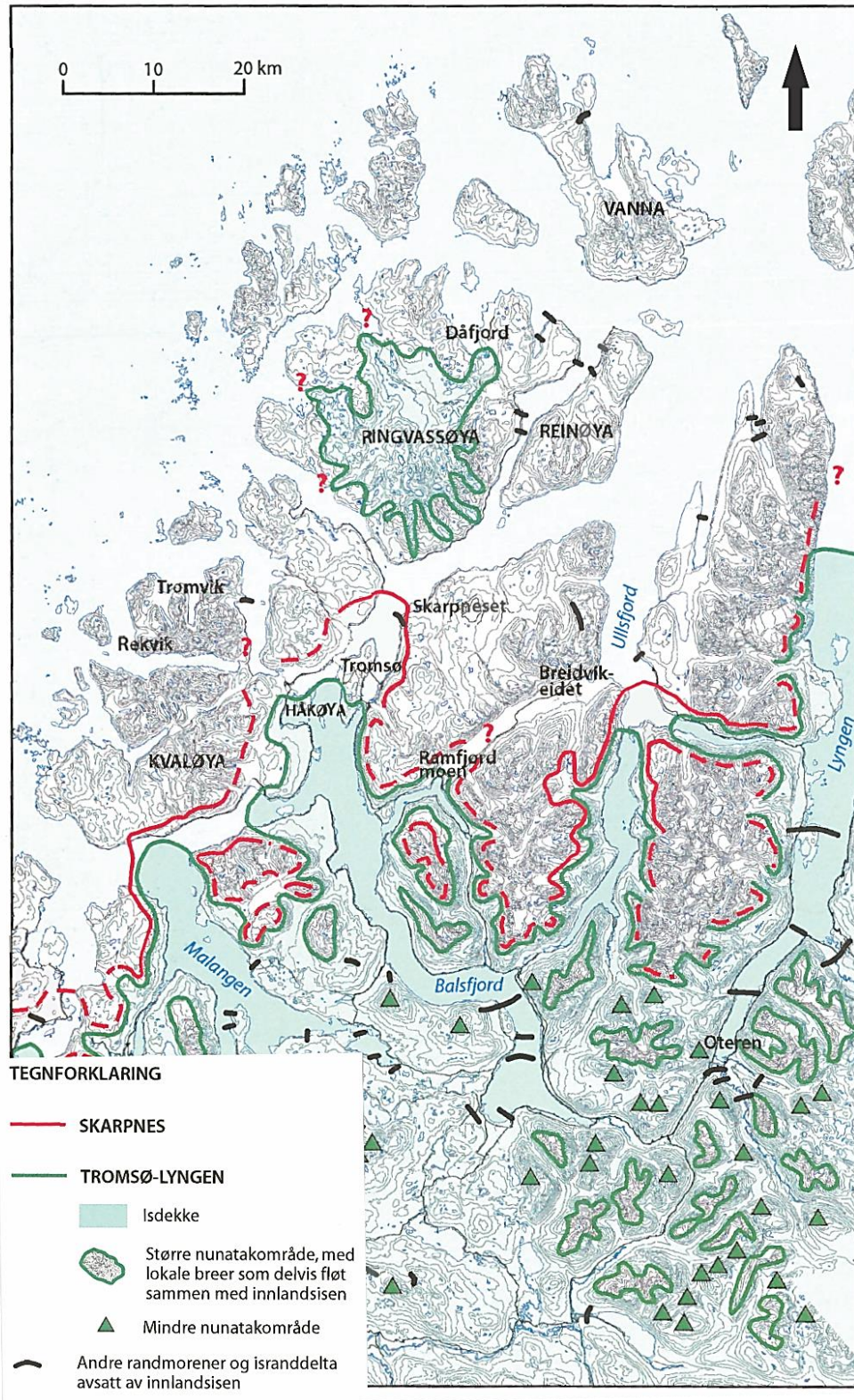
1.3.3.1 Istider og deglasiashistorie

Siden inngangen til kvartærtiden for 2,7 millioner år siden (B.P) har det vært mange og hyppige klimasvingninger som har gitt utslag i en lang rekke istider (og mellomistider) (Vorren og Mangerud, 2007; Nesje, 2012). Isbreene utøvte et enormt stress på underliggende landmasser og brukte sin særlige eroderingssevne til å prege landskapet. Det ble dannet u-daler, spisse tinder, egger og botner. Hver nye istid gjenopptok og videreførte erosjonsprosessene fra den forrige, og på den

måten er landskapet blitt formet og modifisert (Nesje, 2012). Mesteparten av dagens løsmasser stammer fra den siste istiden, som i Nord-Europa kalles Weichsel (Vorren og Mangerud, 2007; Nesje, 2012).

Weichsel varte fra ca 117 000-11 500 år siden og hadde sitt maksimum omtrent 18 000-25 000 år før nåtid (Vorren og Mangerud, 2007; Nesje, 2012). På den tiden lå isen helt ut på eggakanten og avsatte store mengder sedimenter på kontinentalskråningen (Mangerud, 2004; Vorren og Mangerud, 2007). Etter hvert som klimaet ble varmere begynte isen å smelte tilbake. Ytterkanten av isen gikk fra å være en kalvende iskant i havet til å ta form av en rekke dal- og fjordbreer som løp ut fra innlandsisen. Ullsfjorden, på vestsiden av Lyngen, var blant hovedkanalene hvor is strømmet ut fra innlandsisen (Corner og Sveian, 2004). Flere mindre framstøt og stillstander i tilbaketrekningsperioden dannet morener, og flere av disse israndavsetningene kan identifiseres i Troms (Andersen, 1968; Corner, 1980; Sveian, 2004).

For om lag 14 000 år siden inntraff en kald periode som fikk bretungene fra innlandsisen til å rykke frem. Stadialen, som har fått navnet Eldre Dryas, resulterte i Skarpnestrinnet som nådde ut til Nakken-Svensby i Ullsfjorden (Figur 4) (Andersen, 1968; Corner og Sveian, 2004; Sveian, 2004). Skarpnestrinnet er datert til å være 11 800-12 000 år gammelt (Andersen, 1968). Eldre Dryas ble avløst av en mildere periode, Allerød, som varte i omkring 1000 år. Deretter ble klimaet igjen kaldere og en ny stadial var et faktum. Stadialen har fått navn Yngre Dryas, og datering av avsetninger antyder at den inntraff 11 900-12 100 år før nåtid (B.P) (Andersen, 1968). Breene vokste betydelig og avsetninger fra dette fremrykket kan finnes over hele Norden (Sveian, 2004). Randmorene som ble dannet er generelt store og godt utviklet i fjorddistriktene i Nord-Norge, og går under navnet Tromsø-Lyngen-trinnet (Figur 4) (Andersen et al., 1995). På østsiden av Lyngen-halvøya finnes en enorm endemorene ved Spåkeneset (Andersen, 1968). I Kjosien finnes det israndavsetninger like utenfor Forneset, og i Ullsfjorden som et tydelig belte av sand og grus mellom Skardmunken og Hjøllneset (Andersen, 1968). Det er imidlertid funnet en mindre randmorene utenfor Skardmunken som tyder på at isen på et tidspunkt gled noe lenger fram (Corner og Sveian, 2004). Da brearmen i Kjosien trakk seg tilbake startet smeltevannet fra Fornesdalen å bygge ut en enorm vifte som i dag utgjør grusforekomsten på Forneset (Corner og Sveian, 2004).



Figur 4: Utbredelsen av brefronten under israndrinnene Skarpnes og Tromsø-Lyngen. Heltrukket linje indikerer relativt sikker beliggenhet av brefronten mens stiplet linjer er noe usikker. Foruten på Ringvassøya er ingen av de tallrike lokalbreene tegnet inn på kartet. Fra Dahl et al. (2004).

I Lyngen- og Storfjorden, på østsiden av Lyngnehalvøya, er det funnet store israndavsetninger ved flere lokasjoner. Disse vitner om mange stillstander i løpet av isens tilbaketrekning. Rundt 10 100-9 700 år før nåtid (B.P) hadde innlandsisen forsvunnet helt og de lokale breene som lå igjen i botner og daler var også i rask retrett (Corner, 1980). Vel 9000 år før nåtid (B.P) var også disse trolig forsvunnet og Lyngnehalvøya var isfri (Corner og Sveian, 2004). Så, for 3000 år siden, begynte breene igjen å vokse. Dette var starten på «den lille istid» som hadde sitt maksimum mellom år 1750-1920 (Corner og Sveian, 2004). Morener fra den lille istiden finnes foran de fleste av dagens breer og viser at det også var fluktasjoner i isutbredelsen den gang. De siste 80 årene har breene vist generell tilbaketrekning (Corner og Sveian, 2004).

Selv om det er usikkerhet rundt hvor tykk isen var i Troms under siste istids maksimum, er det alminnelig antatt at istykkelsen var ca 3000 m ved issenteret i Bottenviken (Sveian, 2004). Isen utøvte et enormt press på jordskorpen og førte til innsynkning – mest der isen var tykkest. Ettersom isen smeltet bort og vekten av den forsvant, startet isostatisk landheving. Landhevingen blir fortsatt registrert i dag, og er naturligvis størst det isdekket var tykkest. Langs kysten i Troms er hastigheten 1-1,5 mm i året (Dehls et al., 2000). Hevingen av landet har gjort at områder som tidligere var oversvømt nå ligger over havnivå. Den høyeste registrerte strandlinjen kalles marin grense, og varierer fra 100 moh i indre deler av Storfjord til omtrent 50 moh i de ytre delene av Lyngen (Corner, 1980). I Kjosene er marin grense antatt å være 71-72 m over dagens havnivå (Andersen, 1968).

[1.3.3.2 Løsmasser](#)

[1.3.4 Klima](#)

Golfstrømmen har ført til at Norge har jordklodens varmeste klima i forhold til breddegrad (Vorren og Mangerud, 2007). Havstrømmen opptrådte periodevis under istidene, men kom for alvor for omkring 11 500 år siden (Vorren et al., 2007). I dag tilfører Golfstrømmen enorme mengder temperert vann og bidrar til isfrie havner (Vorren og Mangerud, 2007).

I Troms er klimaet subarktisk og karakterisert av kjølige somre og lange, kalde vintre. Juli og februar er henholdsvis varmeste og kaldeste måned (Danneveig, 2009). Årsnedbøren varierer fra 750 mm over ytre kyststrøk til 300-600 mm over skjermede dalstrøk. Langs kystfjellene, blant annet Lyngsalpene, er årsnedbøren rundt 1000-1500 mm (Danneveig, 2009). Midnattssol opptrer

i regionen fra slutten av mai til slutten av juli, og fra medio november til medio januar er det mørketid.

Utbredelsen av permafrost er omfattende i Nord-Norge (Farbrot et al., 2013). Resultater fra borehullsundersøkelser viser at nedre permafrostgrense er på 800-900 moh i ytre kystområder og 600-700 moh i indre fjordområder (Christiansen et al., 2010).

1.3.5 Vær

Nærmeste målestasjon til studieområdet er Gjerdvassbu målestasjon. Den ligger 710 moh, drøyt 3 km sør for Ura. Stasjonen har vært aktiv siden november 2011 og måler temperatur og snødybde (Yr, Ukjent). Holmbukt målestasjon ligger på vestsiden av Lyngsalpene og er den nærmeste værstasjonen som måler nedbør. Tabell 1 viser gjennomsnittlig månedstemperatur registrert ved målestasjonen det siste året (april 2016-mars 2017) og gjennomsnittlig månedsnedbør registrert fra 2005-2016. Måneder med negativ gjennomsnittstemperatur er markert i blått og måneder med positiv gjennomsnittstemperatur er markert i rødt. Oktober og desember er de månedene det kommer mest nedbør i området og mai er måneden med minst nedbør.

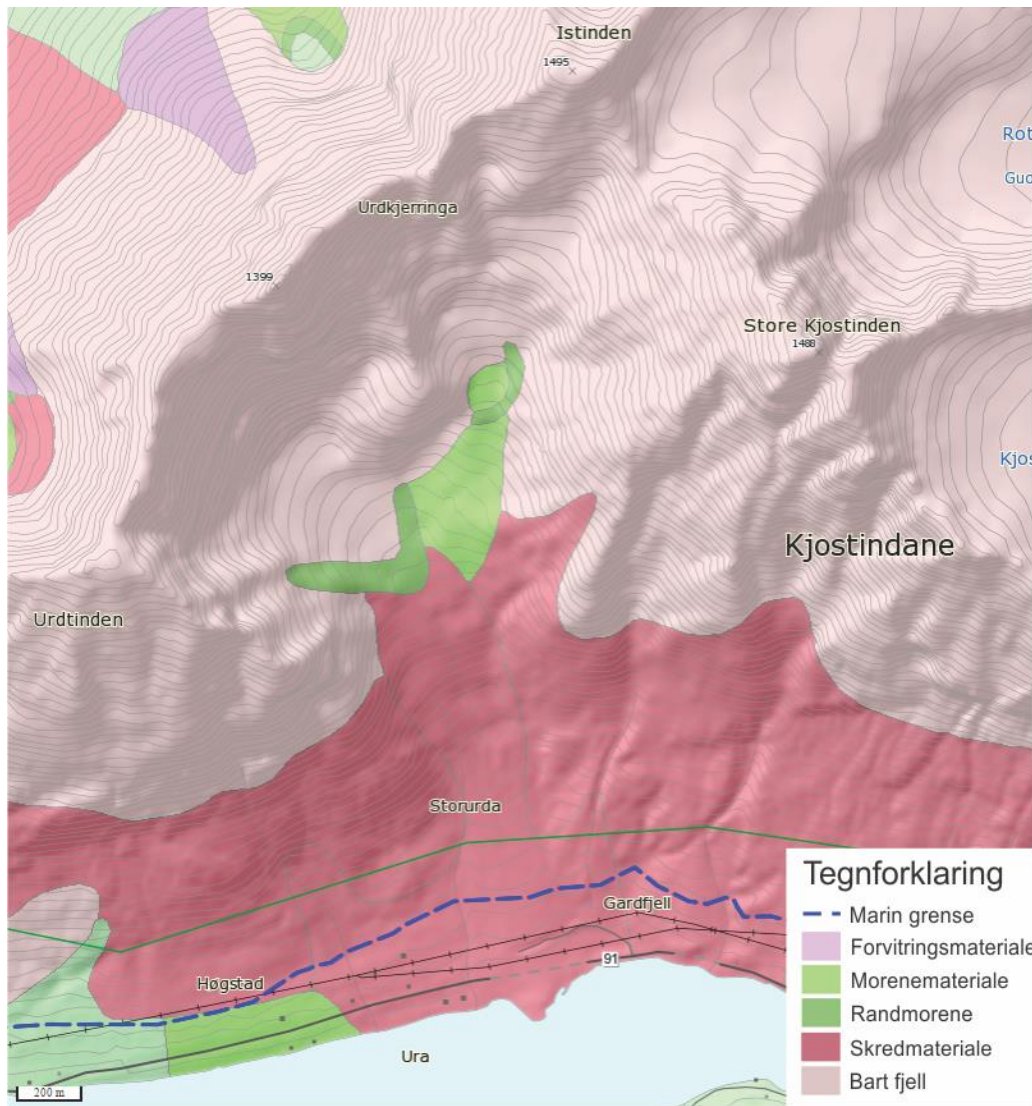
Tabell 1: Gjennomsnittlig månedstemperatur (april 2016-mars 2017) og månedsnedbør (2005-2016) i Holmbukt.

Måned	Temp (°)	Nedbør (mm)
Januar	-5,2	77,53
Februar	-6,4	82,09
Mars	-6,2	92,77
April	-2,6	69,33
Mai	3,7	44,32
Juni	4,6	60,27
Juli	10,9	67,75
August	7,6	59,68
September	7,2	70,28
Oktober	0,9	102,97
November	-4,3	76,96
Desember	-3	104,33

1.3.6 Tidligere arbeid

NGU har kartlagt både berggrunn, løsmasser og marin grense i området (NGU, Uspesifisert-a; NGU, Uspesifisert-b). Berggrunnsgeologien er beskrevet i kapittel 1.3.2 Berggrunnsgeologi, og løsmasser og marin grense er vist i Figur 5. Figuren viser at øvre del av området består av bart

fjell, randmorener og tykt dekke av morenemateriale. Nedre den av studieområdet er kartlagt som skredmateriale. Marin grense er stiplet i blått.



Figur 5: Løsmasser og marin grense i studieområdet, indre Kjos. Fra NGU (Uspesifisert-b)

I tillegg er det gjort en utvidet undersøkelse av grunnforholdene i områdets nedre del i forbindelse med rassikringen i 2004 (omtalt i kapittel 4.10 Undersøkelser i forbindelse med rassikring).

Håland (2011) gjorde en vurdering av sikringstiltak mot snøskred, og inkluderte i den forbindelse sikringstiltakene som er gjort i Storurda (sikringstiltakene er omtalt i kapittel 4.1 Oversikt over studieområdet).

2 Skredprosesser

Dette kapittelet presenterer relevant teori rundt skredprosesser. Det er lagt vekt på skredprosessers innvirkning på terrenget i form av erosjon og avsetning.

2.1 Klassifisering og kjennetegn ved ulike skredsprosesser

«Skred er en rask forflytning av masser ned en skråning» (NVE, 2015). De kan skilles fra hverandre på bakgrunn av hvilke typer masser de inneholder, og kan grovt sett deles inn i skred fra fjell/berg, løsmasseskred og snøskred (NVE, 2015).

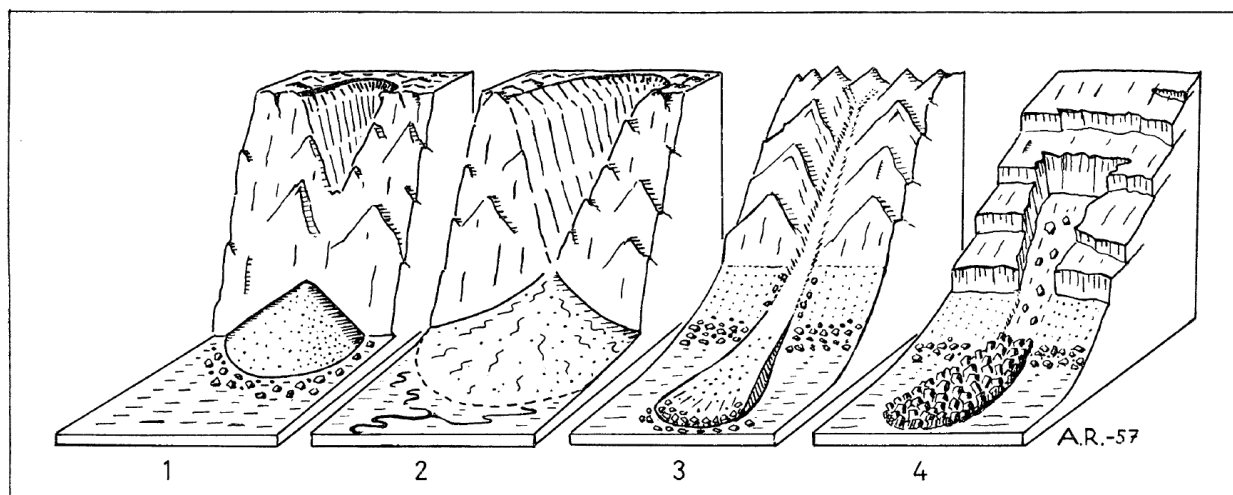
De ulike skredprosessene oppstår som resultat av ulike faktorer. Som følge av dette vil kilde-, transport-, og avsetningsområde variere fra skredprosess til skredprosess. I tillegg kan de ulike områdene også ha ulik utstrekning dersom man ser på én type skredprosess isolert. I kapittel 4 vil kilde-, transport-, og avsetningsområde forenklet ved at kildeområde beskriver areal bestående av bart fjell, avsetningsområde beskriver nedre deler av terrenget der det finnes vifteformer, og transportområde beskriver terrenget mellom kilde- og avsetningsområdet.

2.2 Skred fra fjell/berg

Skred fra fjell/berg omfatter steinsprang, steinskred og fjellskred; gravitasjonsdrevne prosesser som fører til akkumulasjoner av kantet materiale i underliggende skråninger og dalbunn. I Norge er det vanlig å skille massebevegelsene fra hverandre på bakgrunn av volum (Domaas og Grimstad, 2014).

Steinsprang har volum opptil 100 m³ og beveger seg hovedsakelig som enkeltblokker med lite dynamisk interaksjon (Domaas og Grimstad, 2014). De utløses vanligvis i bratte fjellklipper (> 40°) (Devoli et al., 2011), og avhengig av brattheten på fjellsiden vil blokkene både gli, rulle, hoppe og falle, og på vei ned knuses de i mindre biter (Blikra og Nemec, 1998; Dorren, 2003; Domaas og Grimstad, 2014; Hungr et al., 2014). I bratte fjellområder skjer steinskred daglig (Dorren, 2003). Avsetningene samles i en mer eller mindre vifteformet ur (Figur 6:1) og er sortert med økende blokkstørrelse nedover ura. Ura er brattest øverst (38°-40°) og slaker gradvis av nedover mot bunnen (ca 23°) (Domaas og Grimstad, 2014). Enkelte blokker kan sprette eller rulle ut forbi viften (Dorren, 2003; Domaas og Grimstad, 2014). Steinsprangmaterialet er i utgangspunktet svært kantet ettersom det kan være sprengt løs fra fast fjell som følge av

eksempelvis fryse- og tineprosesser, og deretter knuses i mindre fragmenter under transporten (Blikra og Nemeč, 1998; Dorren, 2003; Braathen et al., 2004).



Figur 6: Skisse som viser fire typer akkumulering av løsmasser. 1) Steinsprangvifte. 2) Alluvial vifte (debris flow). 3) Snøskredtunge. 4) Steinskredtunge. Hentet fra Rapp (1959).

Dersom volumet av skredmassene er mellom 100 m^3 og $10\,000 \text{ m}^3$ kalles massebevegelsen et steinskred, og overstiger det $10\,000 \text{ m}^3$ er betegnelsen fjellskred (Domaas og Grimstad, 2014). Skredene beveger seg som en hurtig granulær strøm av store og små oppknuste steinblokker og danner store mengder finstoff (Domaas og Grimstad, 2014). Strømmingsbevegelsen reduserer friksjonen mot underlaget og sidene og fører til store hastigheter og store utløpslengder (Domaas og Grimstad, 2014). Skredene kan avsette levéer langs sidene og avsetningene kan være flere hundre meter tykke (Hermanns og Longva, 2012). Avsetningene karakteriseres av enorme blokker over massivt materiale som varierer fra små blokker til finkornede partikler (Hermanns og Longva, 2012).

2.3 Løsmasseskred

Løsmasser omfatter alle typer masser som ligger oppå fast fjell, og løsmasseskred er fellesbetegnelsen for alle typer skred i slike masser (Bargel et al., 2011). Innenfor løsmasseskred deler NVE (2015) i jordskred, flomskred og kvikkleireskred.

Kvikkleireskred vil ikke bli omtalt videre da dette ikke er fokusert på denne oppgaven. Det bør likevel nevnes at det finnes kvikkleire i Kjosén, og at denne har ført til utfordringer i sikringsarbeidet (Vegvesenet, 2004).

Når det gjelder flom- og jordskred er det vanskelig å trekke koblinger mellom engelske og norske begreper. Ifølge Bargel et al. (2011) faller begrepet flomskred innenfor definisjonen av fenomenene debris flow og debris flood slik de er definert i Hungr et al. (2001) og Hungr (2005), samt Blikra et al. (1989); et hurtig, vannrikt, flomlignende skred som opptrer i definerte bekke- og elveløp og i raviner og gjel der det vanligvis ikke er permanent vannføring. Videre skiver de at flomskred helst utløses etter intens nedbør og/eller snøsmelting, og at de kan rive løs og transportere store mengder løsmasser, blokker, trær og vegetasjon i og langs skredløpet. Flomskred kan avsette langsgående rygger (levéer) av grovmateriale langs skredbanen og tungeformede rygger (lober) i utløpsområdet (Bargel et al., 2011). Gjentatte flomskred danner en vifte med de groveste løsmassene lengst oppe og gradvis finere masser utover i viften (Bargel et al., 2011). Andre karakteristikk ved flomskred-avsetninger er at de har en massiv struktur, dårlig sortering og, avhengig av kildemateriale, er en matriks-båret blanding av sedimenter med kornstørrelser fra leire til stein og meterstore blokker (Costa, 1984; Major, 1997). På overflaten av avsetningene kan det dannes ansamlinger av relativt godt sortert grus eller andre grove sedimenter som følge av pulserende flomskred (Major, 1997). I likhet med vann vil flomskred følge den laveste traséen i terrenget. Dermed vil flomskredene endre løp med visse mellomrom og hvilken del av viften som er aktiv vil derfor variere.

Jordskred defineres som en rask massebevegelse av grove og finkornede løsmasser og noe vann. Disse opptrer, i likhet med flomskred, etter perioder med intens nedbør og/eller snøsmelting, og er et resultat av svært vannmettede løsmasser. Jordskredene starter ofte i et punkt i bratte, løsmassedekkede skåninger ($>25^\circ$) og blir bredere og bredere nedover ettersom de river med seg vegetasjon og løsmasser. Jordskredene kan resultere i en massestrøm med avsetninger som er svært like som ved flomskred, men viftene som dannes er ofte brattere (Bargel et al., 2011).

Siden det i denne oppgaven er fokusert på skredindikatorer, og skredindikatorene for flom- og jordskred er svært like, er det valgt å ikke skille mellom flom- og jordskred. I stedet er terminologien forenklet til ett felles ord, *debris flow*, som innbefatter dem begge.

2.4 Snøskred

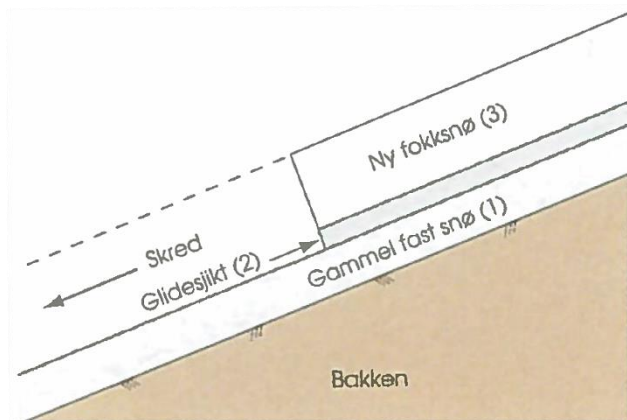
2.4.1 Definisjon

Snøskred er masser av snø som strømmer hurtig nedover bratte skråninger (Rapp, 1960; Ramsli, 1981; Schweizer et al., 2003). De utløses som et resultat av flere faktorer. De viktigste faktorene er terreng, vær og snødekke (Ramsli, 1981).

Snøskred deles vanligvis i to hovedtyper; løssnøskred og flakskred. Videre kan man dele de to hovedtypene i tørre og våte skred. Dersom snøen er helt vannmettet kan det oppstå et tredje type skred; sørpeskred.

Løssnøskred starter i et punkt på eller nært overflaten i et usammenhengende lag av tørr eller våt snø (Schweizer et al., 2003). Tørre løssnøskred består som oftest bare av overflatesnø som ikke eroderer underlaget og vil derfor ikke bli diskutert ytterligere (Blikra et al., 1989; McClung og Schaerer, 2006). Våte løssnøskred, derimot, kan inkludere hele snødekket eller erodere underlaget dersom de bres utover områder uten snø (Gardner, 1983). Våte løssnøskred er mer eller mindre vannmettet og inntreffer mot slutten av smeltesesongen (Baggi og Schweizer, 2009).

Flakskred oppstår når et konsolidert lag av snø settes i bevegelse grunnet kollaps i et underliggende svakt lag (Schweizer et al., 2003; McClung og Schaerer, 2006). Ifølge Lied (2014) er det flakskredene som blir størst og praktisk talt inkluderer alle skred som gjør skade. Figur 7 viser en prinsippskisse av flakskred. Bakken er overlatt av eldre snø med stor styrke (1). Over det finnes et svakt lag (glidesjikt) med liten styrke (2), og på toppen et lag med bundet fokksnø (3). I dette



Figur 7: Utløsning av flakskred; Fokksnø (3) glir på gammel fast snø (1) etter kollaps i det svake laget (2). Etter Lied (2014).

eksempelet kolliderer det svake laget og det nye fokksnølaget glir ut som et flakskred. Når et flakskred er satt i bevegelse på denne måten kan det trigge svake lag lenger nede i snødekket, eller langs bakken, og hele snødekket kan gli ut (McClung og Schaerer, 2006).

2.4.2 Snøskredterreng

Snøskredterreng er terreng der det er en viss mulighet for at snøskred forekommer, og kan deles i tre soner; utløsningsområde, skredløp og utløpsområde (Figur 8) (McClung og Schaerer, 2006). I oppgaven er navnet på sonene eksklusivt brukt der det er snakk om snøskred, i motsetning til kilde-, transport-, og avsetningsområde som brukes generelt på alle skredprosessene.

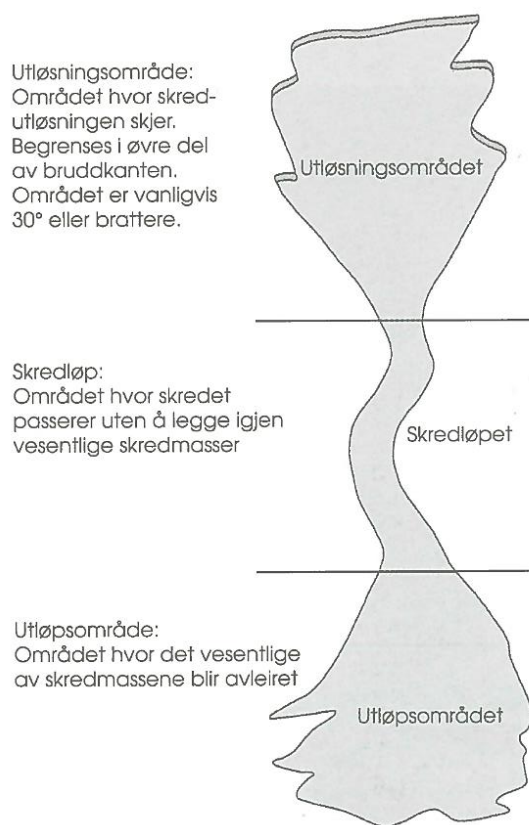
Utløsningsområdet er området der ustabil snø gir etter og settes i bevegelse (McClung og Schaerer, 2006). For snøskred skjer dette vanligvis i terreng brattere enn 30° som ikke er dekket av tett skog (Tremper, 2008; Lied, 2014; Müller et al., 2015). Det finnes derimot ingen presis nedre grense for hellinger der snøskred forekommer da denne grensen bestemmes av snøforholdene (McClung og Schaerer, 2006).

Skredløpet er den midtre sonen, der skredet passerer uten å legge igjen større mengder skredmasser. Her oppnår skredet maksimal fart. Skredløpet forbinder utløsningsområdet og sonen der skredmassene hoper opp; utløpsområdet. I utløpsområdet bremses skredet opp og skredmassene blir avsatt. Utstrekningen av utløpsområdet varierer med størrelsen på snøskredet (McClung og Schaerer, 2006).

De ulike sonene er særegne for hvert enkelt snøskred. For eksempel er de øvre delene utsatt for skred oftere enn nedre og ytre deler av skredområdet. Noen skredområder er utsatt for skred hvert år, mens det i andre områder kan gå 100 år eller mer mellom hvert skred.

2.4.3 Snøskred og deres påvirkning på terrenget

Snøskred påvirker terrenget i form av mer eller mindre karakteristiske formelementer. Ved erosjon og avsetting kan de modifisere allerede eksisterende vifter og overflate-elementer, eller danne nye



Figur 8: Prinsippskisse av de tre sonene i skredområdet; utløsningsområde, skredløp og utløpsområde. Etter Lied (2014).

(Luckman, 1977). Grad av påvirkning avhenger av topografiske og klimatiske forhold, samt tilgang på løsmasser. Luckman (1977; 1992) definerer 30-50° bratte, vegetasjonsfrie skråninger med løst materiale og hvor snø akkumulerer om vinteren som optimale skåninger for utvikling av snøskredindikatorer.

For at et snøskred skal erodere underlaget må skredet gå over bar bakke eller involvere hele snødekket (Rapp, 1960; Luckman, 1977). Snøskred over bar bakke opptrer særlig dersom snø har akkumulert i renneformer gjennom vinteren og forblir der utover våren når snødekket smelter bort i underliggende områder (Gardner, 1970). Snøskred som går helt ned til bakken plukker opp løst materiale og etterlater en jevn overflate i øvre del og avsetter materiale i nedre del av utløpsområdet (Luckman, 1992). Dersom det er tilstrekkelig tilgang på løst materiale, kan snøskred transportere store mengder løsmasser, inklusiv enorme blokker (Allix, 1924; Luckman, 1977; Blikra og Nemec, 1998). Det er observert flest våte vårscred som eroderer underlaget (Luckman, 1977).

I de følgende delkapitlene forklares geomorfologiske elementer som forekommer i studieområdet.

2.4.3.1 Snøskredavsetninger

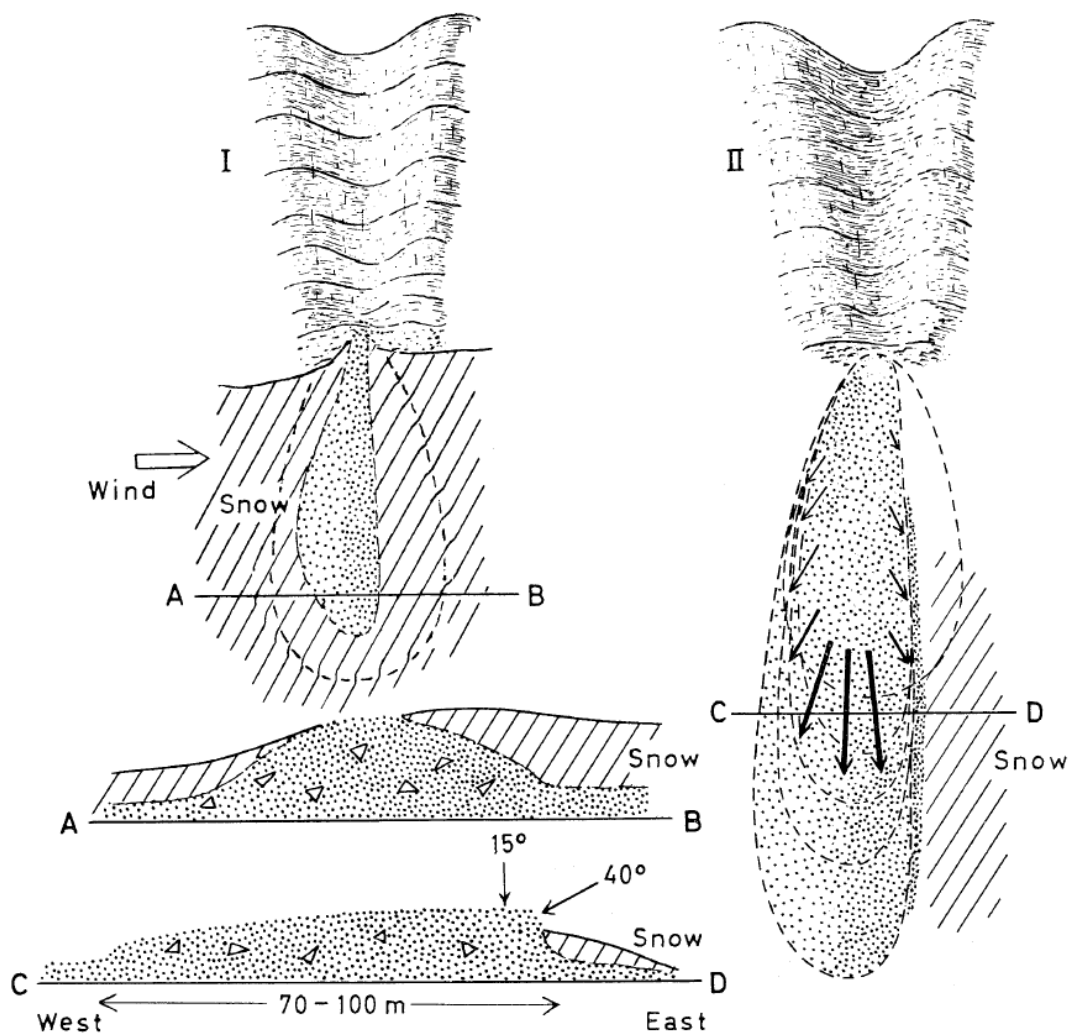
Løsmasser som transporteres og avsettes av snøskred er mer eller mindre usortert – med små partikler og store blokker i en miks (Rapp, 1959; Rapp, 1960; Luckman, 1977). Løsmassene avsettes gjerne som et tynt teppe av løst og kantet materiale over underlaget, eller som usortert skredmasse oppå store blokker (Rapp, 1959; Rapp, 1960; Luckman, 1992).

Vifter som er dominert av snøskred har en utpreget konkav lengdeprofil (Rapp, 1959; Rapp, 1960; Luckman, 1977; Blikra et al., 1989). De har en lavere gjennomsnittshelling enn andre skredvifter og befinner seg stort sett over tregrensen (Luckman, 1977; Blikra et al., 1989). Skredbanen er ofte vid med en jevn overflate (Rapp, 1959).

Akkumulasjoner som domineres av snøskred kan deles i snøskredvifter og snøskredblokktinger. Snøskredvifter har en typisk vifteform, med overflateelementer som viser at snøskred er den dominerende prosessen (Luckman, 1977; Blikra et al., 1989). De kan minne om steinsprangvifter eller debris flow-vifter av kantet materiale og uten levéer.

Snøskredblokktinger er karakteristiske akkumulasjoner av grove løsmasser som oppstår etter mangeårig løsmassetransport av snøskred. Rapp (1959) identifiserte to typer snøskredblokktinger som han kalte «road bank»-type og vifte-type.

Road bank-typen utvikles der snøskred skjer hyppig og det er rikelig tilgang på løsmasser (Luckman, 1977). Tungene er karakteristiske ved at de står ut fra underlaget og har en asymmetrisk tverrprofil med én side som er høy og bratt, og én side som er slak (Figur 9 C-D). Rapp (1959) forklarer at asymmetrien kommer av at den siden som vender mot vinden (dominerende vindretning) blir blåst fri for snø om vinteren. Den blottes dermed for erosjon av snøskred, mens le-siden vil beskyttes av et tykkere snødekke. Med tiden (århundrer) vil viften bli asymmetrisk (Rapp, 1959; Rapp, 1960). Figur 9 viser Rapp (1959) sin tolkning av utvikling av road bank-type snøskredblokketunger. Skisse I og tverrprofil A-B viser vinterforhold og skisse II og tverrprofil C-D viser sommerforhold. Gjennom kontinuerlig snøskrederosjon utvikles steinsprangviften (I) til en asymmetrisk snøskredvifte (II) (road bank type). Resultatet blir en slak lo-side og en bratt le-side, som vist i tverrprofil C-D.



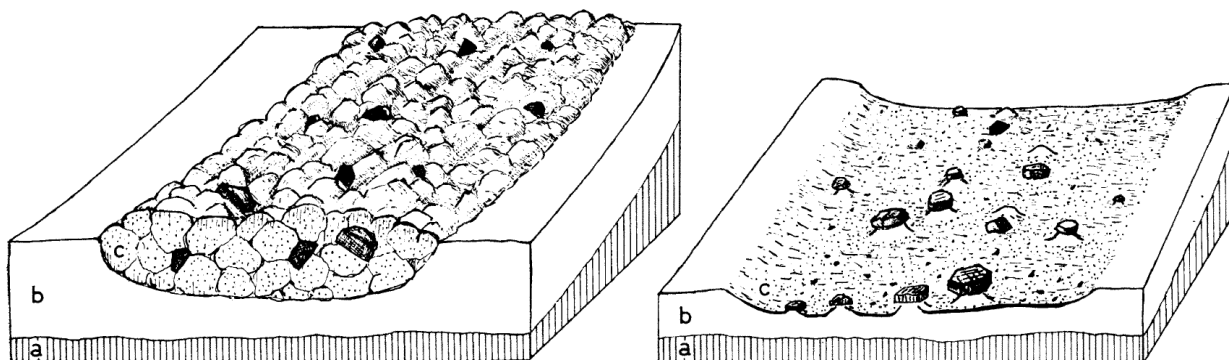
Figur 9: Utvikling av snøskredblokketunge av road bank-typen. Fra Rapp (1959)

Viftetype formes av store snøskred som har stor rekkevidde og kan nå langt utover flatt terreng, eller til og med opp i dalsider på motsatt side av løsnområdet (Rapp, 1959; Luckman, 1977). Disse tungene er ikke like mye hevet over underlaget som road bank-typen, men består ofte av et tynt dekke med angulære blokker over underlaget (Rapp, 1959; Luckman, 1977).

Det er observert snøskredavsetninger med sortering av store blokker langs kantene og fronten av snøskredtungene (Rapp, 1959; Luckman, 1992).

Strøblokker og balanserte klaster

Når snøen i snøskredavsetningene smelter bort vil løsmassene bli liggende igjen. Figur 10 viser nylig avsatte snøskredavsetninger som består av en blanding av snø og løsmasser (venstre) og hvordan løsmassene ligger strødd utover underlaget når snøen smelter bort (høyre). I mangel på et norsk ord for denne typen avsetninger er det valgt å innføre begrepet *strøblokker*, som betegner klaster som ligger strødd over et relativt flatt underlag.



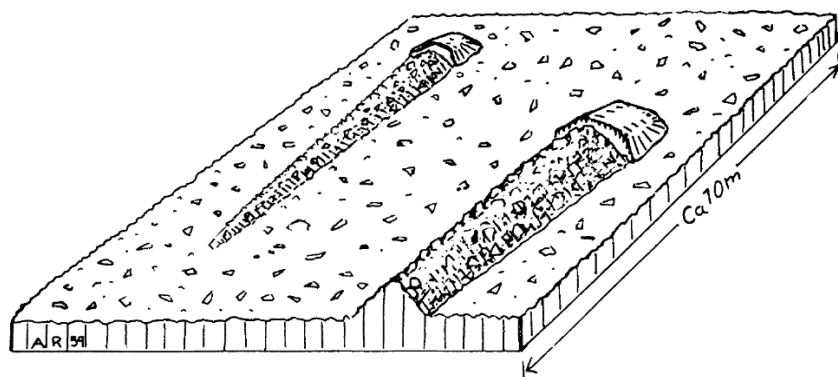
Figur 10: Utsmelting av løsmasser i snøskredavsetninger. a = bakke. b = fast snø. c = snøskredavsetninger. Fra Rapp (1960).

Balanserte klaster er brukt for å beskrive det som på engelsk kalles *perched boulders*, og er definert som løse klaster som ligger ustabilt balansert oppå andre klaster (Rapp, 1960; Luckman, 1977). Klastene har vært del av snøskredmassene, men når snøen smelter bort blir de avsatt i disse unaturlige, balanserte posisjonene.

Rapp (1960) observert at blokker ofte fortsatte å skli nedover på snøen under smeltingen av snøskredet, og at de avlange blokkene nesten alltid var orientert med den lengste akse pekende nedover skråningen. Blokkene i skredtungene viste ingen foretrukket orientering.

Steinskygger

Steinskygger betegner det engelske begrepet *debris tails* som er definert av blant annet Rapp (1959), og beskriver karakteristiske elementer i områder utsatt for snøskredaktivitet. Steinskygger består av en større blokk med en hale av løse, ofte ustabile løsmasser på nedsiden (Figur 11). Halen er tykkest like bak blokken og blir mindre og mindre fremtredende lenger ned. Halene er parallelle og peker i snøskredets strømmingsretning. Rapp (1959) observerte haler opptil 10 m lange. Det kan også forekomme små steinskygger på oppsiden av blokker, men disse er mindre enn skyggene på nedsiden (Rapp, 1959). Steinskygger finnes hovedsakelig i utløpsområdet, men kan også forekomme i utløsningsområdet og skredløpet.

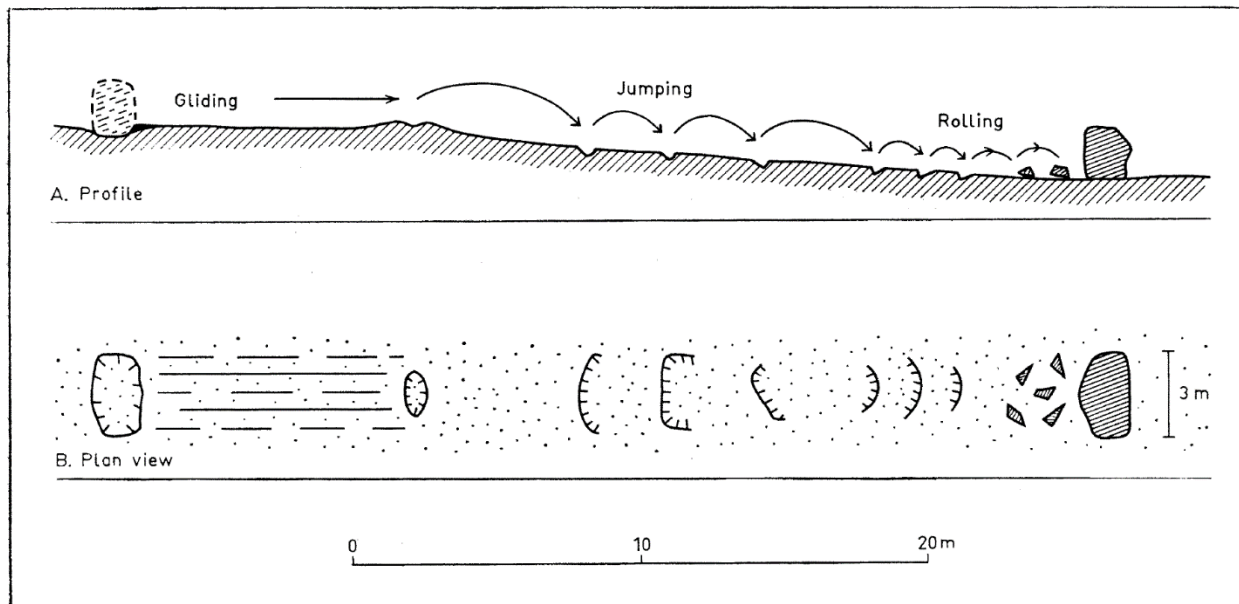


Figur 11: Steinskygger på en ellers jevn overflate. Fra Rapp (1959).

2.4.3.2 Erosjon som følge av snøsked

I områder med kontinuerlig snøskrederosjon blir grovkornede løsmasser i øvre del av skråningen transportert nedover, og løsmasser i finkornet matris eksponeres på overflaten (Luckman, 1977).

Figur 12 viser tre typer erosjonsmerker som kan oppstå når blokker glir, hopper eller ruller innad i et snøskred (Rapp, 1960). Til venstre i figuren ser man gropen der blokken lå tidligere. Herfra kan det sees spor i form av riller eller små rygger dannet ved at blokken glir på underlaget. Ifølge Rapp (1960) kan sporene bli 20 m lange, 1 m brede og 2 m dype. Høyre del av figuren viser støt- og rulle-groper der blokken har hoppet eller rullet på underlaget.

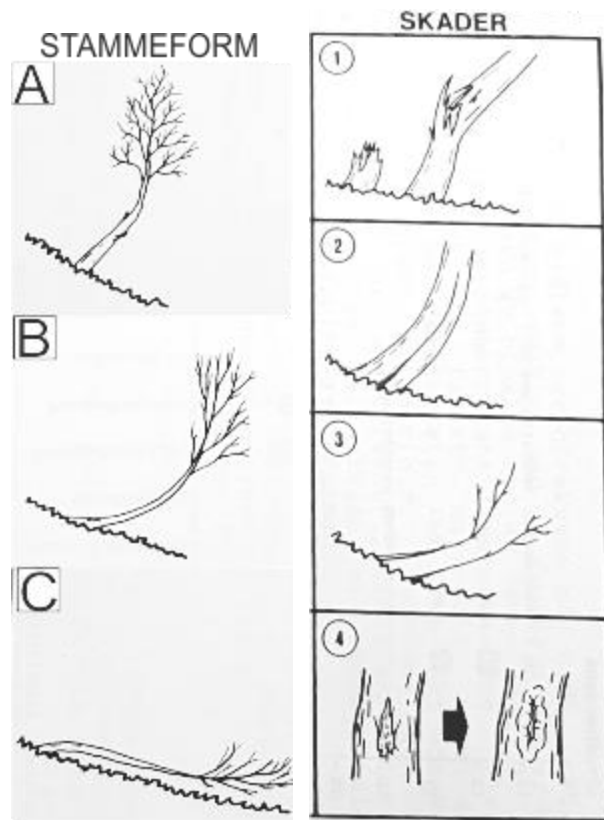


Figur 12: Opptak og transport av blokker med snøskred. Erosjonsmerker dannet av prosessene er også vist. A) Sett i profil B) Sett ovenfra. Fra Rapp (1960).

2.4.3.3 Vegetasjon

Vegetasjon kan gi informasjon om skredfrekvensen i et område (Toppe, 1982). Skogklede skråninger hindrer skredaktivitet og vegetasjonsdekte områder begrenser tilgjengeligheten på løsmasser (Luckman, 1977). Under tregrensen er snøskredbaner ofte karakterisert av ødelagt skog og er lett å få øye på (Rapp, 1959; Luckman, 1977). Områder som årlig utsettes for snøskred er naturlig blottlagt ettersom regelmessige snøskred hindrer veksten av trær (Allix, 1924). Et utypisk snøskred som overflytter, eller blir avledet fra, sin vanlige kanal vil ødelegge eksisterende skog ved å pløye ned trær og gjøre dem til en del av skredmassene (Allix, 1924).

Dersom snøskred går over vegeterte arealer vil snøskredene i de fleste tilfeller påvirke vegetasjonen (Allix, 1924; Toppe, 1982). Figur 13 viser typiske stammeformer (A-C) og -skader (1-4) som kan opptre i områder med snøskredaktivitet. De ulike stammeformene er knekkbøying (A), buebøying (B) og liggende stamme (C). Toppe (1982). Skadene innebærer stammebrudd (1), stammespalte (2), greinbrudd (3) og barkskade (4). Mindre, våte snøskred kan derimot bevege seg gjennom skogfelt uten å gjøre veldig store skader (Allix, 1924).



Figur 13: Stammeform og vegetasjonsskader dannet av snøskred. Modifisert fra Toppe (1982).

3 Metode

I dette kapittelet presenteres metodene som er tatt i bruk i studiet.

3.1 Feltarbeid

Feltarbeidet ble gjennomført i løpet av to uker i august-september 2016. Målet med feltarbeidet var å danne en oversikt over området og tidligere skredprosesser som har inntruffet der, samt skaffe bildedokumentasjon av ulike elementer. Det ble fokusert på overflateelementer, men løsmasser ble grovt undersøkt i bekkefar og i enkelte groper gravd med spade.

Feltarbeidet ble gjennomført sammen med masterstudent, Jørgen Bolstad. Bilder uten referanse er tatt av Jørgen eller undertegnede i perioden 6.-9.september.

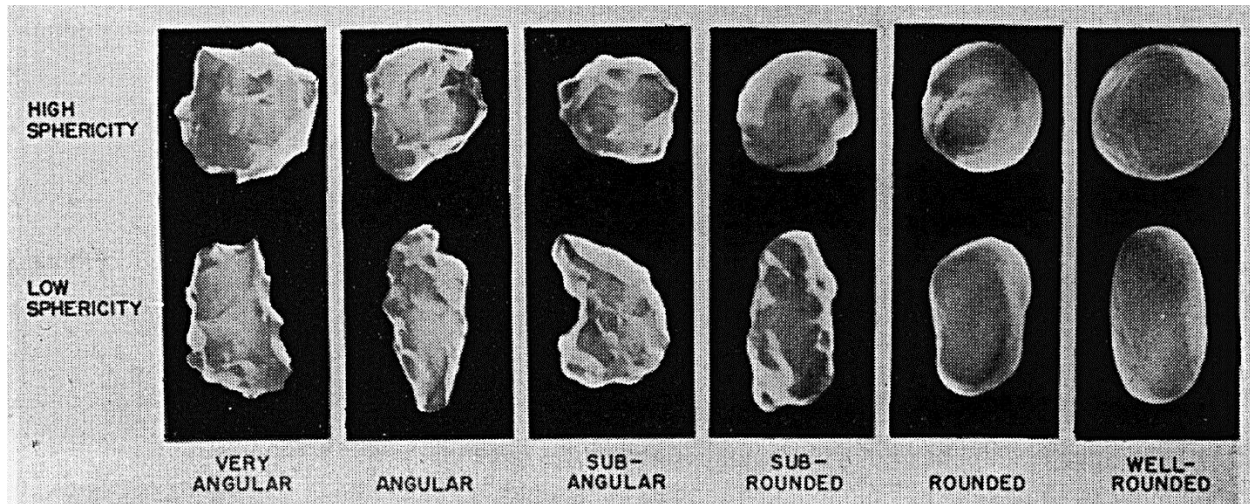
Under kartleggingen ble det nyttet utskrevne flyfoto (fra www.norgeibilder.no) der observasjoner ble tegnet inn. Elementene ble georeferert med en håndholdt GPS av typen Garmin Oregon 400. Denne hadde en usikkerhet på 4-10 m.

Et kompass av typen Silva Compass Expedition S ble brukt til å registrere orientering av avlange klaster og veltede eller brukne trær. Kriteriet for en avlang klast er at forholdet mellom lengste og mellomste akse er minst 2,5:1 (Tanner og Hubert, 1991). Kornstørrelse ble bestemt ved hjelp av meterstokk og kornstørrelsesmål og navngitt etter en oppdatert skala etter Wentworth (1922) (Figur 14). Som avgrensning er løsmasser med kornstørrelse >32 mm definert som klaster og løsmasser med kornstørrelse <32 mm definert som matriks. Område for målingene ble avgrenset før målingene startet. For avlange klaster ble det definert et areal der størrelsen var avhengig av tettheten av avlange klaster.

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

Figur 14: Skala for kornstørrelse. Oppdatert fra Wentworth (1922).

Rundingsgrad av klaster ble registrert på øyemål etter skala av Powers (1953) (Figur 15).



Figur 15: Rundingsgrad av klaster. Fra Powers (1953).

3.2 Kartdata og flyfoto

Stedsnavn brukt i oppgaven er hentet fra og stavet slik som de er på Norgeskart.no. Veien som går gjennom området er omtalt som Fylkesvei 91 (Fv91) gjennom hele oppgavene, selv om den hadde status som riksvei inntil 1.januar 2010 (Samferdseldepartementet, 2009).

3.2.1 Terrestriske data

Studieområdet ligger i UTM sone 34, men siden digitale terrengmodeller ikke er tilgjengelige i denne sonen, ble alle terrestriske data lastet ned og bearbeidet i UTM sone 33N. Dataene er hentet fra Kartverkets sider; digitale terrengmodeller fra www.hoydedata.no, flybilder fra www.norgebilder.no og topografisk kart fra www.kartverket.no.

3.2.1.1 Flyfoto

En rekke flyfoto er brukt i oppgaven. Flyfotoene har ulik oppløsning og dekningsgrad, og bruken av dem varierer derfor gjennom området. Generelt er flyfoto som viser det aktuelle området eller formelementet på best mulig måte brukt, og årstall for aktuelt bilde vil være spesifisert i aktuell figurtekst. For eksempel dekker flyfoto fra 2015 bare terreng opp til 300-400 moh, og flyfoto fra 2011 er derfor brukt i oversiktsbilde over studieområdet. Tabell 2 viser fotodato for de ulike flyfotoene som er benyttet. De eldste flyfotoene er fra 1977 og viser studieområdet i sin naturlige tilstand før skredsikringstiltakene ble bygget. Disse ble studert i stereoskop, scannet inn som tif-filer og georeferert i Arcmap (kapittel 3.3.1.2 Georeferering).

Fotodato
13.07.2015
08.07.2014
19.09.2011
23.07.2004
09.08.1977

Tabell 2:
Fotodato for
flyfotoene
brukt i
oppgaven.

Det må nevnes at et nytt sett med flybilder ble lagt ut på www.norgeibilder.no den 24.april 2017. Flyfotoene er fotografert 16.september 2016. Disse bildene er ikke lastet ned og lagt inn i ArcMap, men utsnitt fra dem er brukt i enkelte tilfeller.

3.2.2 Batymetriske data

Under et tokt gjennomført for Statens Vegvesen ble seismiske data samlet inn i Kjosens. Toktet fant sted i april 2016 og hadde som formål å undersøke sedimentmektighet og dybde til fast fjell i forbindelse med en planlagt veiforbindelse i området (Ullsfjordforbindelsen) (Corner, Under forberedelse). Undersøkelsene resulterte blant annet i en xyz-fil (Corner og Eilertsen, 2016) som har tjent som inndata til en undersjøisk digital terrengmodell og videre analyser og tolkninger av løsmassene i fjorden utenfor studieområdet. Xyz-filen er ikke korrigert for støy.

Siden de batymetriske dataene angivelig ble innhentet i UTM sone 35, ble de også behandlet videre i denne sonen for å unngå redusert nøyaktighet i en eventuell transformasjon. Kart og figurer der batymetri er i fokus er altså presentert i ETRS 1989 UTM sone 35N – dette gjelder også landlige elementer i de aktuelle figurene.

3.3 Programvarer og fremstilling

3.3.1 ArcMap

ArcMap (versjon 10.5) fungerte som en plattform for analyser og tolkning av flyfoto og terrengmodeller, og også som kartleggingsprogram. En rekke verktøy ble nyttet i arbeidet og de viktigste er presentert nedenfor.

3.3.1.1 Digitale terrengmodeller

En Digital Terrengmodell (DTM) er en digital høydemodel som beskriver terrengoverflaten ved hjelp av kontinuerlige høydeverdier (z-verdier) (Mauseth et al., 2008; ESRI, Ukjent). Den er altså en tredimensjonal modell av terrenget og gir mulighet for ulike analyser og visualisering av topografien (Mauseth et al., 2008).

Innenfor studieområdet er de digitale terrengmodellene av høy nøyaktighet. Langs fjorden er oppløsningen 0,25 m og lenger oppe i fjellsiden er oppløsning 0,5 m. Dataene er samlet inn ved hjelp av flybåren laserskanner i to omganger; juli/august 2014 og i perioden fra juli-september 2015 (Stegemann, 2015; Mæhlum, 2016). For et lite område rundt Urdtinden er oppløsningen «bare» 10 m. Disse dataene er innhentet i 2008 (Korsnes, 2010).

I en DTM lagres altså informasjon om høydeverdien til en mengde punkter i det området modellen representerer. For å kunne estimere høydeverdier fra et punkt til et annet, kan man bruke en metode som heter interpolasjon. For at de batymetriske dataene skulle få denne egenskapen måtte de interpoleres (Mauseth et al., 2008). Dette ble gjort ved hjelp av verktøyet «Kriging», en metode som passer bra for å analysere jordsmonn og geologi (Mauseth et al., 2008).

DTM kan presenteres på flere ulike måter og har vært et viktig hjelpemiddel i analyseprosessen. Mest brukt i oppgaven er «hillshade» (skyggelegging), som bruker en hypotetisk lyskilde som simulerer solens posisjon til å gi hver celle en belsningsverdi i forhold til nabocellen (ESRI, 2011c). Dette forbedrer visualiseringen av terrengoverflater, og har vært spesielt nyttig for å se bakkeoverflaten i vegetasjonsdekte områder. Både retning og høyde kan varieres for å få fram ulike formelementer i terrenget. I oppgaven har lyskildens posisjon vært 315° fra nord (altså nordvest) og høyden har vært 45° fra horisonten. Dersom det refereres til *terrengmodell* senere i oppgaven er det en *skyggelagt terrengmodell* som menes. Det fulle navnet er stedvis utelatt for å lette språket.

Andre viktige verktøy der DTM har tjent som inndata er «contour» (høydekoter), «slope» (helningsvinkel), «aspect» (himmelretning) og «flow accumulation» (strøm-akkumulering).

Høydekoter er heltrukne linjer som følger en viss høyde over havet og gjør det lettere å orientere seg i kart og på bilder. Det ble laget høydekoter med ulike intervaller, og høyden på hver kote er angitt i de ulike figurene – oftest med gule tall. Siden høydekotene er laget ut ifra en terrengmodell fra 2014/2015, vil kotene følge terrenget slik det var i 2014/2015. Det gjør for eksempel at elementer som er dannet etter 2004, slik som ledevoller og sjøfylling, vil gjøre utslag på høydekotene. Når høydekotene legges over bilder fra 2004 og tidligere, vil høydekotene vise elementer som ikke finnes på bildet. Dette gjelder også naturlige endringer. Det er likevel valgt å inkludere høydekotene for lettere å kunne orientere seg i terrenget.

Helningsvinkel er brukt for å danne bratthetskart og gjenkjenne utløsningsområder i terrenget. Helningsvinkel beregnes ved hjelp av den maksimale verdiforskjellen fra en aktuell celle til nabocellene (ESRI, 2011d). I denne oppgaven er skalaen for helningsvinkel den samme som på NVE sine bratthetskart for snøskred; 0-27°, 27-30°, 30-35°, 35-40°, 40-45°, 45-50°, 50-90°. Helningsvinkel, sammen med informasjon fra Fredrik Berg, er brukt for å finne potensielle løsneområder for snøskred. Kriteriene satt ved identifikasjon i ArcMap er terreng brattere enn 27° som er sør-sørøst vendt. Sør-sørøstlige aspekt er valgt fordi de er lesider for nordvestlig vind, som regnes for å være den vindretningen som legger fra seg mest snø i Kjosen (Berg, 2016).

Himmelretning har vært nyttig i forbindelse med blant annet inndeling av delområder. Ved beregning av himmelretning brukes den maksimale verdiendringen fra den aktuelle cellen til dens naboceller (ESRI, 2011a).

Strøm-akkumulering viser hvor det vil være størst tilstrømming av vann fra høyereliggende terreng. Verktøyet summerer antall celler som drenerer inn i en spesifikk celle slik at man får markert de «områdene» hvor det ut ifra DEM-filen er mest sannsynlig at dreneringsveiene vil ligge (ESRI, 2011b). Strøm-akkumuleringsverktøyet er benyttet for å definere ulike drenerings- og kildeområder.

3.3.1.2 Georeferering

Siden flyfotoene fra 1977 manglet posisjonsdata måtte de georefereres for å opptre på riktig plass i kartet. Som underlag for georefereringen ble det nyttet flyfoto fra 2011. Verktøyet «Clip» ble

brukt for å dele opp flyfotoene fra 1977 i mindre bilder slik at de lot seg georeferere mer presist. De ulike viftene ble klippet ut fra flyfoto der de befant seg mest mulig midt i bildet. Georefereringen ble likevel ikke presis på grunn av at flyfotoene er tatt i vinkel mot terrenget, ikke rett ovenfra. Dette gjør det noe vanskelig å sammenligne utstrekningen av de enkelte viftene da posisjonen til flyfotoene fra 1977 stedvis avviker fra dagens posisjon.

3.3.1.3 Kartlegging

Foruten observasjoner i felt, ble områder uten vegetasjon kartlagt ved hjelp av både flyfoto og skyggelagte terrengmodeller. Områder dekket av vegetasjon ble kartlagt ved hjelp av skyggelagte terrengmodeller.

Kartleggingen ble gjort med verktøyet «Editor» som gir mulighet for tegne inn punkter, linjer og polygoner i form av formfiler (shapefiles). En *zoom level* på 1:3000 er valgt for å minske detaljnivået, da kartlegging av høyoppløselige flybilder ellers kan fortsette i det uendelige og kartet lett kan bli overfylt. Først ble alle linjer og punktobservasjoner lagt inn, eksempelvis skredløp og store blokker. Deretter ble polygonene tegnet og det ble lagt på symbol og symbolfarger.

Symboler og symbolfarger på kartene ble i utgangspunktet valgt ut fra den norske SOSI-standaren (versjon 5.0) som brukes ved NGU. Denne standarden ble brukt for å gjøre symboler og farger gjenkjennelige og for å øke lesbarheten av kartet.

«Interpolate line» ble hyppig tegnet på langs og tvers over elementer i terrengmodellen for deretter å kunne se overflaten ved hjelp av «Profile Graph». Noen av grafene dannet på denne måten kan sees i resultat-kapittelet. Samtlige av dem er presentert med 2x vertikal overdrivelse, altså at forholdet mellom x- og y-aksen er 1:2. På noen av grafene er det satt på bokstaver for å forklare hva de viser. Bokstavene som er brukt er K for kanal, L for levé, T for tungeform og B for bekkeløp der det rant vann under feltarbeid. Sistnevnte vil videre omtales som dagens bekkeløp.

3.3.2 Excel

Registrerte kornstørrelser og rundingsgrader ble ført inn i Excel (versjon 2016). Programmet ble også brukt til å lage enkle tabeller og for å holde styr på koordinatene som skulle konverteres (beskrevet i kapittel 3.3.3 Gacrux GpsConv).

3.3.3 Gacrux GpsConv

Gacrux GpsConv (versjon 1.5.0.43) ble brukt til å konvertere koordinater mellom ulike datum og projeksjoner. For eksempel ble koordinater oppgitt i NGO (akse 6) i rapporten av Johnsen (2004) konvertert til UTM koordinater ved hjelp av dette programmet.

3.3.4 Orient

Orient (versjon 3.6.3) er brukt til fremstilling av stereoplot.

3.3.5 Coreldraw

CorelDRAW X8 er brukt til framstilling av modeller.

3.4 Historiske kilder

Kunnskap om skredhendelser bidrar til en bedre forståelse av hvilke skredprosesser som opptrer i et område. NVE Atlas og personlig kommunikasjon med Fredrik Berg har vært grunnlag for innhenting av informasjon om tidligere skredhendelser.

NVE Atlas (NVE, 2012) viser skredhendelser registrert i en skredhendelsesdatabase. Her kan man finne informasjon om skredtype, skredtidspunkt, skader/konsekvenser og værobservasjoner. Data om skredhendelsene er hentet fra blant annet Statens Vegvesen, regObs, NGU, NGI og media. Et problem med dataene er at mange skredhendelser er unøyaktig lokalisert og at mange av observasjonene er mangelfulle (NVE, 2013). Dette gjelder spesielt eldre skredhendelser, men også data som er registrert med informasjon fra media (NVE, 2013).

Fredrik Berg (født 1949) er oppvokst i Ura og kjenner området svært godt. Gjennom flere år var han Statens Vegvesens kontaktperson i Kjosen, og han har rapportert til dem om vær og vind i Ura (Vegvesenet, 2004; Berg, 2016). Fredrik og konen hans, Olaug Berg, har også delt gamle bilder som har vært nyttige i kartleggingsprosessen.

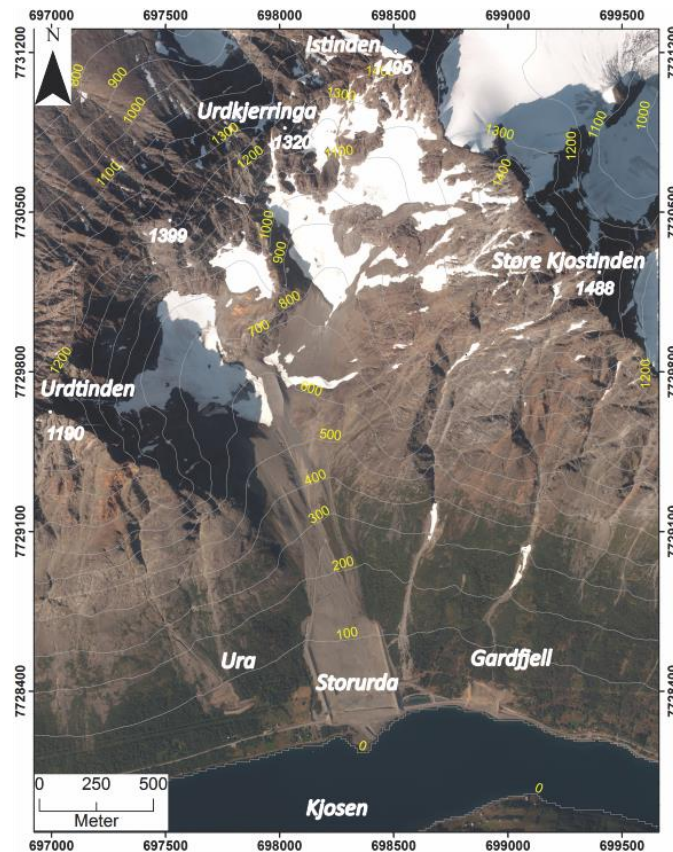
4 Resultat

I dette kapittelet vil det først bli gitt en grundig presentasjon av studieområdet og inndelingen av delområder som er gjort der. Deretter kommer en kort oppsummering av tidligere skredhendelser. Videre vil observasjoner og funn i hvert enkelt delområdene bli presentert.

4.1 Oversikt over studieområdet

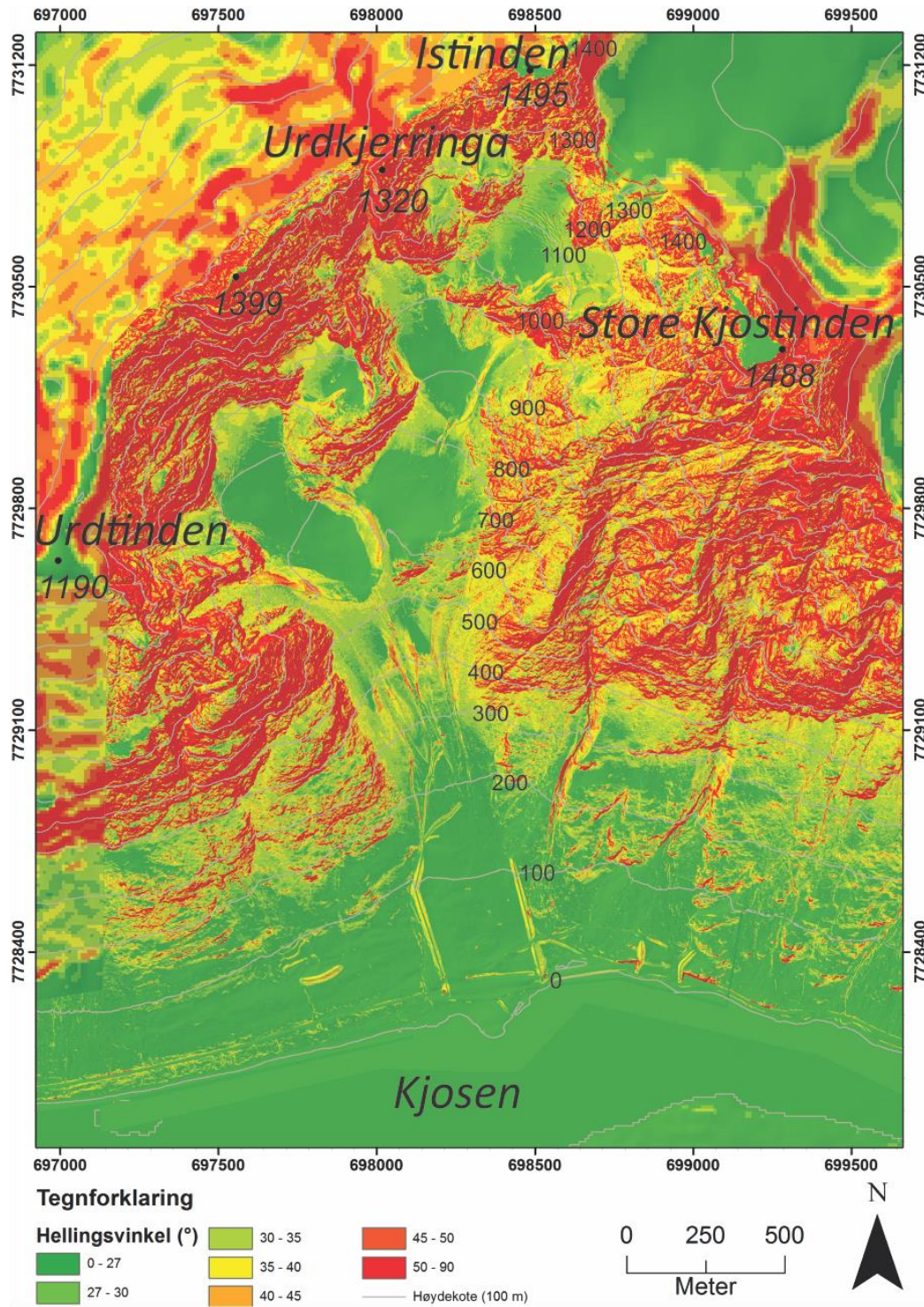
Studieområdet er lokalisert på nordsiden av Kjosens, og strekker seg fra fjorden og opp til nesten 1500 meters høyde (Figur 16). Området karakteriseres av alpine fjelltopper, isbreer, morener og vifteformer (Kartverket, Uspesifisert; NGU, Uspesifisert-b). Avgrensingen av studieområdes dannes av Kjosens-fjorden i sør, mens nordlig avgrensing er fjellene Urdtinden (1190 moh), 1399 (1399 moh), Urdkjerringa (1320 moh), Istinden (1495 moh) og Store Kjøstind (1488 moh) – og ryggen mellom disse.

Sentralt i området finnes en voldsom skredvifte, *Storurda*. Mindre skredvifter opptrer både øst og vest for Storurda, blant annet ved Gardfjell og Ura (Figur 16).



Figur 16: Studieområdet i Kjosens, Lyngen.

I Figur 17 er arealer innenfor ulike hellingsintervall er markert i ulike farger. Grønn farge markerer de slakeste arealene og rød farge markerer de bratteste arealene. Figuren viser at studieområdet helling generelt blir brattere fra nederst til øverst (Figur 17).



Figur 17: Hellingsvinkel i studieområdet Kjos, Lyngen.

Langs nordsiden av Kjosens går Fylkesvei 91 (Fv91), som forbinder Fagernes i Tromsø og Olderdalen i Kåfjord. Foruten å være korteste vei mellom Fagernes og Olderdalen, er Fv91 også en populær rute for turister som vil se og oppleve Lyngsalpenes majestetiske fjell og langstrakte fjorder. Langs Kjosens finnes også flere bolighus, gårdsbruk og hytter, samt et steinbrudd og et småkraftverk, som tilsammen gjør veistrekningen trafikkert. Årsdøgntrafikken er 300-500 kjøretøy i døgnet (Hoseth et al., 2014).

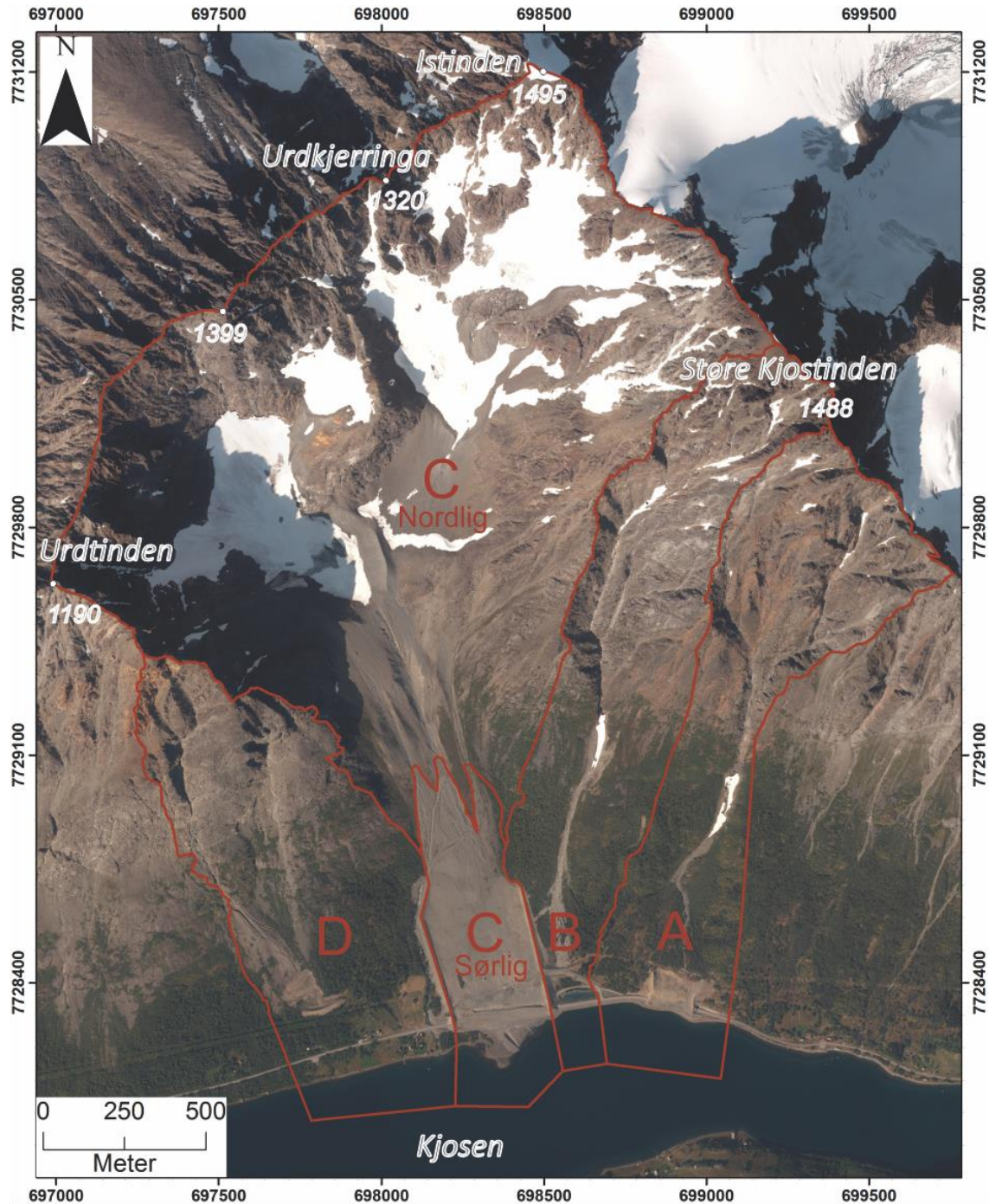
Etter en fatal snøskredulykke i 2000 ble det prosjektert tiltak for å sikre Fv91 mot store snøskred (Johnsen, 2004). Sikringstiltakene sto ferdig i 2006 og består i hovedtrekk av fire elementer; én skredvoll, et masseavlagringsbasseng og to skredoverbygg (Figur 18). Skredvullen ligger ved Ura, lengst vest i området. Skredoverbyggene er plassert ved Storurda og Gardfjell. Tilhørende ledevoller ble bygget med hensikt å styre skred over overbyggene og ut i fjorden (Johnsen, 2004). Masseavlagringsbassenget legger veien utenfor normalt skredløp mellom de to skredoverbyggene, se Figur 18. Sikringstiltakene vil bli nærmere forklart i avsnittene om de ulike områdene de tilhører.



Figur 18: Skredsikring av Fv91 ved Kjosens i Lyngen. Fv91 er stiplest i sort gjennom skredoverbyggene ved Storurda og Gardfjell. Masseavlagringsbassenget er stiplest i gult, ledevoller er markert i rødt og dreneringsgrøfter i blått. Skredvullen ved Ura er merket i gult. Flyfoto fra 2011.

4.2 Inndeling av studieområdet

Studieområdet er delt i fire delområder basert på de fire mest fremtredende vifteformene og tilhørende dreneringsområde. Delområdene er navngitt Område A-D, der område A ligger lengst øst og område D ligger lengst vest (Figur 19).



Figur 19: Studieområdets fire delområder; A-D. Delområde C er delt i to; nordlig og sørlig del. Flyfoto fra 2011.

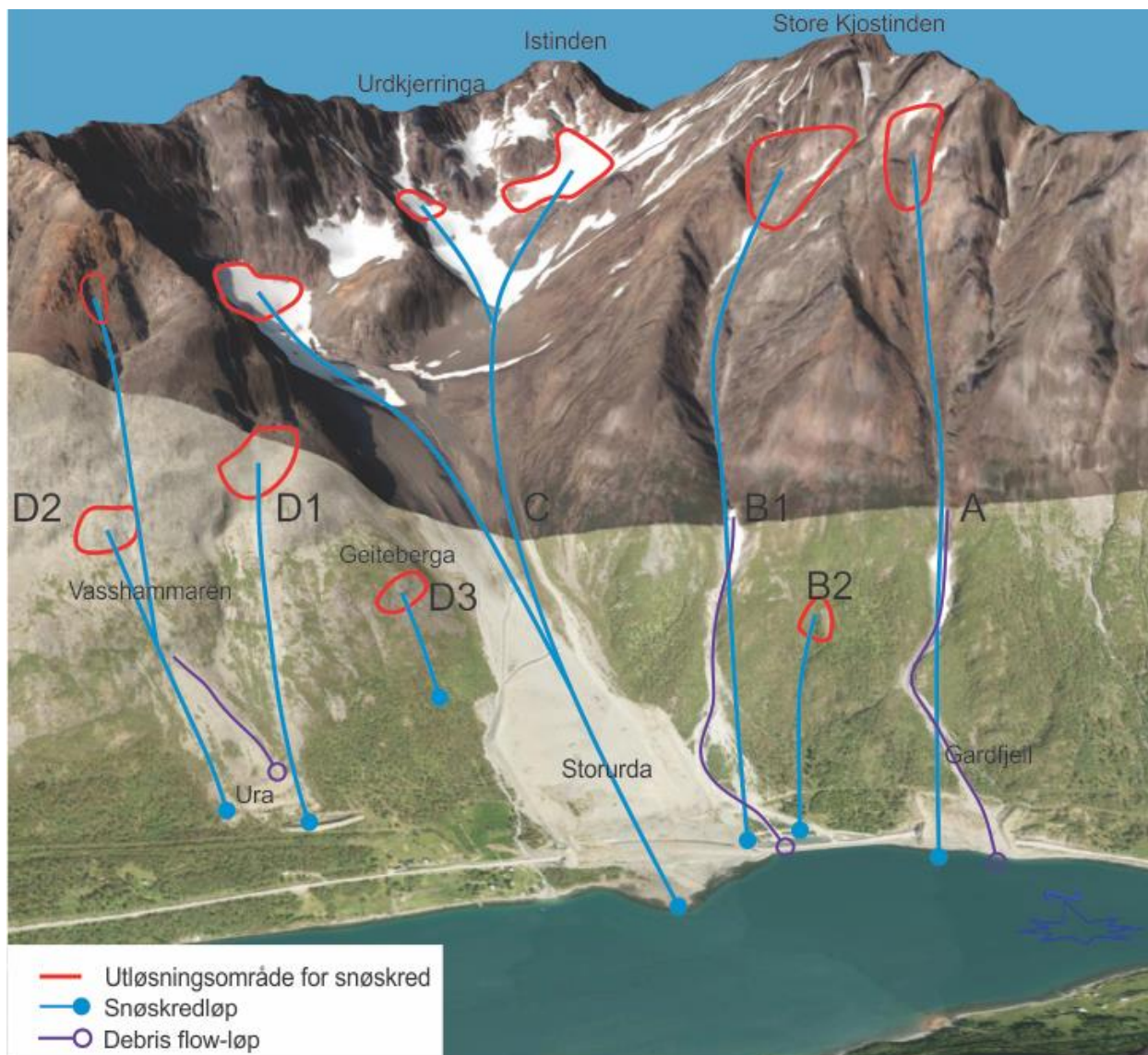
Delområde C er det desidert største og mest komplekse. På grunn av det er delområde C delt i to, én nordlig del og én sørlig del. Nordlig del strekker seg fra Urdtinden til Store Kjostind og omfatter elementene ovenfor selve Storurda (Figur 19). Sørlig del starter der hvor hellingen i skråningen begynner å avta og viften begynner å bygge seg ut, og ender i fjorden (Figur 19).

I kapitler 4.4-4.8 vil funn og observasjoner fra hvert delområde bli presentert. Hvert av kapitlene inneholder 5 delkapitler som tar for seg beliggenhet og menneskelige inngrep, kildeområde og transport- og avsetningsområde. Siden kildeområder vil variere fra skredtype til skredtype og fra skredhendelse til skredhendelse, omfatter kildeområdet beskrivelser av delområdetets øvre del, som stort sett omfatter bart fjell. På samme måte som kildeområde vil også transport- og avsetningsområde avhenge av skredtype og skredhendelse. Dette området er derfor begrenset til å starte nedenfor bart fjell og ende i fjorden, eventuelt ved nederste funn av skredmateriale. Videre vil delområdetnes naturlige tilstand, slik de så ut før menneskelige inngrep, presenteres, og tilslutt vil det gis en tolkning på bakgrunn av de funn og observasjoner som er kommet fram.

4.3 Tidligere skredhendelser

I dette kapitlet gis en kort oppsummering av tidligere skredhendelser som er identifisert gjennom nettkilder (NVE, 2012) og samtale med Fredrik Berg. Inkluderte skredhendelser har inntruffet innenfor studieområdet eller i indre del av Kjosen.

Figur 20 viser utløsningsområder og skredløp for historiske snøskredhendelser, og er laget slik at det skal være lettere å lokalisere skredhendelsene etter hvert som de presenteres. Skredløpene er navngitt A-D3. Alle skredløpene unntatt B2 og D3 er *etablerte snøskredskredløp*, det vil si at det går større eller mindre snøskred der med jevne mellomrom. Figuren viser også debris flow-løp. Debris flow-løpene bane varierer over tid, og er tegnet inn der de var aktive ved forrige hendelse.



Figur 20: Historiske utløsningsområder for snøskred (røde felt), snøskredløp (blå) og debris flow-løp (lilla) i Kjosens. Figuren er basert på bilder fra www.norgei3d.no.

26/27. august 1929 gikk et stort jordskred i Kjosens etter kraftig regnvær (NVE, 2012). Skredet tok et sommerfjøs med to kuer og en kalv inni, og det ødelagte jorder. Skredhendelsen er ikke ytterligere lokalisert.

Natt til 23.januar 1953 gikk et snøskred under Store Kjøstinden (NVE, 2012; Berg, 2016). Skredet løsnet fra utløsningsområdet ved B2 (Figur 20), og knuste et bolighus der to personer lå og sov. Begge omkom. Grunnmuren fra huset eksisterer fortsatt like nord for masseavlagringsbassenget.

Like etter nyttår i 1960 gikk det et stort snøskred i Storurda (Skredløp C i Figur 20) (Berg, 2016). Skredet gikk over fjorden og opp på land på sørsiden av fjorden. På veien hadde avsetningene en mektighet på 3 m og veien var stengt i flere dager mens ryddearbeidet pågikk. Berg (2016) forteller at lokalbefolkningen var redde for snøskred i perioder hvor vinden kom fra nordvest i kombinasjon med snøvær, for det er stort sett etter slikt vær at de største snøskredene opptrer. Videre sier han at skredet i 1960 var uventet da det ikke hadde vært nordvestlig vind og det hadde regnet nede ved fjorden.

4.oktober 1964 gikk det flere debris flow'er i Kjosen etter sterk nedbør (NVE, 2012). Skredene gikk over 4-5 eiendommer i indre del av Kjosen og mye jord ble ødelagt. Skredhendelsene er ikke ytterligere lokalisert.

I 1976 gikk det to snøskred over veien ved Gardfjell (Skredløp A) (Berg, 2016). Snømassene etter det første skredet var akkurat ryddet bort fra veien da skred nummer to gikk. Ingen ble skadet.

Høsten 1985 inntraff en periode med mye nedbør og flere debris flow'er løsnet (Berg, 2016). Mange av skredene nådde veien (Skredløp A og B1). Bebyggelse på Lyngseidet ble også rammet under det som beskrives som en dramatisk hendelse (Berg, 2016).

I 1988 gikk et skred fra Vasshammeren, en fjellknaus over Ura (Berg, 2016). Vasshammeren er markert i Figur 20, og skredet fulgte noenlunde debris flow-løpet ved D2. Skredet inneholdt vann og stein, og etter beskrivelsene å dømme forstår forfatteren det som at dette har vært en slags debris flow. Dette er første og eneste gang det er observert så store skred av denne typen fra Vasshammeren (Berg, 2016).

29.april 1997 ble det satt snørekord i Tromsø. Denne vinteren er også den Berg (2016) husker som den mest snørike vinteren i Kjosen. Snøskred løsnet fra alle de etablerte snøskredløpene innenfor studieområdet og også på sørsiden av fjorden. Snøskredene fra område B og C gikk over veien og gjorde at veien ble stengt i flere dager. Dette året (evt i 1995/96) gikk det også snøskred fra Geiteberga (D3) (Berg, 2016). Snøskredet brakk mange trær i skogen nedenfor, og det var ødeleggelsene av trærne som påfølgende vår avslørte at snøskredet hadde gått. Geiteberga er et utypisk utløsningsområde for snøskred, og Berg (2016) husker bare at det har gått snøskred herfra denne ene gangen.

19.januar 2000 ble en tragisk dag i Kjosjen. Denne dagen kom det to store skred som traff veien med ca 50 minutters mellomrom (Hammerfjeld og Sjøberg, 2000; NVE, 2012). Skredene gikk fra Kjostinden (A og B1) og skredmassene la seg i 400-500 m bredde på veien i samme område som masseavlagringsbassenget er i dag. Etter det første skredet ble det dannet en kø av kjøretøyer øst for skredmassene, deriblant en rutebuss. En hjullaster kom til for å fjerne skredmassene fra det første skredet, men fikk beskjed om å evakuere seg selv og de andre. Han gikk ut av hjullasteren og mot rutebussen da skred nummer to kom. Dette skredet førte hjullaster, sjåfør og rutebuss på fjorden og fem mennesker omkom. Forut for skredhendelsene skal det ha vært en uke med kraftig snøfall, før det brått ble mildt. Det løsnet også flere mindre snøskred denne dagen.

På ettermiddagen 13. oktober 2007 løsnet et snøskred mellom Istinden og Store Kjostind (NVE, 2012). Seks skigåere ble tatt av skredet, og to ble helt begravd. Skredet stoppet før det nådde over kanten der Storurda starter.

7. august 2014 ble det utløst åtte jordskred i Kjosjen etter kortvarig, intens nedbør (Mikkelsen, 2014). Innenfor studieområdet gikk det minst to skred; et i område A og et i område B. I område A gikk skredet over skredoverbygget og endte i fjorden. I område B endte skredet i masseavlagringsbassenget.

Foruten overnevnte skredhendelser går det hyppige snøskred i område D1 og D2 (Berg, 2016). Snøskredene fra D1 følger fallretningen fra Vasshammaren og ender i vestlig del av det uvegeterte området (Figur 20). Snøskredene fra D2 går rett sørover mot skredvollen i Ura. Berg (2016) forteller at før skredvollen kom til, var det et snøskred som kom helt ned på jordene ved Ura. Skredet stoppet like ovenfor husene, og ingenting ble ødelagt. Etter at skredvollen ble bygget er det flere snøskred fra D2 som har gått ned til, og over, skredvollen.

De historiske kildene viser at snøskred og debris flow er de hendelsene som huskes best i Kjosjen. Dette indikerer at snøskred og debris flow har vært de dominerende skredprosessene siden bosettingen startet i området. Snøskredfaren i Kjosjen er størst etter perioder med nordvestlig vind i kombinasjon med mye nedbør i form av snø (Berg, 2016). Snøskred følger stort sett de markerte skredløpene (Berg, 2016). De registrerte hendelsene viser at debris flow opptrer i perioder med mye nedbør. Berg (2016) legger til at debris flow ofte skjer etter lengre, tørre perioder.

4.4 Område A

4.4.1 Beliggenhet og menneskelige inngrep

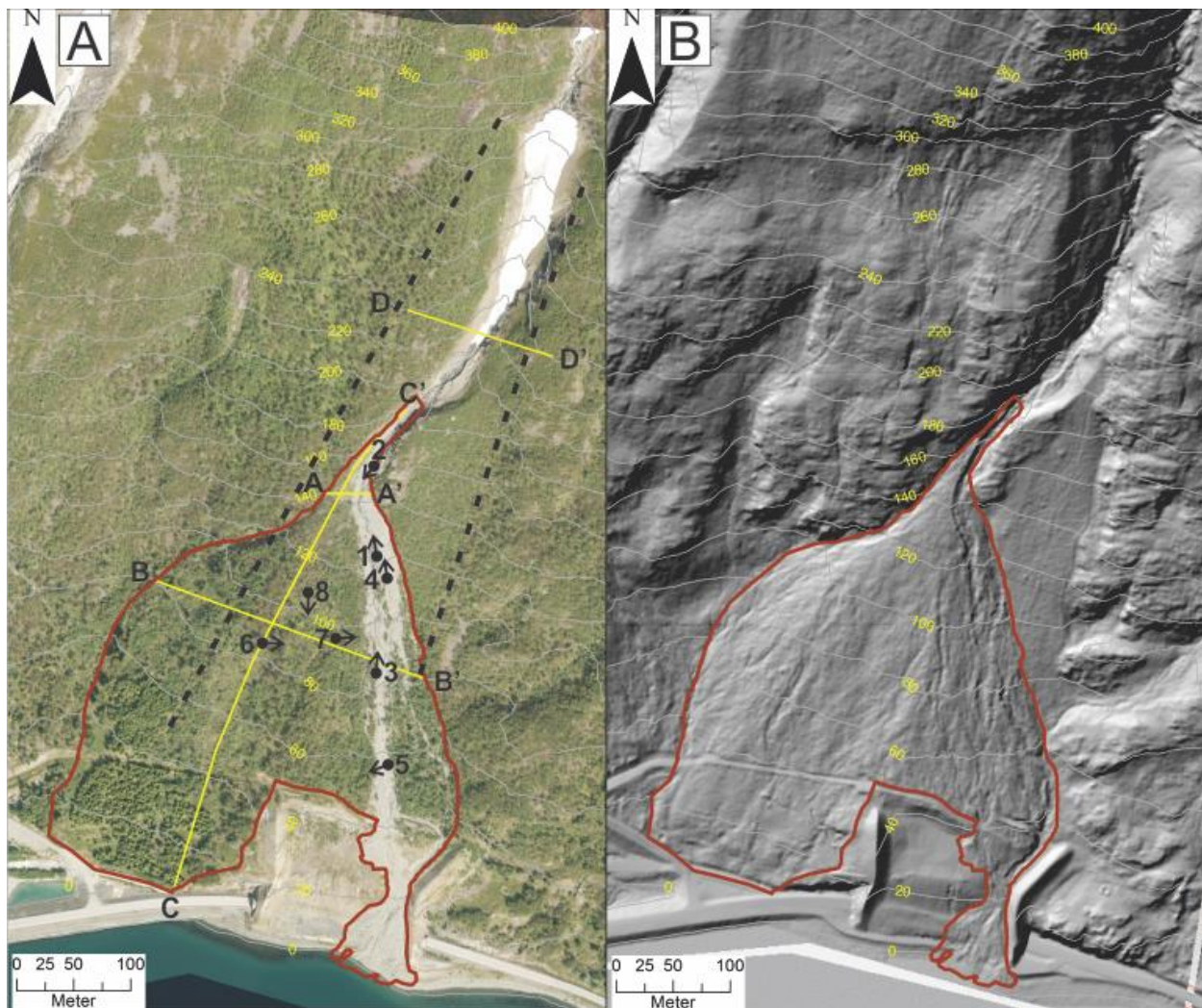
Område A, Gardfjell, er studieområdets østligste område (Figur 19). Nederst mot fjorden går Fv91, skredoverbygget Gardfjell og medfølgende ledevoller som er nevnt tidligere. Skredoverbygget er 155 meter langt og ledevollene er om lag 100 m lange. Området inneholder også deler av gamleveien, samt anleggsveier ovenfor Fv91. Vest for skredoverbygget er det rester av en gammel grunnmur. Dette kan sees i Figur 21A.

4.4.2 Kildeområde

Kildeområdet består av bart fjell og strekker seg fra ryggen øst for Store Kjostind mellom 1200-1400 moh og ned til om lag 400 moh. Kildeområdet er formet som en trakt som er rundt 700 m bred i toppen og 15-20 m bred i bunnen. Trakten er dannet av flere gjel som forenes etter hvert som trakten blir smalere. Til sammen danner trakten et oppsamlingsareal på ca 0,4 km².

4.4.3 Transport- og avsetningsområde

Transport- og avsetningsområdet i område A starter nedenfor trakten som avslutter kildeområdet. Her finnes et gjel/ravine som leder ned til en vifteform, Vifte A (Figur 21). I gjelet renner det vann igjennom sommerhalvåret. Gjelet er 100 m bredt og 35-40 m dypt på det meste (Figur 22). I øvre del skjærer gjelet seg ned i bart fjell, mens det lenger nede opptrer løsmasser langs kantene. Her er bart fjell synlig enkelte steder i bunnen av gjelet, men på grunn av en snøfonn som er tilstede både under feltarbeid og på alle tilgjengelige flyfoto, er det umulig å si om gjelet skjærer seg ned i berggrunnen hele veien.



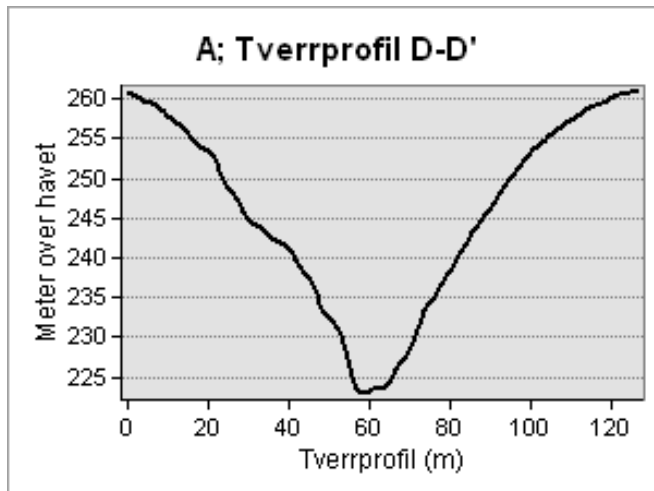
Figur 21: Transport- og avsetningsområde i område A vist med flyfoto fra 2015 (A) og skyggelagt terrengmodell (B). Omtrentlig utstrekning av Vifte A er markert i rødt. A) Stiplede svarte linjer avgrensner et område med spesielt kortvokst og skadet vegetasjon. Profillinjer vises i gult og utsiktsposisjon og sikteretning for følgende figurer er markert med sort prikk og pil. Numrene refererer til figurene og vil bli henvist til i følgende avsnitt.

På flyfoto (Figur 21A) er området grønt og vegetert. I sørvestlig del finnes blant annet et felt med kraftige grantrær, og skogen er tett også ovenfor dette området. Innenfor de svarte, stiplede linjene, derimot, er vegetasjonen kortvokst og skadet. Dette er beskrevet nærmere i neste kapittel.

I terrenget vest og øst for gjelet er det mange skrenter. Siden terrenget stort sett er vegetert sees skrentene best på den skyggelagte terrengmodellen (Figur 21B). Det finnes områder med bart fjell og områder med tynt dekke av løsmasser. Området er ikke studert i felt, men fra terrengmodell og flybilder ser det ut til at skredmaterialet stort sett består av klast-båret stein og blokker. Ca 300

moh finnes det små kanaler med levéer på sidene. På vestsiden av skredløpet opptrer disse i små vifteformer.

Figur 22 viser tverrprofil av gjelet i område A. Gjelet er 35 m dypt og 120 m bredt.

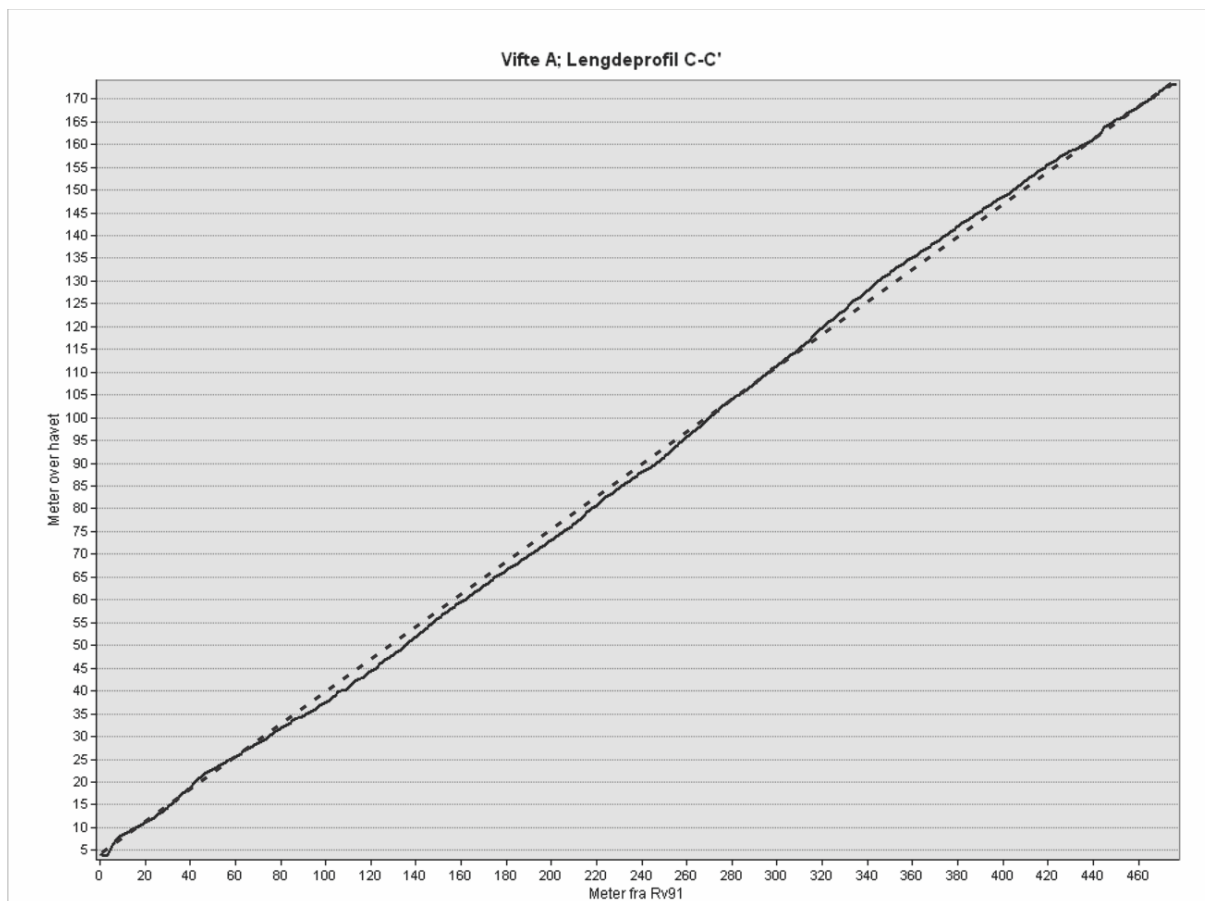


Figur 22: Tverrprofil D-D' over gjelet i område A.

4.4.4 Vifte A

Vifte A starter som en smal hale på om lag 180 moh (Figur 21A). Nederst er den rundt 350 m bred og har en unaturlig form på grunn av de menneskelige inngrepene. Figurer og profiler inkludert i de følgende avsnittene er presentert i Figur 21A.

Lengdeprofil langs Vifte A kan sees i Figur 23. Profilen viser en tilnærmet lineær profil. Uten vertikal overdrivelse har viften en helling på ca 20°.

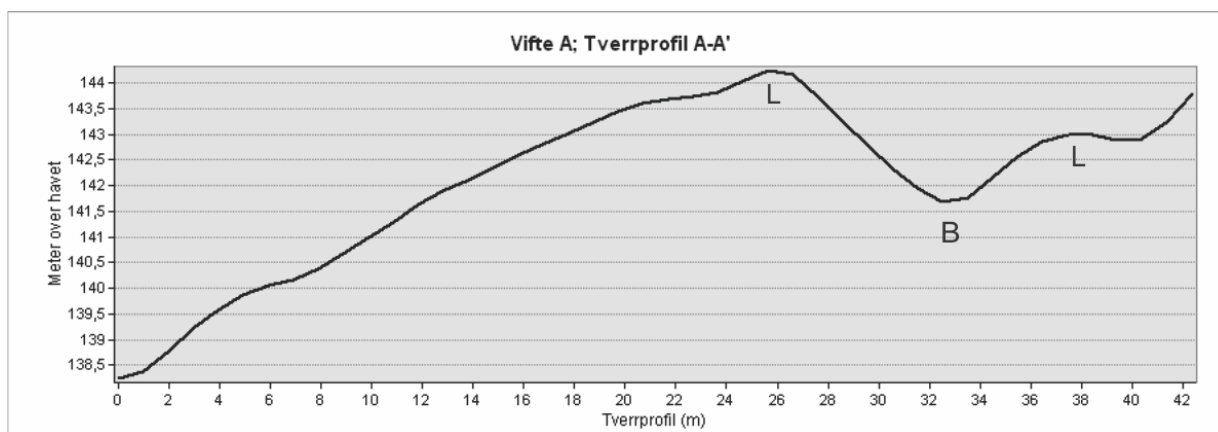


Figur 23: Lengdeprofil C-C' langs Vifte A. VO = x2.



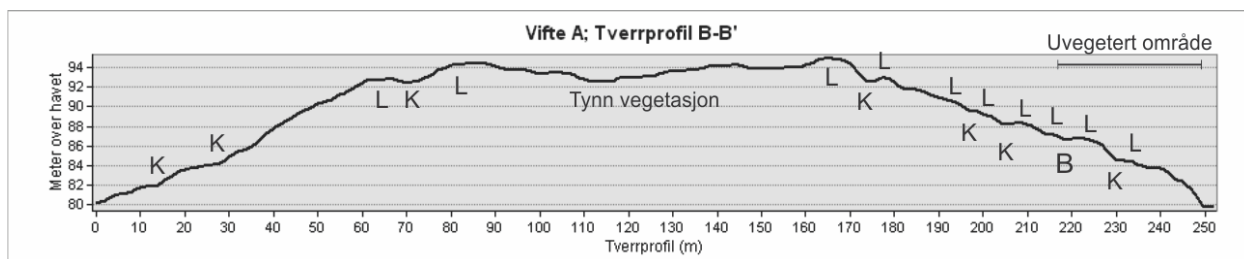
Figur 24: Øvre del av Vifte A og deler av gjelet i kildeområdet. Bekkeløpet renner på overflaten i viftens øvre del. Bildet er tatt fra punkt 1 i Figur 21.

Bekken i gjelet fortsetter gjennom Vifte A (Figur 24). Løpet deles i to halvveis ned mot fjorden før det går sammen igjen over taket på Gardfjelltunellen. Bekkevann har erodert løsmassene i øvre del og løpet danner et godt grunnlag for å studere løsmassene i viften. Noen steder i bekkeløpet kan det sees bart fjell. Figur 25 viser tverrprofil over viftens øvre del. Her ser vi at dagens bekkeløp stedvis har erodert mer enn 2,5 m ned i løsmassene. Det er avsatt store blokker i levéer på sidene av bekken, men de opptrer ikke kontinuerlig langs hele løpet. Stedvis er det også en ansamling av store blokker nede i bekkeløpet.



Figur 25: Tverrprofil fra øvre del i Vifte A. Dagens bekkeløp og levéer fra debris flowen i 2014 er merket.

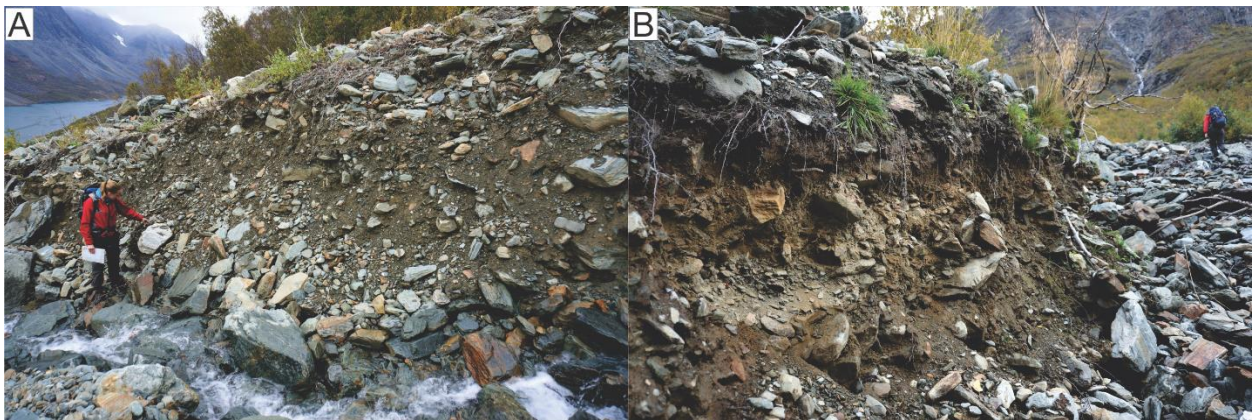
Den skyggelagte terrengmodellen viser spor etter gamle kanaler over store deler av viften (Figur 21B). Tverrprofil B-B' bekrefter at det er nedsenkninger flere steder (Figur 26). Profilen viser at enkelte av kanalene har levéer på sidene, og at dette er mest fremtredende i østlig del. Den viser også at viften har en konveks tverrprofil som er flatet ut på midten (Figur 26). På midten finnes også en jevnere overflate enn lenger øst og vest. Nedenfor anleggsveien som går tvers over viften er terrengoverflaten i vestlig del jevnere enn på oppsiden av veien. Flyfoto fra 1977 viser at området har vært brukt som jorde.



Figur 26: Tverrprofil B-B' i Vifte A. Kanaler og levéer er konsentrert i ytterkantene. Dagens bekkeløp og uvegetert område finnes vest i viften. Midt på viften er det tynn vegetasjon og en utflatning av tverrprofilen.

Dagens bekkeløp blir grunnere mot fjorden, og nederst kan det knapt sees forsenkninger.

Løsmassene i Vifte A er studert langs dagens bekkeløp og uvegeterte kanaler lenger øst. Materialet er dårlig sortert og kornstørrelsene varierer fra finkornet sand til blokker (Figur 27A). Rundingsgraden er subkantet-kantrundet og det finnes også organisk materiale i avsetningene (Figur 27B). På overflaten kan det stedvis sees lommer av grusig materiale innimellom dårlig sortert sand og stein (Figur 27B). I løsmassene som ligger på overflaten er det ingen fine sedimenter. På kantene av bekkeløpet finnes ansamlinger av grus innimellom steiner og blokker (Figur 28). Kornstørrelsen avtar generelt nedover i viften.

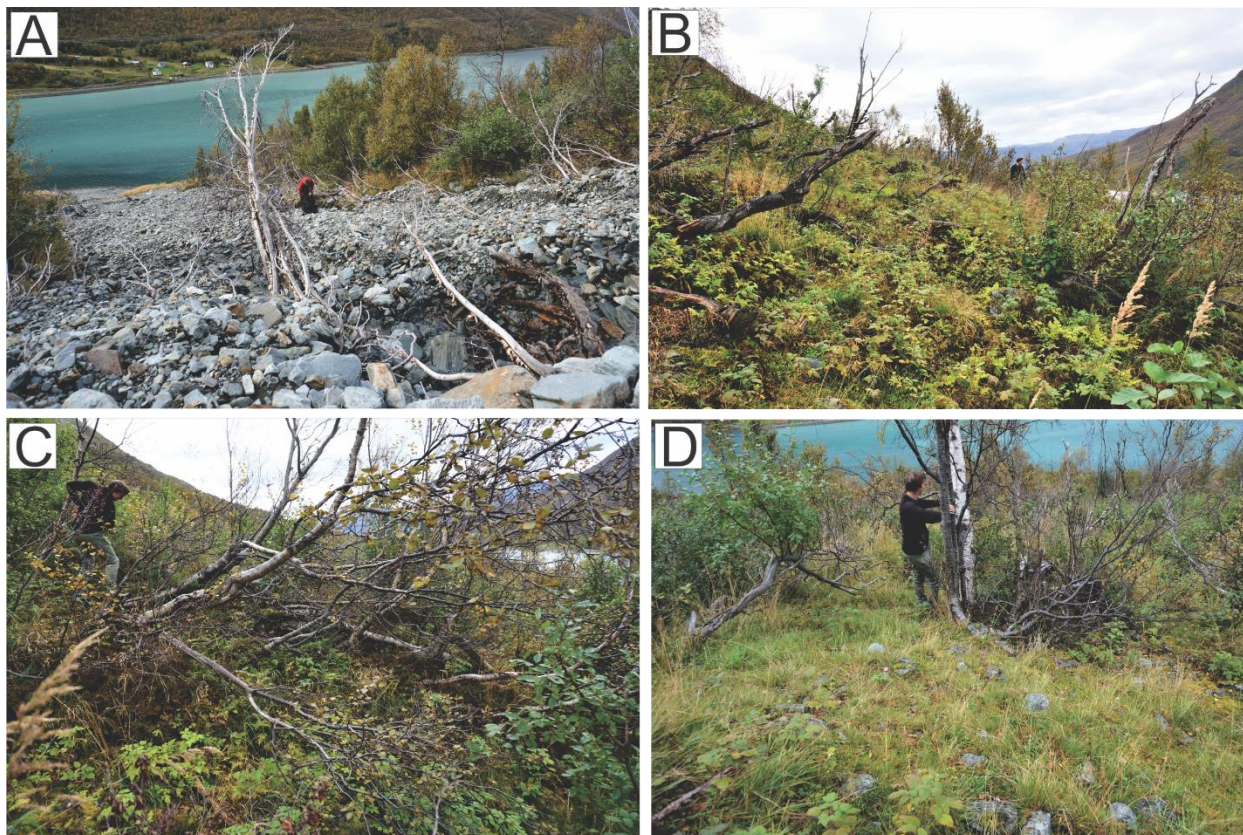


Figur 27: A) Usortert materiale med kornstørrelser som varierer fra fin sand til blokker. Finkornet materiale er vasket bort nederst i bekken. Blokker ligger som levéer på kantene. B) Løsmassene inneholder organisk materiale og det finnes lommer av grusig materiale innimellom usortert sand og stein (lyst parti). Bildene er tatt fra punkt 2 (A) og 3 (B) i Figur 21.



Figur 28: Overflate-løsmassene har lommer av grus (nedre del av bildet) innimellom steiner og blokker (øvre del av bildet). Finsedimenter er fraværende på overflaten. Bildet er tatt fra punkt 3 i Figur 21.

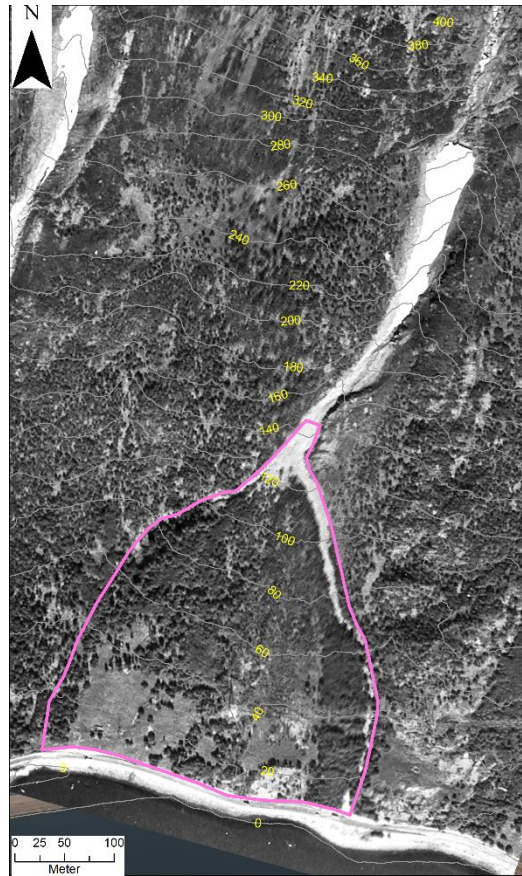
Vegetasjonen i vifte A bærer tydelig preg av fysisk påvirkning. I det ferske jordskredløpet kan det sees mange døde trær som ligger veltet nedover skråningen (Figur 29A). Noen er brukket og fraktet nedover skredløpet. Her er både tynn og skadet skog, samt noen områder bare med buskvekster, strå og gress (Figur 29B). Trærne er brukket og deformerte. Noen av trærne er råtne, mens andre har overlevd den fysiske påvirkningen og vokser i deformerte stillinger, noe som stedvis gjorde fremkommeligheten i skogen vanskelig (Figur 29C). Barken er skadet og spjæret opp på enkelte stammer (Figur 29D). I den midtre delen av viften, som har en noe jevnere overflate ifølge terrengmodellen, er det spesielt mange trær som ligger brukket eller bøyd mot sørvest nedover skråningen. Her finnes også enkeltsteiner som ser ut til å være avsatt oppå underliggende løsmasser og vegetasjon (Figur 29D). Hvilke områder som har mest skadet vegetasjon varierer litt på flybilder fra ulike år. Flybilder fra 2011 viser for eksempel en stripe av gulnet skog i fallretning (S) under gjelet.



Figur 29: A) Døde og veltede trær langs jordskred-løpet. De levende trærne i bakgrunnen viser også tegn til deformasjon i form av bøyde trestammer. B) Midt i vifte A domineres vegetasjonen av lave vekster som buskvekster, strå og gress. Trærne som finnes er brukket eller deformerte. C) Deformert skog gjorde framkommeligheten vanskelig under feltarbeid. D) Fremre del av bildet viser enkeltsteiner som er avsatt oppå en gammel, begrodd rygg av løsmasser. Lenger bak sees deformerte trær med spjæret bark. Bildene er tatt fra punktene 5 (A), 6 (B), 7 (C) og 8 (D) i Figur 21.

4.4.5 Naturlig tilstand

Figur 30 viser transport- og avsetningsområdet i område A slik det så ut høsten 1977. I øvre del av området er det få forskjeller fra dagens tilstand. Vifte A starter i samme område som i dag og har en karakteristisk vifteform som avskjæres av Fv91. Lengst nede mot veien er trærne i vestlig del fjernet og det finnes et jorde og en grunnmur. Langs østlig kant er det tettvokst skog og et bekkefar. Vest for bekkefare er en stripe med kortvokst vegetasjon som starter over apex og vedvarer helt ned til veien.



Figur 30: Flyfoto fra 1977 viser transport- og avsetningsområde i område A. Omtrentlig avgrensning av Vifte A er markert i rosa. OBS; høydekotene er basert på høydedata fra 2015 og er derfor ikke presisie..

4.4.6 Tolkning av område A

Basert på overstående resultater følger her en tolkning av løsmassene i område A. Figur 31 viser en grafisk tolkning av løsmassene og vifte A sin begrensning er inntegnet.

Langsgående kanaler og levéer er distribuert stort sett over hele Vifte A. Disse tolkes å være dannet av debris flow og indikerer at debris flow er en viktig prosess for dannelsen av viften. Kanalene og levéene er tydeligst i øst og viser at dette er den aktive delen av viften med tanke på debris flow. Vegeterte, mindre fremtredende kanaler og levéer tolkes til å være eldre enn de mer fremtredende elementene. Dårlig sortert, matriks-båret materiale studert langs dagens bekkeløp bekrefter debris flow som avsetningsprosess. I tillegg er overflatesedimentene i de ferske debris flow-avsetningene sortert i lommer av grus og stein som mangler finere sedimenter (Figur 28). Disse, og lommene av grus som kunne sees langs bekkeløpet (Figur 27B), er tolket til å være avsatt én etter én i løpet av et eller flere pulserende debris flow. I dette området er avsetningene kartlagt som rene debris flow-avsetninger. Vestlig del av viften er også tolket som rene debris flow-avsetninger, for her er det få

tegn til snøskred på dagens overflate. Tverrprofilene presentert tidligere viser at løsmassemektigheten i deler av viften er opp mot 15 m. På bakgrunn av dette er avsetningene kartlagt som tykt dekke med debris flow-materiale.

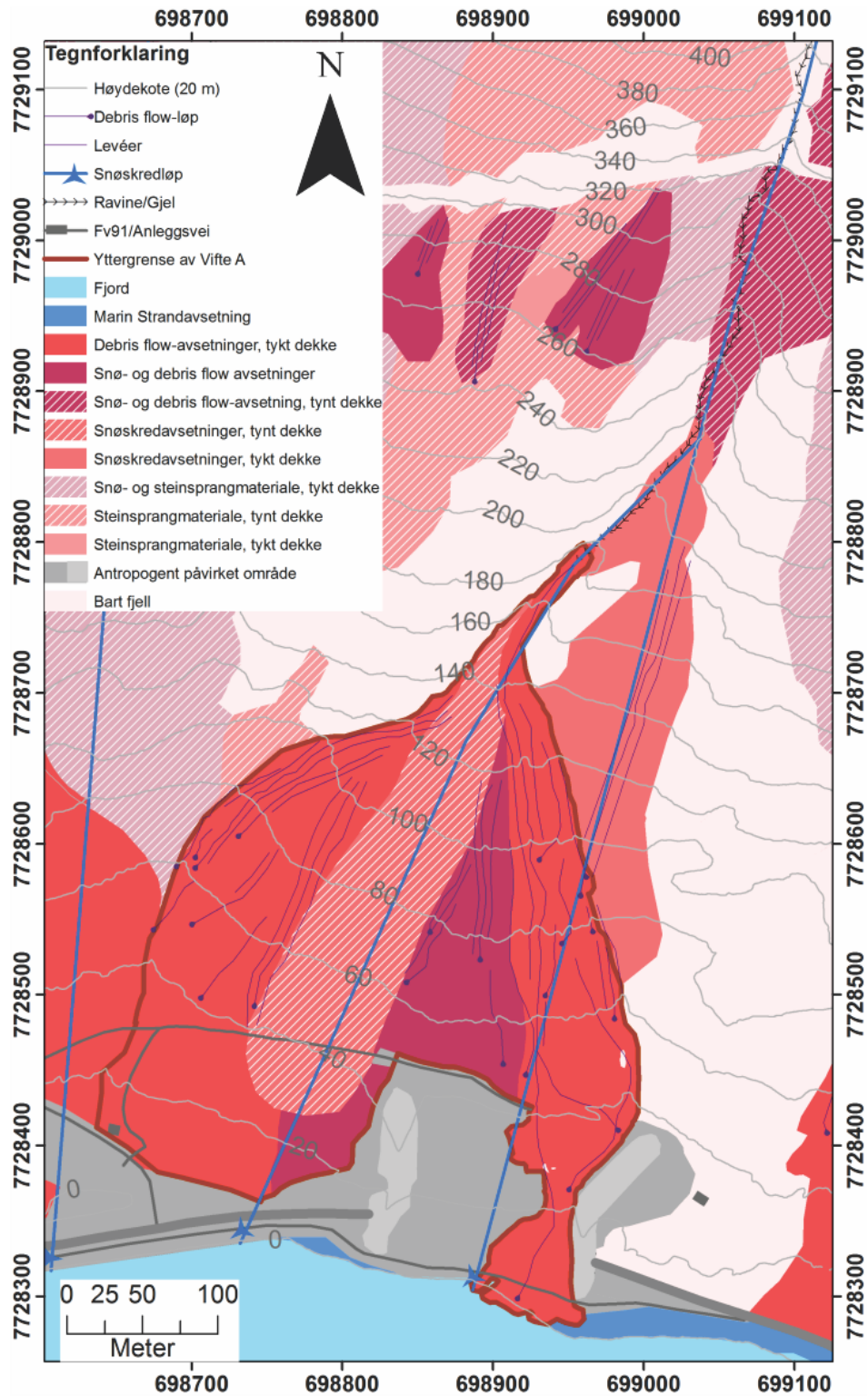
Området kartlagt som snø- og debris flow-materiale har mange av de samme karakteristikkene som vestlig del av viften. Forskjellen er at her er mange av trærne bøyd i samme retning nedover skråningen uten at vegetasjonen er helt fjernet, slik som er tilfellet i levéene og kanalene dannet av debris flow. Det er derfor grunn til å tro at det har inntruffet (flere) snøskred her etter siste debris flow.

En langsgående stripe midt i Vifte A er tolket som tynt dekke av snøskredmateriale. Her må det presiseres at det sannsynligvis finnes et tykt dekke av debris flow under denne stripen. Det vises til en forenklet evolusjonsmodell for å forklare tankegangen; Gjentatte ganger har debris flow vært aktive også i denne delen av viften, og over tid har de avsatt materiale som nå har en tykkelse på opptil 12 m (Figur 26). Gjentatt snøskredaktivitet har underveis erodert bort deler av debris flow-materialet slik at viften aldri har utviklet en «fullverdig» konveks tverrprofil. Etter at de siste debris flowene var aktive i denne delen av viften har gress, busker og trær begynt å vokse oppå debris flow-avsetningene. Figur 29D viser et eksempel på en vegetert levé fra en gammel debris flow. Etter at debris flow-materialet begynte å vegeteres har det gått (flere) snøskred i dette området. Snøskredene har brukket trær og holder vegetasjonen i området nede. Snøskredene har også avsatt enkeltblokker oppå gressdekt mark, som vist i Figur 29D. Retningen av brukne trær indikerer hvilken retning forrige snøskred hadde. I gjeldende område har snøen, eventuelt lufttrykket, kommet fra NØ og ført til at trærne veltet mot SV.

På bakgrunn av alle de fremstikkende fjellskrentene tolkes løsmassedekket som tynt i området over viften. Det finnes et par unntak; Tilstøtende areal øst for viften og de små vifteformene i 300 meters høyde. Arealet øst for viften er tolket som tykt dekke av snøskredmateriale på bakgrunn av tynn og kortvokst vegetasjon, samt den jevne overflaten som kommer fram på terrengmodellen. De små vifteformene er tolket som snø- og debrisflow-avsetninger på grunn av opptreden av kanaler, levéer og brukne trær.

Det er små arealer kartlagt som bart fjell inne i vifte A. Disse befinner seg i ferske debris flow-løp og er sannsynligvis blottlagt fordi debris flow eller bekkevann har erodert bort overliggende løsmasser og eksponert det bare fjellet.

Areal kartlagt som antropogent materiale inkluderer skredoverbygget, grunnmur, vei og anleggsveier. Materialet inkluderer også løsmasser som er sterkt påvirket av menneskers aktivitet.



Figur 31: Tolkning av transport- og avsetningsområdet i Område A. Det mørkerøde fargen viser omrisset av Vifte A.

4.5 Område B

4.5.1 Beliggenhet og menneskelige inngrep

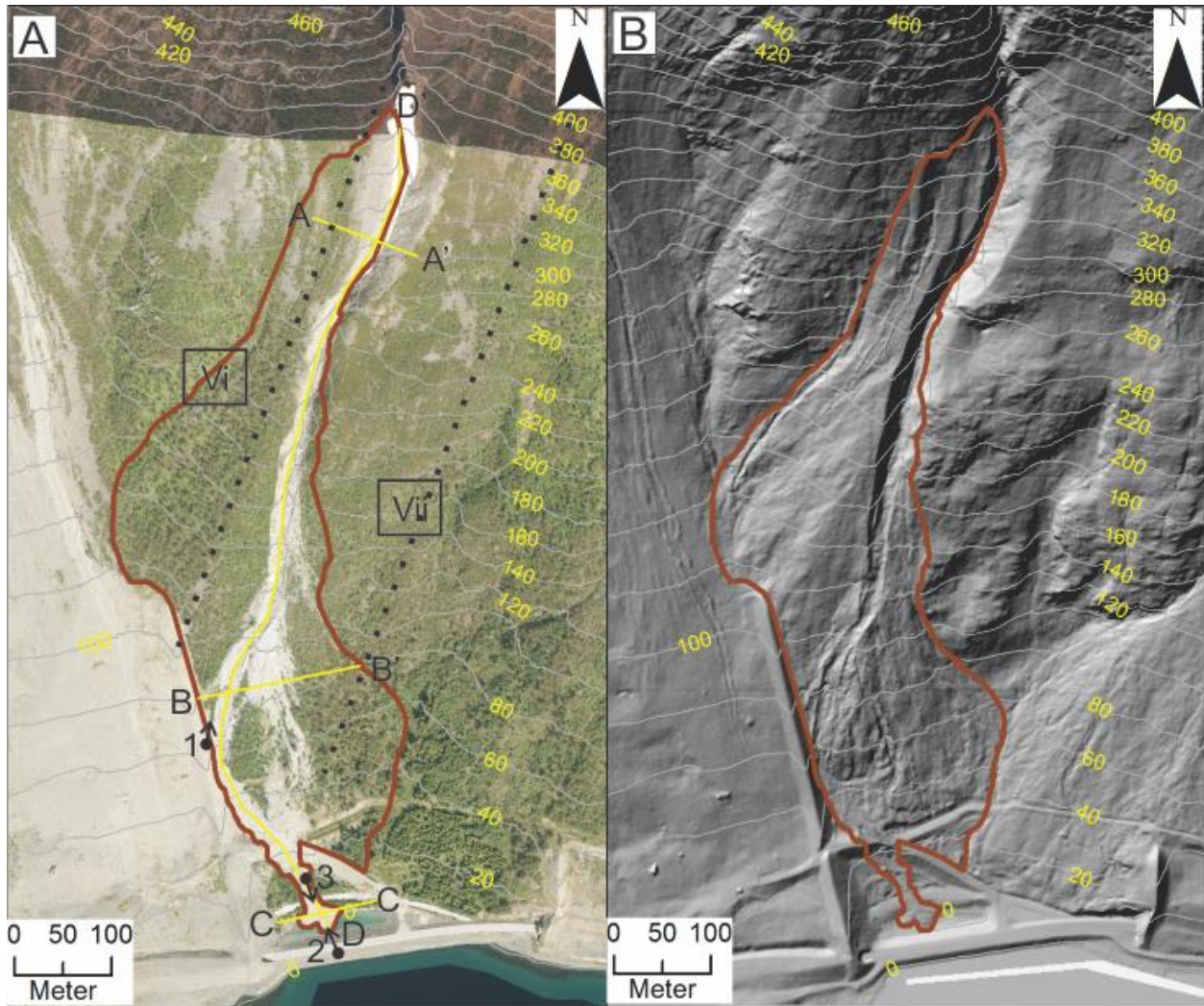
Område B strekker seg fra Store Kjostind og sørvestover ned til Fv91. I dette området er fylkesveien lagt på fyllmasse i fjorden, og resultatet er et masseavlagringsbasseng mellom gamleveien og den nye traséen (Figur 32). Masseavlagringsbassenget har som funksjon å fylles med skredmateriale fra snøskred og debris flow slik at skredene ikke når veien (Larsen, 2006). En anleggsvei starter på østsiden av masseavlagringsbassenget og skrår vestover gjennom området før den går videre inn i Storurda. Deler av anleggsveien raste ut som følge av debris flowen i 2014.

4.5.2 Kildeområde

Kildeområdet er et avlangt parti av bart fjell som strekker seg fra vel 380 moh til 1400 moh. Partiet består av flere renneformasjoner som forenes i ett gjel nederst og avgrenses av rygger langs sidene. Det er omtrent 400 m bredt med en innsnevring i nedre del (Figur 19). Til sammen har gjelet et areal på ca 0,4 km².

4.5.3 Transport- og avsetningsområde

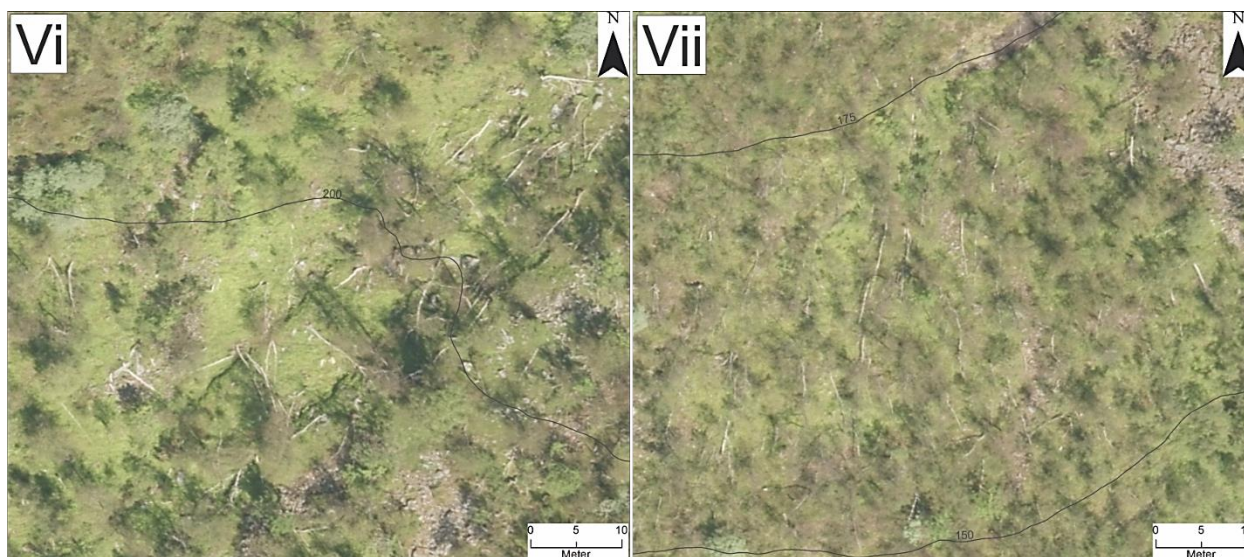
Figur 32 viser transport- og avsetningsområdet i Område B. En asymmetrisk vifteform, Vifte B, starter like under det bare fjellet, ca 380 moh (Figur 32). Herfra brer viften seg skrått vestover og møter Storurda ca 140 moh. Fra 115 moh og nedover avgrenses Vifte B fysisk fra Storurda av den østlige ledevollen i Storurda. I øst avgrenser et gammelt bekkeløp Vifte B fra 60 moh og ned til anleggsveien. Fordi de menneskelige inngrepene gjør det vanskelig å undersøke områdene nedenfor anleggsveien er nedre avgrensning satt til anleggsveien og de ferske debris flow-avsetningene (fra 2014). Vifte B har et samlet areal på vel 0,1 km².



Figur 32: Transport- og avsetningsområde i område B. Utsnittet er vist med flyfoto fra 2015 (A) og skyggelagt terrengmodell (B). Omtrentlig utstrekning av Vifte B er markert i rødt. A) Stiplede svarte linjer avgrensner et område med spesielt kortvokst og skadet vegetasjon. Feltene merket Vi og Vii inneholder brukne trær som ligger veltet i ulik retning. Profillinjer vises i gult og utsiktsposisjon og sikteretning for følgende figurer er markert med sort prikk og pil. Numrene refererer til figurene og vil bli henvist til i følgende avsnitt.

Sett bort fra det grå området i sørvestlig hjørne av flybildet og debris flow løpet og –avsetningene fra 2014 (Figur 32A), viser figuren et stort sett helgrønt område. Unntaket er et grått parti vest for øvre del av vifte B. Nærmere ettersyn viser at det grå partiet er todelt. Én del har en jevn overflate der store blokker er fraværende. Den andre delen består av stein og blokker som tilsynelatende har åpen struktur, og de største blokkene ligger lengst nede mens kornstørrelsen blir finere oppover. Det finnes også noen mindre partier med tilsvarende materiale øst for vifte B, men her domineres overflaten av gress.

Området ser ut til å ha redusert vegetasjon i en ca 200 m bred, diagonal stripe (Figur 32A). Stripen starter oppunder bart fjell og kan følges ned til om lag 80-90 moh. Foruten gress-feltene i øvre del, viser stripen lavere trær enn omliggende områder. Figur 33 viser nærbilde av område Vi og Vii som er lokalisert i Figur 32A. Nærbildet vest i område B (Vi) viser velte trestammer med ulike orienteringer. Det er to dominerende orienteringer på stammene i området; mot sørvest og mot sørøst (Figur 33 Vi). Nærbildet øst i området viser døde trestammer som er orientert mot sør (Figur 33 Vii).

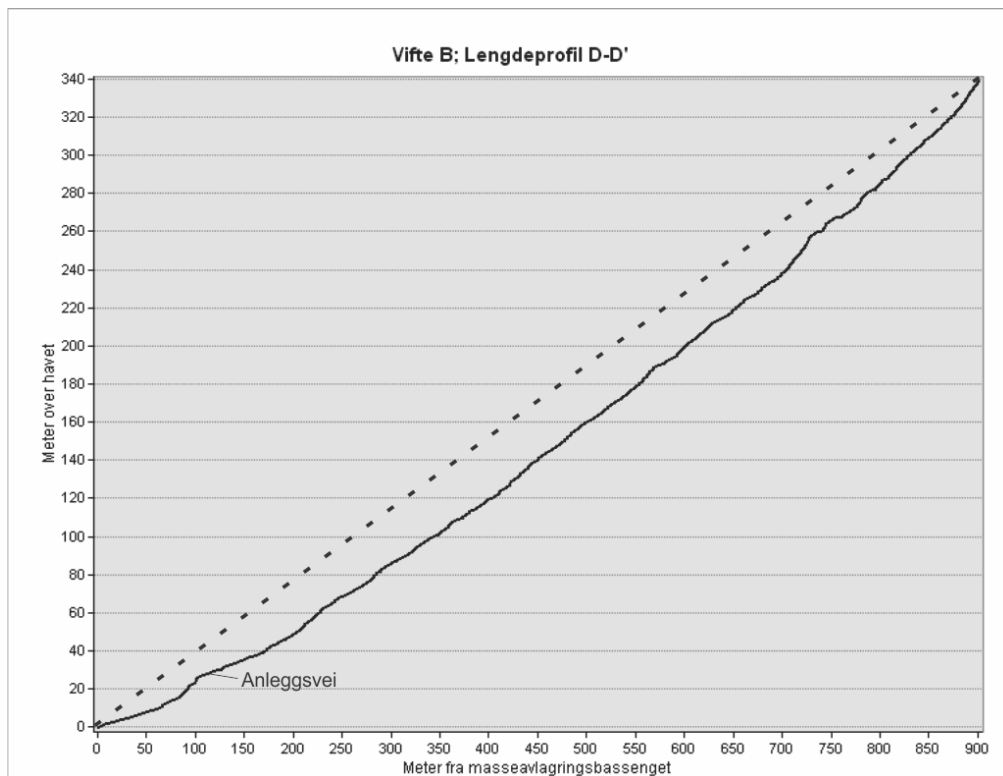


Figur 33: Orienteringen av døde trestammer varierer gjennom område B. Vi) Stammene vest i området viser to dominerende orienteringer; mot sørvest og mot sørøst. Vii) Stammene øst i området er orientert rett sør.

Den skyggelagte terrengmodellen (Figur 32B) viser at nedre del av vifte B har en ujevn overflate, mens øvre deler generelt har en jevnere overflate. I nedre del har avsetningene fra 2014-debris flowen den mest ujevne overflaten, med tydelige levéer og kanaler. Lenger øst ser overflaten ut til å være noe mer jevn. Det er også noen tydelige kanaler og levéer i øvre del av viften. Terrengmodellen viser også at området innehar en del skrenter.

4.5.4 Vifte B

Figur 34 viser lengdeprofil langs debris flow-løpet fra 2014. Profilen er konkav, altså er viften noe brattere i øvre del enn i nedre del. Anleggsveien utgjør en liten utflatning i nedre del av profilen. Uten vertikal overdrivelse er har viften en gjennomsnittlig helling på 21°.



Figur 34: Lengdeprofil D-D' langs Vifte B. VO = x2.

Bekkeløpet utgjør en tydelig nedskjæring i øvre del av Vifte B (Figur 35).

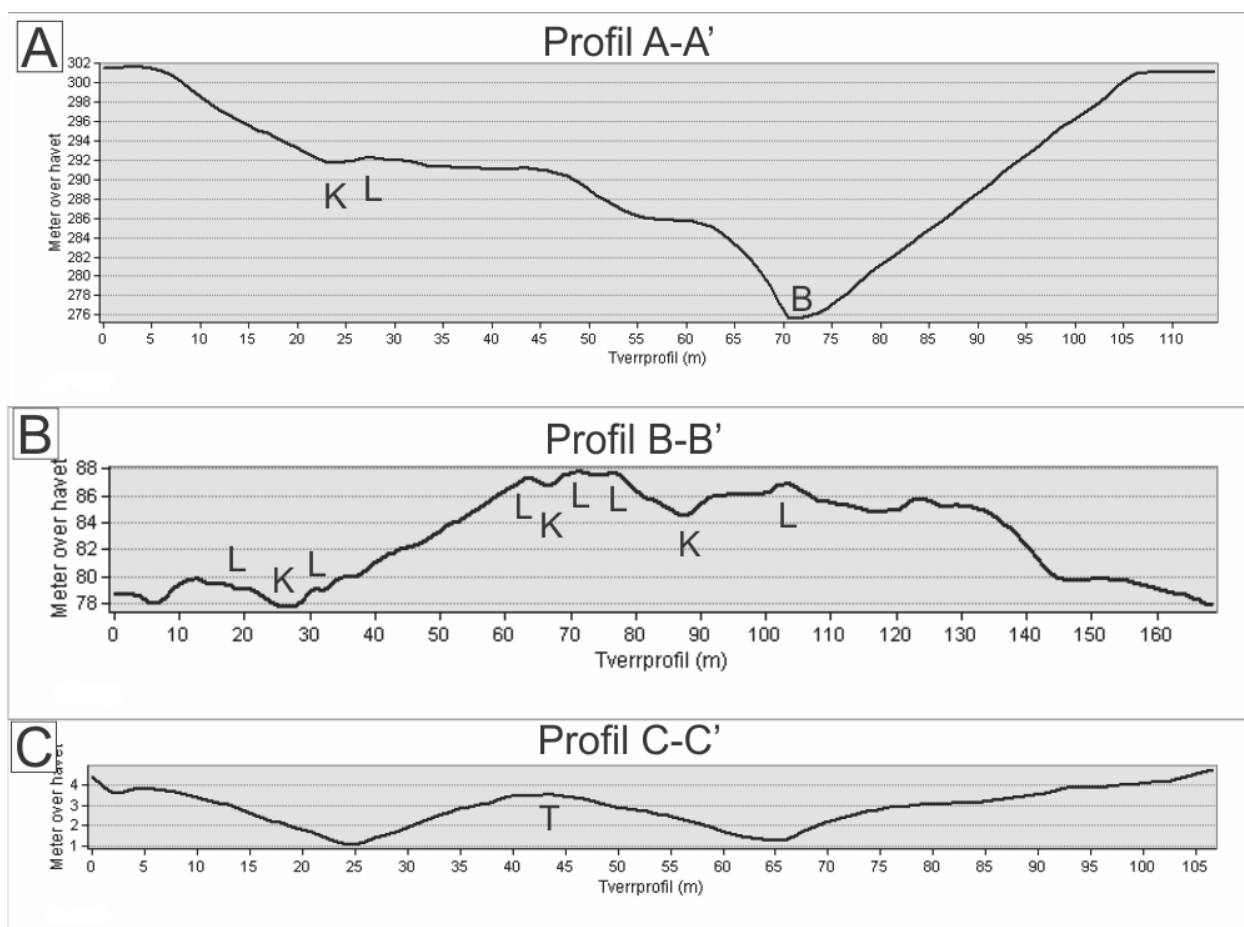


Figur 35: Kildeområdet og deler av Vifte B. Legg merke til det dype bekkeløpet i øvre del og de store levéene langs debris flow-løpet fra 2014. Bildet er tatt fra punkt 1 i Figur 32.

Tverrprofil A-A' er fra viftens øvre del og viser at bekken har erodert 25-30 m ned i underliggende løsmasser (Figur 36A). Bart fjell er eksponert enkelte steder i bekkeløpets østside og profilen viser en tydelig V-form.

I midtre del av viften er bekkeløpet grunnere og noe forgreinet. Tverrprofil B-B' viser flertallige kanaler hvor flere av disse har levéer på sidene (Figur 36B). Levéene blir generelt fler og fler og mer og mer fremtredende mot midten av viften (Figur 36B).

Tverrprofil C-C' er fra viftens nedre del (Figur 36C). Forhøyningen i midten av profilen representerer debris flow-avsetninger avsatt i en tungeform. Avsetningene kan sees i Figur 37.



Figur 36: Tverrprofiler fra øvre (A), midtre (B) og nedre (C) del av Vifte B. VO = x2. A) 25-30 m dyp bekkenedskjæring med tydelig V-form. B) Midtre del av viften har flere kanaler og tilhørende levéer. C) Tungeformen viser en konveks tverrprofil.



Figur 37: Debris flow-avsetningene som endte i masseavlagringsbassenget i 2014. Legg merke til lobe-formen på avsetningene. Bildet er tatt fra punkt 2 i Figur 32.

Løsmassene i Vifte B er studert på overflaten og langs dagens bekkeløp i nedre del av viften. Her er mye av det finkornede materialet vasket bort på overflaten. Blokker og steiner ligger som levéeer langs kantene, mens grus og mindre steiner dominerer kanal-bunnene. Nederst finnes en debris flow-tunge i masseavlagringsbassenget som stammer fra høsten 2014 (kapitel 4.3 Tidligere skredhendelser). I tungen er løsmassene relativt godt sortert og domineres av steiner og mindre blokker. Rundingsgraden i de undersøkte løsmassene er sub-kantet til sub-rundet.

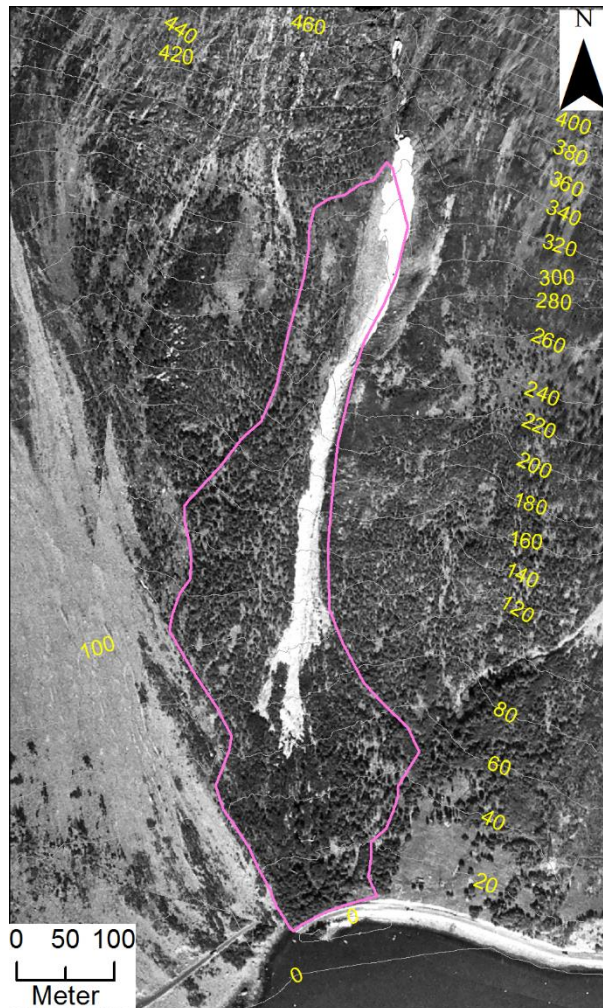
Det forekommer balanserte klaster, blant annet i debris flow-tungen i masseavlagringsbassenget (Figur 38).



Figur 38: Balanserte klaster i debris flow-tungen i masseavlagringsbassenget. Bildet er tatt fra punkt 3 i Figur 32.

4.5.5 Naturlig tilstand

Figur 39 viser hvordan Vifte B så ut høsten 1977. I motsetning til i dag strekker den seg helt ned til Fv91. Viften er vegetert, men debris flow avsetninger kan sees i lyst grått fra viftens start og ned til om lag 50 moh. Ellers er viftens nedre del tett begrodd av store trær, mens det lenger oppe er noe luftigere skog. Øst for viften sees et område med kortvokst vegetasjon og de samme type gress-felt som finnes idag. I vest avgrenses viften naturlig av Storurda, og i øst avgrenses den av Vifte A.



Figur 39: Transport- og avsetningsområde i område B i 1977. Rosa markering viser omtrentlig utstrekning av viften slik den var da. OBS; høydekotene er basert på høydedata fra 2015 og er derfor ikke presise.

4.5.6 Tolkning av område B

Figur 40 viser tolkning av område B med viftens begrensning inntegnet. Tolkningene er basert på resultater presentert tidligere i dette kapittelet.

Rene debris flow avsetninger er kartlagt i nedre, østlige del av Vifte B, samt et par steder i øvre del. Det er fordi disse arealene innehar tydelige, langsgående kanaler og levéer. Dårlig sorterte løsmasser med varierende kornstørrelser bygger innunder denne teorien for de nedre delene av viften. De historiske kildene bekrefter at det forekommer debris flower her, men også at det forekommer snøskred. Snøskred kan ha jevnet ut noen av kanalene og levéene aller lengst øst i viften, da dette området har en noe jevnere overflate. Mangel på snøskredindikasjoner har likevel ført til at området er kartlagt som rene debris flow avsetninger.

Øvre del av viften er stort sett kartlagt som tykt dekke av snø- og debris flow-avsetninger. Bakgrunnen for dette er en den jevne overflaten som innehar noen spor av gamle, «overkjørte» kanaler og levéer. Kanalene og levéene viser at debris flow tidvis har opptrudd i denne delen av viften, og den jevne overflaten viser at snøskred har jevnet ut og redistribuert debris flow-avsetningene. Med unntak av den skadede vegetasjonen som er vist i Figur 33Vi er vegetasjonen i dette området relativt tett. Dette kan indikere at skredprosessene har vært aktive i området tidligere, men at det nå er lenge siden forrige skredprosess inntraff her.

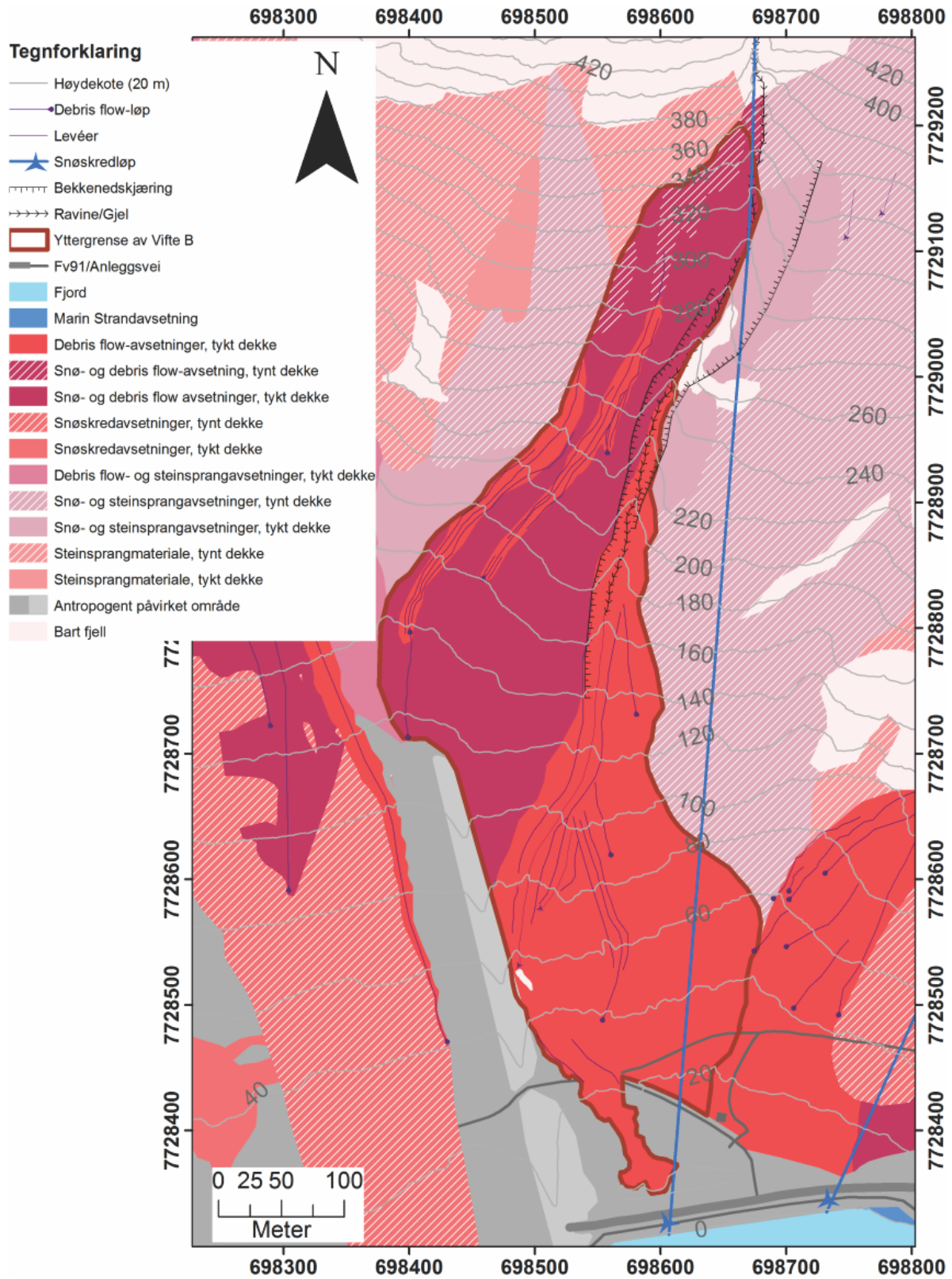
Fremstikkende fjellskrenter gjør at området øst og vest for viften tolkes til å bestå hovedsakelig av tynt løsmassedekke. Unntaket er like øst for viften der tverrprofil A-A' viser at gjelet har en dybde på flere titalls meter, og i deler av området med stein og blokker vest for viften.

Siden vegetasjonsfrie arealer av løsmasser øst for viften viser åpen struktur og ser ut til å ha de største klaster nederst på viften og de finere nærmere kildeområdet er det grunn til å tro at det foregår steinsprang her. Den gressdekte overflaten tyder på snøskredaktivitet. Kortvokst vegetasjon og flertallige trær veltet i samme retning (Figur 33Vii) tyder på at snøskred når nesten helt til veien. Det faktum at snøskred rev et hus ved masseavlagringsbassenget i 1953 bekrefter at snøskred når helt til veien. Det tynne dekket av løsmasser er derfor kartlagt som snø- og steinsprang-materiale.

Vestsiden er noe mer vegetert, men uren med jevn overflate og fraværende store blokker tyder på snøskredaktivitet her også. Det tilgrensende området som viser åpen struktur og har de groveste blokkene lengst ned og finere kornstørrelser lenger oppe er tolket som steinsprangmateriale.

Ytterlige områder vest for viften tilhører Område C, og tolkning er gitt i kapittel 4.7

Areal kartlagt som antropogent materiale inkluderer en grunnmur, Fv91 og anleggsveier. Materialet inkluderer også løsmasser som er sterkt påvirket av menneskers aktivitet.

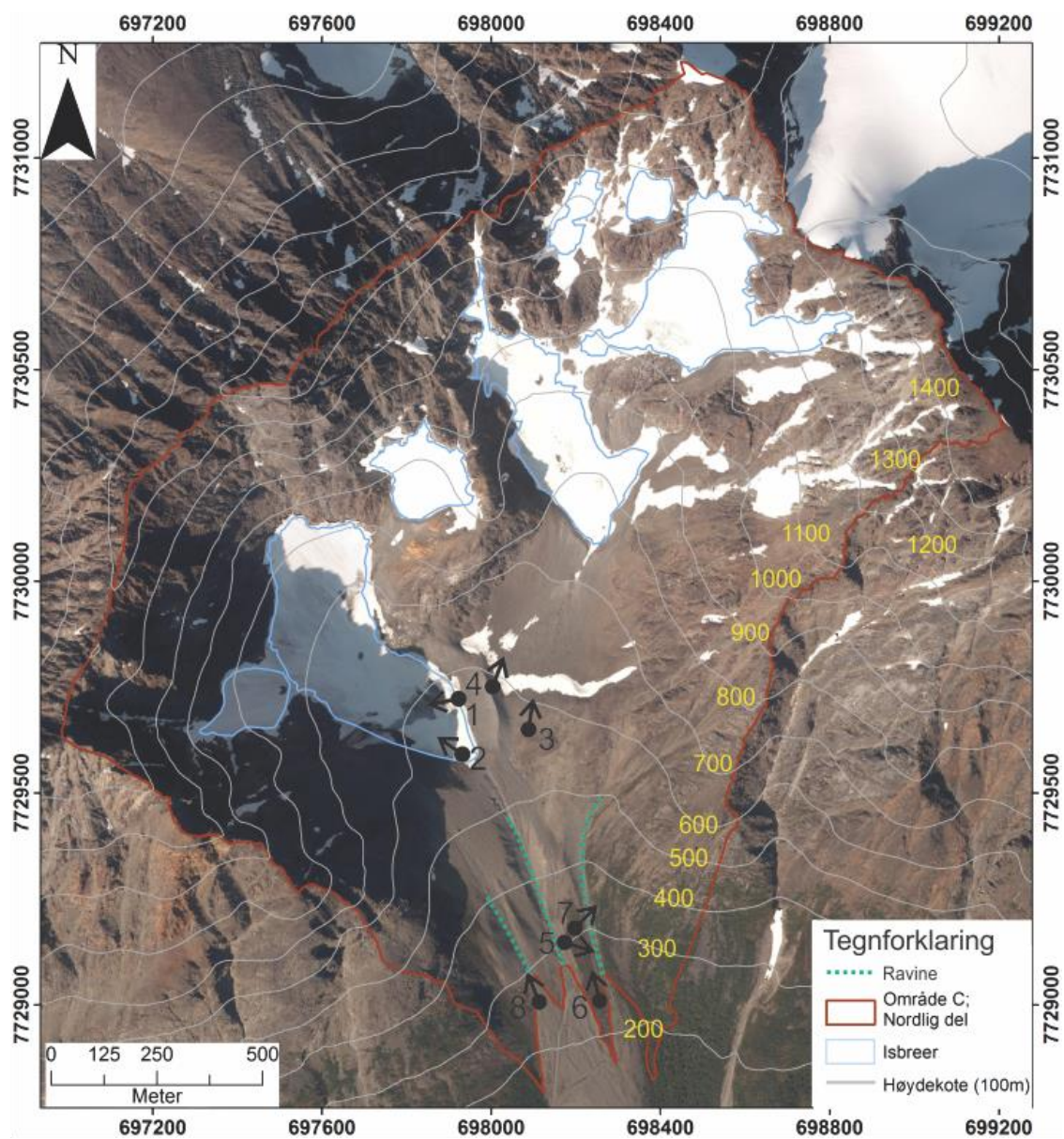


Figur 40: Tolkning av transport- og avsetningsområdet i Område B. Det mørkerøde fargen viser omrisset av Vifte B.

4.6 Område C – Nordlig del

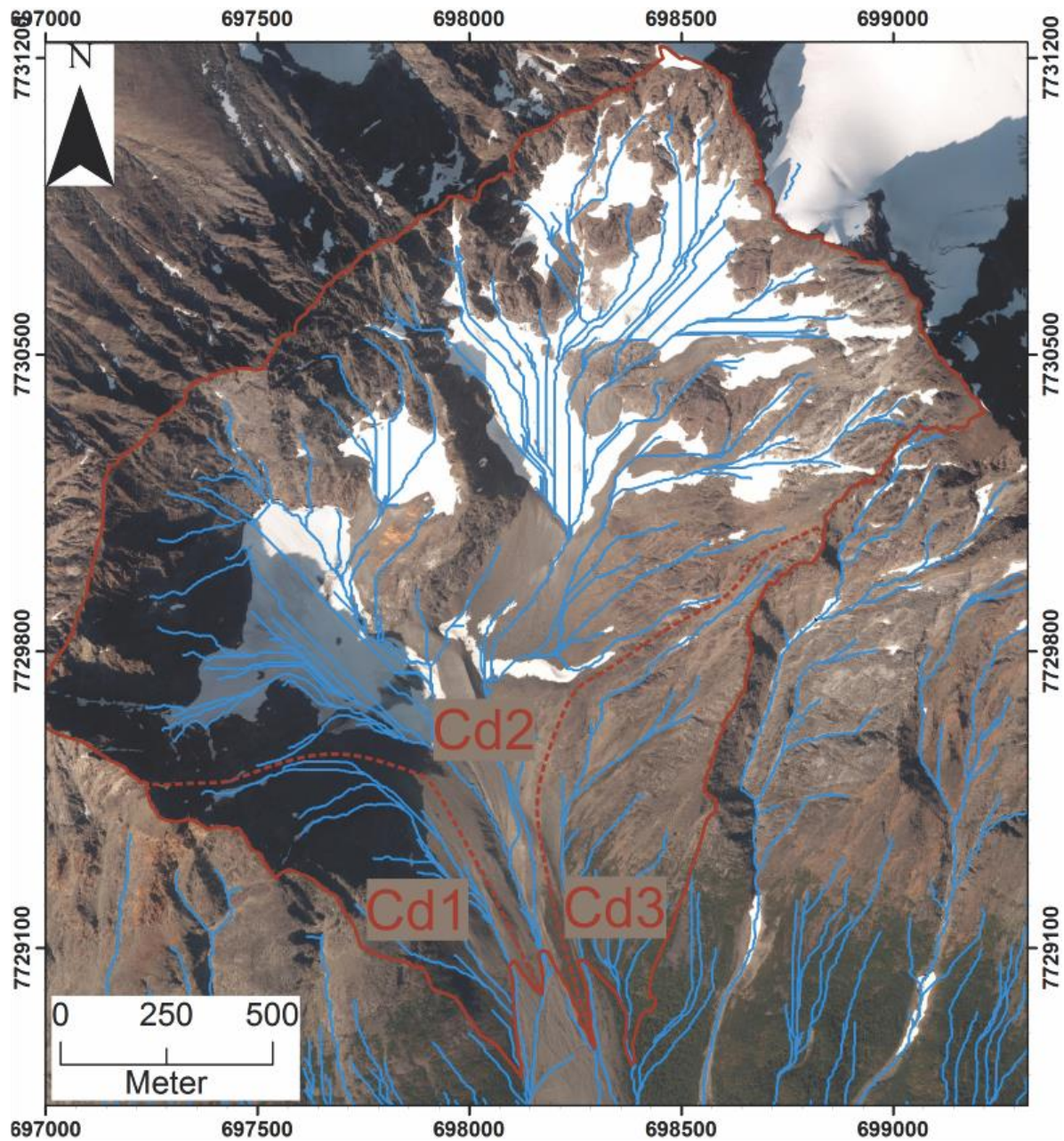
4.6.1 Beliggenhet og oversikt

Den nordlige delen av Område C strekker seg fra om lag 280 moh og opp til fjelltoppene som avgrenser studieområdet nesten 1500 moh (Figur 41). Med et areal på drøyt 2,6 km² er delområdet det desidert største i dette studiet. Området domineres av bratte fjellsider, isbreer og løsmasser. Mangel på vegetasjon gjør at landskapet i dette området er tydelig eksponert. I nedre del av området finnes tre markante raviner, markert i Figur 41.



Figur 41: Nordlig del av Område C. Utsiktsposisjon og sikteretning for bilder i følgende figurer er markert med sort prikk og pil. Tilhørende nummer refererer til figurer og vil bli henvist til senere i kapittelet. Flyfoto fra 2011.

De tre ravinene samler vann fra hvert sitt dreneringsområde. Dreneringsområdene har fått navn Cd1, Cd2 og Cd3 og kan sees i Figur 42. Cd1 ligger lengst vest og har det minste arealet (0,25 km²). Cd2 ligger i midten og har et areal på 2,2 km², mens Cd3 befinner seg lengst øst med et areal på 0,3 km².



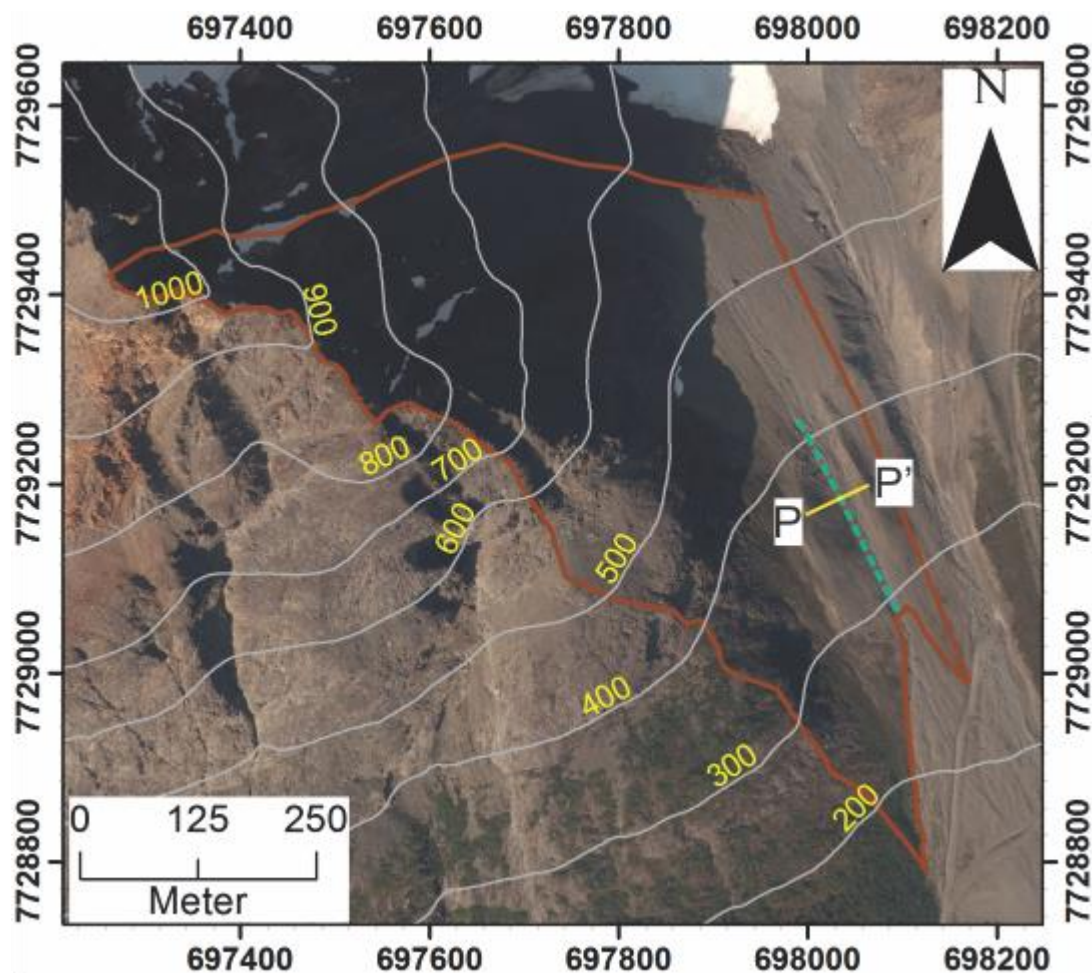
Figur 42: Dreneringsområdene Cd1-Cd3 i Nordlig del av Område C.

4.6.2 Observasjoner

Følgende er en beskrivelse av funn og observasjoner i de tre dreneringsområdene.

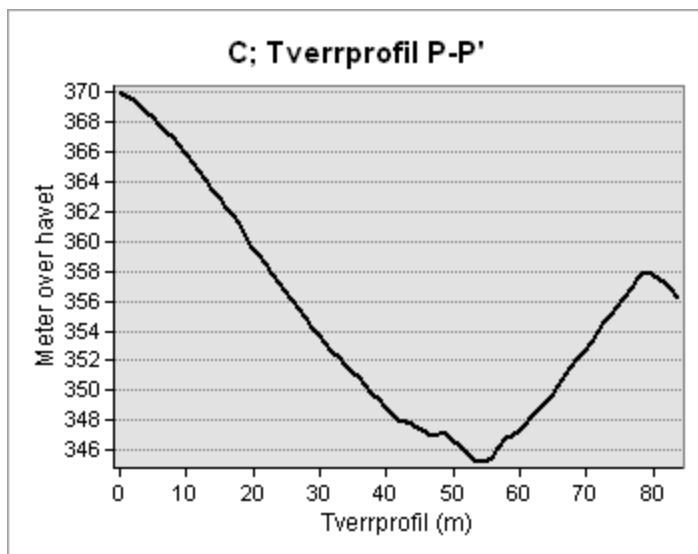
4.6.2.1 Dreneringsområde Cd1

Figur 43 viser dreneringsområde Cd1. Områdets øvre del består av bart fjell og flere gjel. Gjelene samler seg i ett gjel rundt 480 moh. Herfra og nedover opptrer løsmasser og vegetasjon også.



Figur 43: Dreneringsområde Cd1 (rødt omriss) i Nordlig del av Område C. Områdets markante ravine er stiplet i turkis og tverrprofil P-P' er markert i gult. Flyfoto fra 2011.

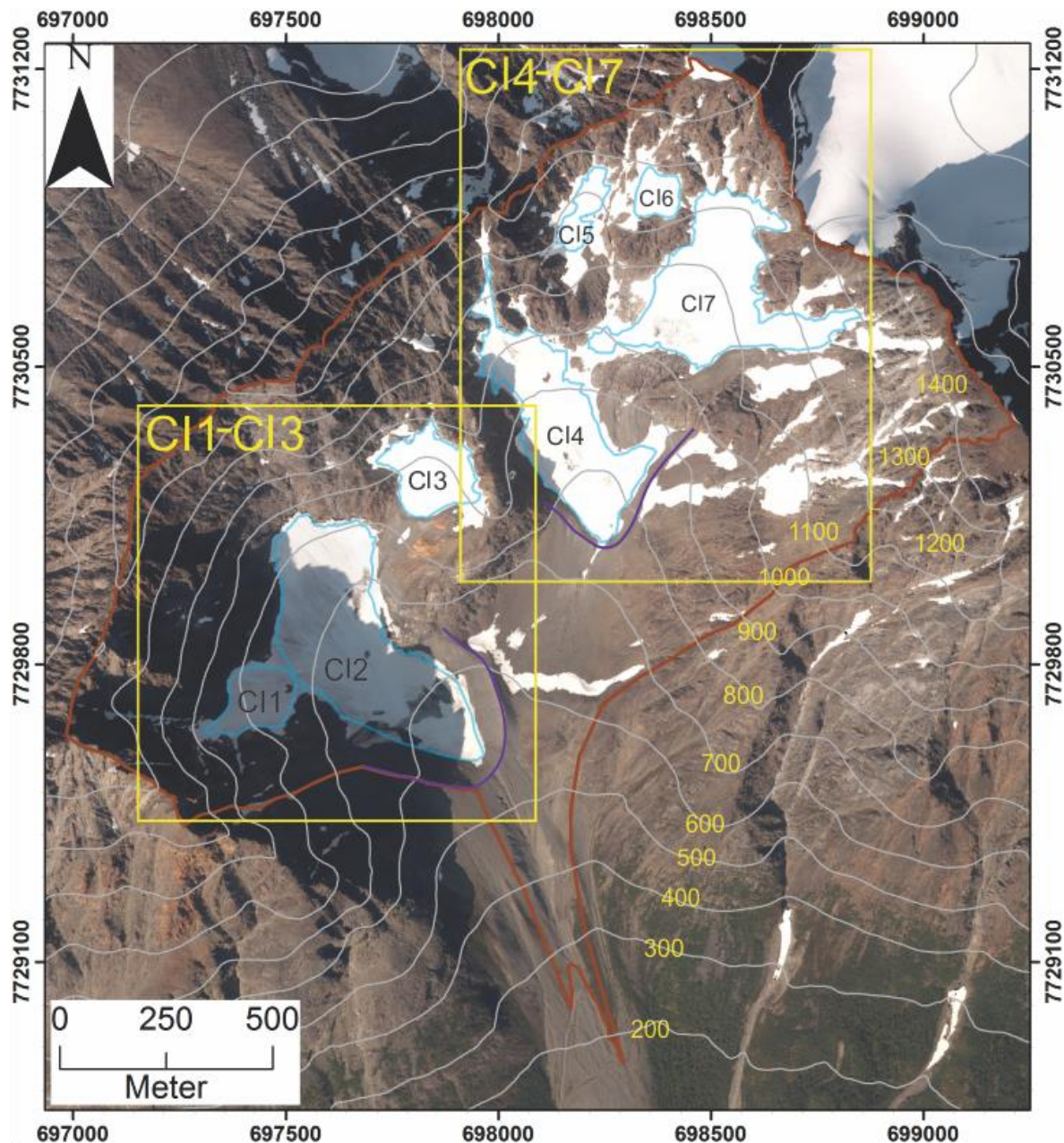
Tverrprofil over det markante gjelet kan sees i Figur 44 som viser at gjelet er vel 12 m dypt og mer enn 10 m bredt.



Figur 44: Tverrprofil P-P' i nordlig del av Område C.

4.6.2.2 Dreneringsområde Cd2

Dreneringsområde Cd2 er bredt i øvre del og smalner inn rundt 550 moh. Området innehar i alt sju breer med areal større enn 0,01 km² (Figur 45). Isbreene er navngitt fra CI1-CI7 slik at det skal være lettere å orientere seg i området i den følgende teksten. CI1, CI2 og CI3 er de vestligste breene og CI4, CI5, CI6 og CI7 er de østligste breene. Foran CI2 og CI4 er det randmoreener (Figur 45).



Figur 45: Dreneringsområde Cd2 (rødt omriss) i Nordlig del av Område C. Isbreer (blått omriss) er navngitt CI1-CI7. Randmoreener er markert i lilla. Flyfoto fra 2011.

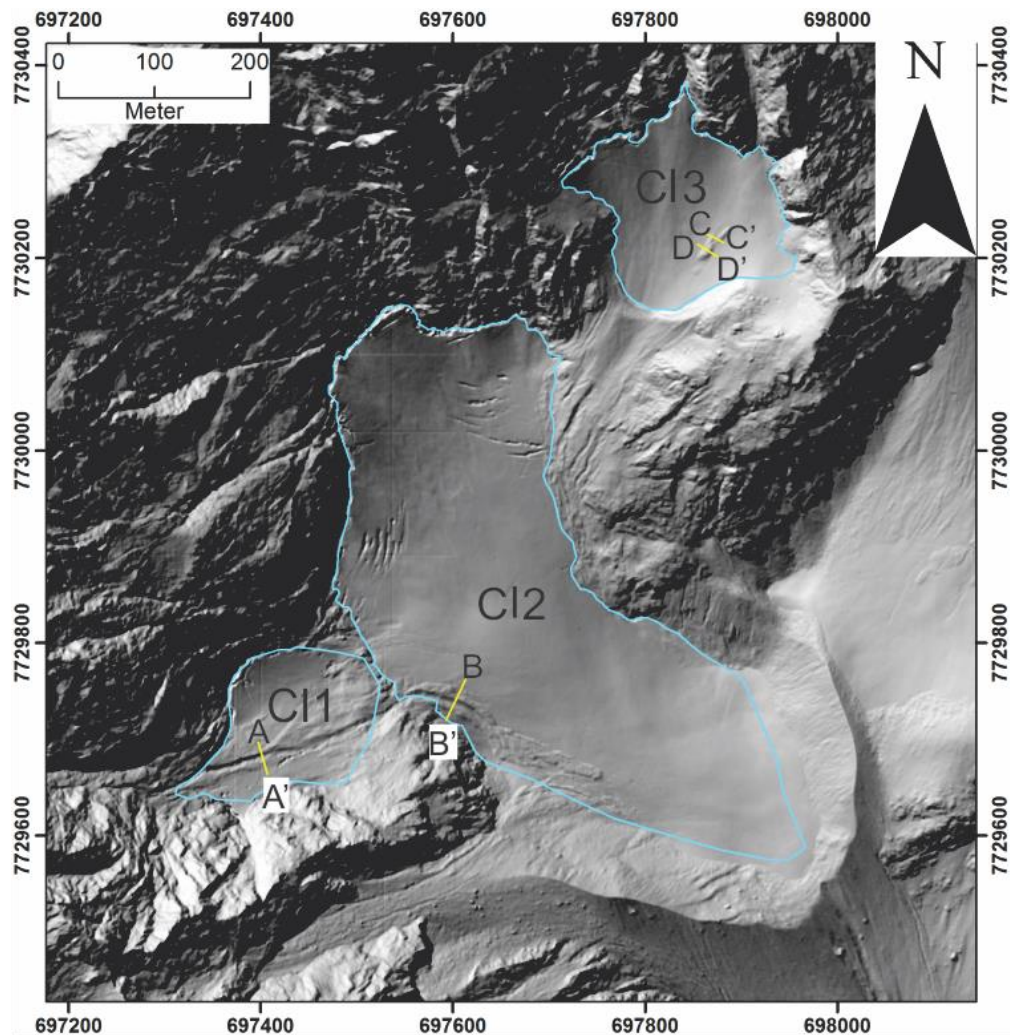
Morenen foran CI3 er opp mot 7 meter høy på kanten, mens den så å si er jevnet med breen på midten. Morenen foran CI4 er asymmetrisk. En tydelig ravine skjærer ned i morenen mot SSV og deler den i en vestlig og en østlig del som har ulik morfologi/fremtoning. Vestlig del utgjør bare en utflating i lengdeprofiler og hever seg maks 0,5-1 m over breen. Her finnes grunne raviner og mindre kanaler, noen av disse har små levéer på sidene. Østlig del er markant med høydeforskjell på mer enn seks meter over breen. Denne delen av morenen ser relativt intakt ut.

CI1 springer ut fra et østvendt gjel. På Figur 45 kan man se en buet rygg av løsmasser som ligger på tvers oppå nedre del av breen. Ved visitasjon i felt kan løsmasser sees oppå isen, og en liten rygg av løsmasser kan sees i nordlig del av breen (Figur 46).



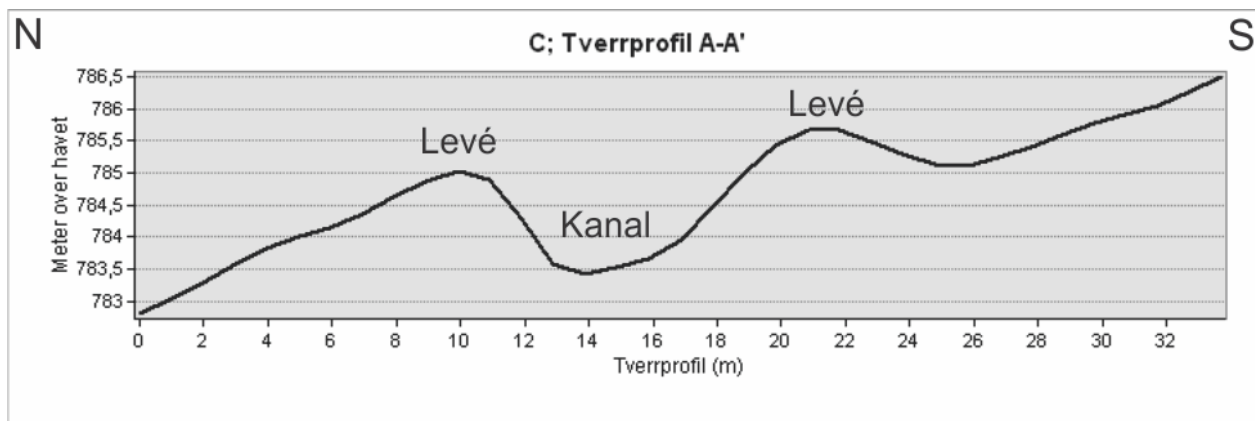
Figur 46: Breen CI1 (blått omriss) i Kjosens, slik den så ut 6.september 2016. Bildet er tatt fra punkt 1 i Figur 41.

Figur 47 viser en skyggelagt terrengmodell over område CI1-CI3 (lokasjon vist i Figur 45). Høydekoter er utelatt for at detaljene skal komme tydelig frem. Terrengmodellen viser at en kanal med levéer langs sidene går langs CI1 og ser ut til å fortsette på nedsiden av fjellskrenten som deler CI1 og CI2 (Figur 47 og Figur 48).



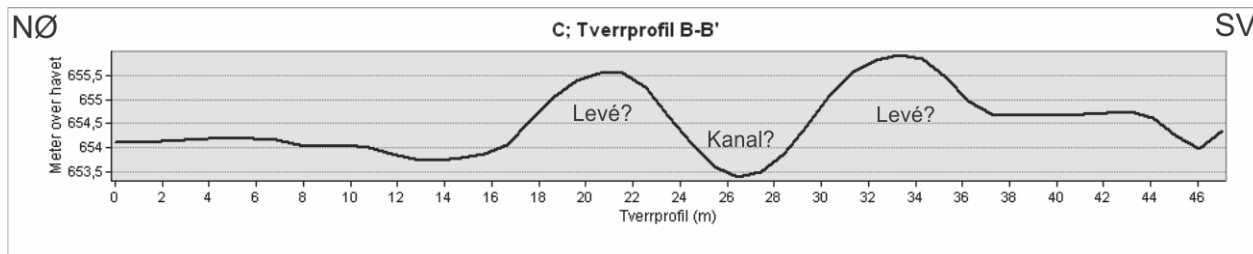
Figur 47: Isbreene CI1, CI2 og CI3 vist med skyggelagt terrengmodell. Tverrprofil A-A'-D-D' er markert med gule linjer.

Tverrprofil A-A' er vist i Figur 48 bekrefter at det finnes en kanal med levéer på sidene.



Figur 48: Tverrprofil A-A' på isbre CI1.

På CI2 befinner elementer av interesse seg i sørvestlig del. Her er det to parallelle rygger med en forsenkning imellom som går i en bue rundt fjellskrenten før de går sammen i en tungelignende form. Tverrprofil kan sees i Figur 49.



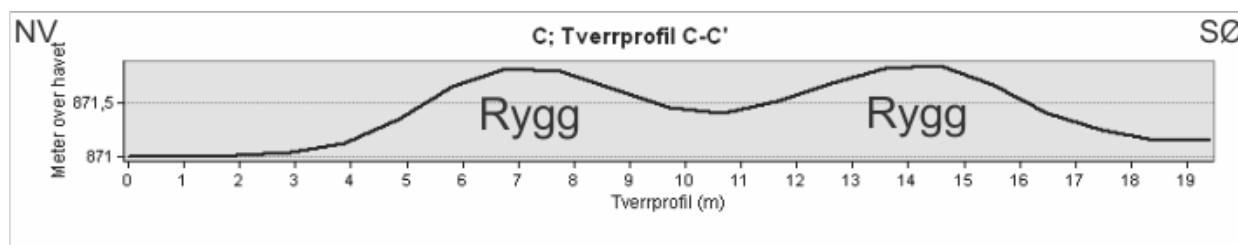
Figur 49: Tverrprofil B-B' på isbre CI2.

Ryggene og forsenkningen er muligens en fortsettelse av levéene og kanalen på CI1. Den tungelignende formen treffer etterhvert en buet rygg som også ligger i utkanten av CI2 under fjellskrenten (Figur 50). Enda et hakk lenger sør finnes enda en rygg av løsmasser (Figur 50). Sistnevnte starter oppe i morenesiden og brer seg ut på breen. I møte med breen bøyer den seg noe nedover i breens strømningsretning (mot fotografen i Figur 50). Løsmasseryggene er ikke studert på nært hold.

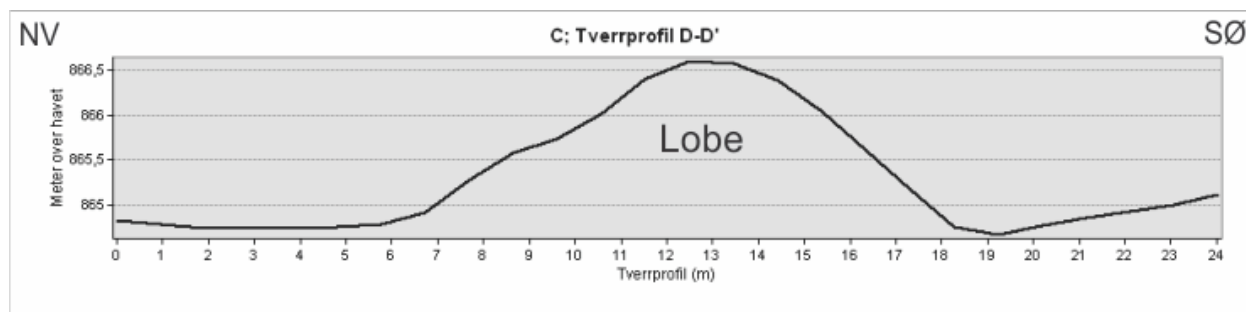


Figur 50: Rygger og tungeformer bestående av løsmasser (oransje) ved CI2. Legg merke til person som skala (rød sirkel). Bildet er tatt fra punkt 2 i Figur 41.

På CI3 viser terrenget ujevnheter omtrent midt på breen (Figur 47). Ujevnhetene står 1,5 m opp over isoverflaten på det høyeste og har en asymmetrisk form. Et par tverrprofiler over ujevnhetene viser at ujevnhetene består av to separerte rygger som går sammen lenger nede og danner en rundet, lobe. Tverrprofilene kan sees i Figur 51 og Figur 52. Det ser ut som det som har avsatt løsmassene har kommet fra den sørvendte renne-formasjonen ovenfor.

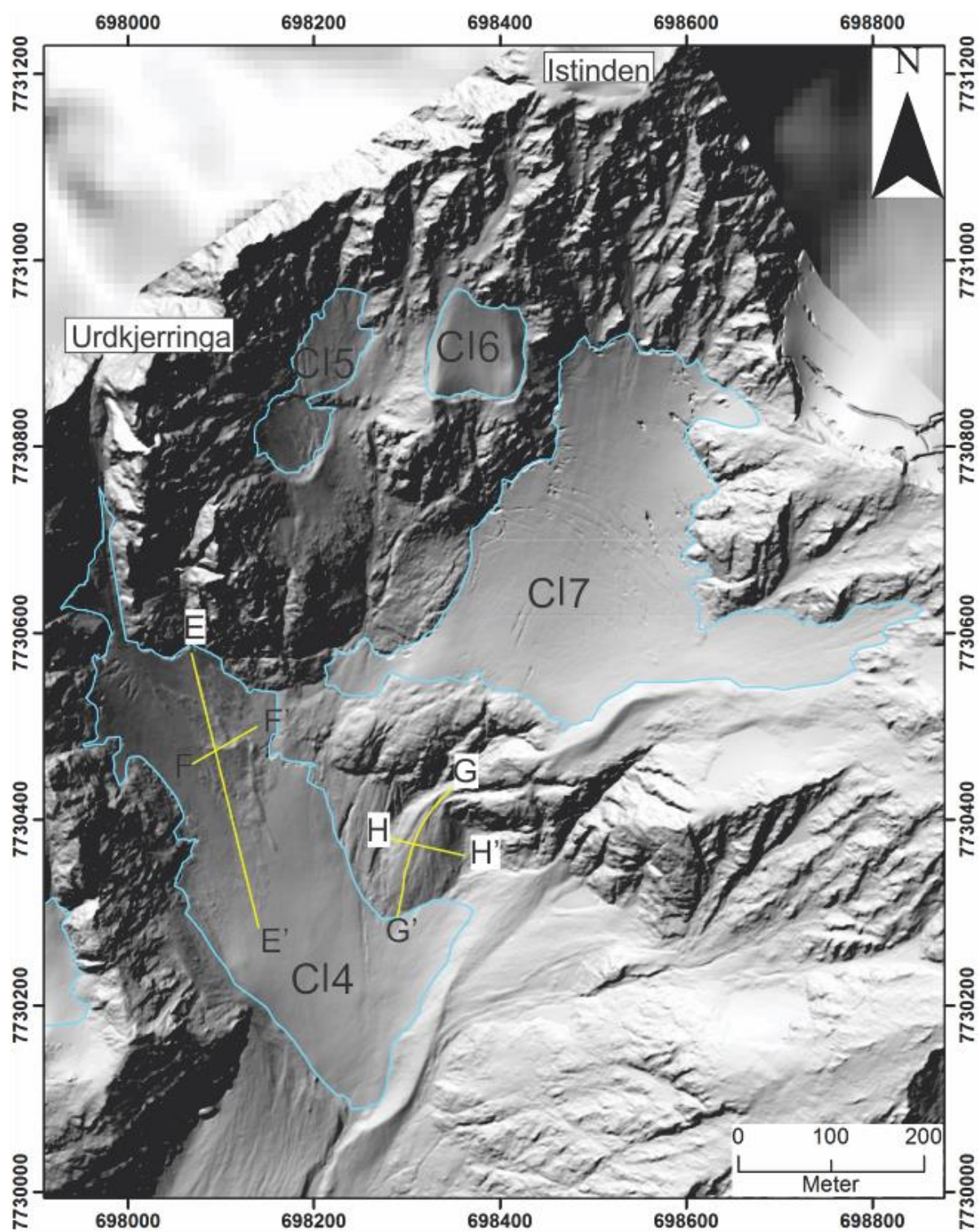


Figur 51: Tverrprofil C-C' på isbre CI3.



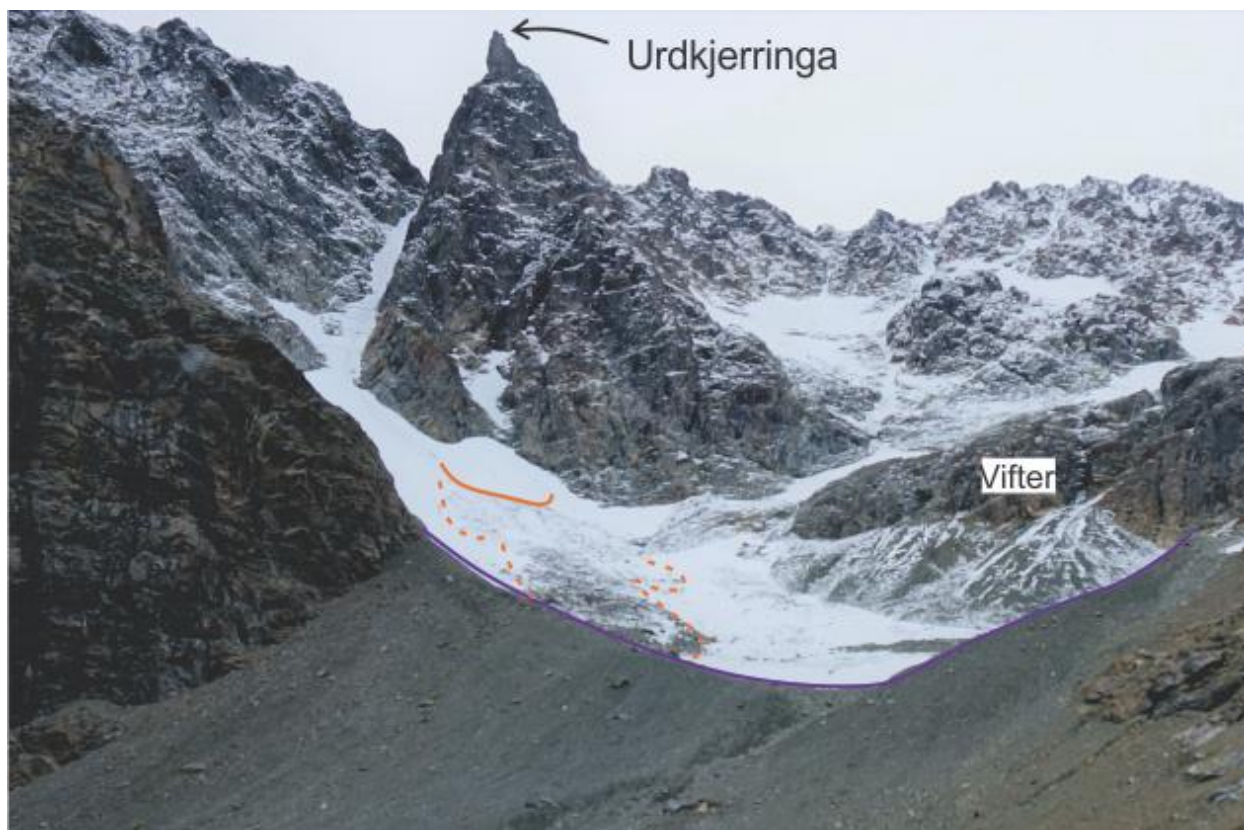
Figur 52: Tverrprofil D-D' på isbre CI3.

Figur 53 viser en skyggelagt terrengmodell over område CI4-CI7 (lokasjon vist i Figur 45). Høydekoter er utelatt for at detaljene skal komme tydelig frem.



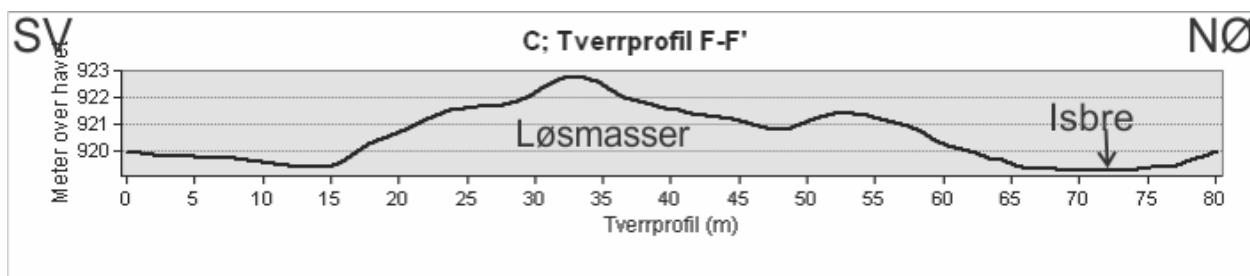
Figur 53: Isbreene CI4, CI5, CI6 og CI7 vist med skyggelagt terrengmodell. Lengde- og tverrprofiler er markert med gule linjer (E-E'-H-H').

Under feltarbeidet lå det løsmasser oppå CI4 (Figur 54). Fra avstand så løsmassene ut til å utgjøre en markant rygg i øvre del og tungeformede avsetninger under ryggen. Terrengmodell viser et større område av ujevn overflate i området, og både ryggen og de tungeformede avsetningene kan sees der (Figur 53). Flyfoto fra 2011 (Figur 45) viser en buet flekk av løsmasser på samme sted som den markante ryggen er lokalisert i felt og på terrengmodellen. Ryggen er buet på oversiden og dratt utover på nedsiden.



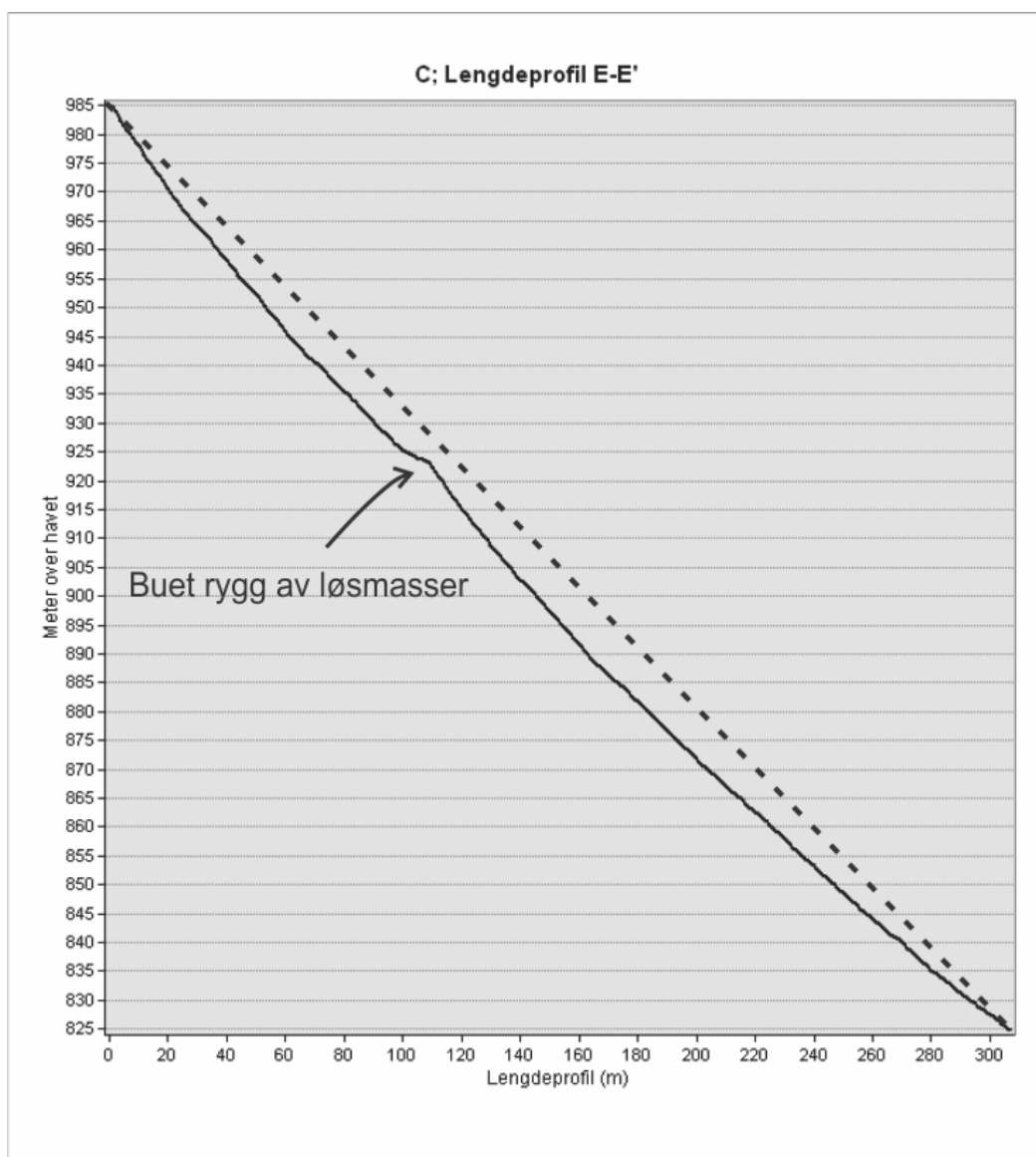
Figur 54: Markant rygg av løsmasser (heltrukken oransje linje) og tungeformede ansamlinger av løsmasser (stiplet oransje) på CI4. Randmorene er merket i lilla. Bildet er tatt fra punkt 3 i Figur 41.

Figur 55 viser en tverrprofil over løsmassene, og viser at de har en mektighet på opptil 3 m.



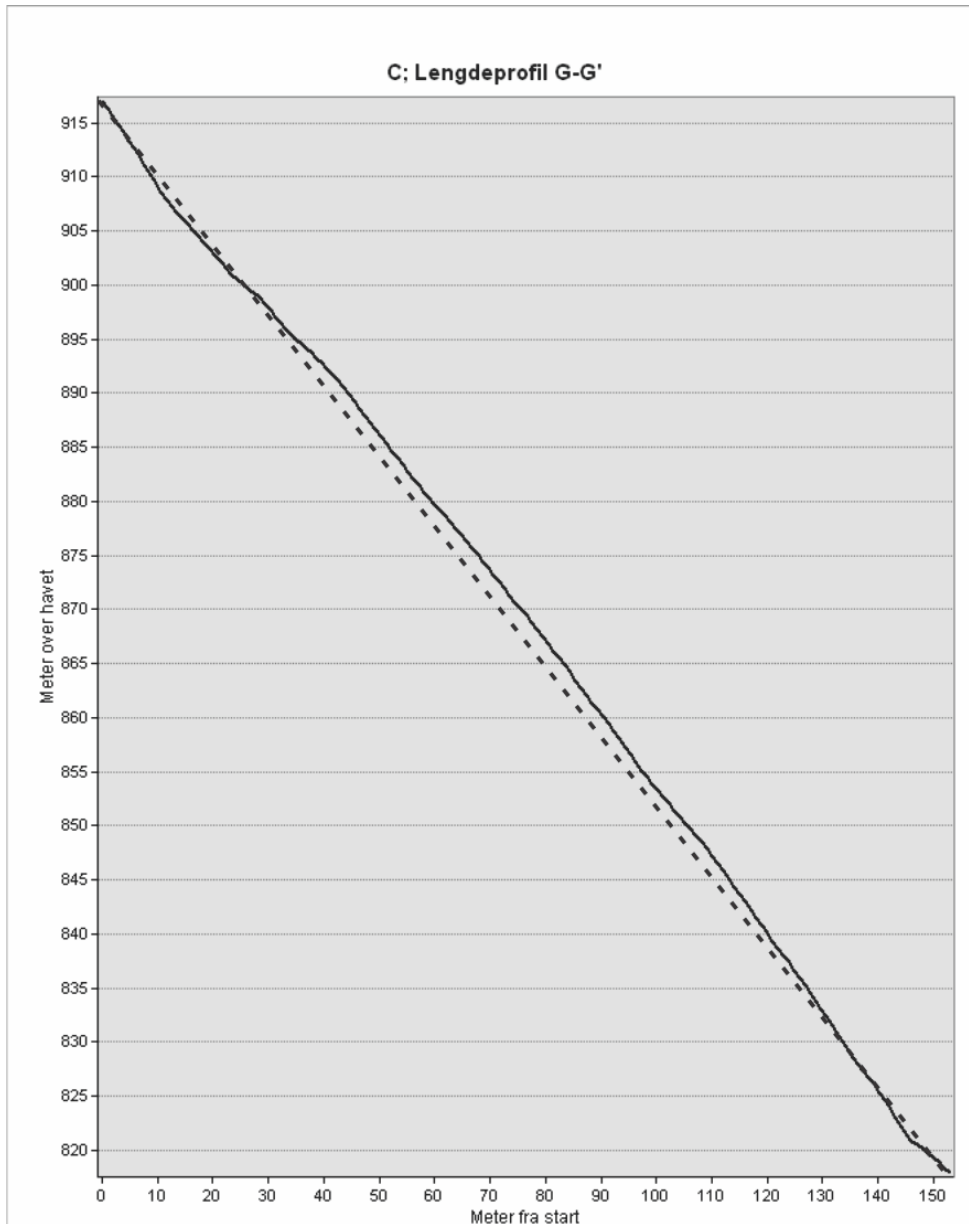
Figur 55: Tverrprofil F-F' på isbre CI4.

Over ryggen er det en markant utflating i lengdeprofilen som ellers viser en tilnærmet lineær i øvre del av breen (Figur 56).



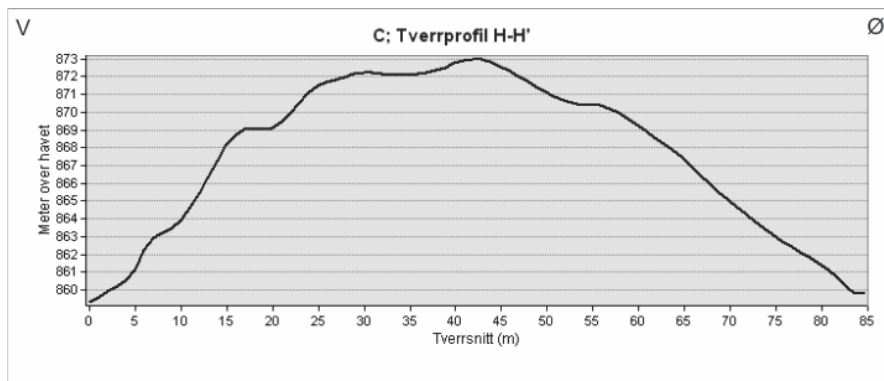
Figur 56: Lengdeprofil E-E' på isbre CI4.

Figur 54 viser også noen vifter som springer ut fra gjel i en fjellskrent på omtrent 920 moh. Viften lengst øst (høyre) er undersøkt ved hjelp av terrengmodell og flyfoto. Profil langs viften viser at den har en noe konveks form (Figur 57).



Figur 57: Lengdeprofil G-G' i nordlig del av Område C.

Tverrprofil over viften viser at den er relativt symmetrisk med en noe brattere helling mot vest (Figur 58). Dette skyldes trolig bekkeløpet som skiller den fra naboviften i vest. Overflaten er ujevn med mindre forsenkninger og forhøyninger.



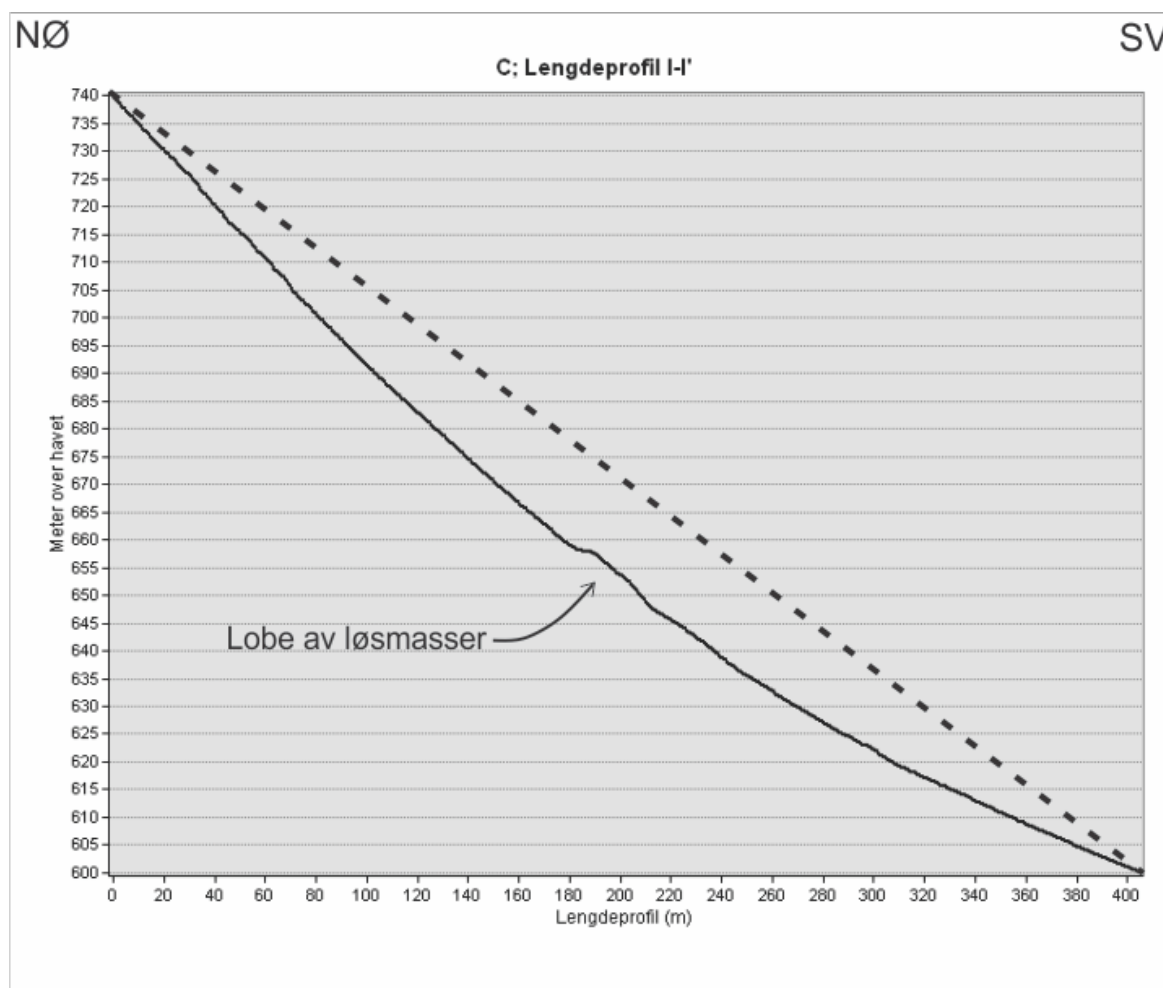
Figur 58: Tverrprofil H-H' i nordlig del av Område C.

Figur 59 viser randmorenen foran CI4 og området nedenfor den. Det er en ansamling av større blokker i nedre del av området (mot fotografen i Figur 59). Under ravinen som deler randmorenen i to er det en vifteform. Vifteformen er tydeligst i vestlig del, der det også finnes flere lobeaktige former. Østlig del av viften har en jevnere overflate og inneholder større blokker og steinskygger. En kanal med levéer finnes i østlig del. I Figur 59 er vestlig yttergrense av vifteformen stiplet i svart, mens lobeaktige former er stiplet i rosa. Kanalen og levéene er markert i oransje og lengdeprofil I-I' er tegnet inn i gult.



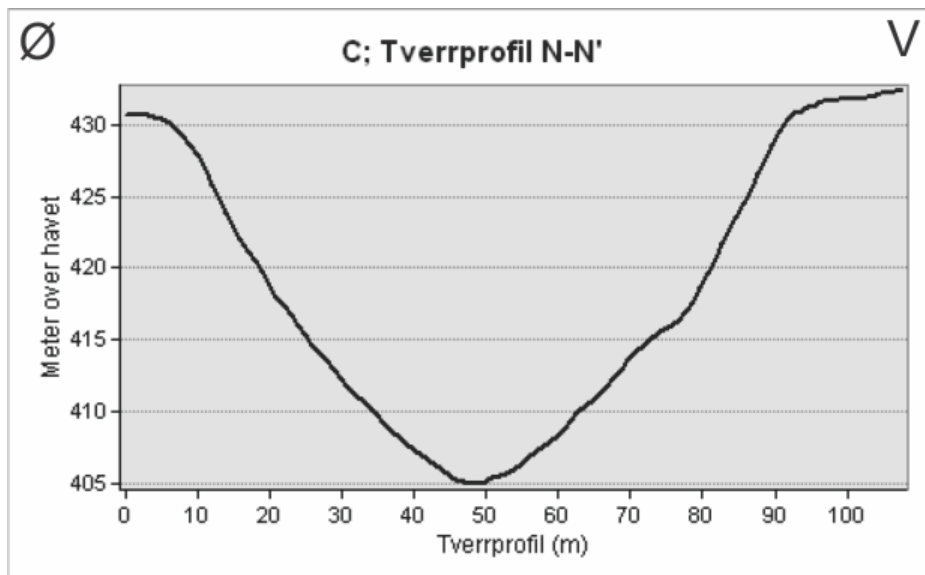
Figur 59: Randmorenen foran CI4 (lilla) og området nedenfor den. Stiplet sort linje markerer vestlig begrensning av en vifteform, mens lobeaktige former er stiplet i rosa. Kanal og levéene er markert i oransje og lengdeprofil I-I' er tegnet inn i gult. Bildet er tatt fra punkt 4 i Figur 41.

Området nedenfor morenen har en konkav lengdeprofil med en mindre utflating ca midt på profilet (Figur 60). Utflatingen representerer en tungeaktig forhøyning av løsmasser.



Figur 60: Lengdeprofil I-I' i nordlig del av Område C.

Som nevnt innledningsvis i dette delkapittelet smalner dreneringsområde Cd2 inn ca 550 moh. I denne høyden blir også området brattere, etter utflatningen rundt isbre CI3 og området nedenfor isbre CI4. Det er i dette bratte området at den tydelige ravinen i området inntreffer. Ravinen er 25 m dyp og ca 90 m bred (Figur 61).

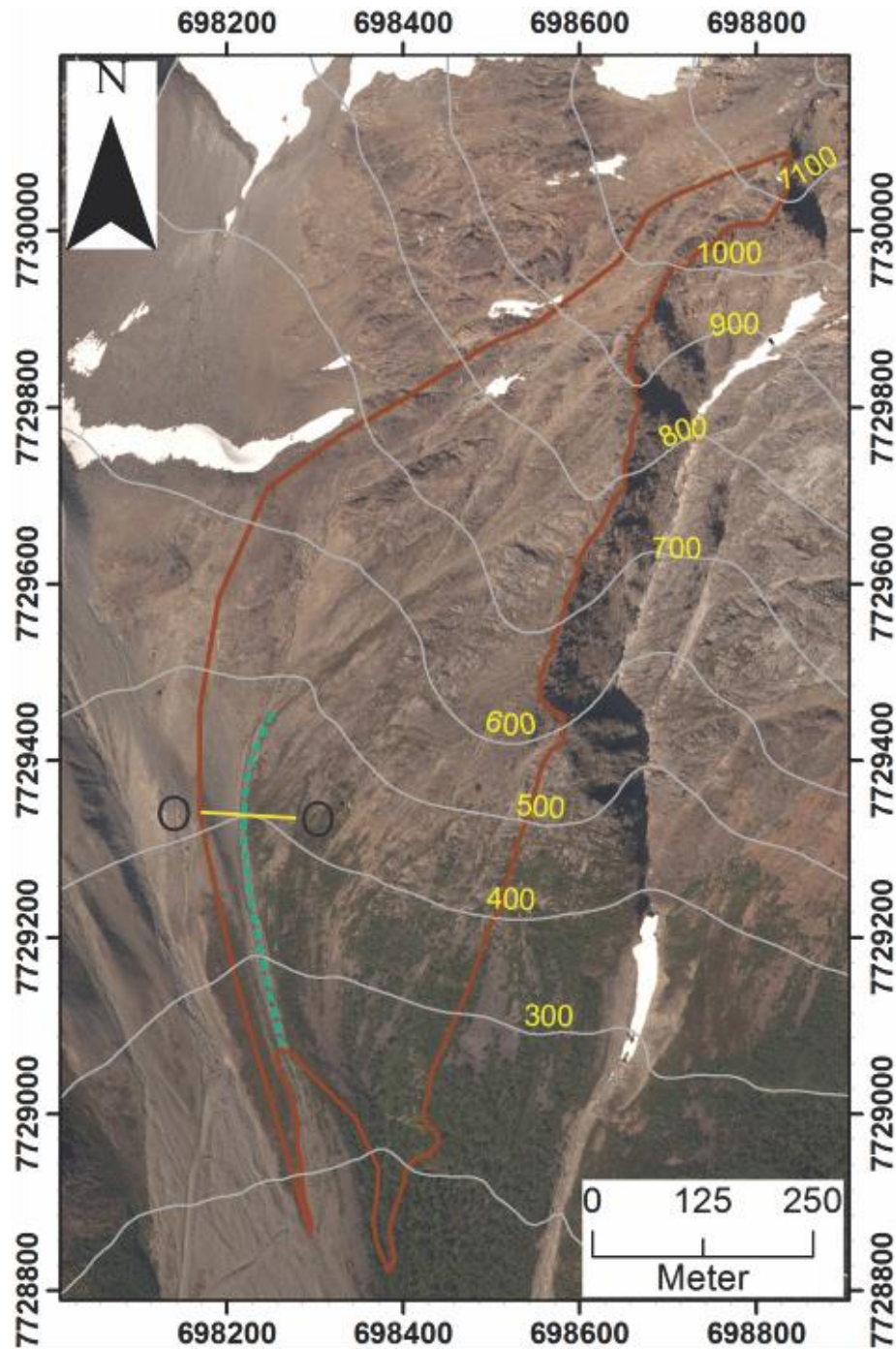


Figur 61: Tverrprofil N-N' i nordlig del av Område C.

I terrenget mellom ravinen og ravinen i tilgrensende, østlig dreneringsområde (Cd3) er det gjort noen observasjoner av løsmasser og vegetasjon. Observasjonene vil bli presentert i neste delkapittel (4.6.2.3 Dreneringsområde Cd3).

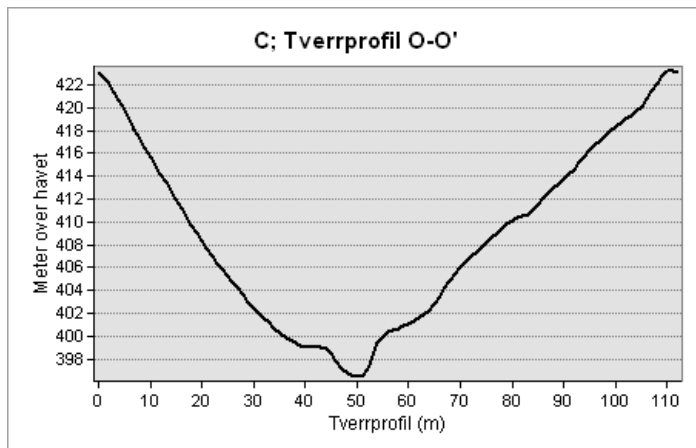
4.6.2.3 Dreneringsområde Cd3

Figur 62 viser dreneringsområde Cd3. Områdets øvre del består av bart fjell og flere gjel. Gjelene samler seg i ett markant gjel rundt 480 moh. Herfra og nedover opptrer løsmasser og vegetasjon.



Figur 62: Dreneringsområde Cd3 (rødt omriss) i Nordlig del av Område C. Områdets markante ravine er stiplet i turkis og tverrprofil O-O' er markert i gult. Flyfoto fra 2011.

Det markante gjelet i nedre del av dreneringsområde Cd3 er nesten 30 m dypt og 110 m bredt (Figur 63). I bunnen av nedre del av gjelet kan det sees små levéer som fortsetter nedover til sørlig del av område C.



Figur 63: Tverrprofil O-O' i nordlig del av Område C.

Bildet i Figur 64 er tatt mellom de markante ravinene i Cd2 og Cd3, og viser et område med tynn vegetasjon. Bakken er stort sett dekket av lyng, og det finnes mange døde små trær og lyng-greiner. De døde greinene ligger bøyd nedover skråningen mot sør-sørøst, noen nesten parallelle med underlaget.



Figur 64: Tynn vegetasjon mellom de markante ravinene i Område C. Bildet er tatt fra punkt 5 i Figur 41.

Løsmassene under trærne i Figur 64 består av usortert materiale. Materialet har størrelse fra veldig fin sand og silt til små blokker, og rundingsgraden varierer fra kantet til rundet (Figur 65).



Figur 65: Usortert materiale mellom de markante ravinene i Område C. Bildet er tatt fra punkt 6 i Figur 41.

4.6.3 Tolkning av område C; nordlig del

Siden det i kartleggingsprosessen er fokusert på vifteformene i nedre del av studieområdet, er tolkningen av nordlig del av område C mer generell.

Et kjennetegn ved nordlig del av område C er at det inneholder store deler bart fjell med minimale mengder løsmasser. Grunnen til det er at fjellveggene i dette området er veldig bratte. Områder der det finnes løsmasser opptrer stort sett nedenfor isbreene, som eroderer underliggende fjell og sannsynligvis tilfører store mengder løsmasser nedover i systemet, jamfør Nesje (2012).

De to største randmorenene er kartlagt på bakgrunn av kartleggingen gjort av NGU (Uspesifisert-b) og at løsmassene opptrer i en usortert rygg av varierende kornstørrelse foran en bre. Mindre randmorener finnes i tilknytning til isbre CI1, CI3 og CI7. Løsmassene foran de to randmorene er kartlagt som morenemateriale fordi materialet ikke viser noen skredindikatorer. Det samme gjelder løsmassene mellom CI2 og randmorenen foran breen. Fra historiske kilder vet vi at snøskred «overkjører» morenene, men siden det ikke er noen klare snøskredindikatorer i løsmassene og siden materialet opptrer som usortert og med stor variasjon i kornstørrelse, er materialet kartlagt som morenemateriale. Store deler av materialet lenger nede i skråningen har nok også glasialt opphav, men her har snøskred jevnet ut og redistribuert øvre del av løsmassedekket, og avsetningene er derfor kartlagt som snøskredavsetninger.

Der det finnes kanaler med levéer på sidene er avsetningene kartlagt som rene debris flow-avsetninger. I nordlig del av Område C er debris flow-avsetningene oftest enkeltstående, og ikke del av større vifteformer.

Areal som domineres av jevne overflater og også innehar kanaler med levéer på sidene er tolket som snø- og jordskredavsetninger. Kanalene og levéene er mindre tydelige enn i områder markert som rene jordskredavsetninger, og det kan se ut som om de har vært «overkjørt» og dratt utover av snøskred.

Blokkrike områder som opptrer innimellom jevne snøskredoverflater er tolket som snø- og steinsprangavsetning.

Der bart fjell stikker opp mellom løsmassene er det antatt at løsmassedekket er tynt (< 0,5 m). Dette gjelder eksempelvis skrenter eller bratt terreng. Disse arealene er kartlagt som usammenhengende eller tynt dekke av gjeldende løsmasse. Et eksempel er «snøskredavsetning,

tynt dekke». Dersom mer enn 50 % av et areal er fjell i dagen er arealet kartlagt som bart fjell. Noen steder er fjellet vegetert, men så lenge vegetasjonen utgjør mindre enn 50 % av arealet er området kartlagt som bart fjell.

Løsmasser i arealene som ligger tett oppunder bratt, bart fjell og viser åpen struktur er kartlagt som steinsprangavsetninger. Dette materialet er også sortert slik at de største klastene ligger lengst ned og de fineste klastene ligger lengst opp.

4.7 Område C – Storurda; Sørlig del

4.7.1 Beliggenhet og menneskelige inngrep

Vifte C springer ut fra de tre markerte ravinene på om lag 280 moh. Som beskrevet ovenfor har ravinene hver sine dreneringsområder, men forenes i én og samme avsetningsvifte, *Storurda*. Sett fra avstand danner Storurda en bred, grå stripe gjennom tilgrensende vegetasjon. Viftens areal er på ca 0,25 km² og bredden varierer mellom 200-350 m. Viften ender i fjorden.

I 2004 startet arbeidet med å legge veien gjennom et 320 m langt skredoverbygg. Som nevnt tidligere ble det også bygget ledevoller, og disse er 400-500 m lange. Det er laget dreneringsgrøfter for å lede vann til vestsiden av Storurda og for å unngå vann i kjørebanelen inne i tunnelen (Figur 18). Foruten installasjonene i seg selv, krevde inngrepene naturlig nok bruk av store maskiner som har satt spor i terrenget i form av hjulspor, gravegroper og anleggsveier.

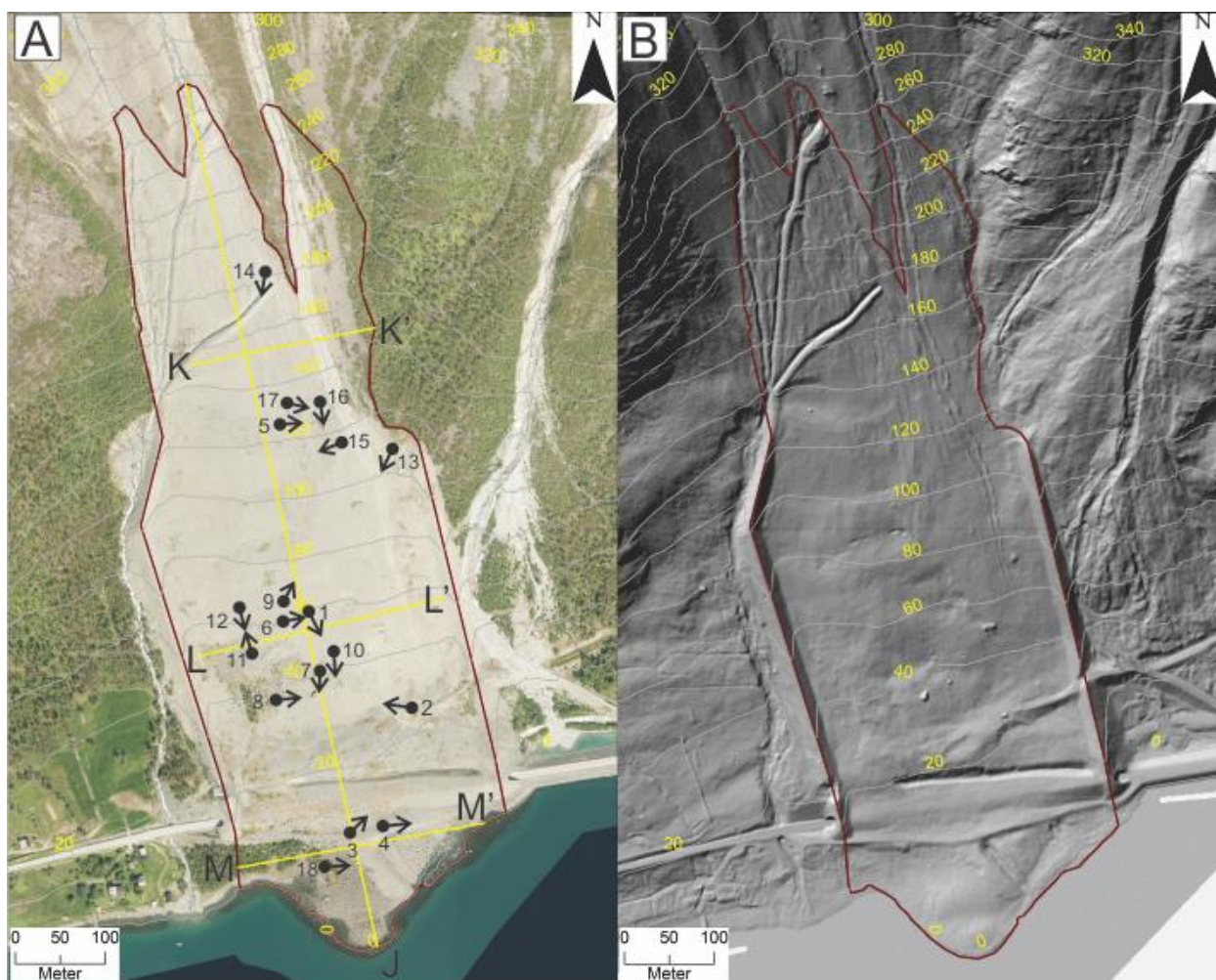
Før sikringstiltakene i 2004 ble påbegynt fantes det en skredvoll i Storurda som ble satt opp rundt 1985 (Figur 66) (Berg, 2016). Skredvullen var i utgangspunktet et løsmassedeponi, og ble overkjørt av snøskred flere ganger i perioden fram til 2004 (Berg, 2016).



Figur 66: Skredvoll som skredsikringstiltak ved Storurda. Flyfoto fra 2004.

4.7.2 Vifte C

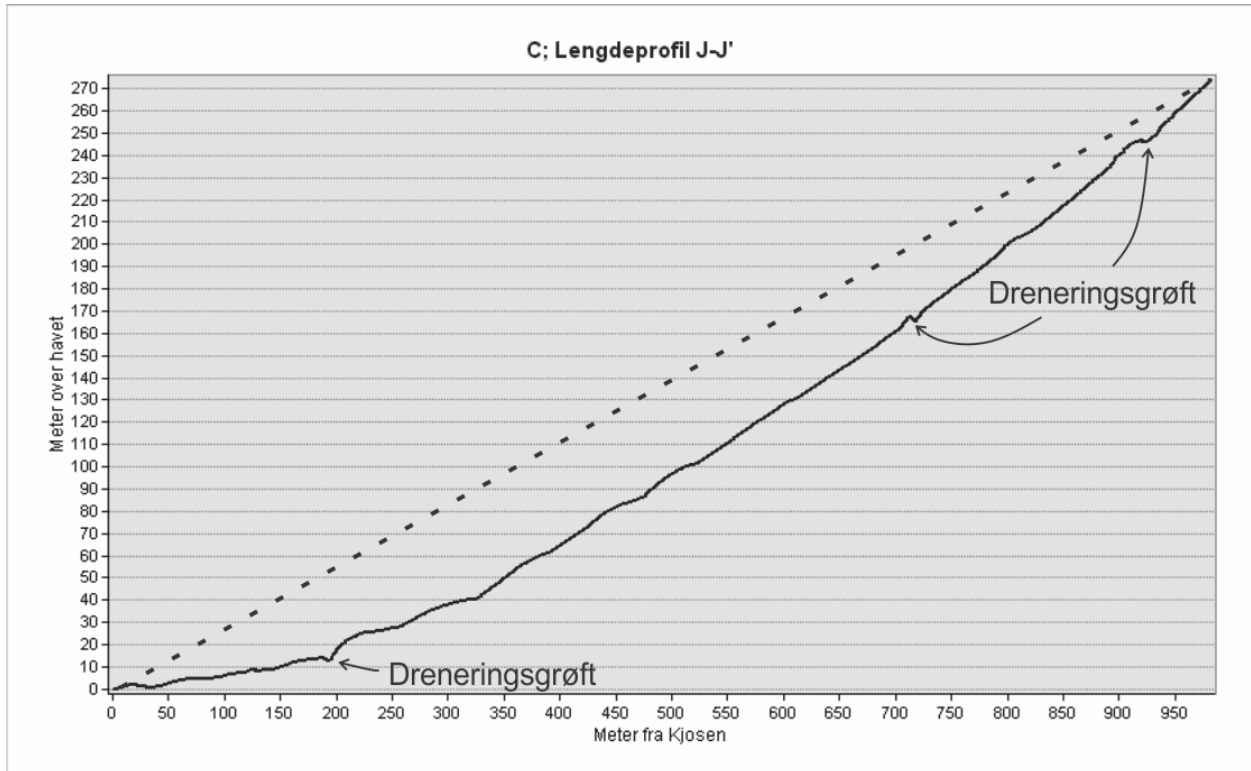
Figur 67 viser Storurda slik den ser ut i dag. Flyfoto (Figur 67A) viser at viften så og si er helt uten vegetasjon. Den øvre delen har en noe lysere gråfarge enn den nedre delen. Én enkelt kanal med levéer langs sidene kan sees langs østlig del av viften. Den skyggelagte terrengmodellen (Figur 67B) viser flere mindre tydelige kanaler i området rundt dreneringsgrøftene.



Figur 67: Vifte C vist med flyfoto fra 2015 (A) og skyggelagt terrengmodell (B). Omtrentlig utstrekning av Vifte C er markert i rødt. A) Profilinjer vises i gult og utsiktsposisjon og sikteretning for følgende figurer er markert med sort prikk og pil. Numrene refererer til figurene og vil bli henvist til i følgende avsnitt.

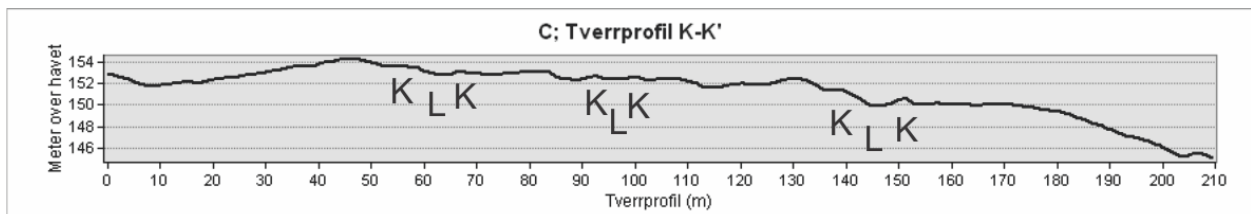
Store deler av Storurda er påvirket av menneskelig aktivitet. Det er vanskelig å avgjøre hva som er berørt av anleggsmaskiner og hva som ikke er berørt. I området nedenfor gamleveien ser store deler av terrenget naturlig ut. Der finnes det store blokker og i vestlig del finnes det trær som vil bli beskrevet senere i kapittelet.

Lengdeprofil langs Storurda viser en konkav profil (Figur 68). Profilen har noen ujevnheter som kommer av ledevoller og dreneringsgrøfter i øvre og nedre del. Den bulkete overflaten i midten av profilen kommer trolig av anleggsveier. Sett bort fra vertikal overdrivelse har viften en gjennomsnittshelning på 15,5°.



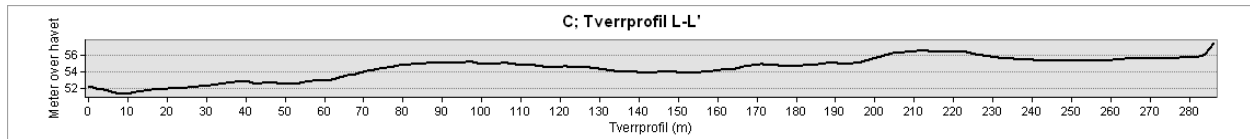
Figur 68: Lengdeprofil langs Storurda.

I øvre del av Storurda er det langsgående kanaler og levéer (Figur 69). Levéene måler opp mot én meter fra kanalbunnen og de bredeste kanalene er 10-12 m brede.



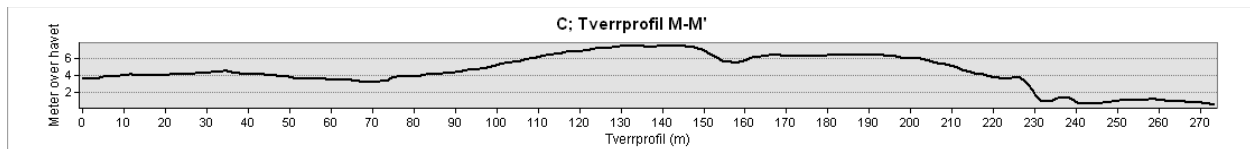
Figur 69: Tverrprofil K-K' i Storurda.

I midtre del av Storurda er overflaten jevn med unntak av to konvekse former (Figur 70).



Figur 70: Tverrprofil L-L' i Storurda.

Tverrprofil over nedre del av viften viser en konveks form på midten (Figur 71). Den konvekse formen har et «hakk» som representerer en dreneringskanal.



Figur 71: Tverrprofil M-M' i Storurda.

4.7.2.1 Strøblokker

Storurdas overflate er relativt jevn med unntak av enkeltblokker og -steiner som skiller seg tydelig fra underlaget (Figur 72). Blokkene og steinene opptrer som om de er strødd over en ellers hardpakket overflate og har fått navnet strøblokker. Konsentrasjonen av strøblokkene varierer, i noen områder ligger de tett, mens de i andre områder har flere meters mellomrom. Strøblokker finnes også på anleggsveiene og vitner om at de er avsatt etter arbeidet ble avsluttet i 2006 (Figur 73).



Figur 72: Blokker som skiller seg tydelig fra underlaget finnes i store deler av Storurda. Bildet er tatt fra punkt 1 i Figur 67.



Figur 73: Strøblokker på anleggsveien skiller seg tydelig fra underlaget. Bildet er tatt fra punkt 2 i Figur 67.

Figur 74A viser strøblokkene som er avsatt som balanserte klaster. Noen steder finnes strøblokkene oppå vegetasjon som enda ikke er råttet (Figur 73B).



Figur 74: A) Strøblokker avsatt som balanserte klaster. B) Strøblokk avsatt oppå vegetasjon. Bildene er tatt fra punkt 3 (A) og 4 (B) i Figur 67.

4.7.2.2 Balanserte klaster

Blokker, steiner og grus som ligger tilfeldig balansert oppå andre blokker og steiner opptrer over hele Storurda (Figur 75). Noen steder opptrer de enkeltvis, mens det andre steder er flertallige steiner med tilfeldig plassering.



Figur 75: Balanserte klaster i Storurda. Bildene er tatt fra punkt 5 (A) og 6 (B) i Figur 67.

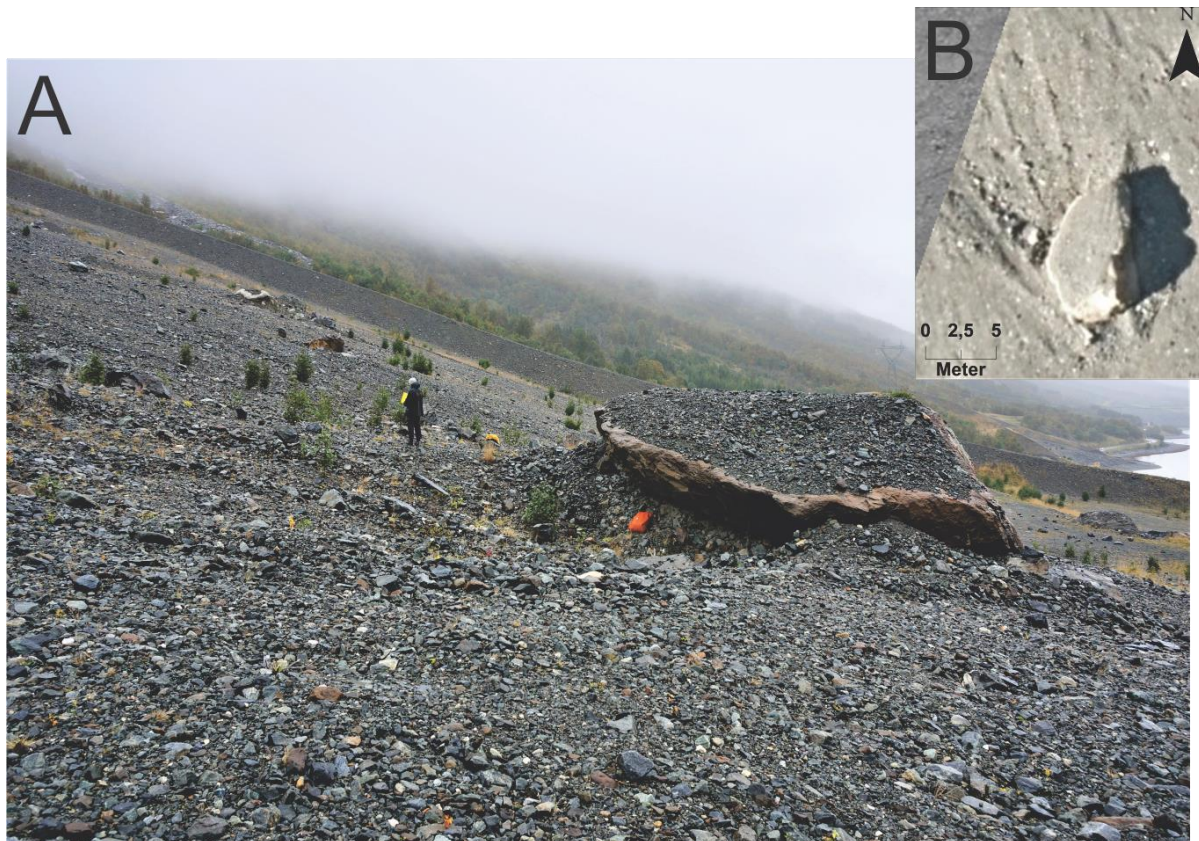
4.7.2.3 Pløye-blokk

Figur 76 viser en stor, sub-angulær blokk (ca 8 m x 5 m x 3 m) med et teppe av finere sedimenter oppå. Nedenfor blokken ligger sedimenter stablet og lent opp mot den, mens det på oppsiden av

blokken er dannet et overheng på grunn av fravær av sedimenter. Fraværet av sedimenter danner en forsenkning som er rundt 1,5 m dyp like ved blokken og avtar oppover inntil den er utjevnet med underlaget. Rygger med høyde på opptil 0,5 m opptrer langs kantene på forsenkningen og det er også to lavere rygger nede i forsenkningen (Figur 77). Det kan se ut som om blokken har pløyet underlaget et stykke før den kom til ro. Blokken er ikke å se på flyfoto fra 2004, men opptrer på flyfoto fra 2006 og fram til i dag.



Figur 76: Pløye-blokk i sørlig del av Område C. Bildet er tatt fra punkt 7 i Figur 67.



Figur 77: A) Feltobservasjon av rygger i bakkant av plog-blokken. Bildet er tatt fra punkt 8 i Figur 67. B) Flyfoto fra 2014 viser fire rygger i bakkant av blokken.

En annen plogblokk er vist i Figur 78. Denne har samme type rygger i bakkant, men mindre markerte pløyemerker.



Figur 78: Plogblokk med rygger i bakkant. Bildet er tatt fra punkt 9 i Figur 67.

Området øst for plog-blokken har høy konsentrasjon av stein og blokker. Flere av blokkene har tilsvarende teppe av finsedimenter som plogblokken har. Her er det også en del balanserte klaster, se Figur 79.



Figur 79: To blokker med balanserte klaster oppå. Merk blokken bakerst i bildet som har et teppe av finsedimenter oppå. Bildet er tatt fra punkt 10 i Figur 67.

4.7.2.4 Ryggformer

Det finnes ryggformasjoner av ulik karakter i Storurda. Figur 80 viser noen langsgående, relativt parallelle og lave rygger dannet av blokker. Ryggene ender i en tunger. Materialet i både ryggene og tungene skiller seg tydelig fra omliggende materiale som hovedsakelig består av sandig grus. Lengden på ryggene varierer fra 2-20 m.

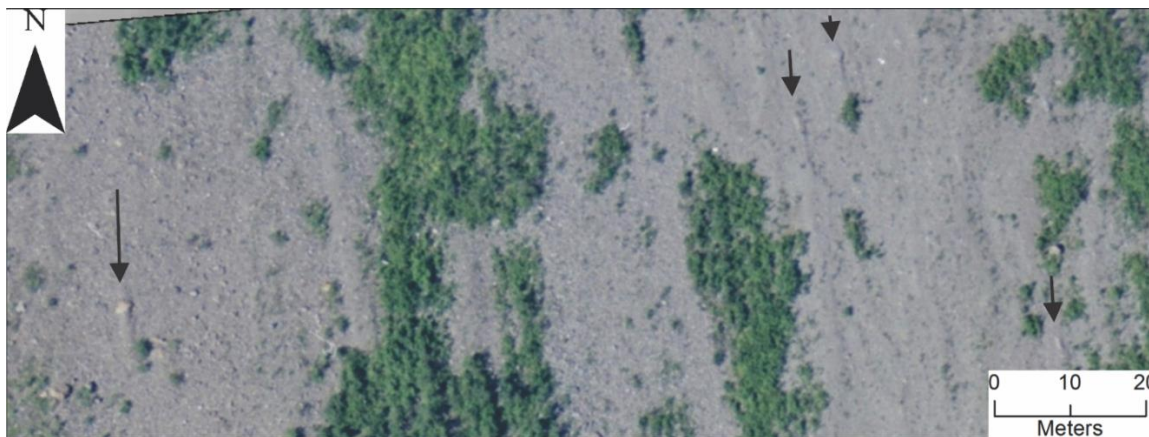
Figur 81 viser to mindre rygger av stein og grus som opptrer som en forlengelse på nedsiden av større blokker. Lengden av disse varierer, men er sjeldent lenger enn 2 m. Noen steder finnes også en kort hale av finere materiale på oppsiden av større steiner eller blokker. På flyfoto fra 2004 er begge disse ryggtypene tydelige der hvor vegetasjonen er fraværende (Figur 82).



Figur 80: Langsgående blokk-rygger som stort sett ender i tungeformer. Ryggene er markert i gult, mens tungeformene nederst er markert med rosa. A) Sett nedenfra. B) Sett ovenfra. Bildene er tatt fra punktene 11 (A) og 12 (B) i Figur 67.



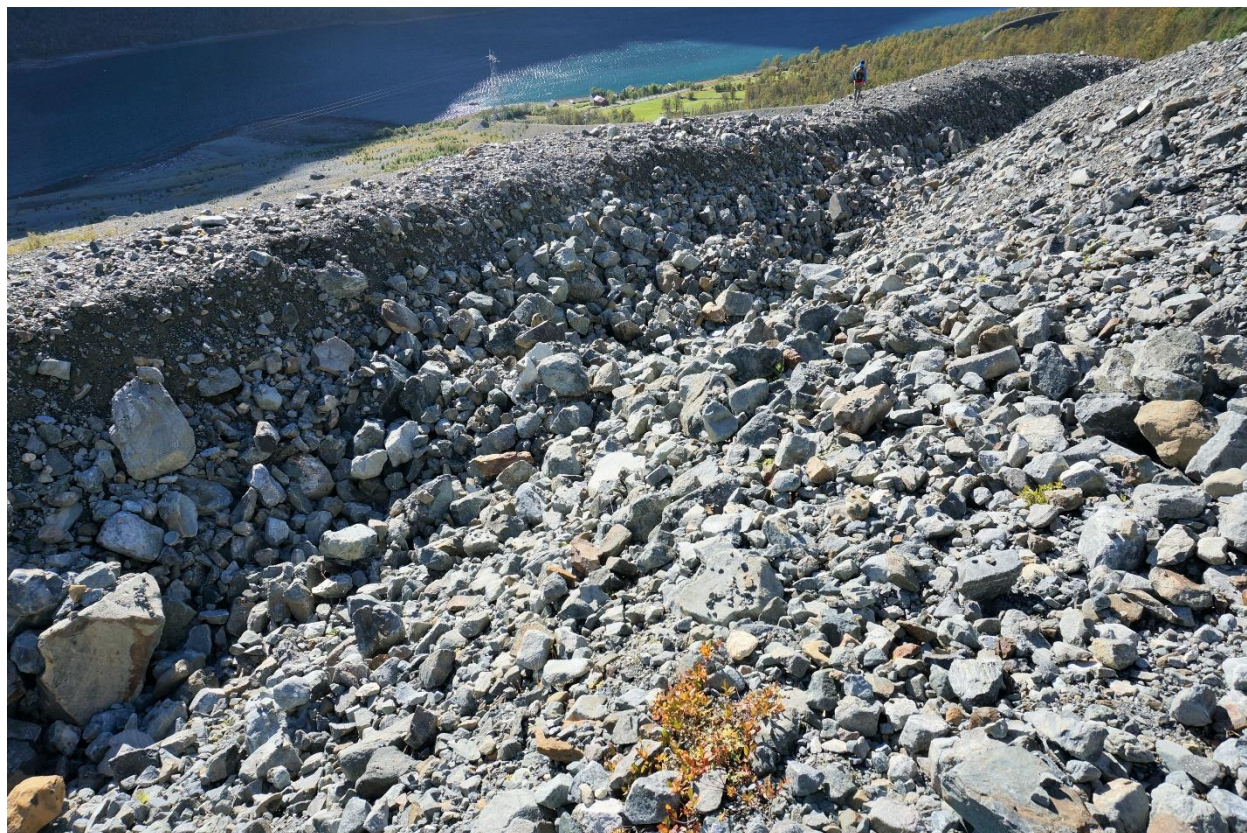
Figur 81: Stein-rygger på nedsiden av blokker. Bildet er tatt fra punkt 13 i Figur 67.



Figur 82: Steinskygger i Storurda, Kjosen. Flyfoto fra 2004.

4.7.2.5 Skredmateriale i dreneringsgrøftene

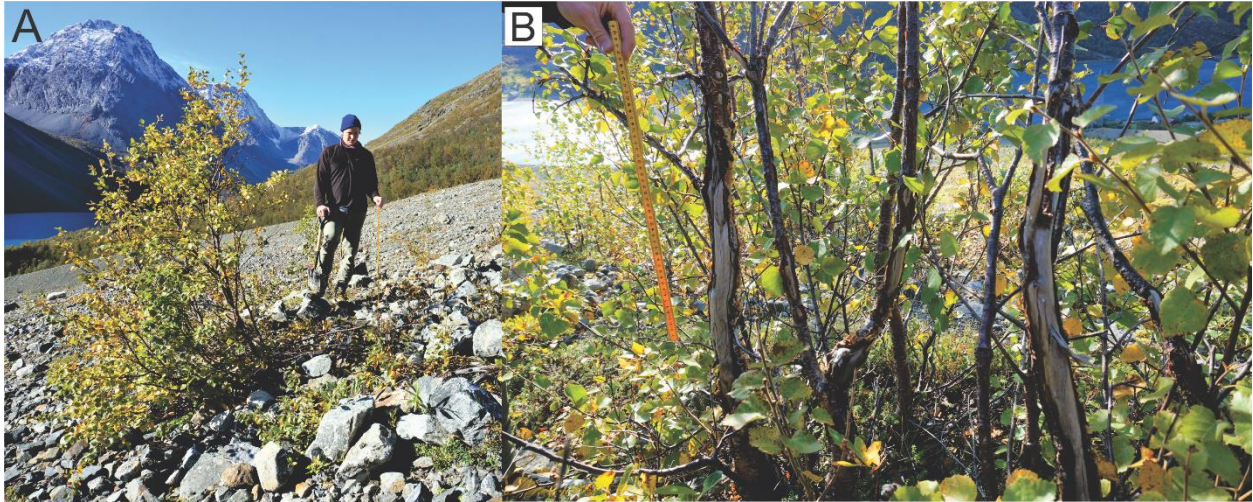
Ledevollene i Storurda har som nevnt som formål å styre skred over skredoverbyggene og ned i fjorden. På vestlig ledevoll ble det laget en knekk inn i skredbanen. Som forlengelse av ledevollen ble det laget to dreneringsgroper med hensikt å lede overflatevann ut fra Storurda og inn i bekkeløpet på vestsiden. Under feltvisitasjon var dreneringsgroperne delvis fylt av blokker og stein (Figur 83).



Figur 83: Skredmateriale avsatt i nedre dreneringsgrop. Bildet er tatt fra punkt 14 i Figur 67.

4.7.2.6 Vegetasjon

Under feltarbeidet er Storurda veldig lite vegetert. Innenfor ledevollene finnes spredte trær og noe mindre vekster (lyng, gress, etc). Trærne er av beskjedne størrelse, de har stammer med diameter på maks 5 cm og er sjeldent høyere enn 1,5-2 m. Trær med normal mengde grener på nedsiden, men med lite eller ingen grener på oppsiden forekommer spesielt i øvre del av viften (Figur 84A). Mange av disse har også ødelagt bark på oppsiden (Figur 84B) og et flertall av trærne står lent nedover skråningen (Figur 85).



Figur 84: Vegetasjon påvirket av skredprosesser. A) Tre som mangler greiner på oppsiden. B) Spjæret bark på oppsiden av trærne. Bildene er tatt fra punktene 15 (A) og 16 (B) i Figur 67.



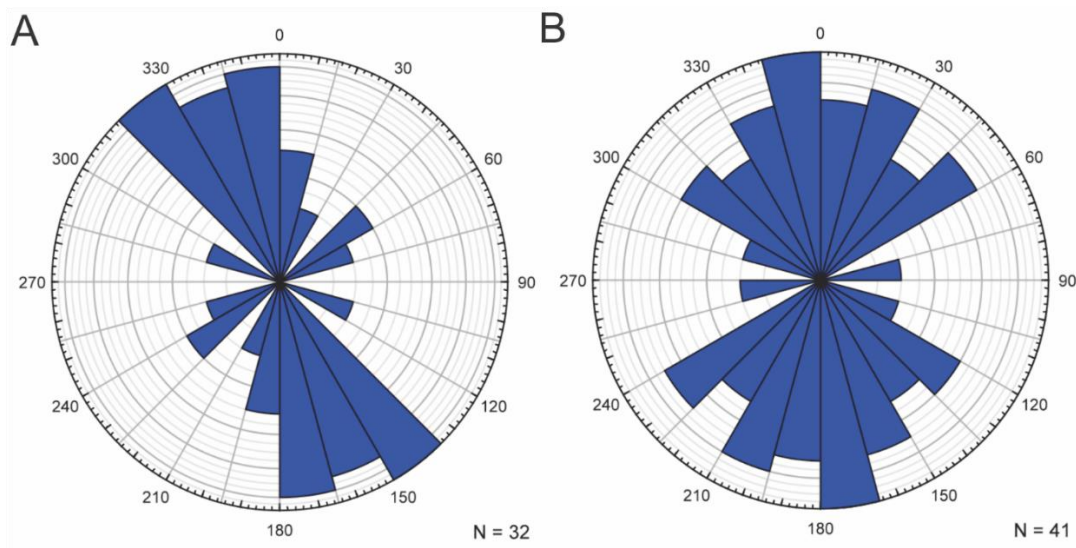
Figur 85: Trær står lent nedover skråningen (sabelbøying). Bildet er tatt fra punkt 17 i Figur 67.

Der Storurda møter fjorden bærer trærne tydelig preg av deformasjon. De ligger lent nedover mot fjorden, og mange av stammene er parallelle med underlaget i stammens nederste del (Figur 86). Stammene er kraftigere (15 cm) og lengre (3-4 m) enn lenger oppe i viften, noe som tyder på at trærne i dette området er av høyere alder.



Figur 86: Tydelig deformerte trær ved bunnen av Storurda. Bildet er tatt fra punkt 18 i Figur 67.

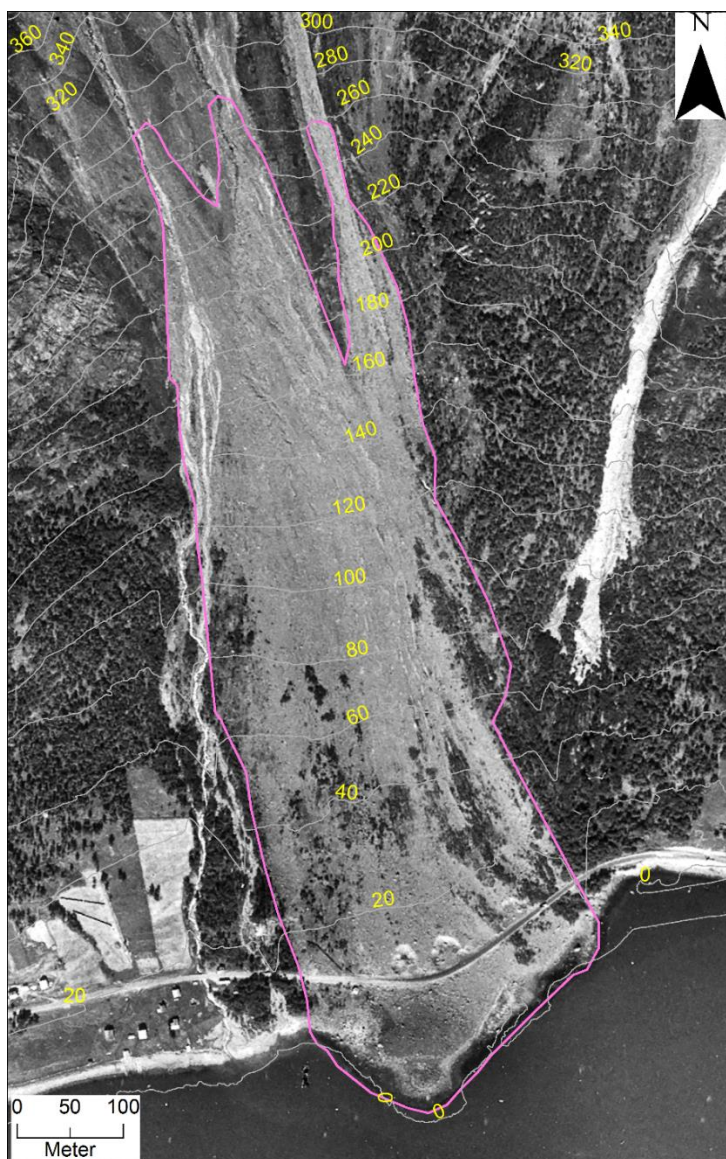
Orientering av deformerte og døde trær ble registrert i nedre del av Storurda. Resultatet kan sees i Figur 87. De levende trærne er stort sett orientert mot SSØ, som er samme orientering som Storurda har. De døde trestammene/pinnene viser større variasjon i orientering, men flesteparten ligger innenfor sørlig sektor.



Figur 87: Rosediagrammer som viser A) Orientering av deformerte, levende trær i utkanten av Storurda. B) Orientering av døde trestammer/pinner i nedre del av Storurda.

4.7.3 Naturlig tilstand

Figur 88 viser Storurda slik den så ut i 1977. Viften er nesten like bred fra topp til bunn. Den er uvegetert med unntak av noen avlange kolonier av trær i nedre del av viften. Koloniene er tynne i vestlig del av viften og mer tettvokste i østlig del. Flere kanaler og levéer kan spores fra den midtre ravinen og ned til ca 30 moh. De ser ut til å ende i østlig del av viften. Det er også en kanal med tydelige levéer i østlig skredløp. Det renner en bekk langs vestlig side av viften og ned i fjorden. Vegetasjonen rundt bekken er tett. Fra bildet kan det se ut som om de største blokkene finnes rundt bilveien (Fv91) sentralt i viften.



Figur 88: Vifte C slik den så ut i 1977. Omtrentlig avgrensning av viften er markert i rosa. OBS; høydekotene er basert på høydedata fra 2015 og er derfor ikke presise.

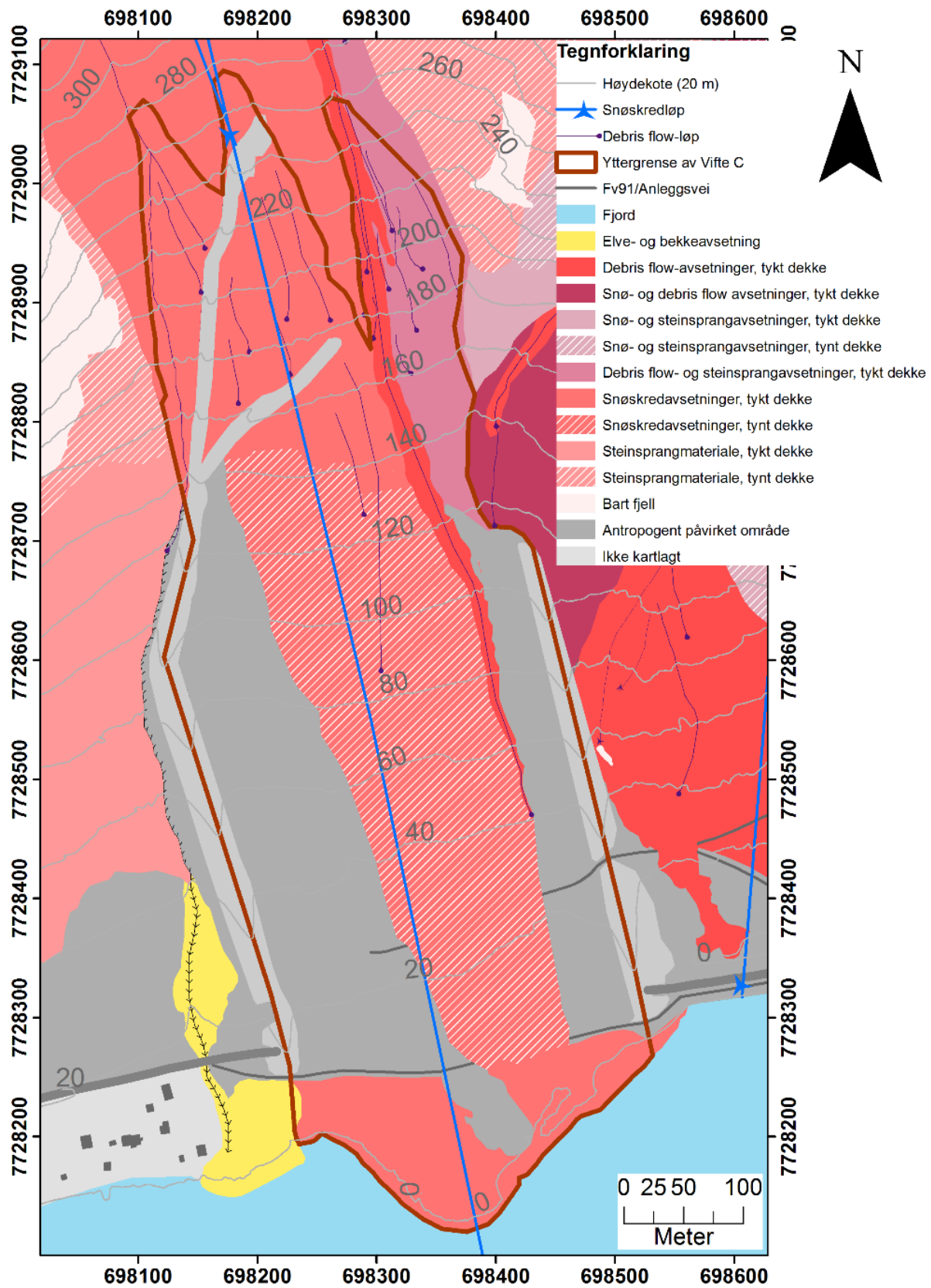
4.7.4 Tolkning av område C – sørlig del

Tolkning av Storurda har vært utfordrende på grunn av utbredte menneskelige inngrep. Det har vært vanskelig å se hva som er berørt av mennesker og hva som er naturlig. Inngrepene består ikke bare av de faktiske sikringstiltakene som skredoverbygg, ledevoller og dreneringsgroper, men også arealer som har vært nyttet som transportetapper for anleggsmaskiner. For å være på den sikre siden ble det antatt at mennesker på et eller annet vis hadde påvirket hele overflaten mellom den øverste dreneringsgroper og gamleveien, og store deler av arealet ble kartlagt som antropogent materiale (Figur 89). Her er det viktig å understreke at det er overflaten av sedimentene det er snakk om, ikke løsmassene i dybden.

Nedre del av Vifte C er tolket som rene snøskredavsetninger. Dette er på bakgrunn av de store blokkene som finnes der – i enden av en konkav vifteform. Trærne som er bøyd i samme retning som Storurda er orientert tyder også på snøskred som avsetningsprosess. Historiske hendelser bekrefter at snøskred er den aktive prosessen i området.

Langs Storurda er løsmassene kartlagt som et tynt dekke av snøskredavsetninger. Dette er på grunn av en mengde snøskredindikatorer som er funnet i området; strøblokker, balanserte klaster, pløye-blokk, steinskygger og bøyd og skadet vegetasjon. Grunnen til at snøskreddekket er kartlagt som tynt, er fordi det i utgangspunktet er antatt at underlaget er menneskepåvirket og at det derfor bare er sett på snøskredindikatorerne som stikker ut av den jevne overflaten.

Den enslige kanalen øst i Vifte C er kartlagt som debris flow-avsetninger på grunn av levéene langs siden.



Figur 89: Tolkning av Vifte C. Det mørkerøde fargen viser omrisset av viften.

4.8 Område D

4.8.1 Beliggenhet og menneskelige inngrep

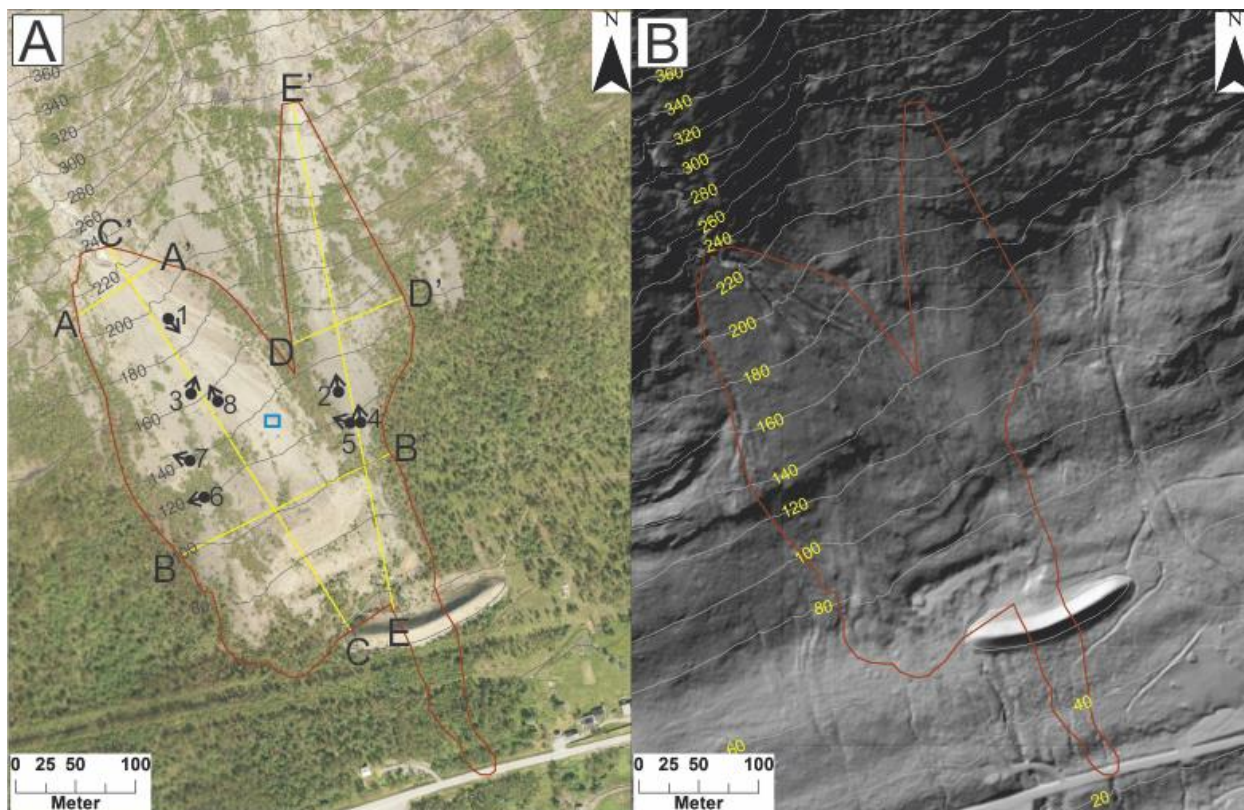
Område D er studiets vestligste område (Figur 19) og inneholder en skredvoll som ble ferdigstilt i 2006. Skredvullen er 150 m lang og 8 m høy. Vollen er bygget med løsmasser fra viften, og inngrepet har ført til to tverrgående «arr» ovenfor skredvullen (Figur 90). Inngrepet har også ført til dannelse av enkelte traktorveier. Sør for skredvullen går strømløpene på tvers av området, og er grunnen til at vegetasjonen er kortvokst her. Deler av arealet sørøst for skredvullen er gjort om til dyrket mark og det er laget to parallelle dreneringsgrøfter fra nordøst mot sørvest. Dreneringsgrøftene kommer tydelig fram på Figur 90B.

4.8.2 Kildeområde

Områdets øvre del består av bart fjell og starter 1030 moh langs Urdtindens sørøstlige rygg. Renneformer danner to separate gjel som ender rundt 250 moh. Den øvre delen er stort sett brattere enn 50° , men innehar spesielt tre områder som innfrir kriteriene for utløsningsområde for snøskred. Områdene samsvarer med utløpsområdene som leder ned til skredløpene D1 og D2 i Figur 20. Arealet av bart fjell er i underkant av $0,4 \text{ km}^2$, hvorav $0,12 \text{ km}^2$ og $0,13 \text{ km}^2$ drenerer vann til skredløp D1 og D2.

4.8.3 Transport- og avsetningsområde

Nedenfor gjelene er det spesielt to vegetasjonsfattige områder som skiller seg ut på flyfoto (Figur 90A). Selv om ikke områdene har typisk vifteform, er det valgt avgrense områdene i én felles form som videre vil omtales som Vifte D. Vifte D består altså av én vestlig og én østlig del som forenes til én rundt 150 moh (Figur 90). Vestlig del er sørøst-ventd og springer ut fra det vestlige gjelet nevnt i forrige avsnitt, og østlig del vender rett sør og springer ut fra det østlige gjelet.



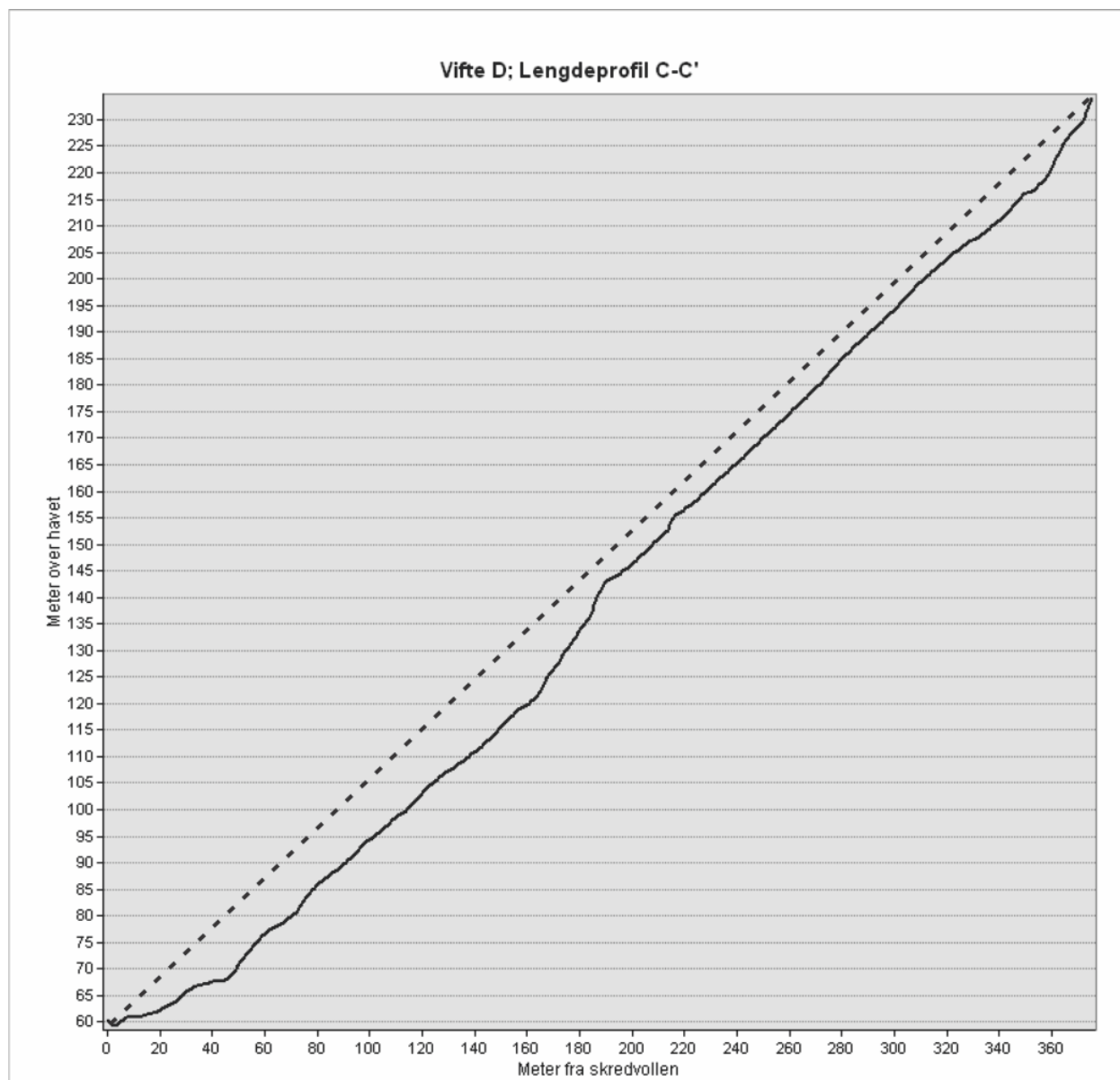
Figur 90: Utsnitt av Område D. Utsnittet er vist med flyfoto fra 2015 (A) og skyggelagt terrengmodell (B). Omtrentlig utstrekning av Vifte D er markert i rødt. A) Innenfor blått rektangel er det registrert orientering av avlange klaster. Profillinjer vises i gult og utsiktsposisjon og sikteretning for følgende figurer er markert med sort prikk og pil. Numrene refererer til figurene og vil bli henvist til i følgende avsnitt.

Den skyggelagte terrengmodellen (Figur 90B) viser at det finnes flere skrenter i Område D. Den viser også løsmasser med jevn overflate. Både i vestlig og østlig del er de jevneste overflatene å finne i fallretning under gjelene. Under fjellskrenten i vest blir overflaten dominert av loper mellom 130-70 moh. Kanaler og levéer er tydelige fra øvre del av den vestlige viften og ned mot skredvollen. Det finnes en rekke mindre fremtredende kanaler i området mellom de to viftestartene. I dette området er det også mulig å se enkeltblokker. Lenger øst viser terrengmodellen to tydelige kanaler med levéer langs sidene. Kanalene starter oppunder bart fjell og den ene ender ca 130 moh, mens den andre fortsetter ned til om lag 80 moh. Herfra er kanalen uten levéer og blir mindre fremtredende videre nedover. I området rundt kanalen kan det sees enkeltblokker.

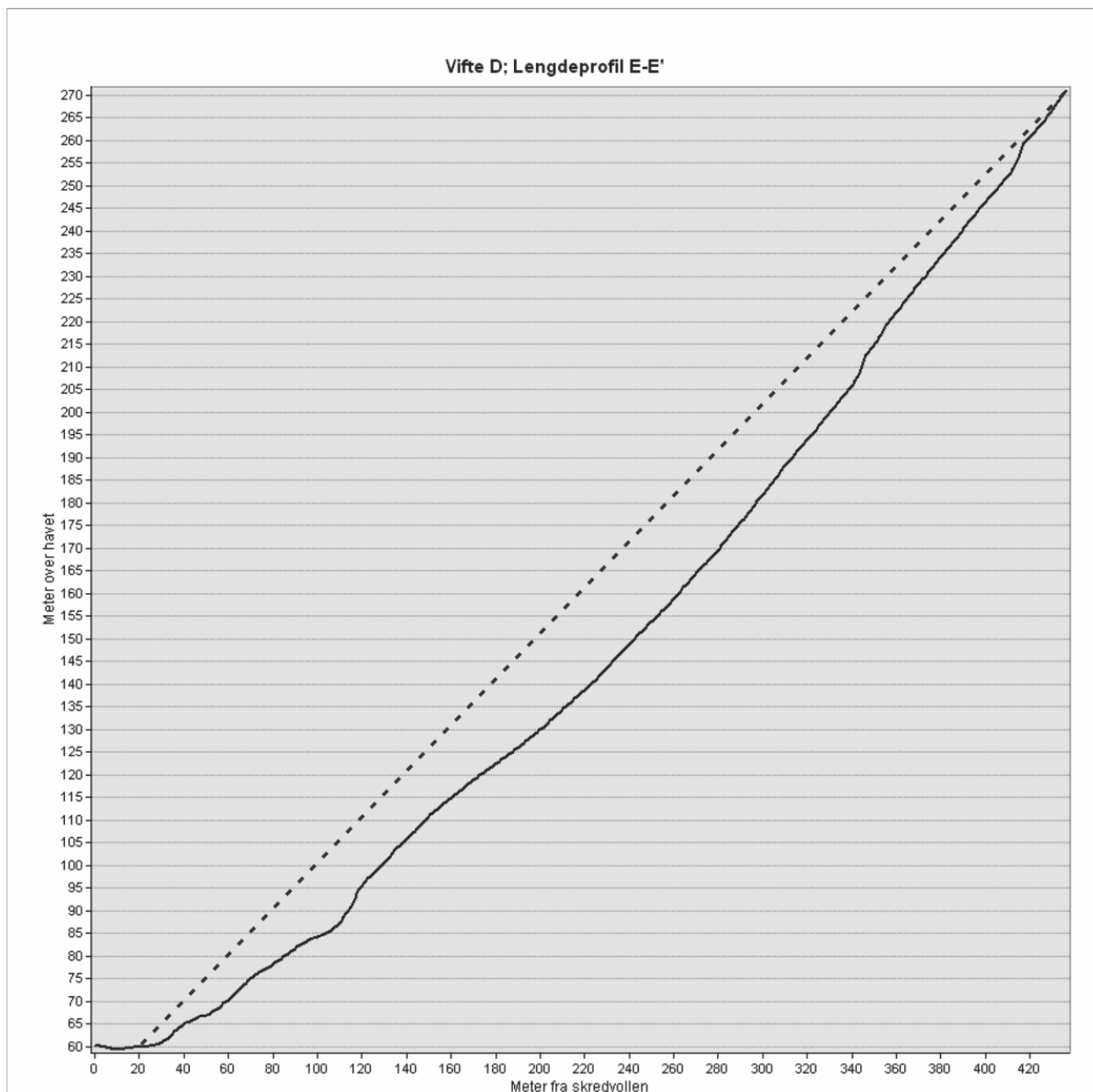
4.8.4 Vifte D

Vifte D starter rundt 250 moh og ender på om lag 60 moh. Figur 91 og Figur 92 viser lengdeprofiler langs vestlig og østlig del. Vestlig del viser en relativt lineær profil med en liten knekk rundt 140

moh (Figur 92). Knekken kommer av en tverrgående skrent av bart fjell. Skrenten kommer tydelig fram i den skyggelagte terrengmodellen (Figur 90B). Østlig del viser en mer konkav lengdeprofil (Figur 92). De to stegene øverst representerer skrenter av bart fjell som også kan sees på terrengmodellen i Figur 90B. Dumpen i nedre del av profilen representerer det øverste arret fra da skredvollen ble bygget. Uten vertikal overdrivelse er vestlig og østlig del av viften henholdsvis 26° og 28°.



Figur 91: Lengdeprofil C-C' langs Vifte D.

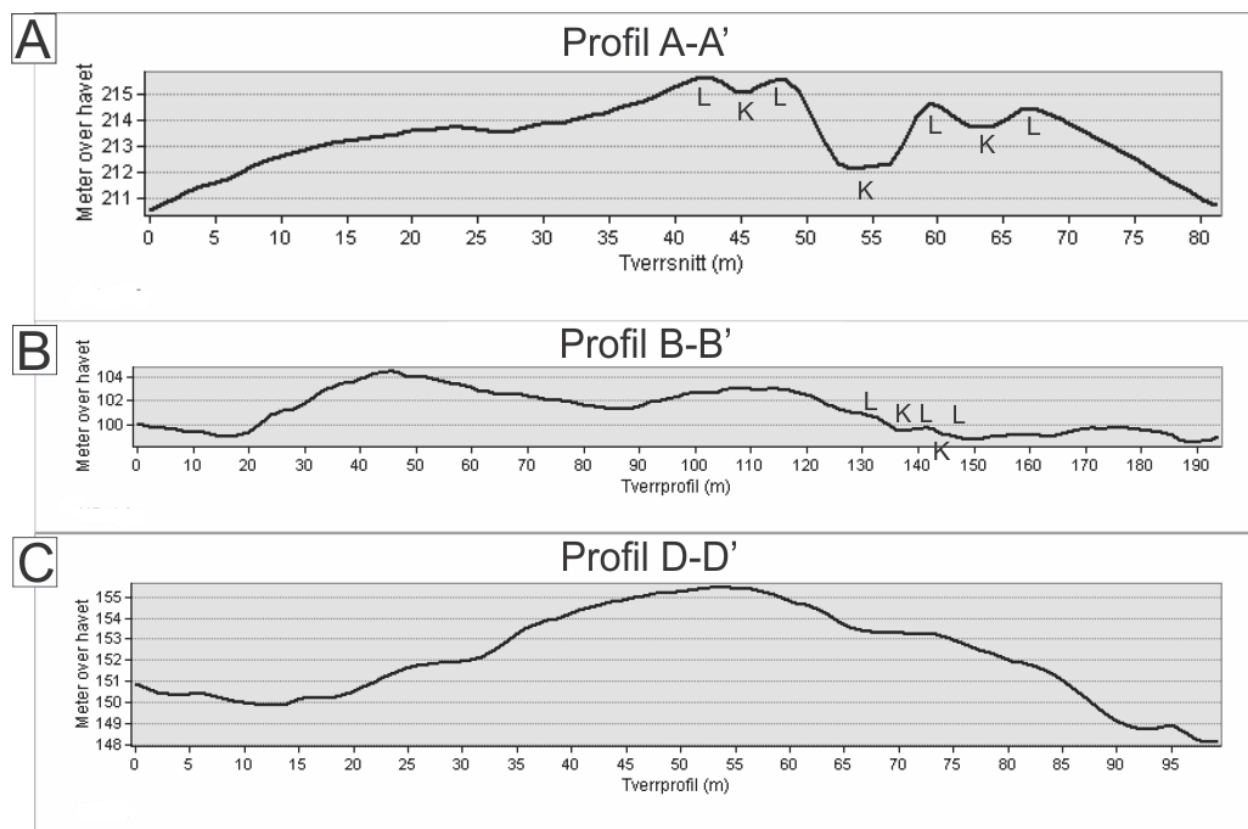


Figur 92: Lengdeprofil E-E' langs Vifte D.

Ved vestlig viftestart er det en tydelig kanal som skjærer seg opptil 4 meter ned i løsmassene (Figur 93A). Det er levéer på hver side av kanalen. Det er også meterdype kanaler med levéer øst og vest for kanalen. Kanalene og levéene blir mindre fremtredende nedover i viften og noen av dem ender i tungeformer. Andre jevnes bare ut med underlaget og blir borte. Midt i viften er kanalene og deres tilhørende levéer generelt mer fremtredende enn lengst vest og øst, samt lenger nede, i viften. Fra flyfoto opptrer dette kanalrike området med en lysere gråfarge enn resten av viften (Figur 90B).

I nedre del av viften er det få, små kanaler og levéer som er synlige (Figur 93B). Tverrprofilen viser tre tydelige konvekse former. Den vestligste av disse sammenfaller med et område som på terrengmodellen viser mange lobe-aktige former. Lobene ser til sammen ut til å danne en mini-vifte som ender rundt 70 moh (Figur 90B). Den midterste representerer en forhøyning som ligger like vest for det lyse grå partiet. Forhøyningen danner en liten utflatning i lengderetning også. Helt til venstre i profilen er det en liten konveks form som representerer nedre del av viftens østlige del (Figur 93C).

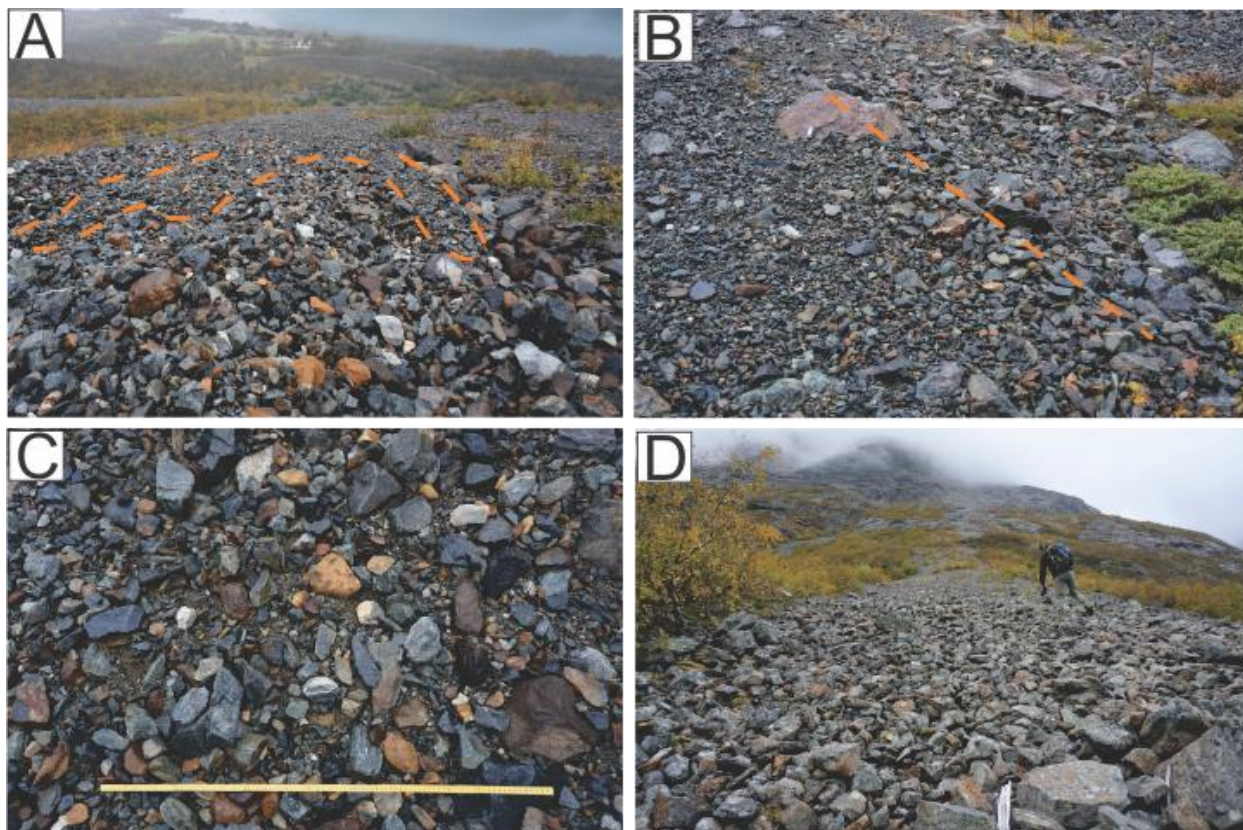
Østlig del av viften har en jevn overflate med unntak av et par lave levéer og en kanal. Levéene er synlige fra litt nedenfor østlig viftestart og ned til rundt 150 moh. Figur 93C viser en tverrprofil like nedenfor kanalens slutt. Profilen er konveks.



Figur 93: Tverrprofiler i Vifte D. Profillinjene kan sees i Figur 90. A) Profil A-A' i vestlige del av viften. Legg merke til de tydelige kanalene og levéene til høyre i grafen. B) Profil B-B' fra nedre vestlige del av viften. Enkelte kanaler og levéer er synlige til høyre, ellers finnes tre konvekse former som sammenfaller med langsgående stripe av trær (venstre), forhøyning utenfor lyst grått parti (midt) og viftens østlige del (høyre). C) Tverrprofil D-D' fra østlige del av vifte D. Tverrprofilen viser en tydelig konveks profil.

Løsmassene varierer gjennom Vifte D. Generelt er dominerende kornstørrelse mindre i øvre del enn i nedre del. I øvre vestlige del veksler overflaten mellom rygger og tunger av steinig til blokkig

materiale til lommer og tunger av grusig materiale til (Figur 94A). Blokker opptrer også i øvre del. Da er det gjerne en større blokk med en hale av mindre blokker og stein på nedsiden (Figur 94B). Områder med ferske levéer viser åpen struktur. I områder med jevn overflate som befinner seg i øvre del av viften er hulrommene mellom grus og stein fylt med finsedimenter (Figur 94C). Figur 94D viser et område med grusig stein og enkelte blokker. Dominerende rundingsgrad er kantet-subkantet.



Figur 94: A) Tunger av grove materialer (nedre del av bildet) og fine materialer. B) Større blokk i øvre del av bildet, med en hale av steiner og mindre blokker på nedsiden. Merk kompass som skala ved den store blokken. C) Fine sedimenter fyller hulrommene mellom grus og stein i øvre del av viften. Avsetningene er uten lav. D) Lav-begrodd grusig stein med enkelte blokker i viftens østlige del. Bildene er tatt fra punktene 1 (A), 2 (B), 3 (C) og 4 (D) i Figur 90.

Som nevnt ovenfor finnes det steinskygger i vifte D. Den høyeste konsentrasjonen av disse finnes i viftens øvre del. Steinskyggene er i underkant av 30 cm høye og 1,5-2 m lange (Figur 94). Andre typer ryggformer er levéer som er mest fremtredende i viftens øvre, vestlige del. Figur 95 viser blant annet to levéer i området hvor vestlig og østlig del av Vifte D forenes.

I fremre del av Figur 95 kan det sees eksempel på en strøblokk som stikker opp fra det relativt jevne underlaget i viften. Den er heller ikke vegetert som resten av løsmassene i området og har kantet rundingsgrad.



Figur 95: Levéer og strøblokk i området hvor vestlig og østlig del av Vifte D forenes. Bildet er tatt fra punkt 5 i Figur 90.

Vegetasjonen i viften er sparsom. Trærne som finnes vokser i utkanten av viften, eller i avlange kolonier langs viften. Trærne er enten kortvokste, unge og fleksible, eller noe eldre trær med stivere stamme som ligger lent nedover skråningen. Nedre del av stammen på de eldre trærne er ofte parallell med underlaget, mens øvre del er tilnærmet vertikal (Figur 96).



Figur 96: Trær hvor nedre del av stammen er parallell med underlaget, mens øvre del av stammen er tilnærmet vertikal. Bildet er tatt fra punkt 6 i Figur 90.

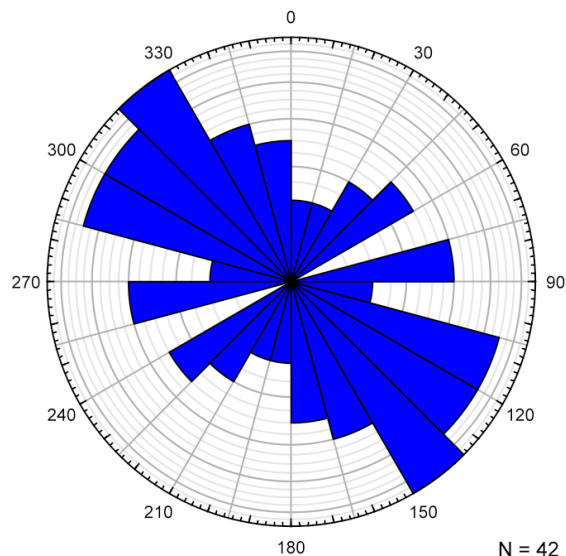
Ellers finnes det noe lyng og andre kortvokste planter. I øvre, vestlige del av Vifte D er det lite eller ingen lav på løsmassene (Figur 94A og B). Dette området samsvarer med området som har en lysere grå farge på flyfoto. De største blokkene har noe lav (Figur 94D). Løsmassene i østlig del av viften er begrodd av lav (Figur 94D).

Balanserte klaster opptrer over hele viften og noen eksempler kan sees i Figur 97. De balanserte klastene i Figur 97A er funnet i vestlig del av viften, men de balanserte klastene i Figur 97B er funnet i østlig del av viften.



Figur 97: Balanserte klaster i vestlig (A) og østlig (B) del av vifte D. Bildene er tatt fra punktene 7 (A) og 8 (B) i Figur 90.

Orienteringen av avlange klaster ble registrert innenfor et avgrenset område i vestlig del av viften (blå firkant i Figur 90). Resultatet er presentert i Figur 98 og viser at mesteparten av klastene er orientert NV-SØ. Dette er parallelt med viftens orientering.

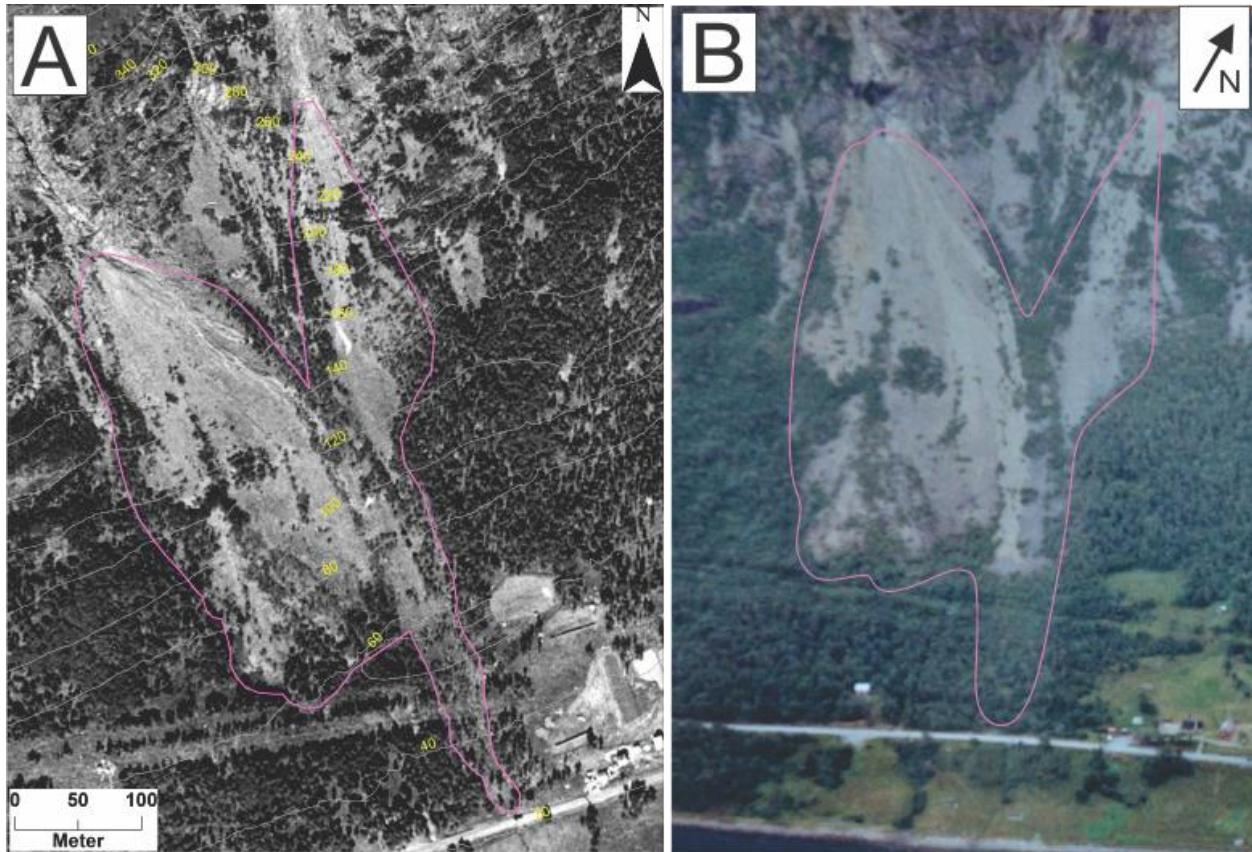


Figur 98: Orientering av avlange klaster innenfor den blå firkanten i Figur 90B.

4.8.5 Naturlig tilstand

Figur 99A viser hvordan Vifte D så ut høsten 1977. I likhet med dagens vifte innehar den lite vegetasjon. Levéer og kanaler er synlige i øvre, vestlige del, og det ser ut til å være en nylig avsatt lobe i østlig del. Et smalt, vegetasjonsfattig parti opptrer som en forlengelse av viften fra 60 moh og går helt ned til veien (Figur 99). Det er denne vegetasjonsfattige stripen som gjør at omrisset av Vifte D har den formen det har – med en liten hale ned mot veien. Med unntak av det vegetasjonsfattige partiet og skredvollen fra 2006 er det små forskjeller som kan spores i sammenligningen av flyfoto fra 1977 og 2015.

Figur 99B viser et bilde av nedre del av Område D i år 2000. På bildet kan man identifisere det smale, vegetasjonsfattige partiet fra 1977 som et område med litt lysere og kortere vegetasjon. Kanaler og levéer fremtrer i lysere gråfarge enn resten av løsmassene. Et av de grå partiene ender i tre små lobeformer i skogkanten.



Figur 99: Nedre del av Område D i år 1977 (A) og 2000 (B). Omtrentlig begrensning av Vifte D er markert i rosa. A) Flyfoto viser et avlangt parti med tynn skog i fallretning under østlig gjel. B) Det avlange partiet er fortsatt gjenkjennelig som et område med lysere og kortere vegetasjon. Bildet tatt fra Rørnestind av Olaug Berg. OBS; høydekotene er basert på høydedata fra 2015 og er derfor ikke presise.

4.8.6 Tolkning av område D

Figur 100 viser tolkning av transport- og avsetningsområdet i område D. Begrensning av Vifte D er inntegnet, og tolkningene er basert på resultater presentert tidligere i dette kapittelet.

Områder med tydelige kanaler og levéer tolkes som debris flow-avsetninger. De vekselvise tungene av steiner og blokker er tolket som avsetninger etter pulserende debris flow og bekrefter debris flow som avsetningsprosess. Avsetningene starter like under det vestlige gjelet og brer seg østover i den vestlige delen av viften. Gjelet har stort nok areal til å samle store mengder vann og sette i gang debris flow. Levéene er ikke tatt med i Figur 100 ettersom de ville gjort områder tett besatt av debris flow overfylt.

Store deler av den vestlige viften er kartlagt som snøskredavsetninger. Grunnen til det er den vegetasjonsløse, jevne overflaten hvor man i stor grad kan se finsedimenter mellom grus og steiner. Steinskygger i øvre del og den deformerte vegetasjonen i nedre del har vært med på å bekrefte

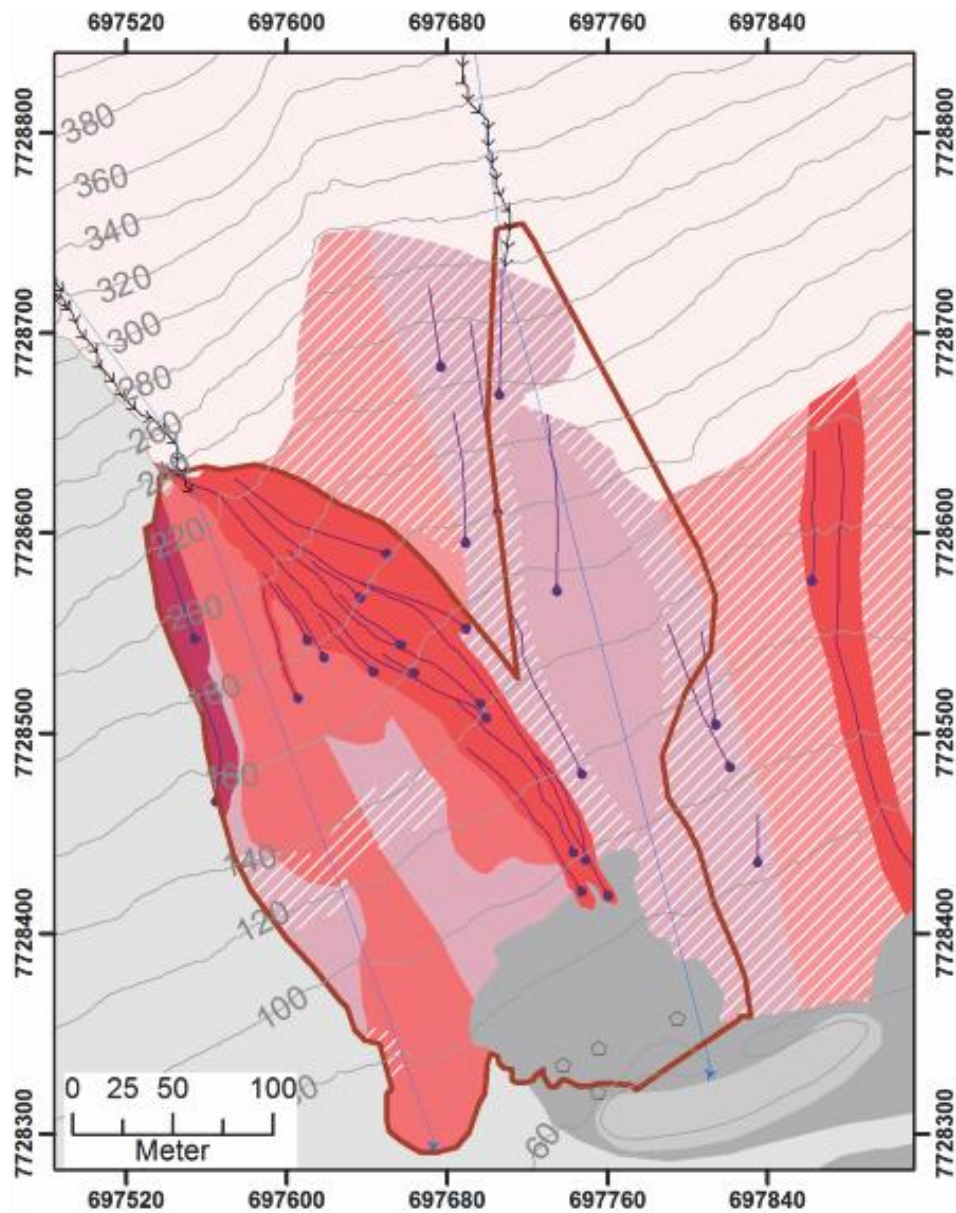
dette. I tillegg vet vi fra de historiske kildene at snøskred regelmessig forekommer i dette området. Lobene under fjellskrenten er tolket som snøskredavsetninger på bakgrunn av at det ikke finnes noen kanaler ned til dem, og at de ligger i enden av et kjent snøskredløp.

Områder kartlagt som snø- og debris flow-avsetninger befinner seg i vestlig øvre del. Her er det delvis utjevnete kanaler og levéer som har vært grunnlag for tolkningene.

Områdene som viser åpen struktur og har de største blokkene lengst nede og finere materiale oppover er kartlagt som steinsprangavsetninger. Slike områder forekommer mellom vestlig og østlig viftestart og øst for Vifte D.

I østlig del av viften er alle avsetningene tolket som en blanding av snø- og steinsprangavsetninger. Materialet her har åpen struktur i nedre del, men ikke i øvre del. Det, i tillegg til de historiske kildene, tyder på snøskred. Strøblokken i Figur 95 og de balanserte klastene i Figur 97B vitner også om snøskred. Derimot er mye av løsmassene begrodd av lav, noe som tyder på at avsetningene har ligget der en stund. Terrengmodellen viser også områder med «klumpete», ujevn overflate. Her er det sannsynlig at avsetningene stort sett stammer fra gamle steinsprang, og at snøskredene i området ikke eroderer hele området.

Areal kartlagt som antropogent materiale inkluderer skredvullen og løsmassene som er påvirket av menneskelig aktivitet. Områdene vest for Vifte D er ikke kartlagt.



Tegnforklaring

- | | |
|---|--|
| —▲— Snøskredløp | ▨ Snø- og steinsprangavsetning, tynt dekke |
| — Høydekote (20 m) | ▩ Snø- og steinsprangavsetninger, tykt dekke |
| ○ Blokker | ▨ Steinsprangavsetning, tynt dekke |
| ↘↗ Ravine/Gjel | ▩ Steinsprangavsetning, tykt dekke |
| —●— Debris flow kanal | □ Bart fjell |
| ▩ Debris flow-avsetninger, tykt dekke | ■ Antropogent materiale |
| ▨ Snøskredavsetninger, tynt dekke | □ Ikke kartlagt område |
| ▩ Snøskredavsetninger, tykt dekke | |
| ▩ Snø- og debris flow-avsetninger, tykt dekke | |

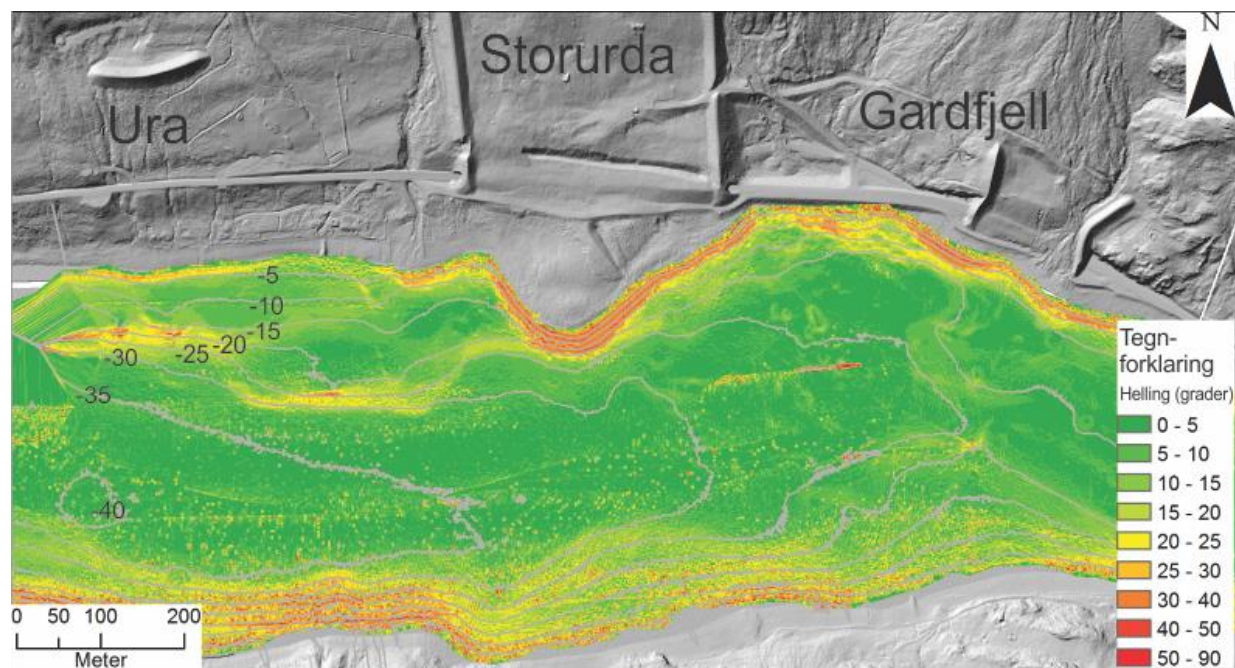


Figur 100: Tolkning av transport- og avsetningsområdet i Område D. Det mørkerøde fargen viser omrisset av Vifte D.

4.9 Batymetrisk skildring av området

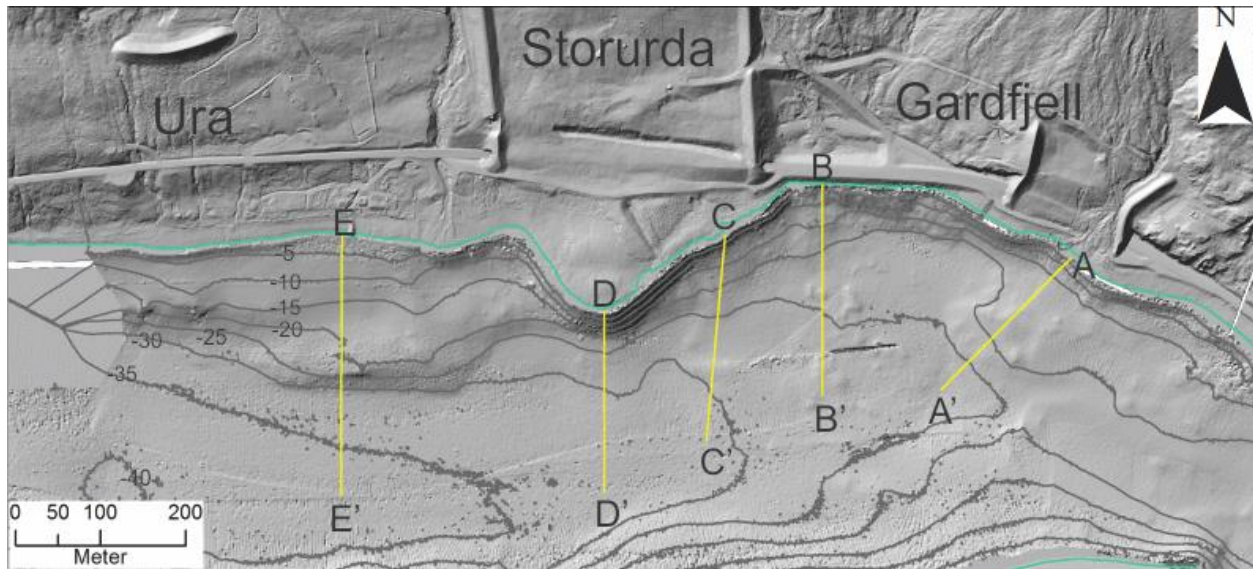
Dette avsnittet tar for seg elementer under vannoverflaten i Kjosens. Elementene i fjorden overlapper hverandre og batymetrien er derfor beskrevet på tvers av område-avgrensningene på land.

Figur 101 viser hellingen i Kjosens, samt nedre del av det terrestriske studieområdet. Fjorden blir grunnere og grunnere mot øst. Den er brattest inn mot land og blir mindre bratt mot midten. Nedenfor Storurda og Gardfjell er fjorden bratt fra vannkanten. Utenfor Ura (område D) er en liten økning i bratthet like under vannoverflaten. Deretter flater skråningen ut før den igjen blir brattere (Figur 101). Lengst vest er den bratte skråningen nærmere land enn lenger øst (mot Storurda).



Figur 101: Bratthet i Kjosens, Lyngen.

Figur 102 viser en skyggelagt terrengmodell av fjorden og nedre del av landområdet. Øst i området danner flertallige små, konvekse hauger en ujevn overflate. Konsentrasjonen av haugene er størst der hvor profil B-B' er tegnet inn, altså rett sør for Område B. Det finnes også små, konvekse former like utenfor skredoverbygget ved Gardfjell, under profil A-A'.



Figur 102: Skyggelagt terrengmodell. Turkis linje følger høydekote -1 m. Profilene A-A'-E-E' er vist i gult.

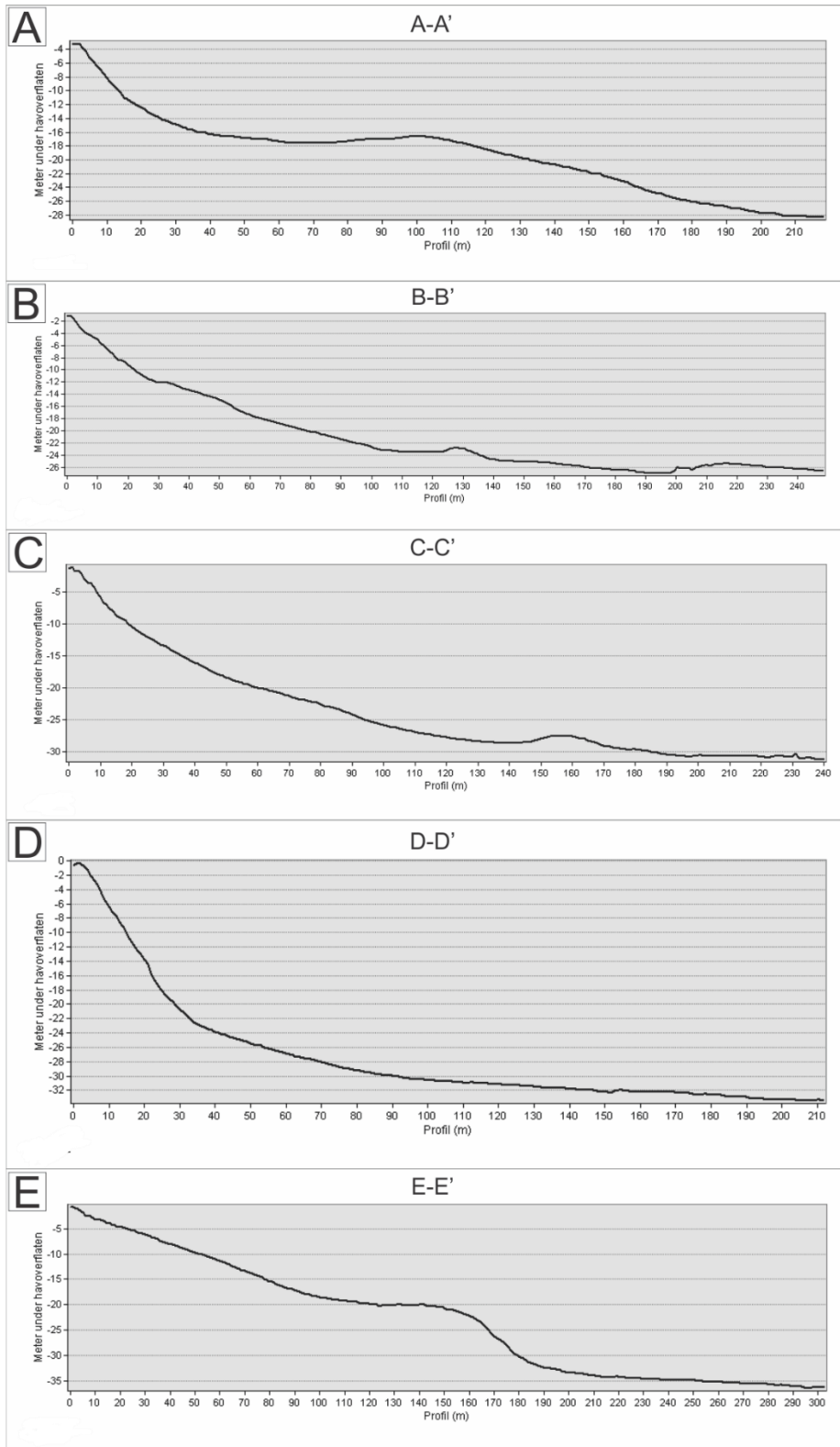
I Figur 103 er profilene A-A'-E-E' presentert. Profil A-A' (Figur 103A) er lagt som en forlengelse utenfor den ferske debris flowen på Gardfjell. Profilen viser at skråningen er bratt i toppen og flater ut ca 30 m fra land. Dette gjør profilen tydelig konkav. 70-100 m ut i fjorden heller terrenget slakt oppover før det igjen heller ned mot fjordbunnen.

Profil B-B' (Figur 103B) strekker seg fra masseavlagringsbassenget i område B og rett sørover. Profilen er konkav med en utflatning 12 m og en konveks dump ca 120 m fra land.

Profil C-C' (Figur 103C) viser en relativt jevn, konkav profil. Fra 150-170 m fra land er det en haug.

Profil D-D' er bratt inne ved land og begynner å flate ut ca 30 m ute i fjorden.

Profil E-E' skråer ned mot en utflatning som starter ca 110 m fra land. Rundt 160 m fra land blir fjordbunnen brattere før den flater ut igjen.

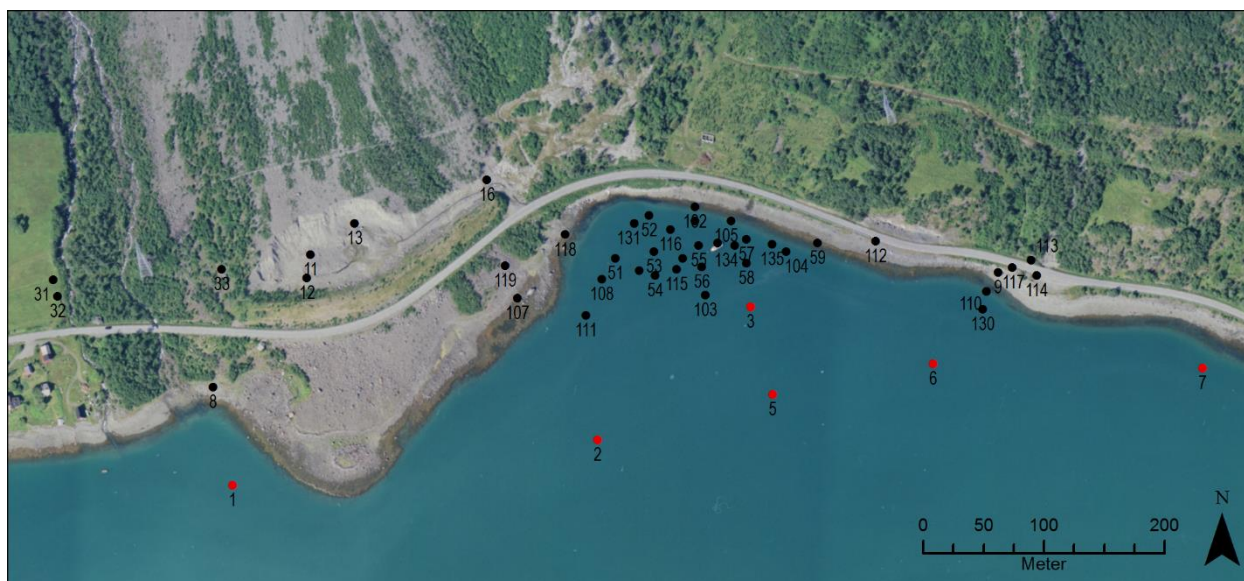


Figur 103: Tverrprofil A-A'-E-E' i Kjosen.

4.10 Undersøkelser i forbindelse med rassikring

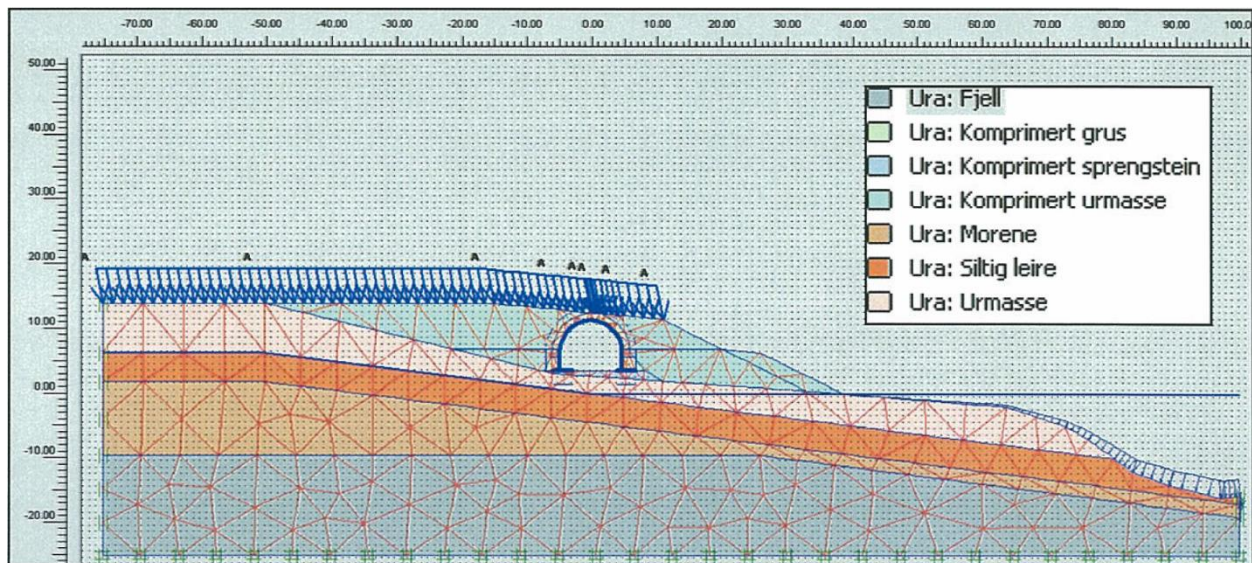
I forbindelse med rassikringen ble det foretatt grunnundersøkelser i 2003 og 2004. Undersøkelsene hadde som formål å vurdere stabilitet og setninger av prosjekterte rasoverbygg (Johnsen, 2004). Multiconsult sto for undersøkelsene i fjorden, mens Statens Vegvesen undersøkte landområdene.

I fjorden ble informasjon om løsmassenes beskaffenhet og lagringsforhold innhentet ved hjelp av totalt 32 totalsonderinger, hvorav de fleste ble avsluttet i antatt fjell. Plasseringen av borepunktene er vist i Figur 104. På figuren er borehullene i fjorden er plassert ved hjelp av koordinater, mens borehullene på land er plassert visuelt etter tilgjengelige rapporter. Resultatene viste at sjøbunnen i hovedsak har en helling på ca 1:3 (mellom kote -5 og -25) mot sør. Løsmassemektigheten varierer fra ca 3-12 m og er størst i borepunktene lengst fra land (Hanson, 2003). Johnsen (2004) konkluderte med at forholdene er uryddige og at det ikke finnes noen tydelig lagdeling i grunnen i hele det undersøkte området. Videre skrives det at det er registrert vekslende lag med løse og faste masser av varierende mektighet og utbredelse i hele bukta.



Figur 104: Totalsonderingenenes plassering i og utenfor Ura. Boringene fra 2003 er markert i rødt, og boringene fra 2004 er markert i svart. Flyfoto fra 2004 er brukt som underlag.

Løsmassemektigheten på land varierer mellom ca 4-20 m (Hanson, 2003). Johnsen (2004) skriver at grunnforholdene i Ura er relativt ensartet med steinig, sandig urmasse som dominerende jordart. Figur 105 er basert på Statens vegvesen Region Nord sine tolkninger av grunnen i Ura (Toverud, 2005). Den viser grusig, steinig urmasse over fast, siltig leire og under dette er det morenemasser og fjell.



Figur 105: Elementmodell. Hentet fra Toverud (2005).

5 Diskusjon

5.1 Tolkninger av skredindikatorer som grunnlag for kartlegging

Som vist i kapittel 4 har skredprosesser produsert en rekke ulike skredindikatorer. Skredindikatorene er tolket å være dannet av en viss skredprosess og har gitt grunnlag for hvilken farge som er satt på det geomorfologiske kartet (Vedlegg 1). *Equifinality* er et begrep som brukes på prinsippet om at morfologi alene ikke kan nyttes til å rekonstruere måten en landform dannes på (Goudie, 2004). Med bakgrunn i begrepet, vil dette kapittelet presentere en avsetningshistorie for en utvalgt skredindikator, pløye-blokken, og deretter diskutere alternative avsetningsprosesser for den.

5.1.1 Pløye-blokken avsatt av snøskred

Pløyeblokken i område C er tolket å være avsatt av snøskred. Blokkens rundingsgrad foreslår en teori om at blokken på et tidspunkt var del av en morene, for eksempel en sidemorene, i en tid da breis fylte Kjosan. Da breen trakk seg tilbake ble blokken avsatt et sted i skråningen ovenfor der den befinner seg nå. Senere ble den plukket opp av et stort snøskred og fraktet nedover skråningen. Dersom snøskredet hadde stor nok energi kan blokken ha vært suspendert i snømassene mens den ble transportert nedover. Dersom den ikke var i kontakt med underlaget i løpet av denne transporten vil den ikke ha etterlatt seg noen erosjonsmerker. Ettersom Storurdas helling blir mindre ned mot fjorden, avtok snøskredets energi etter hvert. Gravitasjon førte blokken mot underlaget, men snøskredet hadde fortsatt energi nok til å skubbe den fremover. Dette resulterte i at blokken ble dratt langs underliggende løsmasser og skjøv dem til side – lik en plog pløyer et jorde. Forflyttingen resulterte også i riller av løsmasser på oppsiden av blokken ettersom den sannsynligvis har en ujevn underflate og ikke pløyer underlaget jevnt.

Da snøskredet kom til ro var blokken dekket store mengder snø som inneholdt materiale med kornstørrelse fra fine sedimenter til steiner og mindre blokker. Dette materialet var også plukket opp og transportert av snøskredet, og etter hvert som snøen smeltet bort ble materialet liggende som et teppe oppå den store blokken.

Den store mengden løsmasser som er avsatt på og rundt blokken viser at det aktuelle snøskredet må ha erodert underlaget. Som det kommer fram i kapittel 2.4.3 kan snøskrederosjon oppstå når skredet inkluderer hele snødekket eller brer seg utover snøfritt terreng (Rapp, 1960; Luckman,

1977). Fra tidligere skredhendelser vet vi at de største snøskredene i Storurda forekommer midtvinters, når en kan forvente at landskapet er dekket av snø helt ned til fjorden. Dette betyr at det skredet som har plukket opp og avsatt pløye-blokken sannsynligvis har inkludert hele snødekket, heller enn at det har gått over bar bakke. Rapp (1960) beskriver en tilsvarende blokk som er observert i Kärkevage, Sverige (Figur 106). Blokken målte 5m x 3m x 2m og hadde i likhet med pløye-blokken, et teppe av finere sedimenter avsatt oppå. Blokken var avsatt av sørpeskred (slush avalanche) etter å ha blitt flyttet en distanse på 120 m i en skråning med 5° helning.



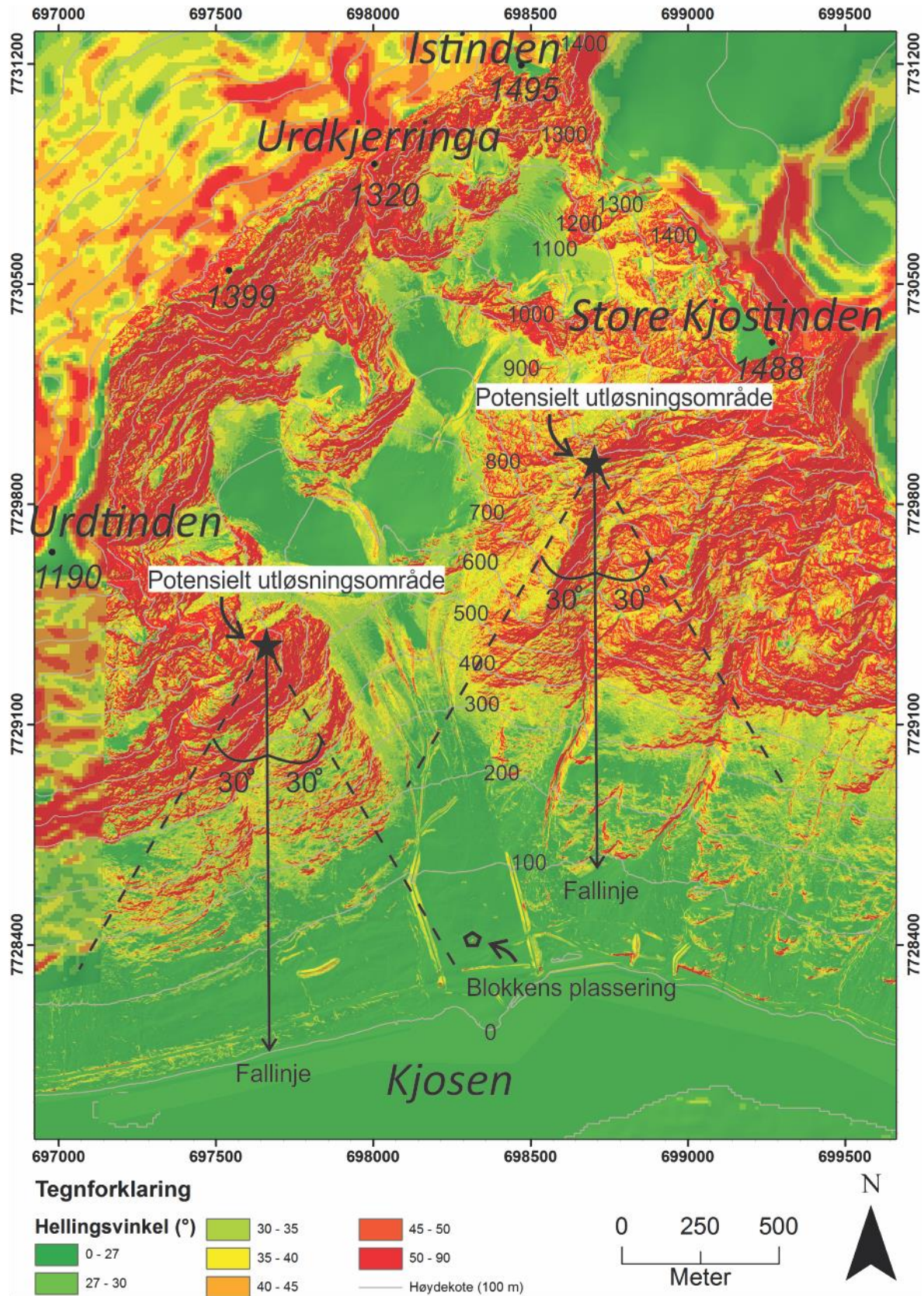
Figur 106: Blokk flyttet 120 m av sørpeskred. Merk teppet av løst materiale på toppen av blokken. Fra Rapp (1960).

5.1.2 Kan blokken være avsatt av steinsprang?

Det finnes terreng ovenfor blokken som er bratt nok til at det kan gå steinsprang (Figur 17), for eksempel fra fjellveggene under Urdkjerringa og 1399. Dog er det lite sannsynlig at en blokk kan ha hoppet og rullet over barrierene som finnes i form av randmorener og den lille fjellryggen rundt 600 moh. Jamfør Domaas og Grimstad (2014) kan blokker bevege seg på skrå nedover urer og bratte bakker. Dette åpner opp for at blokken teoretisk sett kunne løsnet i en fjellside utenfor

Område C og skrådd inn i Storurda. Figur 107 viser blokkens plassering i forhold til to potensielle løsneområder for steinsprang. Videre er fallretning og den maksimale vinkelåpningen (30°) for skråbevegelse fra utløsningsområdene tegnet inn. Figuren slår fast at blokken ligger utenfor rekkevidde for steinsprang fra Urdtinden. Fra Store Kjøstinden kunne derimot en blokk med skråbevegelse endt i Storurda. På den andre siden danner gjelet og fjellknausen under Store Kjøstinden en hindring med tanke på at blokken skal kunne bevege seg vestover. Det er sannsynlig at spesielt gjelet, som har en bratt rygg mot vest, vil hindre blokken å falle vestover.

Dersom den likevel skulle endt i Storurda, ville det «myke» skredmaterialet dempet steinspranget betraktelig og det er lite sannsynlig at blokken hadde nådd dit den er i dag. Blokkens rundingsgrad er ikke typisk for steinsprangavsetninger og formen er heller ikke av typen som statistisk sett har størst utløpslengde, jamfør Domaas og Grimstad (2014). På bakgrunn av dette kan vi utelukke steinskred som avsetningsprosess.



Figur 107: Pløeyblokkens plassering i forhold til to potensielle utløsningsområder og bevegelserbaner.

5.1.3 Kan blokken være avsatt av debris flow?

Debris flow kan transportere blokker (Bargel et al., 2011) og de parallelle ryggene av løsmasser på oppsiden av blokken kan tolkes som levéer. Det er likevel svært usannsynlig at en debris flow som danner levéer med knappe 0,5 meters høyde kan transportere en blokk på 8 m x 5 m x 3 m. Luckman (1992) observerte at debris flow og snøskred ofte starter i samme område og derfor har et felles avsetningsområde. Det kan derfor tenkes at levéene har vært større, men at de er erodert ned av snøskred i ettertid. Basert på observasjonene gjort i kapittel 4.7 er det likevel usannsynlig at en så voldsom debris flow har forekommet i området ettersom det ikke er observert noen tegn på debris flow i denne delen av viften på tilgjengelige flyfoto og bilder.

5.1.4 Oppsummert

Dette kapitlet har vist at én skredindikator potensielt kan dannes av flere skredprosesser og at en derfor ikke kan se på én skredindikator alene når man skal kartlegge landområder og klassifisere løsmasser.

5.2 Forskjeller og ulikheter i områdene

Resultater og deltolkninger i kapittel 4 har resultert i det geomorfologiske kartet presentert i Vedlegg 1. Det er viktig å presisere at kartet er laget med bakgrunn i hvilke skredindikatorer som finnes på overflaten, og ikke hvilken jordart som dominerer lengre ned i jordprofilen. Det understrekes også at det i tilfeller med kompleks terrengoverflate er valgt å tolke etter dominerende signaturer da målestokken ikke tillater å tolke i minste detalj.

Kartet viser at ulike skredprosesser dominerer i de ulike viftene. Vifte A og B domineres av debris flow og vifte C og D domineres av snøskred. Tabell 4 viser en viss sammenheng mellom dominerende skredprosess og areal av kildeområde for de ulike områdene. Dette kan tolkes til at store kildeområder kan samle store mengder nedbør. Dersom nedbøren samles i et gjel, som situasjonen er i område A og B, vil nedbørsmengdene kunne utløse debris flow. Debris flowene i studieområdet ser ut til å initieres i samme område hver gang. Startsonene viser seg å være like under bart fjell, og dype raviner har oppstått i øvre del av løsmassedecket. Det kan tenkes at dette skyldes erosjon av gjentatte debris flow som følger, og eroderer, samme skredløp.

Tabell 3: Areal av kildeområde og dominerende skredprosess i område A-D.

Område	Kildeareal (km ²)	Dominerende skredprosess
A	0,4	Debris flow
B	0,4	Debris flow
C	2,6	Snøskred
D (vest/øst)	0,25	Snøskred

Alle områdene innehar etablerte snøskredløp der snøskred opptrer med jevne mellomrom.

Resultatene presentert i kapittel 4.9 viser at det er forskjeller i fjordens batymetri der skredvifter naturlig har endt i fjorden og der de ikke har det. Som vist er batymetrien utenfor skredvifter som ender i fjorden (A, B og C) bratt inne ved land og avtar gradvis mot midten av fjorden. Et unntak er utenfor område A. Utenfor område D, som ikke ender i fjorden viser batymetrien at fjorden har en utflating midt i.

5.2.1 Sammenheng mellom areal av kildeområder og areal av vifter

Tabell 3 viser areal av kildeområdene og vifteformene i de ulike områdene, samt forholdet mellom de to.

Tabell 4: Kildeareal, vifteareal og forholdet mellom disse i område A-D.

Område	Kildeareal (km ²)	Vifteareal (km ²)	Forhold Kildeareal:Vifteareal
A	0,4	0,1	4,00
B	0,4	0,11	3,64
C	2,6	0,25	10,40
D (vest/øst)	0,25	0,07	3,57

Område A og B har begge kildeområder på om lag 0,4 km² og vifter med areal på rundt 0,1 km². Område D har det minste kildeområde (0,25 km²) og følgende den minste viften (0,07 km²). Område C, med det desidert største kildeområdet viser seg også å ha den største viften. I område A, B og D varierer forholdet kildeareal:vifteareal mellom 3,57 og 4,0. Dette indikerer at det finnes en sammenheng mellom størrelse på kildeområde og størrelse på viftene som blir dannet i avsetningsområdet. For vifte C er sammenhengen er ikke proporsjonal. Årsaken til det kan være at kildeområdet i område C ble trukket et godt stykke nedover Storurda og at Vifte C ble definert å starte i bunnen av de tydelige nedskjæringene (Figur 67). Det hadde kanskje vært mer riktig å

definere starten på Vifte C til området rundt randmorenen ca 600 moh siden det er avsatt løsmasser i hele skråningen under morenen. Dette hadde ført til et redusert kildeareal og et større vifteareal, og muligens resultert i at forholdet mellom de to ble mer samsvarende med de andre områdene.

Det er viktig å presisere at de menneskelige inngrepene har gjort utstrekningen av viftene unaturlig og i de fleste områder mindre enn utstrekningen ville vært i naturlig tilstand. Gode eksempler på dette er Vifte A og B, som i naturlig tilstand var avskåret av fjorden, og i nyere tid avgrenses av anleggsveier, skredoverbygg og annet antropogent materiale lenger oppe i skråningen. Forholdene mellom kildeareal og vifteareal som kommer fram i Tabell 3 må derfor ikke brukes som standard for slike forhold.

En annen viktig feilkilde er at tre av viftene (A, B og C) naturlig ender i fjorden. Resultatene i kapittel 4.10 viser at det finnes skredmasser under vannoverflaten, i alle fall utenfor Storurda (vifte C). Dersom viftene ikke hadde vært begrenset av menneskelige inngrep er det sannsynlig at arealet av viftene hadde vært større. Om viftene i tillegg hadde fortsatt utover i for eksempel en dalbunn og volumet av skredmassene under fjorden i stedet hadde vært fordelt over landareal, og ikke under vann, ville de sannsynligvis vært enda større.

6 Videre arbeid

Kjosen innehar mange ulike indikasjoner på skredprosesser og siden det er svært vanskelig å skaffe håndfaste beviser på hendelser som inntraff flere hundre år tilbake, skulle det vært gjort simuleringer av utløpslengder til snøskred og steinsprang for å undersøke muligheten for disse prosessenes rekkevidde. I denne prosessen har det vært forsøkt å simulere utløpslengden til snøskred ved hjelp av SamosBeta, men grunnet tekniske utfordringer og begrenset tid lot det seg ikke gjøre. Andre programmer og metoder som kan brukes for å finne utløpsdistansen til snøskred er RAMMS:Avalanche og Alfa Beta-metoden. Alfa-Beta-metoden kan også brukes for steinsprang.

7 Konklusjon

Ved hjelp av feltarbeid og analyser av historiske kilder, høyoppløselige flyfoto og digitale terrengmodeller er forekomsten av skredprosesser i Indre Kjosens kartlagt. Skredindikatorer har vært hovedgrunnlag for tolkning av de ulike skredprosessene, og et geomorfologisk kart er produsert på bakgrunn av hvilke skredindikatorer som er funnet i området. Kartet viser at både snøskred, steinsprang og debris flow opptrer i Kjosens.

De vanligste skredindikatorerne for snøskred i området er balanserte klaster og strøblokker, skadet eller fraværende skog og jevne vifteoverflater der fine sedimenter fyller hulrommene mellom større blokker. For debris flow har de viktigste skredindikatorerne vært kanaler med levéer på sidene og for steinskred har det vært avsetninger av blokker som viser åpen struktur og er sortert slik at de største blokkene ligger lengst nede i viften og de fineste løsmassene ligger lengst opp.

Det er bevist at én skredindikator potensielt kan dannes av flere skredprosesser og at skredindikatorerne derfor må sees i sammenheng med andre ting i tolkningsarbeidet, for eksempel historiske kilder.

Studieområdet er delt i fire delområder som viser ulik grad av påvirkning fra ulike skredprosesser. Det er også noen likhetstrekk, som for eksempel at alle delområdene innehar etablerte skredløp der snøskred opptrer med jevne mellomrom.

Studieområdet viser en sammenheng mellom areal av kildeområde og dominerende skredprosess, samt areal av kildeareal og areal av vifter.

8 Referanseliste

- Allix, A. 1924. Avalanches. *Geographical review*, 14(4), s. 519-560.
- Andersen, B. G. 1968. Glacial Geology of Western Troms, North Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse nr 256*.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergström, B. 1995. Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International*, 28, s. 147-169. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00037-J](http://dx.doi.org/10.1016/1040-6182(95)00037-J).
- Baggi, S. & Schweizer, J. 2009. Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland). *Natural Hazards*, 50(1), s. 97-108.
- Bargel, T. H., Fergus, Å. T., Devoli, G. O., K, Peereboom, I. & Øydvin, E. K. 2011. *Delrapport jordskred og flomskred*. Plan for skredfarekartlegging. Oslo: NVE.
- Berg, F. 09.09 2016. *RE: Personlig kommunikasjon*
- Blikra, L. H., Hole, P. A. & Rye, N. 1989. *Skred i Norge: hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Blikra, L. H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. & Stalsberg, K. 2006. Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern. *Landslides from massive rock slope failure*, s. 475-496.
- Blikra, L. H. & Nemeč, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45(5), s. 909-959.
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. & Karlsen, F. 2004. Rock-slope failures of Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84(1), s. 67-88.
- Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farbrøt, H., Humlum, O., Johansson, M., Ingeman-Nielsen, T., Kristensen, L., Hjort, J., Holmlund, P., Sannel, A. B. K., Sigsgaard, C., Akerman, H. J., Foged, N., Blikra, L. H., Pernosky, M. A. & Odegard, R. S. 2010. The Thermal State of Permafrost in the Nordic Area during the International Polar Year 2007-2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), s. 156-181. doi: 10.1002/ppp.687.
- Corner, G. D. 1980. Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas*, 9(4), s. 239-249. doi: 10.1111/j.1502-3885.1980.tb00700.x.
- Corner, G. D. Under forberedelse. *Seismisk undersøkelse av sedimentmektighet og dybde til fjell i fjordområdet Ullsfjorden -Skarmunken - Kjosén, Troms, utført i forbindelse med en planlagt ny veiforbindelse i området (Ullsfjordforbindelse)*. Rapport til Statens Vegvesen. Tromsø: Universitetet i Tromsø, Institutt for geologi.
- Corner, G. D. & Eilertsen, R. S. 2016. Marine geological cruise with RV Hvas to Ullsfjorden: Breivika-Skarmunken-Kjosén, Troms, northern Norway (side-scan bathymetric survey), 25-26. October 2016 - draft report. DN Delta project - Cruise report no. 8. University of Tromsø.
- Corner, G. D. & Sveian, H. 2004. Lyngens isbreer før og nå. I: Dahl, R. & Sveian, H. (red.) *Ka dokker mein førr stein!* Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Costa, J. E. 1984. Physical Geomorphology of Debris Flows. I: Costa, J. E. & Fleisher, P. J. (red.) *Developments and Applications of Geomorphology*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, s. 268-317.
- Dahl, R., Blikra, L. H. & Sveian, H. 2004. Løshistorier fra Tromsøregionen. I: Dahl, R. & Sveian, H. (red.) *Ka dokker mein førr stein!* Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Danneveig, P. 2009. *Troms - klima* [Online]. Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/Troms/klima> [Lest 17.01].
- Dehls, J. F., Olesen, O., Olsen, L. & Harald Blikra, L. 2000. Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuuragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary Science Reviews*, 19(14-15), s. 1447-1460. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00073-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00073-1).

- Devoli, G., Eikenæs, O., Taurisano, A., Hermanns, R., Fisher, L., Oppikofer, T. & Brunkholt, H. 2011. *Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*. Plan for skredfarekartlegging. OSLO: NVE.
- Domaas, U. & Grimstad, E. 2014. Fjell- og steinskred. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI og Universitetsforlaget.
- Dorren, L. K. 2003. A review of rockfall mechanics and modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 27(1), s. 69-87.
- ESRI. 2011a. *Aspect (Spatial Analyst)* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/Aspect/009z000000tr000000/> [Lest 18.04.17].
- ESRI. 2011b. *Flow Accumulation (Spatial Analyst)* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/Flow Accumulation/009z00000051000000/> [Lest 16.04.17].
- ESRI. 2011c. *How Hillshade works* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/009z000000z2000000.htm> [Lest 18.04.17].
- ESRI. 2011d. *Slope (Spatial Analyst)* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/Slope/009z000000v2000000/> [Lest 18.04.17].
- ESRI. Ukjent. *DEM* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://support.esri.com/other-resources/gis-dictionary/term/DEM> [Lest 18.04.17].
- Farbrot, H., Isaksen, K., Etzelmüller, B. & Gisnås, K. 2013. Ground Thermal Regime and Permafrost Distribution under a Changing Climate in Northern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), s. 20-38. doi: 10.1002/ppp.1763.
- Fossen, H., Pedersen, R. B., Bergh, S. & Andresen, A. 2007. En fjellkjede blir til - Oppbygningen av Kaledonidene; ca 500-405 millioner år. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) *Landet blir til - Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Gardner, J. 1970. Geomorphic Significance of Avalanches in the Lake Louise Area, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 2(2), s. 135-144.
- Gardner, J. S. 1983. Observations on Erosion by Wet Snow Avalanches, Mount Rae Area, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 15(2), s. 271-274. doi: 10.2307/1550929.
- Goudie, A. 2004. *Encyclopedia of geomorphology : Vol. 1 : A - I*. London: Routledge.
- Hammerfeld, J. R. & Sjøberg, J. 2000. *Fem funnet døde etter at buss ble feid på sjøen av snøskred* [Online]. Aftenposten. Tilgjengelig fra: <http://tux1.aftenposten.no/nyheter/iriks/d120031.htm> [Lest 17.02.17].
- Hanson, Y. 2003. *Rassikring Ura*. Grunnundersøkelser, datarapport. Tromsø: Multiconsult.
- Hermanns, R. L. & Longva, O. 2012. Rapid rock-slope failures. I: Clague, J. J. & Stead, D. (red.) *Landslides; Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge: Cambridge University Press, s. 59-70.
- Hoseth, K. A., Kristensen, L. L. & Håland, G. 2014. *Sikringstiltak mot skred- og flom. Befaring i Troms og Finnmark høst 2012*. Naturfareprosjektet: Delprosjekt 7 Skred- og flomsikring. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat, Statens vegvesen, Jernbaneverket. Tilgjengelig fra: http://publikasjoner.nve.no/rapport/2014/rapport2014_04.pdf.
- Hungr, O. 2005. Classification and terminology. I: Jakob, M. & Hungr, O. (red.) *Debris-flow hazards and related phenomena*. Chichester, UK: Springer, s. 9-23.
- Hungr, O., Evans, S., Bovis, M. & Hutchinson, J. 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3), s. 221-238.
- Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), s. 167-194.

- Håland, G. 2011. *Vurdering av sikringstiltak mot snøskred i regi av Statens vegvesen, Region Nord*. Masteroppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., Kronholm, K., Vikhamar-Schuler, D., Isaksen, K. & Sletten, K. 2008. Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8(4), s. 893-904.
- Johnsen, O. 2004. *Rv91 Svensby-Lyngseidet. Rassikring Ura i Kjos*. Geoteknisk byggeplanrapport, 50014. 1. Statens Vegvesen.
- Kartverket. Uspesifisert. *Norgeskart* [Online]. Kartverket. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no/#!?project=seeiendom&layers=1002,1014&zoom=12&lat=7729412.78&lon=698922.79> [Lest 26.01.17].
- Korsnes, A. 2010. *DTM 10* [Online]. GeoNorge. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/uuid/dddbb667-1303-4ac5-8640-7ec04c0e3918> [Lest 19.04.17].
- Kvassnes, A. J. S., Strand, A. H., Moen-Eikeland, H. & Pedersen, R. B. 2004. The Lyngen Gabbro: the lower crust of an Ordovician Incipient Arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(3), s. 358-379. doi: 10.1007/s00410-004-0609-8.
- Larsen, J. O. 2006. *RV 91 ved Kjos i Lyngen, Troms fylke; Befaring av skredsikringsanlegg 15 juni 2006*. Oslo: Statens vegvesen.
- Lied, K. 2014. Snøskred. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI og Universitetsforlaget.
- Luckman, B. H. 1977. The Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 59(1/2), s. 31-48.
- Luckman, B. H. 1992. Debris Flows and Snow Avalanche Landforms in the Lairig Ghru, Cairngorm Mountains, Scotland. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 74(2/3), s. 109-121.
- Major, J. J. 1997. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *The Journal of Geology*, 105(3), s. 345-366.
- Mangerud, J. 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. I: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (red.) *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, s. 271-294.
- Mauseth, Ø., Sanderud, Ø. & Richardsen, I. 2008. *Analyse. I: Haavik-Nilsen, A. C. & Grindrud, K. (red.) GIS: Geografiens språk i vår tidsalder*. 2nd utg. Trondheim: Fagbokforlaget.
- McClung, D. & Schaerer, P. 2006. *The Avalanche Handbook*. 3rd ed. utg. Seattle, Washington: Mountaineers Books.
- Mikkelsen, O.-A. 12.08 2014. *RE: Befaring av NVE i Lyngen 8.8.2014*. Type to Lintho, L., Eilertsen, T. E., Hellum, Ø. S. & Josefsen, A.
- Müller, K., Landrø, M., Haslestad, A., Dahlstrup, J. & Engeset, R. 2015. *Systematisk snødekkeundersøkelse*. Informasjon fra Norges vassdrags og energidirektorat NVE.
- Mæhlum, G. 2016. *Laserskanning, LACHTR51, Troms 2015*. BNO15031. Oslo: Blom Geomatics AS.
- Nesje, A. 2012. *Brelære : bre, landskap, klimaendringer og datering*. 2. utg. utg. Kristiansand: Høyskoleforlaget AS.
- NGU. Uspesifisert-a. *Berggrunn* [Online]. NGU. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/?Box=268699:6663362:270397:6664947> [Lest 20.01.17].
- NGU. Uspesifisert-b. *Løsmasser* [Online]. NGU. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> [Lest 26.01.17].
- NVE. 2012. *NVE Atlas* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://atlas.nve.no/html5Viewer/?viewer=nveatlas&runWorkflow=StartupQuery&mapServiceId=54&layerName=Skredtype&query=skredID%3D%27{08454C29-EC0B-4792-9F73-9C9C12422FB2}%27&buffer=100> [Lest 17.02.17].

- NVE. 2013. *Skredhendelser* [Online]. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/flaum-og-skred/kartlegging/skred-og-flaumhendingar/skredhendelser/> [Lest 17.02.17].
- NVE. 2015. *Om skred* [Online]. NVE. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/flaum-og-skred/om-skred/> [Lest 08.12.16].
- Nøttvedt, A. & Johannessen, E. P. 2007. Grunnlaget for Norges oljerikdom - Sein jura, et øyhav vokser fram; 161-146 Ma. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) *Landet blir til - Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Powers, M. C. 1953. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23(2), s. 117-119.
- Ramsli, G. 1981. *Snø og snøskred*. Oslo: Universitetsforlaget.
- Rapp, A. 1959. Avalanche boulder tongues in Lappland. *Geografiska Annaler*, 41(1), s. 34-48.
- Rapp, A. 1960. Recent development of mountain slopes in Kärkevage and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42(2/3), s. 65-200.
- Samferdseldepartementet. 2009. *Om nokre saker på Samferdselsdepartementets område* St.prp. nr. 72, St.prp. nr. 72. Oslo: Det Kongelige Samferdselsdepartement.
- Schweizer, J., Bruce Jamieson, J. & Schneebeil, M. 2003. Snow avalanche formation. *Reviews of Geophysics*, 41(4).
- Selbekk, R. S. 2004. Lyngsalpene - rester etter en vulkankjede. I: Dahl, R. & Sveian, H. (red.) *Ka dokker mein førr stein!* Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Stegemann, Y. 2015. *Flybåren laserskanning Troms 2*. Flybåren laserskanning og digital kamera data; Nasjonal modell for høydedata fra laserskanning (FKB Laser). BSF Swissphoto.
- Sveian, H. 2004. Isen kom - og forsvant. I: Dahl, R. & Sveian, H. (red.) *Ka dokker mein førr stein!* Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Tanner, L. H. & Hubert, J. F. 1991. Basalt breccias and conglomerates in the Lower Jurassic McCoy Brook Formation, Fundy Basin, Nova Scotia: differentiation of talus and debris-flow deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 61(1).
- Toppe, R. 1982. *Vegetasjon som hjelpemiddel ved kartlegging av snøskred*. Master (Hovedfag), Universitetet i Bergen.
- Toverud, L. 2005. *Rv91 Ura skredoverbygg i Lyngen. Kontroll. Rapport*.
- Tremper, B. 2008. *Staying alive in avalanche terrain*. 2nd ed. utg. Seattle, Washington: Mountaineers Books.
- Vegvesenet. 2004. *Ura sikres for ras* [Online]. Statens Vegvesen, Region Nord. Tilgjengelig fra: http://www.vegvesen.no/s/region_nord/aarsmelding/2004/hoydepunkter/rassikring.stm [Lest 17.02.17].
- Vorren, T. O. & Mangerud, J. 2007. Istider kommer og går - Sein pliocen og pleistocen (kvartær); 2,7 Ma til 11 500 år. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) *Landet blir til - Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., Nesje, A. & Sveian, H. 2007. Norge av i dag trer fram - De siste 11 500 år - Holocen. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) *Norge blir til - Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), s. 377-392.
- Yr. Ukjent. *Gjerdvassbu, Lyngen (Troms)* [Online]. Yr. Tilgjengelig fra: <https://www.yr.no/sted/Norge/Troms/Lyngen/Gjerdvassbu/statistikk.html> [Lest 13.05.17].