

Fakultet for naturvitenskap og teknologi
Institutt for geologi

Geomorfologisk og sedimentologisk analyse av avsetjingsforløp og skredmekanikk for debris-flow- hendingar frå 14. juli 2012 i Signaldalen, Troms.

—
Aldo Dyrvik

*Masteroppgåve i geologi, GEO-3900
Mai 2014*



Forord

Der. Fem år med studie er no over, og to år med masteroppgåve-skriving er avslutta.

Det er med glede og eit vemodig blick eg ser tilbake på dei to åra eg har budd og studert i Tromsø. Fyrst og fremst er det alle dei flotte folka eg har hatt anledning til å bli kjent med som vil leva som det sterkaste minnet.

Hovudrettleiar og førsteamanuensis Geoffrey Corner fortener ei stor takk. Han har vore ei uvurderleg støtte frå start til ende, og hjelpt med fagleg kompetanse samt kyndig og konstruktiv kritikk. Medrettleiar Jan Sverre Laberg har òg gjort seg fortent ei stor takk, for alltid å ha stilt opp med både fagleg og administrativ oppbakking når det trengtes. Ekstern rettleiar Knut Stalsberg skal ha ei stor takk for god innføring og rettleiing i bruk av metodar, frå feltkartlegging til gis-arbeid. Alle tre har vore til stor inspirasjon og motivasjon. Dei har òg sett rammene for oppgåva, frå formålet til studieområde og metodar.

Tore Figenschau har lånt ut vêrdata, samt anna nyttig fyrstehand-informasjon som har vore viktige for oppgåva. Hatteng Camping skal ha takk for utlån av teltplass og fasilitetar under feltopphaldet.

Ein varm helsing og stor takk vil eg retta til alle på studentbrakka, for å ha gjort studietida til ei oppleving. All tida på kontoret hadde vore utvilsamt vanskelegare å fordøya utan den sosiale støtta de har gjeve. Solveig, Ole Patrick, Ingunn, Ingrid, Tore, Leif, Karina, Elise, Elizabeth, takk for å ha gjort studietida til ein fornøyelse med mange gode studer rundt lunsj-bordet og prat om alt anna enn geologi (også alle turane, då). Ei særleg takk går til Daniel og Iselin, for å ha bore over med meg som kontorkamerat, og Øystein. Og ikkje tru at Gudrun skal gløymast, korleis ville studietida vore utan alle litrane med kaffi du stødig har trakta!

Onkel Ståle og far Knut skal ha takk for god hjelp med rettskriving og språkleg rådgjeving. Dei skal òg ha takk for god støtte undervegs igjennom heile studietida; det gjeld òg mor, syster Maria og tante Åse.

Sist men ikkje minst takk Becky, for å vera ei solstråle.

Tromsø, 15. mai 2014.

Aldo Dyrvik

Samandrag

Debris-flow er ein type lausmasseskred som opptrer i alpine og arktiske landskap. I Noreg representerer dei ein naturfare både på Vestlandet, i Norland og i Troms. Prosessen har lenge vore studert utafør Noreg, men lite arbeid er gjort her i landet; denne oppgåva er meint å auka kunnskapen om debris-flows i Noreg, samt å vinkla den eksisterande kunnskapen mot eit typisk norsk risikoområde.

Ein serie med debris-flows som vart utløyste under Mannfjellet, Signaldalen, Troms den 14. juli 2012 har blitt studerte ved kartlegging og feltstudie. Studieområde er delt inn i fem skredbanar; kvar bane er skildra og analysert, til slutt er dei blitt samanstilte og samanlikna med tidlegare studie. Skreda viser trekk som skil seg ut frå det som tidlegare har vore studert: dei har eit lite kjeldeområde og ei bratt avsetjingsvifte, samt er avsetjingsmønsteret relativt komplisert, noko som tyder på eit komplisert avsetjingsforløp.

Måla med oppgåva har vore å evaluera utløpsavstanden for skreda i forhold til styrande faktorar som skredmekanikk, nedbørsmengde, gradient og kjeldemateriale, samt å få ei djupare forståing av debris-flow-avsetjingar i dette området og generelt.

Både sedimentologiske og geomorfologiske parameter er nytta. Sedimentologiske data er henta inn i løpet av feltarbeidet, og angår avsetjingsområda for skredbanane. Geomorfologiske data er eit resultat av både førehandskartlegging med flyfoto som base samt feltkartlegging, og dekkjer både kjeldeområda og avsetjingsområda.

Kombinasjonen av geomorfologiske settingar og mekanisk åtferd til debris-flows syner å vera nøkkelen til å forstå avsetjingsforløp. Skredmekanikken er tenkt å vera meir dynamisk enn kva frå tidlegare er trudd, noko som vil påverka både avsetjingsforløpet og utløpsavstanden. Varigheita til nedbørsperioden syner og å ha stor innverknad på utløpsavstanden til debris-flowane.

Innholdsliste

1. Innleing	1-1
1.1. Målet med studiet	1-1
1.2. Bakgrunn	1-2
1.3. Terminologi	1-3
1.4. Naturfare og geologiske truslar – teori	1-4
1.4.1. Naturfare i Noreg	1-5
1.4.2. Flaum	1-6
1.4.3. Skred	1-7
1.5. Debris-flow, teori	1-13
1.5.1. Definisjonar	1-13
1.5.2. Oversikt og utbreiing	1-14
1.5.3. Utløysande faktorar	1-14
1.5.4. Kjeldemateriale	1-15
1.5.5. Styrande faktorar	1-16
1.5.6. Mekanikk	1-17
1.5.7. Avsetjingar	1-21
1.5.8. Fylgjene av debris-flow for samfunnet	1-26
1.5.9. Sikringstiltak	1-27
1.6. Naturfare og klimaendringar	1-28
2. Studieområdet	2-29
2.1. Oversikt og avgrensing	2-29
2.2. Berggrunnsgeologi	2-31
2.2.1. Tektonikk	2-31
2.2.2. Bergartar	2-33
2.3. Kvartærgeologi	2-34
2.3.1. Istider og deglasiasjonshistorie	2-34
2.3.2. Lausmassar	2-37
2.4. Tidlegare studie frå området	2-39
2.5. Regional og lokal klima	2-41
2.5.1. Skildring av storflaumen sør- og indre- Troms 14.-15. juli 2012	2-41

3. Metodar	3-47
3.1. Førehandskartlegging	3-47
3.1.1. Passivt lag 1: flyfoto	3-47
3.1.2. Passivt lag 2: økonomiske kart.....	3-48
3.1.3. Passivt lag 3: DEM	3-49
3.1.4. Passivt lag 4: andre temakart	3-50
3.1.5. Aktivt lag 1: lausmasselinje.....	3-50
3.1.6. Aktivt lag 2 og 3: lausmassegrense og lausmassestype	3-50
3.1.7. Aktivt lag 4: lausmassepunkt	3-51
3.1.8. Aktivt lag 5: stasjonsmålingar/observasjonar	3-51
3.1.9. Kartleggingskodar	3-51
3.2. Kartlegging i felt.....	3-53
3.3. Vidare prosessering i ArcGIS.....	3-54
3.4. Nettbaserte kartdata	3-55
3.5. Stasjonsmålingar	3-55
3.5.1. Nivellering	3-57
3.5.2. GPS og kartprojeksjon.....	3-58
3.5.3. Kornstorleik.....	3-58
3.5.4. Matriksanalyse.....	3-59
3.5.5. Sikting.....	3-60
3.5.6. Particle Size Analyzer	3-60
4. Skredbaneskildring	4-61
4.1. Geomorfologisk skildring av studieområdet.	4-61
4.2. Skredbaneinndeling	4-62
4.3. Skred A	4-66
4.3.1. Geomorfologisk skildring	4-66
4.3.1. Avsetjingsområdet	4-69
4.3.2. Rekonstruert avsetjingsforløp	4-74
4.4. Skred B	4-75
4.4.1. Geomorfologisk skildring	4-75
4.4.2. Avsetjingsområdet	4-77
4.4.3. Rekonstruert avsetjingsforløp	4-82
4.5. Skred C	4-83
4.5.1. Geomorfologisk skildring	4-83

4.5.2.	Avsetjingsområdet	4-84
4.5.3.	Avsetjingsområdet for skredløp C2-D112.....	4-86
4.5.4.	Rekonstruert avsetjingsforløp	4-87
4.6.	Skred D.....	4-88
4.6.1.	Geomorfologisk skildring.....	4-88
4.6.2.	Avsetjingsområdet	4-90
4.6.3.	Rekonstruert avsetjingsforløp	4-98
4.7.	Skred E	4-99
4.7.1.	Geomorfologisk skildring.....	4-99
4.7.2.	Avsetjingsområdet.....	4-100
4.8.	Oppsummering for dei fem skredbanane	4-102
4.8.1.	Avsetjingsområda	4-103
4.8.2.	Vidare analyse.....	4-105
	5. Geomorfologisk og sedimentologisk analyse	5-107
5.1.	Geomorfologiske data	5-107
5.1.1.	Verdiar for heile banen.....	5-108
5.1.2.	Verdiar for kjeldeområda	5-108
5.1.3.	Verdiar for avsetjingsområda	5-109
5.1.4.	Oppsummering	5-110
5.1.5.	Gradienten til kjeldeområdet	5-111
5.1.6.	Arealet til kjeldeområdet.....	5-113
5.1.7.	Lengde til kjeldeområdet.....	5-115
5.2.	Sedimentologiske data	5-117
5.2.1.	Avstand frå øvste avsetjing.....	5-120
5.2.2.	Gradient	5-124
5.2.3.	Dominerande kornstorleik.....	5-126
5.2.4.	Oppsummering	5-127
5.3.	Matriks-analyse.....	5-128
5.4.	Teoretisk skredbanemodell	5-131

6. Diskusjon	6-133
6.1. Utløysande faktorar for debris-flowane under Mannfjellet.....	6-133
6.1.1. Terskel for utløysing av debris-flow i dei studerte skredbanane	6-134
6.1.2. Samanlikning av utløysande - styrande faktorar med litteraturen	6-137
6.2. Sedimentologisk analyse av avsetjingane	6-138
6.3. Skredmekanikken og morfologien.....	6-140
6.4. Analyse av utløpsavstanden	6-142
6.4.1. Skredmekanikk.....	6-142
6.4.2. Ytre faktorar.....	6-144
6.5. Samanlikning med tidlegare studie frå området.....	6-145
6.6. Samfunnsmessige utfordringar knytt debris-flowane i Signaldalen	6-148
6.6.1. Perspektiv for framtida	6-149
7. Konklusjon	7-151
8. Referanseliste	8-153
9. Appendiks	9-157

1. Innleiing

1.1. Målet med studiet

Allmennheita i Noreg ser på skredfare som noko som hovudsakeleg angår fast fjell. Lausmassegeologi er mindre kjent som fag, og dei relaterte geofarane hamnar difor fortare utafør fokus. Lausmassegeologi omfattar alt som ikkje er fast fjell, det vil seia lausmassar, sediment og organisk materiale. Massane kvilar på fast fjell, og geomorfologien til berggrunnen set premissane for bassengdanning og oppsamling av sedimentmasser.

Fokusområdet for dette studiet er ein spesiell type lausmasse-relatert naturfare, debris-flow. Studium og forståing av debris-flow er essensiell for å kunna verja seg betre mot faren dei representerer for menneskeliv og infrastruktur, og samanhengen mellom utløysande årsaker, styrande faktorar og utløpsavstand er særleg interessante. Dette er og poengtert av NOU (2010), som legg fram auka kunnskap om lokale tilhøve, kartlegging og studiet av risikoområde som eit tilrådd tiltak for å betre møte klimaendringar. Når det gjeld naturskade, er snø og vatn hovudskadevaldaren; difor er vêr og klima viktige faktorar å forstå. Alle desse punkta er vektlagde i denne oppgåva.

For denne oppgåva er eit område i Indre Troms studert i detalj; fleire debris-flows vart utløyste den 14.7.2012 frå fjellsida under Mannfjellet, nedre Signaldalen. Skreda er studerte geomorfologisk og sedimentologisk med mål om å tilføya ny kunnskap om debris-flow som prosess knytt til lokale variablar frå eit typisk norsk risikoområde. I tillegg til å visa stor førekomst av debris-flows er området representativ for eit typisk norsk risikoområde når det gjeld topografi og lokale klima- og vêrforhold.

Konkrete delmål har vore å studera samanhengen mellom utløysande årsaker, styrande faktorar og utløpsavstand. Vêr og klima er sterkt knytt dei utløysande årsakene og er difor fokus. Kunnskap om lokale tilhøve syner å vera særleg viktig, samt vil den tilføya auka kunnskap om debris-flow-som prosess i ein norsk setting.

1.2. Bakgrunn

Skredfare og skredprosessar har fått stadig meir merksemd dei siste åra i takt med gjentatte skredhendingar og ei aukande forståing av omfanget av skredfarar. Dei viktigaste kategoriane i denne samanhengen er fjellskred og steinsprang, lausmasseskred (jordskred, leirskred, debris-flows og flaumskred) samt snøskred. Alle desse skredtypane er utbreidde i fjord- og dalstrøka i Noreg, særleg i Troms og på Vestlandet der det er bratte skråningar og eit maritimt klima (NOU, 2010; NVE, 2010). Urbanisering er ein prosess som gjer naturfare til ein endå meir aktuell problematikk. Folk byggjer på plassar der kor risikoen ikkje er vurdert godt nok, og attraktive plassar viser seg ofte å vera særleg utsette (Nikolaisen, 2013).

Av geofarar i Noreg er lausmasseskred blant dei aller viktigaste. Best kjend er kvikkleireskred på slake skråningar i heva marin leire og jordskred i lausmassar på bratte skråningar. Debris-flows er derimot mindre kjent som ein eigenarta prosess og syns å inntreffa med stadig aukande hyppigheit. Døme på dette finns under Mannfjellet i Signaldalen (så vel som fleire andre stader i indre Troms) der debris-flow-materiale har kryssa vegen fleire gonger dei siste 10 - 20 åra, som til dømes i 2005 (Vogt, 2007) og i 2012. Liknande hendingar skjedde i indre Balsfjord under Perstinden og Halvorsfjellet nord og sør for Nordkjosbotn i 1999 (Laberg et al., 2001). Avsetjingane består vanlegvis av ei blanding av silt, sand, grus, stein og blokker som vert avsette som levear (vollar) på kvar side av ein langstrakt kanal ved foten av ein fjellskråning, som oftast på ei kolluvial vifte. Kanal-levee-komplekset endar gjerne i ein gruslobe og/eller ei brei sand- eller grusvifte der massestraumen går over i ei meir tyntflytande (fluvial) form.



Figur 1-1. Debris-flow-avsetjingar under Mannfjellet i Signaldalen, indre Troms. Foto teke 27.6.2013.

Debris-flow-avsetjingar i Noreg er relativt lite undersøkt sedimentologisk. Blant spørsmål som ein kan stilla er: kor utbreidde er debris-flow-avsetjingar, kva faktorar påverkar utbreiinga og facieskarakteren deira, kor hyppige og under kva forhold vert dei utløyste, korleis vil eit skredområde (skredvifte, skredløp og rekkevidde til skreda) endra seg over tid om aktiviteten aukar eller minkar, samt korleis hyppigheita og omfanget av debris-flow-aktiviteten har variert i nyare tider og gjennom Holocen.

1.3. Terminologi

I kontrast til mykje av faglitteraturen er denne oppgåva skriven på norsk. Det har skapt visse utfordringar i bruk av fagterminologi, sidan den norske oversetjinga av engelske omgrep er ofte diffus, upresis eller i somme tilfelle fråverande. Det kan trekkjast som døme det engelske omgrepet *debris flow*, som normalt vert brukt på våt massestraum som inneheld både finstoff (silt og sand) og grove klastar (grus, stein, blokk), har høg viskositet og beveger seg som ein laminær straum (Takahashi, 1981; Iverson, 1997; Major, 1997; Major et al.,

1999). På norsk har omgrepet *flaumskred* ofte vore brukt som synonym for *debris flow*, men det er uklart om det og kan omfatta hyperkonsentrerte turbulente straumar danna ved bekkeflaum i tillegg til debris-flow.

Dette gjeld og motsett veg, norsk terminologi har stundom ord som ikkje kan oversetjast direkte til engelsk. Døme på dette er omgrepa *skred* og *ras*, som det engelske språket saknar ekvivalente ord for.

På dette grunnlaget, er det i denne oppgåva anvendt ein terminologi som baserer seg på den fagterminologien som allereie fins i det norske språket, blanda med engelske uttrykk der desse passar betre og er meir skildrande. I desse tilfella vil det engelske uttrykket vera merka med kursiv skrift, bortsett frå omgrepet debris-flow, som er teke inn i den norske ordboka.

1.4. Naturfare og geologiske truslar – teori

Naturfare, eller geofare, er definert som geologiske tilstandar og mekanismar som kan truga menneskelege verdier, infrastrukturar og menneskeliv (Dyer, 2011). Crozier et al. (2004) presiserer ved å definera risiko som ein kombinasjon av fare (naturfare) og sårbarheit, altså moglegheit for at tilstanden som representerer fare kan ramma menneskelege verdier. Menneskeleg påverknad kan endra ein naturleg tilstand som ikkje vil betraktast som naturfare til å bli det (Kvalstad, 2007).

Det fins mange typar geofare på verdsbasis, i både marint og terrestrisk miljø. Særleg utsette er område nær kysten, eller område med høg relieff i topografien. Av dei mest utbreidde geofarane kan ein nemna jordskjelv, tsunami-bylgjer, skred, flaum, erosjon (i særskilt grad kysterosjon).



Figur 1-2. Skred og flaum i Olderdalen ved Yri, Sogn og Fjordane, 16.11.2013. Foto: Jan Helge Aalbu, NRK.

1.4.1. Naturfare i Noreg

To trekk ved den geografiske plasseringa til Noreg er særdeles viktige for klimaet i landet. Den relativt høge latituden tilseier eit arktisk eller subarktisk klima, mens den langstrakte vest-orienterte kysten inneberer kraftig påverknad frå Golf-straumen, og dermed relativt høge nedbørsverdiar. Begge desse faktorane, i tillegg til topografien i landet, er med på å leggja til rette for mange forskjellige naturfarar. Alle dei ovannemnde naturfaretypane kan inntreffa i Noreg, men skred og flaum må trekkjast fram som dei mest aktuelle (Ramberg et al., 2007; Jaedicke et al., 2008).

Topografi og relieff varierer gjennom landet. Somme landsdelar/fylker har brattare topografi enn andre, det er Vestlandet (særleg fjordområda), Nordland, Troms og vest-Finnmark. Her er fjell-, snø-, jord- og flaumskred vanlege (NVE, 2011b; Carstens, 2013). Andre landsdelar, som Austlandet, Trøndelag samt midtre, austre og indre Finnmark har ein flatare topografi, og er difor mest råka av naturfarar som flaum og kvikkleireskred.

Noregs vassdrag- og energidirektorat (NVE) har det overordna ansvaret for kartlegging, skredovervaking og varsling i landet (NVE, 2010, 2011a, 2011b; Carstens, 2013).

Ei stadig meir aktuell utfordring har utforma seg dei seinare tiåra, det gjeld urbanisering. Som eit fylgje av befolkningsvekst aukar infrastrukturmassen i landet, og nye bygg reiser seg der det aldri før har vore bygd. I tidlegare tider var det gjerne uvisse og lite kunnskap som førte til at det vart bygd i risikoområde, men sjølv med den auka i kunnskap som har kome dei seinare åra er det mykje nybygg på utsette stader, og med dette er problematikken undertrykt (Nikolaisen, 2013). Problemet er ofte anten manglande undersøking av eit område som er planlagt utbygd, eller dårleg kunnskapsoverføring mellom fagkyndige og bygge-etatane. Utsette område viser seg ofte å vera attraktive å byggja på, og då hender det at åtvaringar vert bevisst oversett. Arealknappheit kan også føra til same problem.

1.4.2. Flaum

Ifølgje den Europeiske kommisjonen, er flaum definert som ei overflod av vatn som dekkjer normalt turre landareal (EU, 2007). Den vanlegaste årsaka er auka vassføring i bekkar, elver og innsjøar som då går over breiddene sine. Om dette skjer i eit område med relativt høg terrenggradient, vil dei auka vassmengdene føra til kraftig erosjon på dei områda som vatnet rekk opp til, mens om gradienten er låg vil vatnet dekkja dei kringliggande landområda og eventuelt avsetta dei sedimenta det hadde med seg (EU, 2007). Denne definisjonen dekkjer dei meir samfunnsmessige og økonomiske aspekta ved flaum. Sett frå eit hydrologisk perspektiv er flaum definert utelukkande ut ifrå vassmengde relativt til normalen (Hallet et al., 1996; Bogen, 2006). Vassføringa i eit vassdrag er som hovudsakleg påverka av to faktorar: nedbørsmenge og snøsmelting (i område med snø). Ein auke i vassføringa kan vera plutselig eller gradvis, og vert styrt av nedbørsintensitet og/eller periodar med kraftig snøsmelting. I somme utsette område kan kombinasjonen av begge styrefaktorane føra til ein ekstra kraftig flaum.

1.4.3. Skred

Det finns mange varierende definisjonar av *skred*, dette reflekterer mangfaldet og den samansette tematikken kring studiet av skred-problematikken (Highland et al., 2008). Den mest utbreidde definisjonen kallar eit skred for ei naturleg gravitativ rørsle av stein, lausmassar og/eller organisk materiale eller snø nedover ei skråning, i tillegg til dei landformene ei slik hending skapar (Hopfinger, 1983; Highland et al., 2008; NVE, 2011a).

For kva angår skred, varierer den engelske terminologien betrakteleg frå den norske. Der det engelske språket brukar ein klassifiseringsmetode etter type massarørsle (*fall, slide, flow, creep, spread*) og materiale som er involvert (*debris, earth, rock*), er den norske terminologien berre basert på inndeling etter materiale (leirskred, steinsprang, fjellskred, jordskred).

I denne oppgåva er skredprosessar delt inn i tre underkategoriar: fjellskred, snøskred og lausmasseskred (figur 1-3). Likevel kan det ofte henda at ei enkel skredhending viser seg å vera ein kombinasjon av ulike skredtypar, og/eller ein kombinasjon av flaum og skred (NVE, 2011a).

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

Figur 1-3. Klassifisering av skred etter type materiale (NVE, 2011b).

1.4.3.1. Fjellskred

Fjellskred er ein gravitativ transport av steinar og blokker nedover ei bratt skråning (over 45°) (Braathen et al., 2004; Høst et al., 2006). Skredet startar plutselig, og klastane er utsette for både fritt fall, spretting og rulling nedover skråninga (Highland et al., 2008). Farten er stor, og vert styrt av gradienten. I område med rett gradient, som t.d. eit bratt dalføre, kan fleire fjellskred løysast ut frå same fjellvegg over tid, og byggja opp eit avsetjingsområde i underkant av kjeldeområdet (definert som området der skredmaterialet er før skredet har losna). Desse avsetjingane vert kalla for *talus*, og der fjellskred er den dominerande prosessen vil dei normalt ha ein gradient på mellom 34° og 38° . Avhengig av storleiken på skredet, vert det kalla for anten steinsprang, steinskred ($<100\ 000\text{m}^3$) eller fjellskred ($>100\ 000\text{m}^3$) (Høst et al., 2006).

Fjellskred kan bli utløyst av fleire årsaker. Dei vanlegaste er: frostsprenging, rotsprenging, jordskjelv, kjemisk forvitring, vasstrykk i fjellsprekker, underkutting og menneskeleg aktivitet. Frostsprenging skjer når temperaturen svingar kring nullpunktet og vatn er til stades, som då frys og tinar fleire gonger. Ved kvar nedfrysing, vil vatnet utvida seg med 8 %, og med det utvida sprekk det er i. Rotsprenging er forårsaka av vegetasjon som gror røter ned i fjellgrunnen, som då utvider sprekk i løpet av vekseprosessen. Jordskjelv løyser enkelt ut fjellskred ved å tilføya kinetisk energi til eit ustabil område. Det skal nemnast at dette ikkje er ei vanleg utløysande årsak i Noreg.



Figur 1-4. Steinsprang. Frå (NVE, 2011a)

1.4.3.2. Snøskred

Snøskred er ein annan skredkategori, der snø er involvert. Føresetnadane for at eit snøskred losnar er ein terrenggradient mellom 30° og 60° og eit ustabil snødekkje (Hartline, 1979; Hopfinger, 1983; McClung et al., 2006; NVE (2011a)). Slike skred oppstår i område med bratt topografi (dalsider eller fjellsider) og ein vintertemperatur som tillèt oppbygging av snølag. Snøskred kan utløysast av naturlege grunnar slik som store nedbørsmengder, vind og/eller temperatursvingingar, eller av menneskeleg aktivitet. Dei representerer ein stor trussel mot

folk og infrastruktur, i Noreg er det den skredtypen som tek flest liv og gjer mest skade (Jaedicke et al., 2008).

Om eit snøskred i si ferd nedover fjellsida når ned til grunnen, kan det dra med seg organisk materiale slik som treverke, i tillegg til lausmassar. Desse vert då avsette saman med snøen i skredet, blir igjen på bakken når snøen har smelta bort og dannar snøskredavsetjingar.

1.4.3.3. Lausmasseskred

Lausmasseskred er eit samleomgrep for fleire prosessar. Avhengig av klassifiseringsmetode, kan det delast opp i fleire underkategoriar. Noregs vassdrag- og energidirektorat (NVE) har i sin retningslinjeprotokoll (NVE, 2011a) definert lausmasseskred som anten jordskred, flaumskred eller kvikkleireskred.

1.4.3.3.1. Kvikkleireskred

Kvikkleireskred kan oppstå i område med heva marin leire (leire avsett i saltvatn). Saltet som er blanda med leira ved avsetjing verkar bindande på leirpartiklane. Når leira vert heva over havnivå, vert saltet gradvis vaska vekk av grunnvatnet, og leira vert ustabil. Gitterstrukturen som vert att kan enkelt kollapsa ved trykkpåkjenningar, og eit kvikkleireskred vert til. Når skredet har begynt, kan det raskt forplanta seg bakover ved at leira vert flytande i sitt eige porevatn. Naturleg erosjon eller menneskelege påverknadar som utgraving, utfylling og andre terrengbelastningar kan utløysa eit kvikkleireskred.

1.4.3.3.2. *Jordskred*

Jordskred er ein utgliding av lausmassar i bratte skråningar langs ei meir eller mindre definert glideflate. Skredet startar med ei plutselig utgliding i vassmetta lausmassar og losnar i eit punkt eller ei brotsone. Jordskred vert utløyst i bratte fjellsider (gradient større enn 30°) der det er tilgang til lausmassar. Område i terrenget med låg relieff (dalbotnar, ravinar eller gjel) er mest utsette, mens vegetasjonsdekke kan virka bremsande eller førebyggjande. Samansetjinga av lausmassane har stor påverknad på om eit jordskred losnar eller ikkje; styrande grunnforhold er mektigheit, lagdeling og kornfordeling av lausmassane. Viktigaste utløysande årsak er oppbygging av vasstrykk i lausmassane, som fylgje av t.d. langvarig nedbør, intense regnbyer eller sterk snøsmelting.



Figur 1-5. Jordskred på Vartdal, Møre og Romsdal, den 16.11.2013. Foto: Kari Nygard Tvilde, NRK

1.4.3.3.3. Flaumskred

Flaumskred skil seg frå jordskred ved at dei inneheld store mengder vatn. Det er ein flytande, snøgg og vassrik skredtype som opptrer langs definerte banar i terrenget. Desse kan vera bekkeløp, ravinar, gjel eller skar der det vanlegvis ikkje er permanent vassføring. Vatnet som forårsakar skredet kan riva med seg og transportera store mengder lausmassar, større steinblokker, trer og annan vegetasjon i og langs løpet. På lik linje med jordskred vert flaumskred som regel utløyst i samband med langvarig nedbør, plutslege og intense regnbyer og/eller snøsmelting. På verdsbasis rammar flaumskred meir folk enn jordskred, særleg på grunn av rekkevidda og evna til å frakta med seg store klastar og blokker (Carstens, 2013). Flaumskred er eit omgrep som på norsk ofte er brukt som synonym for det engelske uttrykket debris-flow, prosessen som er hovudfokus i denne oppgåva. Som nemnt i avsnitt 1.3, er det uklart om det og kan omfatta hyperkonsentrerte turbulente straumar danna ved bekkeflaum; i denne oppgåva vil sistnemnde betraktast som ei form for flaumskred, men ikkje som debris-flow. Dette betyr at flaumskred og debris-flow ikkje er samsvarande.

Til forskjell frå stein- og snøskred er flaumskred vanskelege å forutsjå og berekna. Dette skuldast i hovudsak ein mindre lineær respons på gravitasjonskrefter grunna vassinnhaldet. Difor er kartlegging og modellering av flaumskred vanskeleg, og framleis under utvikling i Noreg (Jakobsen, 2013).

1.5. Debris-flow, teori

1.5.1. Definisjonar

Den mest utbreidde definisjonen på debris-flow skildrar prosessen som ei form for rask masserørsle der jord, stein og organisk materiale blanda saman med vatn inngår i ein nedover-flytande gravitativ massestraum (Iverson, 1997; Major, 1997; Highland et al., 2008; McCoy et al., 2010; Hungr et al., 2013). Ifylgje Major et al. (1999) består ein debris-flow av ei konsentrert blanding av dårleg sorterte sediment og vatn, som kan flyta som vatn men samtidig stansa og avsetta i skrånningar. Blikra et al. (1998) forenkler og definerer ein debris-flow som ein gravitativ massestraum bestående av ei høgkonsentrert, relativt rørleg blanding av sediment og vatn. Iverson (1997) skil dessutan ut debris-flow frå andre typar lausmasseskred ved at mekaniske krefter for både faste og flytande stoff vil påverka rørsla. Sistnemnde forfattar legg og vekt på den pulserande (*surge*) eigenskapen til ein debris-flow i sin definisjon. Hungr et al. (2013) trekkjer fram både den pulserande mekanikken og den høge farta som særtrekk ved debris-flows, samt at dei oppstår langs definerte og etablerte skredløp.

NVE (2011a) utdjuar og legg til at debris-flow opptrer langs klart definerte elve- og bekkeløp og ravinar, gjel eller skar der det vanlegvis ikkje er permanent vassføring. Yu et al. (2012) legg i tillegg stor vekt på vatn som både utløysande årsak og bærande mekanisme. I kontrast med NVE sin definisjon, legg andre forfattarar vekt på naturfare-aspektet ved ein debris-flow, der den største utfordringa er usikkerheita knyt til skredløpet, som i løpet av ei hending brått kan skifta retning ved avulsjon (Schurch et al., 2011).

Ein debris-flow kan og definerast som eit mellomstadium mellom hyperkonsentrerte massestraumar med stor botntransport (*sheetflow*) og jordskred, der avgrensinga mellom dei forskjellige fenomena er gjeven ved klar skilnad i parameter som t.d. fart, avsetjing og strøymingstype (Costa, 1984). Coussot et al. (1996) spesifiserer i tillegg at det manglar ein overordna akseptert klassifikasjon og definisjon for desse formene for lausmasseskred, og av den grunn er faglitteraturen på dette punktet mangfaldig i sin definisjon for debris-flow.

Kriteria for å skilja mellom forskjellige skredtypar varierer blant artikkelforfattarar: desse kan vera utløyssande årsaker, bassengeigenskapar, sedimentsamansetning, fart, varigheit, materialeigenskap, fysiske og mekaniske eigenskapar osb.

Det er variantar av debris-flow som har fått eigen nomenklatur, avhengig av dei utløyssande og styrande faktorane. Lahar er vulkanske debris-flow som vert danna på sidene av ein aktiv vulkan (Pierson et al., 1985), mens *tillflows* er ein type debris-flow som startar i glasiale lausmassar på ein isbre og flyt nedover isbreen etter kvart som isen smeltar (Lawson, 1982).

1.5.2. Oversikt og utbreiing

Blant alle typar naturfare er debris-flow ein av dei mest utfordrande, grunnen er hovudsakleg at forståinga av prosessen endå er mangelfull (Schurch et al., 2011). På verdsbasis er debris-flow mest utbreidde i arktiske og alpine strøk (Læg Reid, 1999), og særleg i Nord-Amerika, Sentral-Europa med Italia, Sør-Aust-Asia, Kina og Japan er prosessen vel studert.

I Noreg er det hovudsakleg på Vestlandet og i Troms debris-flow er påvist som prosess. Dette skuldast i hovudsak den bratte topografien, eit nedbørsrikt klima og førekomst av lausmassar i fjord- og dalsidene (NVE, 2011a). I Noreg opptreer debris-flow som oftast om hausten i samband med kraftig regn, særleg langs vestkysten, mens i fjellområda er det mest vanleg på vårparten. Her i landet er prosessen lite kjent, og lite undersøkt sedimentologisk.

1.5.3. Utløyssande faktorar

Nødvendige føresetnadar for at ein debris-flow startar er rikeleg tilgang til ukonsoliderte finkorna sediment og jord, gradient over 15°, mangel på vegetasjon og vatn i store mengder men med uregelmessig tilførsel (Takahashi, 1981; Costa, 1984). Dahl et al. (1981) skriver at minimumsgradient for danning av debris-flows i Noreg er normalt over 30°. Debris-flow vert gjerne til etter langvarig nedbør og påfølgjande høg grunnvasstand, men kan og bli triggja av

korte, intense regnbyer. Sterk snøsmelting kan og føra til debris-flow, gjerne i samanheng med nedbør (Highland et al., 2008; Jaedicke et al., 2008; NVE, 2011a). Ifylgje Jaedicke et al. (2008) er sterk snøsmelting og intens døggnedbør viktigaste utløysande årsak i Noreg. Grunnvatn har og stor påverknad på debris-flow-utløysing, og område med oppsvelling av grunnvatn er særleg utsette (Iverson, 1986). Dreneringsforhold og infiltreringshastigheit i lausmassane i kjeldeområdet har innverknad på når og korleis vassmetning-terskelen vert nådd og debris-fløwen vert utløyst. Highland et al. (2008) legg til at andre typar skred, særleg jordskred, kan utløysa debris-flow. Dette vart utdjupe av Iverson (1997), som seier at ein debris-flow kan starta som anten ei eller fleire små masseutglidingar.

Friksjon og kohesive krefter mellom sedimentkorn er ei viktig motkraft som hindrar utglidingar eller utløysing av debris-flow (Iverson, 1997). Sedimentmassane vert fyrst sett i rørsle når trykket av vatnet i porene mellom korna vert større enn skjerstyrken til matriksen (Major et al., 1999). Dette skjer ved at kontaktflatene mellom sedimentkorna vert brotne, og kreftene dei imellom tynna ut (Iverson, 1997). I somme tilfelle er det påvist at høgt poretrykk åleine kan utløysa ein debris-flow, utan behov for andre ytre påverknadar (McCoy et al., 2010). Når eit skred fyrst har losna, har den utløysande årsaka likevel ingen innverknad på dei mekaniske eigenskapen til massestraumen i den vidare ferda. Takahashi (1981) oppsummerer dette ved å klassifisera debris-flow etter utløysande årsak i *mobilized type* og *landslide type*.

Eit viktig moment i forståinga av debris-flow i lokal skala er kunnskap om terskelnivå for kva nedbørmengder trengs for å trigga eit skred. Det kan vera store lokale variasjonar i desse terskelnivåa (Costa, 1984).

1.5.4. Kjeldemateriale

Massane som vert transporterte i ein debris-flow, kan koma frå store og små jordskred langsetter skredløpet, undergraving av tilgrensande skråningar og erosjon i løpet, eller i kombinasjon med sørpeskred (NVE, 2011a). Studie av Hooke et al. (1977) viser at sprekker

og forvitring av bergartar i kjeldeområdet er viktigare for produksjon av lausmassar enn mineralogien og petrografien.

Ei anna kjelde kan vera talusmateriale og fjellskred-avsetjingar. Dette er lite studert, men kan visa seg å vera svært relevant for denne oppgåva.

1.5.5. Styrande faktorar

Eigenskapane til nedbørsfeltet påverkar kor raskt feltet reagerer på nedbør/snøsmelting. Små vassdrag har ein tendens til å vera meir utsette for debris-flow, av tre grunnar (Costa, 1984). Små vassdrag har ei kortare responstid på nedbør, og er meir utsette for regnbyer. Det er og normalt at små vassdrag ligg høgt i terrenget, og er difor meir påverkelege av snø (-smelting). Til sist, fjellssidene i små vassdrag er vanlegvis bratte ($<30^\circ$) og dermed relativt ustabile.

Når ein debris-flow fyrst har losna, vil den fylgja den lågaste traseen i terrenget, normalt ein pre-eksisterande kanal slik som ein dal-, gjel-, eller ravinebotn. Når den så møter opne område som ei vifte eller ein lobe, har den eigenskapen til å laga sitt eige løp ved å bygga levear ved sine sider og kan dermed ta kva kurs den vil (Costa, 1984). Hungr et al. (2013) viser at magnituden til ein debris-flow avhenger i stor grad av eigenskapane til skredkanalen.

Dei viktigaste faktorane som har innverknad på storleiken og rekkevidda til ein debris-flow er, ifylgje NVE (2011a):

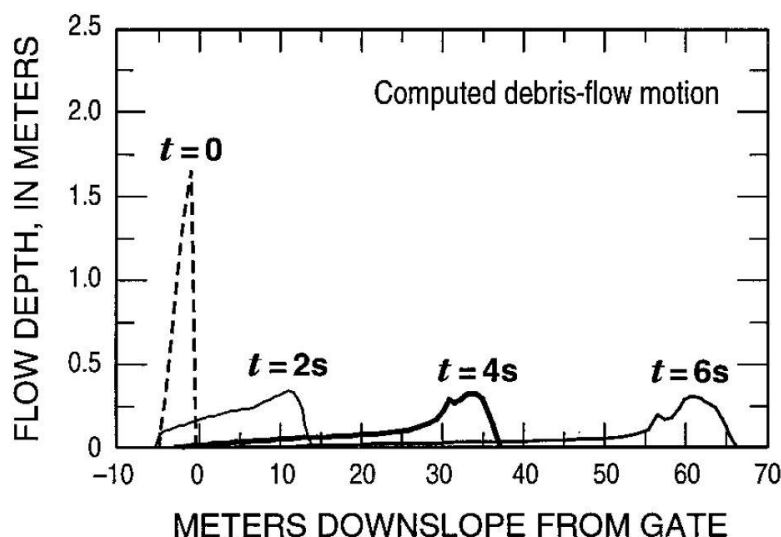
- Helling (gradient langs skredløpet) og terrengformer (morfologi).
- Tilgang til sediment langs løpet og/eller tilførsel frå sideskråningar.
- På vifteforma avsetjingar i dalbotn/ned mot sjøen: kapasiteten til bekkeløpet til å transportera skredstraumen gjennom vifteområdet.
- Geotekniske eigenskapar til lausmassane i og langs løpet.
- Nedbørs- og snømengde.
- Temperatur- og vindforhold som kan påverka graden av snøsmelting.

Highland et al. (2008) legg til at vegetasjon kan verka bremsande på ein debris-flow, så område som manglar vegetasjon pga. t.d. skogbrann eller flathogst kan vera ekstra utsette. Lancaster et al. (2003) har og vist at tremateriale har ein styrande (særleg bremsande) effekt på debris-flow. Trestammer og stokkar kan bli innlemma i debris-flowen, og påverka retninga ved å obstruera skredløpet og dermed trigga avulsjon. Den massen treverket legg til debris-flowen, vil minka momentet til massestraumen og dermed farten. Obstruksjon i skredløpet er i seg sjølv ein viktig bremsande faktor. Om ein debris-flow-puls avset i sitt eige skredløp, vil neste bylgja kunna skifta retning og dermed løp.

Dei mekaniske eigenskapane til debris-flowen vil påverka sterkt oppførselen og rekkjevidda. Viskositet vert trekt fram av Whipple et al. (1992) som den viktigaste eigenskapane: jo meir viskøs ein debris-flow er, desto lettare vil den stoppa og avsetja og desto mindre rekkevidde vil den ha. Forfattarane legg òg til at viskositeten vil styra korleis dei endelege avsetjingane vil ta form, jo høgare viskositet i ein debris-flow desto brattare og mindre vil avsetjingane bli, og omvendt om viskositeten er låg, vil avsetjingane vera utstrekke og slake.

1.5.6. Mekanikk

Dei mekaniske eigenskapane til ein debris-flow kan oppsummerast slik: ein debris-flow minner om våt sement som flyt nedover ei fjellside i ein serie av pulsar eller bylgjer, med ein frekvens varierende mellom få sekund til fleire timar (Costa, 1984; Iverson, 1997). Desse pulserande bylgjene kan bli danna ved kontinuerleg oppbygging og bristing av lausmassedemningar i skredløpet (Coussot et al., 1996), men fleire studie har påvist at intern ustabilitet i skredmassane er nok til å danna bylgjemønsteret (Iverson, 1997; Mangeney et al., 2010). Typen strøyming er laminær og ikkje-newtonsk (Coussot et al., 1996).



Figur 1-6. Skisse av vertikal profil for ein forsøks-debris-flow (Iverson, 1997). Profilen viser akselerasjon og elongasjon av ei bylgje i debris-flowen, gjennom ei tidsvindauge på 6s. Debris-flowen strøymde ned ein skråning på 31° . $T=0$ representerer startstadiet. Vertikal overdriving er 20x.

Fronten av bølgiene er høgare enn halen (opp til 3-4 gonger (Takahashi, 1981)), og der finn ein dei grovaste klastane i rørsle. Den er og tilnærma turr, poretrykket i botnen av fronten er tilnærma lik null (Iverson, 1997; Major et al., 1999). Halen består av ei meir vassrik sedimentblanding, med meir finkorna klastar og sediment (Iverson, 1997; Major, 1997). Poretrykket her er så høg at den utliknar normalstresst blant sedimenta, og gjer massestraumen flytande. Denne meir flytande og mindre viskøse delen av pulsen fortsett gjerne til den vert innhenta av neste puls-front, eller debris-flowen tek slutt. Desse bylgjene, eller pulsar, utviklar seg uregelmessig (Major, 1997). Store pulsar har høgare fart enn mindre, og kan ta igjen og innlemma andre mindre pulsar. Fleire pulsar kan dannast som eit resultat av mekanisk ustabilitet i ein enkel straum, og treng ikkje ytre mekaniske påverknadar som hindringar i kanalen for å bli til. Gradienten i skredløpet avgjer lengda på den enkelte pulsen i stor grad, jo slakare skråning jo lengre blir perioden mellom to pulstoppar (Hungr, 2000). Det kan vera store forskjellar i utløpsavstand for fleire pulsar med lik magnitud; dette skuldast varierende indre mekaniske eigenskapar for dei forskjellige pulsane, som vil då ha større innverknad enn kanaleigenskapane på utløpsavstanden (McCoy et al., 2010). Mangeney et al. (2010) har vist at erosjon av massar i skredløpet kan auka utløpsavstanden til ein debris-flow-puls med opptil 40%, avhengig av gradient og mektigheit til massane som vert eroderte.

Det er funne bevis på at skredfronten er den mest erosive delen av ein debris-flow, og erosjonspotensialet er sterkt knytt til høgda på massestraumen (Schurch et al., 2011). Hindringar i kanalløpet eller retningsendringar (svingar) kan minka denne høgda, og dermed erosjonsraten. I yttarste fall kan det føra til avsetjing i kanalløpet. Forskjellige høgder av skredfronten kan og føra til anten erosjon eller avsetjing; ein høg front kan avsetta ved kanalsidene og erodera kanalbotnen, ei middels høgde vil berre føra til erosjon i kanalbotnen mens ein endå lågare skredfront vil kunna avsetja i kanalbotnen.

Farten til ein debris-flow kan variera avhengig av sedimentsamansetjinga, kornstorleik, konsentrasjon og sortering av korna. Den er også styrd av utforminga, geometrien, hellinga, sinuositeten, breidda og djupna til skredkanalen. Observasjonar viser at farten kan variera mellom 0,5 til 20 m/s (Costa, 1984). Det er òg mogleg å estimera farten til ein debris-flow ved å observera avsetjingsmønsteret der skredløpet svingar; massestraumen vil vera høgare i yttersvingen enn i innersvingen pga. sentrifugale krefter, og denne differansen kan brukast til å estimera farten (di høgare fart di høgare høgdeforskjell).

Ein viktig eigenskap til ein debris-flow er evna til å forflytta seg langt over slake område (Costa, 1984; Iverson, 1997). Dette er sterkt avhengig av skjærstyrken til massane, som gjer at dei ikkje vert deformerte og kan forma ein solid front, eller "*rigid plug*" (Johnson, 1970). På grunn av den høge farten til debris-flowen, er massetreigheit-kreftene til debris-flowfronten viktige (Iverson, 1997). Når denne fronten forflyttar seg nedover ein kanal, dannar den eit U-forma løp ved si framferd, som seinare kan bli endra til ein V-forma kanal av reine flytande vassmassar slik som t.d. ein bekk eller ei elv.

I motsetning til hyperkonsentrerte turbulente massestraumar, viser ein debris-flow ei jamn fordeling av laminære straumar i ytterkanten av massestraumen som flyt med lik fart (Johnson, 1970). Dette vart utdjupa av Major (1997), som påviste at partiklane i ein straum held same horisontal posisjon i straumen frå den vert danna til den vert avsett (front eller hale).

Ein debris-flow kan frakta klastar på opptil fleire tusen tonn og fleire meter i diameter, gjerne over fleire kilometer (Johnson, 1970; Costa, 1984). Blokkene kan sjå ut til å flyta i matriksen, og kan bli avsette saman med resten av debris-flowen anten på ein lobe eller i ein kanalbotn, sjølv i område med svak gradient. Desse blokkene vil søkkja i massestraumen pga.

gravitasjonskrefter, men vil forbli flytande i matriksen. Det er ifylgje Costa (1984) fem moglege forklaringar på korleis dette kan skje: kohesjon, oppdrift, spreidd trykk, turbulens og strukturell støtte.

Major (1997) viste at matrikssamhald har liten påverknad på den mekaniske styrken til debris-flowen, og kohesjonskrefter mellom sedimentkorna har lite påverknad på den mekaniske åtferda. Derimot viste Iverson (1997) at porevatn i debris-flowen har stor påverknad på både dei mekaniske eigenskapane og utløpsavstanden.

1.5.7. Avsetjingar

Avsetjingane etter ein debris-flow vil vera temmeleg like sedimentmassane som bygde opp massestraumen (Coussot et al., 1996), og består av ei jamn fordeling av kornstorleikar opp til blokker, i ein matriks av finkorna sediment. Dette endar opp i ei matriks-boren diamikton-avsetjing (Costa, 1984). Nokre avsetjingar kan vera klast-borne om matriksen har blitt vaska ut av t.d. regn eller grunnvatn. Debris-flow-avsetjingar kan òg innehalda organisk materiale som trestokkar, ved og annan vegetasjon.

Viktige trekk ved avsetjingane er massiv struktur, dårleg sortering, matriks-boren blanding av sediment med kornstorleik frå leire til stein og meterstore blokker, avhengig av kjeldemateriale. Stundom kan avsetjingane frå ein enkel avsetjingsepisode visa tendensar til forgroving oppover (Costa, 1984; Major, 1997). Avsetjingane skjer som regel ved akkumulasjon av sedimentlag i staden for "*en masse*"-avsetjing (Major, 1997).



Overflata på avsetjingane består ofte av nokså bra sortert grus, stein og større blokker (avhengig av kjeldemateriale), mens dei underliggande massane er usorterte, finare sediment. Dei største korna vert avsette ved fronten eller i levèane (Major, 1997). Vertikal akkumulasjon av fleire lag (danna av forskjellige pulsar) kan føra til at større blokker vert tolka som å ha blitt transporterte i suspensjon mens dei eigentleg var frakta langs botnen av massestraumen. Dette kan også føra til ei overestimering av dimensjonane til debris-flowen. Einaste måten for å skilja mellom to forskjellige overliggande avsetjingar er å finna område ved kantane på avsetjinga der større, velsorterte korn som grus og stein ligg under finare, dårleg sorterte sediment (Major, 1997).

Dei fleste debris-flow avsetjingane har ei kornfordeling som inneheld mykje sand og grus og lite leire og silt (Major, 1997). Forskjellige studie av fleire debris-flow viser at den vanlege andelen silt og leire ligg på rundt 10-20 %, og leireandelen kan vera overraskande liten, ikkje meir enn få prosent (Costa, 1984; Major et al., 1999). Likevel skal det nemnast at lokale variasjonar kan pressa desse andelane kraftig opp eller ned.

Det er viktig å nemna at debris-flow, som dei fleste massestraumane, avset på definerte vifter som kan inndelast i anten alluviale eller kolluviale. Forskjellen mellom dei to

viftetypane er studert av bl.a. Vogt (2007), og er definert av formen og kva prosessar som formar dei (sjå figur 1-7). Kolluviale vifter er som regel brattare, og inneheld grovare materiale avsett av kolluviale prosessar, som innfattar fjellskred, steinsprang, debris-flow og snøskred. Alluviale vifter er gjerne slakare og større, og er forma av mindre viskøse prosessar som meir tynnflytande debris-flow eller *sheetflow*. Debris-flowane som er studerte i denne oppgåva har avsett på ei kolluvial vifte (Vogt, 2007).

Dei fleste viftene har eigenskapar som er gjennomgåande (Hooke, 1967). Kornstorleiken er som regel minkande nedover vifta, det same gjeld for mektigheita til avsetjingane og djupnad til skredkanalen. Viftene startar normalt ved eit fokuspunkt, kalla *apex*. Slik som dei einiskilde avsetjingane frå den prosessen som forma vifta, vert morfologien til vifta påverka sterkt av viskositeten til den dominerande prosessen. Jo lågare viskositet, desto slakare og vidare vert vifta (Whipple et al., 1992).

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

Figur 1-7. Inndeling i kolluviale og alluviale vifter (Blikra et al., 1998).

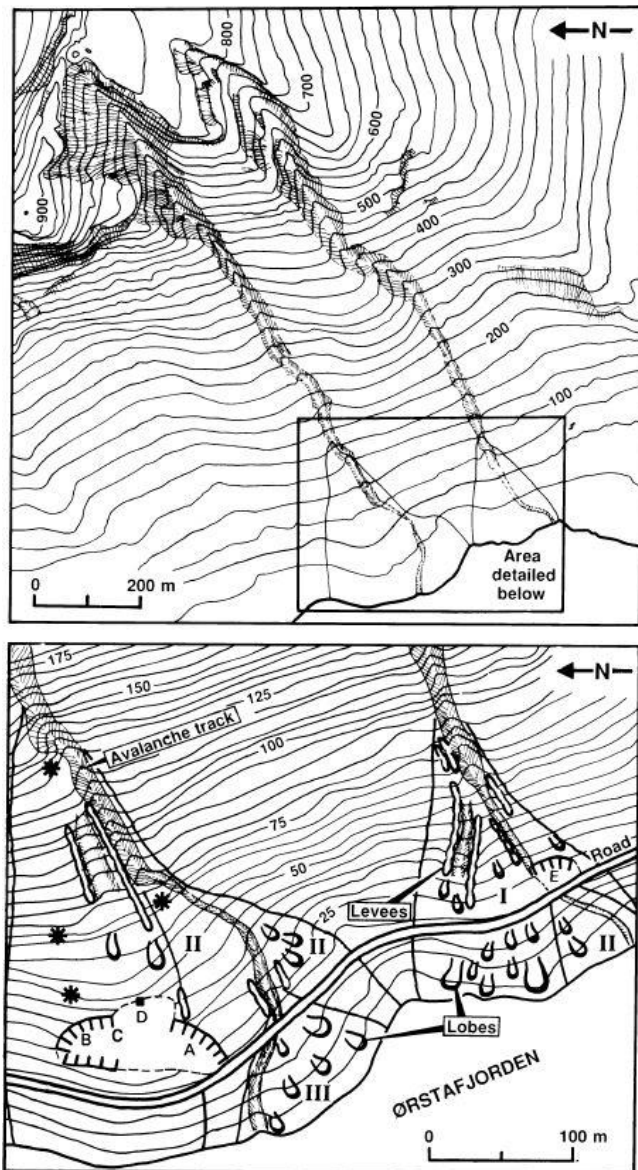
1.5.7.1. Avsetjingsprosessar

Avsetjing startar som regel når poretrykket i debris-flowen blir så lite at friksjonskrefter og kohesive krefter mellom sedimentkorn kan makta å bremsa massestraumen. Debris-flowen vil då stoppa og langsamt konsolidera (Iverson, 1997). Fronten og sidene av debris-flowen vil stansa fyrst, sidan dei har det lågaste vassinnhaldet (Cousot et al., 1996; Iverson, 1997; Major et al., 1999). Resten av massane vil forbli flytande ved avsetjingstarten, og vatnet drenerer då langsamt ut. Dette kan ta både dagar og veker (Major et al., 1999). Finare massar (ikkje større enn sand) og vatn kan fortsetja endå lenger og avsetja i det som vert kalla *apron* (NVE, 2011a). Fleire pulsar som avsett frå same skredløp, vil avsetja distalt fyrst, for så å flytta avsetjingsområdet meir proximalt under hendinga

(Takahashi, 1981). Avsetjing vil normalt skje når hellinga på

skredløpet blir mindre enn $15\text{--}20^\circ$. Skredmassar med lite vassinnhald kan avsetja ved siktevinklar på rundt 20° , mens eit lengre utløp gjerne skjer om vassinnhaldet er høgt og skredet godt kanalisert (NVE, 2011a).

Fleire debris-flow, anten det dreier seg om åtskilde hendingar eller forskjellige pulsar innanfor same hending, resulterer i ei homogen, lite stratifisert avsetjing der det ikkje let seg gjera å skilja mellom dei forskjellige enkelthendingane. Dette fører til at ei debris-flow-



Figur 1-8. Nedste kartbilete, som er utsnitt frå det øvste, viser debris-flow-avsetjingar i form av levèar og lobar (Blikra et al., 1998). Plasseringa til formelementane er vert å merka seg.

avsetjing kan verta tolka som å stamma frå same hending når det moglegvis er fleire avsetjingar på kvarandre (Major, 1997). Frekvens kan dermed vera undervurdert mens storleiken på ein debris-flow kan vera overvurdert ved utelukkande avsetjingsstudie. Dette skuldast også at den nedste avsetjinga er som regel ikkje erodert av den overliggande avsetjinga.

Debris-flows som er metta med vatn dannar avsetjingar som akkumulerer vertikalt, mens debris-flows som ikkje er vassmetta akkumulerer horisontalt. Dei største pulsane dannar dei mest distale avsetjingane (Major, 1997).



Figur 1-9. Veldefinerte debris-flow-formelement. Lobar midt i biletet og levear ved sidene (Jakob, 2005).

1.5.7.2. *Formelement*

Ei debris-flow-avsetjing syner, som tidlegare nemnt, fleire formelementar. Desse vert gjerne danna av dei same debris-flowane, men skil seg frå kvarandre ved form, plassering og oppbygging. Tre kategoriar formelement er brukte for denne oppgåva, med utgangspunkt i kva er skildra av den gjennomgåtte litteraturen.

Levè. Avsetjingar som vert danna på sidene av skredløpet av materiale som vert bremsa av friksjonskrefter mot kantane til kanalen. Dei kan vera kontinuerlege og jamne langs heile løpet, eller visa variasjonar i mektigheit avhengig av morfologien og sinuositeten til løpet; ved ein sving vil t.d. levèen langs yttersvingen vera høgare enn den langs innersvingen, pga. sentrifugale krefter. Ein levè kan visa teikn til forgroving oppover, og store blokker vert gjerne avsette på toppen.

Lobe. Når ein debris-flow mistar massetreigheit, vil fronten stansa og dermed tvinga massestraumen til å avsetja. Dette skjer i vifteform, der storleiken er avhengig av mengde skredmassar i rørsle. Dei grovaste massane vert avsette proksimalt og dei finare massane distalt på vifta (Takahashi, 1981).

Plugg-lobe. Dersom ein debris-flow stansar i skredløpet, vil den danna ein lobe som pluggar igjen kanalen. Prosessen er lik som for ein vanleg lobe, men i motsetjing til ein vanleg lobe kan ein plugg-lobe styra avsetjingsforløpet ved å tvinga neste debris-flow-bylgje til å skifta retning då det gamle løpet er tetta igjen.

1.5.8. Fylgjene av debris-flow for samfunnet

Som mange andre naturfenomen, er debris-flow å betrakta som ein stor trussel for menneske. Dei kan føra til både verdminske og tap av infrastruktur og jordbruksareal samt vera ein fare for liv og helse (Hungr, 1995; Major et al., 1999; Laberg et al., 2001).

Samansetjinga av både faste og flytande mekaniske eigenskapane til ein debris-flow gjev denne type massestraumar ei unik destruktiv kraft (Iverson, 1997). Dei kan inntreffa plutsleg og utan særleg forvarsel slik som eit fjellskred, og samtidig kan dei renna langt over relativt slake område og dekkja store landareal. Berre i Japan mistar gjennomsnittleg 90 menneske livet i løpet av eit år på grunn av debris-flow (Takahashi, 1981). I tillegg kan dei forureina grunnvatnet ved avsetjing av store mengder silt og leire.

Den største utfordringa er at forståinga av dei mekaniske prosessane endå er så mangelfull at det vert vanskeleg å forutsjå og berekna ein debris-flow (McCoy et al., 2010).



Figur 1-10. Resultata av ei debris-flow hending i Carabaddella, Venezuela, desember 1999. Frå (Highland et al., 2008)

1.5.9. Sikringstiltak

Det er nærast umogleg for menneske å hindra ein debris-flow i å starta (Costa, 1984; Highland et al., 2008). Likevel finns det ei rekke tiltak som kan bidra til å sikra verdiar mot effekten deira. Takahashi (1981) delte sikringstiltak i to kategoriar: fysiske og ikkje-fysiske (*hard og soft countermeasures*); for å fungera optimalt må begge tiltakskategoriane iverksetjast og kombinerast.

Av ikkje-fysiske tiltak er det tydeleg semje om tre hovudpunkt. I fyrste rekke bør ein unngå å bygga i risikoutsette område (Costa, 1984). Der allereie utbygde areal viser seg å vera i risikoområde, kan det vera aktuelt å overvaka vêrmønster og identifisera terskelverdien for når ein debris-flow kan starta (Takahashi, 1981; Sidle, 2007). Når dette er klarert, kan ein etablara alarmsystem og retningslinjer for evakuering av befolkninga (Takahashi, 1981; Sidle, 2007; Highland et al., 2008) i risikoområde. Studie og kartlegging av risikoområde viser seg då å vera essensielt.

Fysiske tiltak kan ifylgje NVE (2011a) klassifiserast i tre hovudkategoriar:

- Tiltak som har til hensikt å hindra erosjon, t.d. tersklar i skredløpet.
- Tiltak som styrer sedimentasjonen og hindrar at løpa vert fylte på kritiske strekningar, t.d. sedimentasjonsbasseng eller fangnett/-gjerde.
- Tiltak som leier skredmassane, t.d. vollar og kanalisering.

1.6. Naturfare og klimaendringar

Vêr og klima har stor påverknad på geologiske prosessar som skred, sidan det er sterkt knytt til dei utløyssande årsaka. Det inneberer at endringar i klima, globalt som lokalt, vil føra til eit endra mønster i naturfare-prosessar. Det er utført ei rekke studie på emnet (Bovis et al., 1992; Nigg, 1993; Dikau, 1996; Buma et al., 2000; Collison et al., 2000; Ebohon, 2006; Crozier, 2010; NVE, 2010; Huggel et al., 2012; Kugler, 2012), der alle knyt relasjonar mellom klimaendringar og naturfare-hendingar, sjølv om det er usemje om kor stor denne relasjonen kan vera. Skred er den prosessen som er mest studert og vist mest påverkeleg av klimaendringar. Fleire studie har påvist ein variasjon i tal på skred gjennom Holocen, og konsentrasjonar av hendingar med høgare frekvens i visse periodar (Soldati et al., 2004). Dette kan korrelerast til svingingar i globalt og lokalt klima.

Den viktigaste klimafaktoren som påverkar skred og naturfare generelt er nedbør. Det er påvist ei auke i global temperatur gjennom dei siste århundra, og høgare lufttemperatur tillèt høgare konsentrasjon av vatn i atmosfæren, noko som er årsak til hyppigare og kraftigare regnbyer (Crozier, 2010; NOU, 2010; IPCC, 2012). Lokale klimavariasjonar har vist seg å vera av mykje større betydning for skredprosessar enn det globale klimaet.

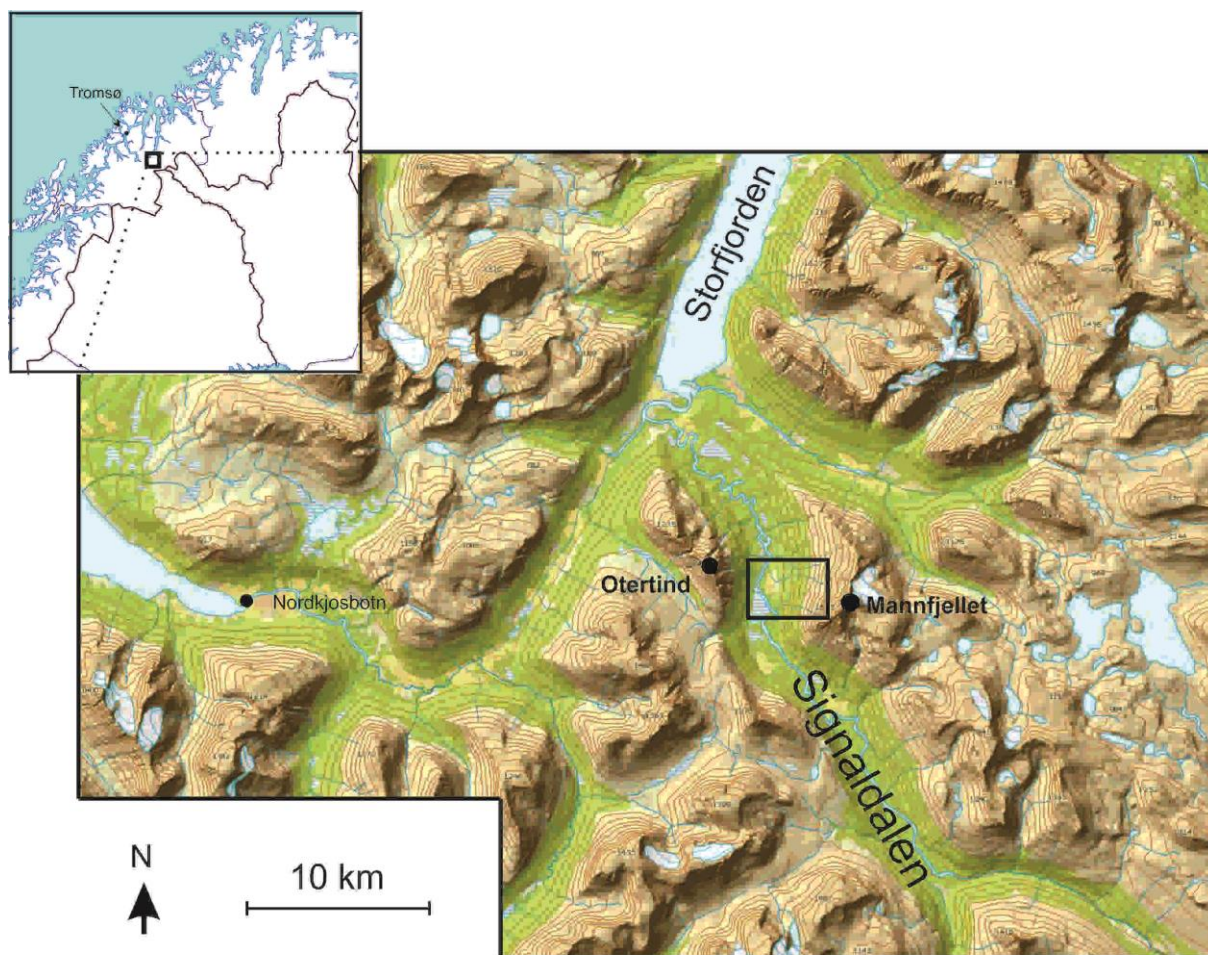
Ifylgje IPCC (2012) vil klimaendringane føra til eit varmare og, som eit av få land i verda, våtare klima i Noreg. Auka nedbør vil koma i form av auka årleg nedbør og auka nedbørstoppar, gjerne i samanheng med ekstremvêr (Jaedicke et al., 2008; NVE, 2010; IPCC, 2012; Alfsen, 2013). Høgare frekvens av nedbørsrike periodar og generelle endringar i nedbørsmønster kan også auka risikoen for flaumskred i område som ikkje har vore utsette tidlegare (NOU, 2010; NVE, 2011b). I tillegg vil høgare vintertemperaturar bety at nedbør som normalt har falle som snø vil koma som regn; utrekningar frå NVE (2010) viser til ei forventta heving av snøgrensa på kring 500 m fram mot 2050.

Somme faktorar vil motverka desse effektane, og bidra til å redusera skredfaren (Kronholm et al., 2009; NVE, 2010). Den mest markante vil vera heving av skoggrensa, altså stabilisering av grunnen med vegetasjon.

2. Studieområdet

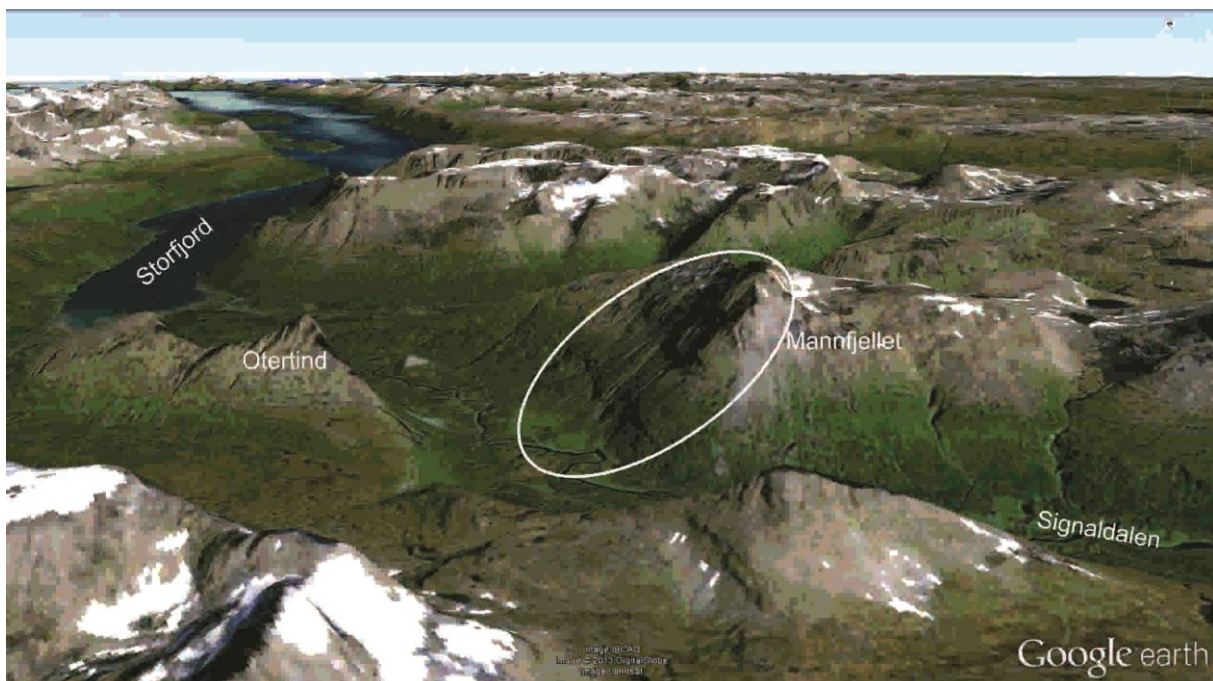
2.1. Oversikt og avgrensing

Studieområdet er i nedre Signaldalen, Troms, mellom $69^{\circ} 20-22' N$ og $19^{\circ} 97' - 20^{\circ} 02' A$. Signaldalen er ein nordvest-søraust retta dal i Storfjord kommune, den strekk seg frå inste ende av Storfjorden sørover mot svenskegrensa (figur 2-1).



Figur 2-1. Oversiktskart over studieområdet, merka som den svarte firkanten mellom Mannfjellet og Otertind.

Signaldalen er omlag 17,5 km lang og mellom 700 m til 1,5 km brei. Signaldalselva drenerer dalen, den er forgreina øvst i dalen og meandrerar i nedste del, før den renner ut i inste ende av Storfjorden. Dalbotnen er også prega av fleire myrområde, særleg i nedre del av dalen (der er høgda over havet mellom 20-50 m). Området her er dominert av to fjell på kvar si side av dalen, Ottertinden (1356 m.o.h.) i vest og Mannfjellet (1552 m.o.h.) i aust; studieområdet ligg mellom desse to toppane på fjellsida under Mannfjellet (figur 2-2). I sør delar dalen seg i to og danner Parasdalen og Stordalen. Dei fortsett mot grensene mot Finland og Sverige.



Figur 2-2. Oversikt over nedre Signaldalen med Ottertind og Mannfjellet, utover Storfjorden. Frå Google Earth. Det merka området midt på bildet på vestsida av Mannfjellet er studieområdet.

Det er fleire gardar i Signaldalen, og i nyare tid har det blitt bygd hyttefelt sør for jordbruksområdet. Gardsdrifta baserer seg på dyrehald og grasdyrking i dei nedste og flatare dalpartia. Dalen vart fyrst busett av innvandra trøndarar, gudbrandsdølar og østerdølar i åra 1820 – 1860, men er og samisk område. Namnet Signaldalen stammar truleg frå Čiednjalgaggi, samisk for Djupdalen ("Store Norske Leksikon," 2005).

Nord for Signaldalen ligg Storfjorden, som er inste arm av Lyngenfjorden. Vest for den ligg Lyngenhalvøya med Lyngsalpane, der kor ein bl.a. finn den høgaste toppen i Troms, Jiehkkevarri (1834 m.o.h.). Aust for Storfjorden ligg fleire fjellmassiv skilde av glasiale dalar,

som drenerer nord-vestover i Storfjorden. Topografien i området er alpint, prega av høge tindar og djupe glasiale dalar, med høgdeforskjellar på godt over 1000 m frå dalbotnen til fjelltoppane. Særleg på Lyngnehavvøya er det mange brear, men nokre få finns og i området rundt Signaldalen, som t.d. under toppen av Mannfjellet, mot aust.



Figur 2-3. Studieområdet i Signaldalen. Toppen av Mannfjellet er til høgre i biletet, Signaldalselva nedst. Husa på flata ved dalbotnen høyrer til garden Broderstad. Biletet er tatt frå vestsida av dalen, orientering mot ASA. Foto teke 25.6.2013.

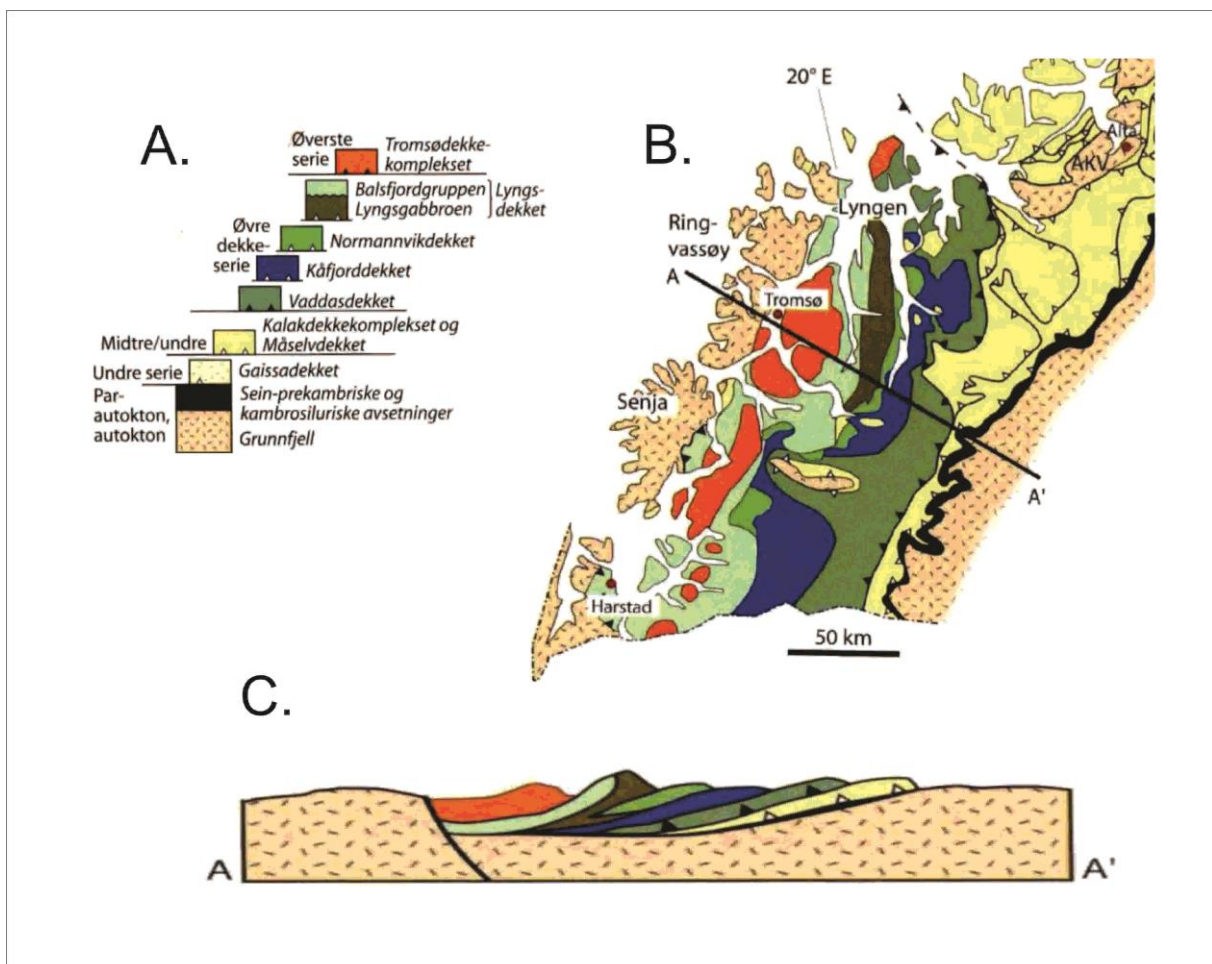
2.2. Berggrunnsgeologi

2.2.1. Tektonikk

Fjella i Troms, som i store delar av landet, stammar frå den Kaledonske fjellkjeda, som vart danna i perioden mellom 500-405 millionar år sidan (Fossen et al., 2007). Fleire skyvedekke (alloktonar) vart danna under orogenesisen og bygg no opp store delar av berggrunnen i Troms. Dei eldste bergartane er prekambrisk grunnfjell, desse er å finna lengst vest på

yttersida av øyene. Dei består hovudsakleg av granitt og gneis (Ramberg et al., 2007). Dei kaledonske bergartane er delt inn i 4 dekkserie: undre-, midtre-, øvre- og øvste. Desse er vidare delt inn i 8 skyvedekke eller dekkekompleks med regionale namn. Profilen nedst i figur 2-4 viser korleis desse skyvedekka er stabla med ein generell retning NA-SV, der undre skyvedekke ligg lengst sør-aust. På grunn av omvelting, er metamorfosegraden større i vest og mindre i aust (Ramberg et al., 2007).

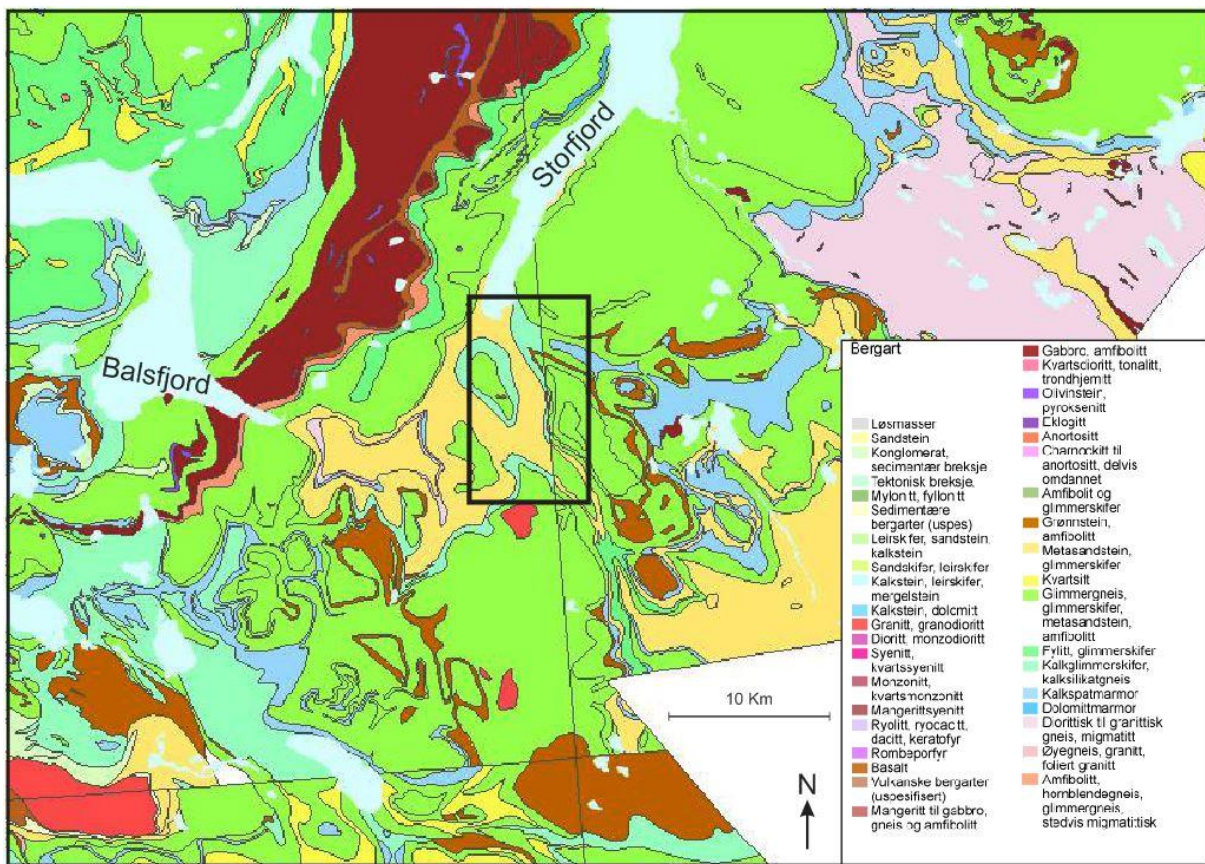
I Storfjorden og Signaldalen finn ein bergartar frå Øvre dekkserie, og fleire av underdekka er å finna i Signaldalen. Langs vestre dalside finn ein bergartar frå Tamokdekket nedst, med overliggande bergartar frå Kåfjorddekket. Austsida av dalen er bygd opp av Vaddasdekket nedst, mens høgare opp i lia finn ein bergartar frå Reisa-dekkekomplekset (Zwaan et al., 1998).



Figur 2-4. A: Oversikt over dei 4 dekkserie og skyvedekka, frå Ramberg et al. (2007). B: Kart over det kaledonske skyvedekkesystemet, frå Fossen et al. (2007). C: Profil for linja AA' frå fig. 4-2B. Alle skyvedekka er vist i vertikal seksjon.

2.2.2. Bergartar

Fleire skyvedekke er representerte kring studieområdet i Signaldalen, og med dei fleire bergartstypar. Dalbotnen består hovudsakleg av metasandstein og glimmerskifer i den nedre delen, mens høgare opp i dalen finn ein også glimmergneis, amfibolitt og metasandstein (Zwaan et al., 1998). Det er eit førekomst av fyllitt og glimmerskifer ved dalbotnen øvst i dalen.



Figur 2-5. Berggrunnskart over indre Troms. Nedre Signaldalen er merka med den svarte firkanten midt på kartet. Kartutsnitt frå Zwaan et al. (1998).

På vestsida nedst i dalen skil Ottertind seg ut med fleire bergartslag. Over bergartslaga ein finn på dalbotnen, ligg fjellet på granat-kalkglimmerskifer, med lag av feltspatførande rusten kvartssitt og kalkspatmarmor, amfibolitt, gneis og konglomerat med kalkbollar (Zwaan et al., 1998). Ei skyveforkasting skil desse laga frå dei overliggande, som høyrer til Kåfjorddekket.

Her finn ein stadvis forgneisa granat-kvartsglimmerskifer, samt lag med staurolitt og amfibolitt. Toppen av tinden består av omdanna djupbergartar som granitt og pegmatitt med mineralar som granat og turmalin (Zwaan et al., 1998).

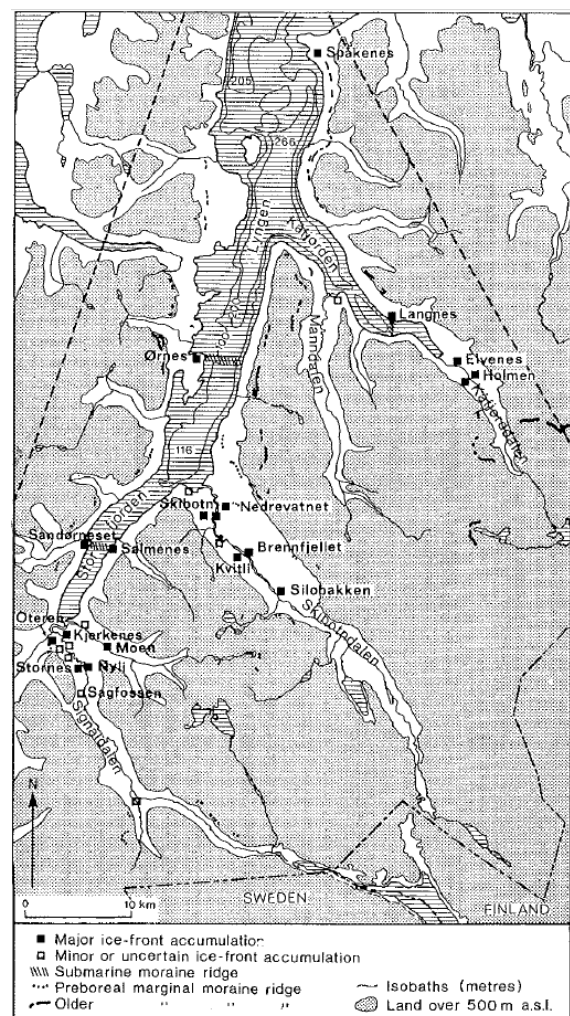
Mannfjellet dominerer austsida av nedre parti av dalen. Her består den nedre delen av metagråvakke med kvartsittlag, overlagde hornblendeskifer og grønskifer. På toppen finn ein omdanna sedimentære og vulkanske bergartar som granatkvartsglimmerskifer med lag av konglomerat og amfibolitt (Zwaan et al., 1998).

2.3. Kwartærgeologi

2.3.1. Istider og deglasiasjonshistorie

2.3.1.1. Innleiing

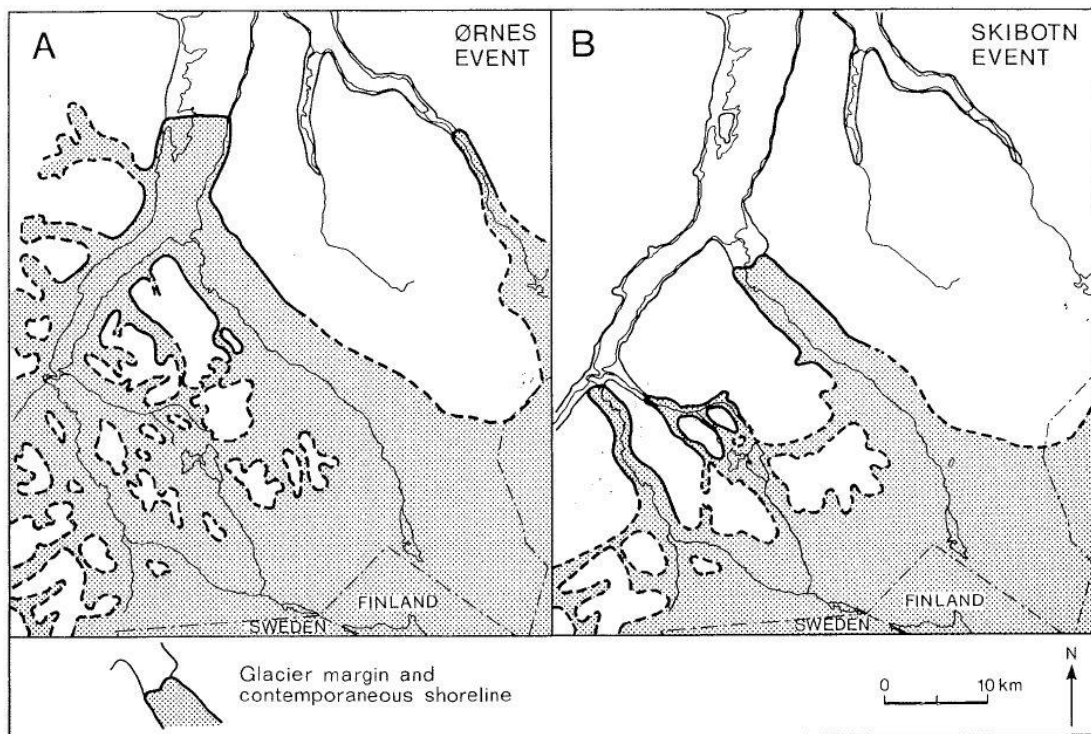
I løpet av Neogen-perioden, som varte frå 23 – 2,5 millionar år sidan (må), opplevde det globale klimaet ein gradvis nedkjøling. Dette resulterte i ein lang serie istider (og mellomistider) i kvartærtida (2,5 – 0 må). Istidene forma landskapet betrakteleg, ved langvarig kraftig erosjon og utforming av fjordar og dalar. Kvar ny istid gjenopptok og vidareførte erosjonsprosessane frå den førre, og dette gjer det vanskeleg å studera kva effekt kvar enkel istid hadde på landskapsforminga. Dei fleste studia i dag konsentrerer seg om utbreiinga og effektane av den siste istida. Den siste istidmaksimum (*last glacial maximum*, LGM) skjedde kring 18 000 – 20 000 14C år sidan, men ein del mindre framstøyt er registrerte sjølv etter det (Vorren et al., 2007).



Figur 2-6. Lokale isfrontmorener frå etter LGM kring Storfjorden (Corner, 1980).

2.3.1.2. Deglasiasjon

Under den siste istid var Signaldalen, slik som resten av Fennoskandia, dekket av is. Etter LGM og mot inngangen til Holocen trakk isen seg tilbake og avdekket den underliggende berggrunnen. Dalføra kring Storfjorden var isfrie kring 9100 14C-år før notid (Corner, 1980). Deglasiasjonsprosessen har vist seg å vera samansett av fleire periodar med tilbakegang og framgang av isfronten. I Signaldalen er det påvist fleire isfrontavsetjingar som kan knytast stadium med lokal is-framgang etter LGM: Ørnes-framgangen, ca. 9800-9900 ±150 år sidan; Skibotn-framgangen, 9500-9600 ±250 år sidan; ein siste framgang ca. 9400 ±250 år sidan (Corner, 1980). To større isfrontakkumulasjonar er påvist i nedre Signaldalen, ved Nyli og Stornes (figur 2-6).

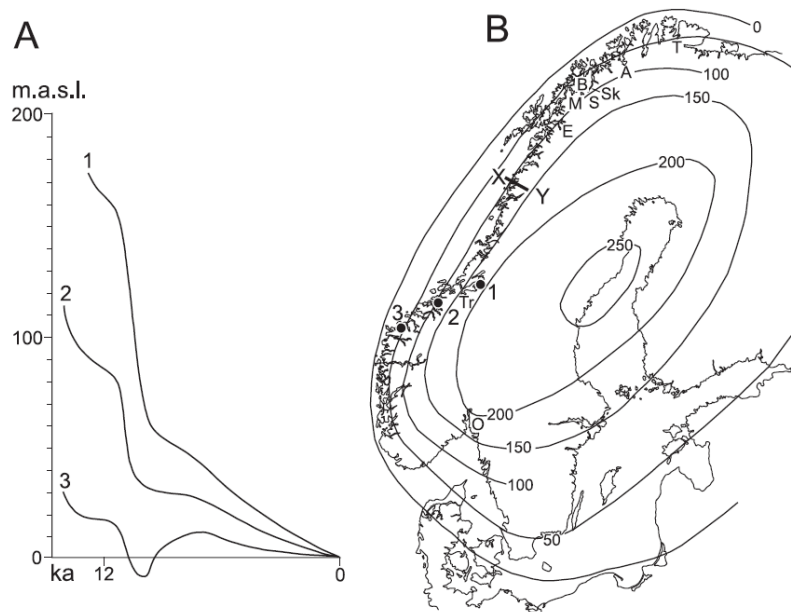


Figur 2-7. Rekonstruksjon av breutbreiinga (Corner, 1980). A viser utbreiinga 9800-9900 ±150 år sidan, mens B viser utbreiinga 9500-9600 ±150 år sidan. Storfjorden er midt på karta, Signaldalen til venstre.

Isen trakk seg gradvis tilbake etter LGM, og kystnære område vart isfrie tidlegare enn område lenger inn i landet. Fjordane kanaliserte isen mot havet, og ved tilbaketrekninga fylgde den fjordarmene og dalane innover i landet.

2.3.1.3. Isostatisk oppløft og marin grense

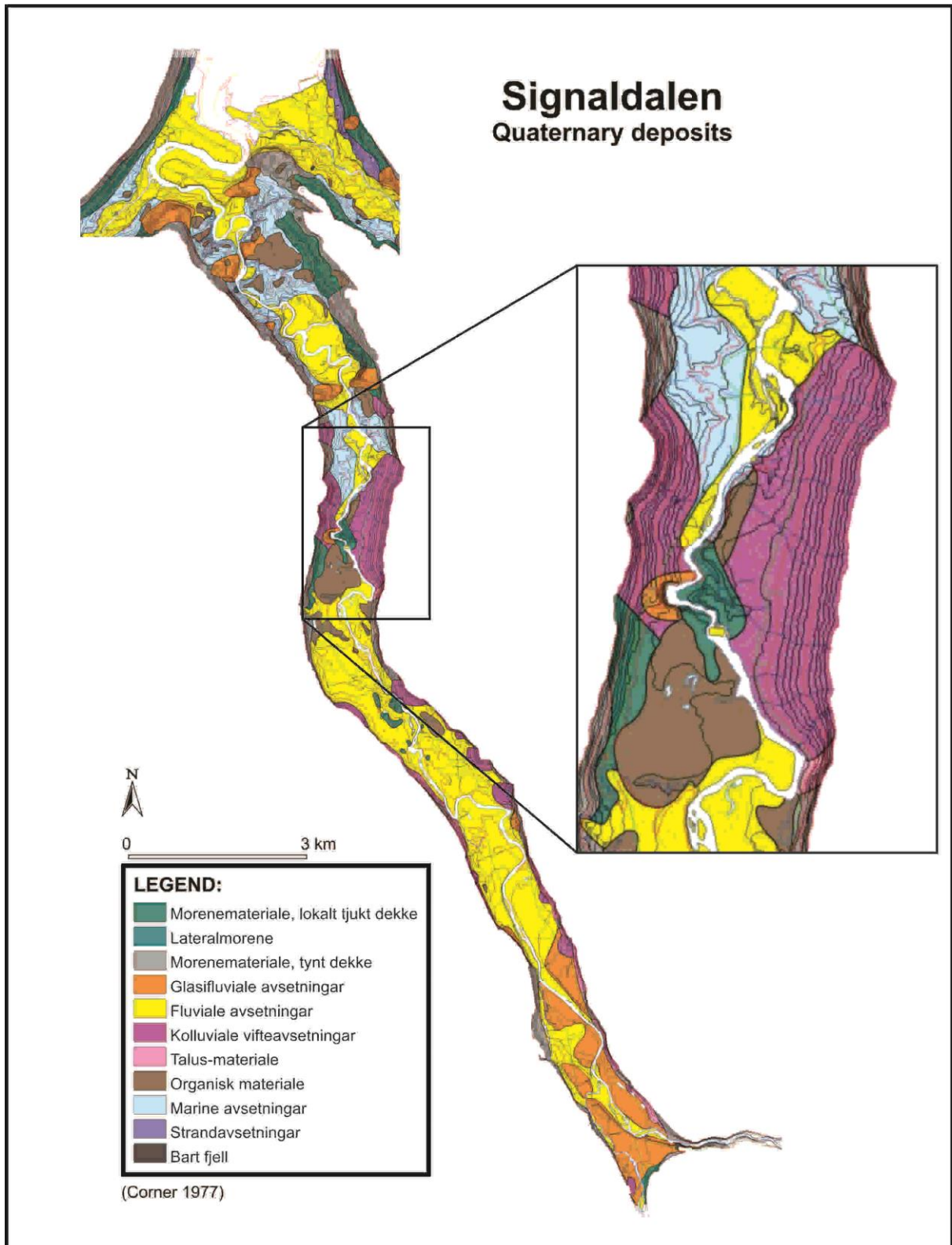
Under ei istid, vil isen i iskappa nå ei mektigheit på opptil fleire 1000 meter, og det medfører eit kraftig trykk på jordskorpa. Sidan jordskorpa er elastisk, vil den gje etter vekta av isen og synka. Når så isen smeltar bort, vil jordskorpa heva seg tilbake til sin opphavleg posisjon; dette er kalla isostatisk oppløft (Corner, 2006). Under siste istid, hadde isen større mektigheit sentralt i Fennoskandia, mens den var tynnast ytst mot kysten. Denne mektigheits-forskjellen gjenspeglar seg i forskjellige landhevingsratar (figur 2-8).



Figur 2-8. Relative havnivåendringar i Fennoskandia dei siste 14 000 åra. A: Regionale kystlinjevariasjonar for lokalitetar merka på kartet i B. B: Iso-linjer som knyt område med same isostatisk oppløft. Tala viser oppnådd landheving etter siste istid. Modifisert frå Corner (2006).

Det nivået kor sjøen låg ved rett etter is-smeltinga, ligg no fleire titals meter over havnivå som eit resultat av dette. Dette nivået er kalla Marin Grense (MG); det som ligg under MG har ein gong etter siste istid vore havbotn og er difor påverka av marint miljø. Marin grense er funnen ved 88-90 m.o.h. ved Nyli, nedre Signaldalen, mens høgare oppe i dalen ligg den på ca. 96 m.o.h. (Corner, 1980).

2.3.2. Lausmassar



Figur 2-9. Kvartærgeologisk kart frå Signaldalen (Corner, 1977; Lunell, 2001). Utheva område er studieområdet under Mannfjellet, som her er kartlagt som alluvial vifteavsetjingar.

Corner (1977) og Lunell (2001) har utført kvartærgeologisk kartlegging i Signaldalen, resultatene er vist i figur 2-9. Karakteristisk for dalen er kolluviale vifteavsetjingar langs dalsidene, avsette over marin leire. I dalbotnen er det fluviale avsetjingar langs Signaldalselva. Organisk materiale dekkjer dei nedste delane av dei kolluviale viftene. Glasiale avsetjingar er òg tilstade, i form av moreneavsetjingar fleire stader langs dalbotnen. I studieområdet som er aktuell for denne avhandlinga er kolluviale vifteavsetjingar dominerande, samt fluviale avsetjingar er å finna langs Signaldalselva. Morenemateriale og glasifluviale avsetjingar er kartlagde i området, desse samsvarar med isfrontakkumulasjonen identifisert ved Sagfossen (Corner, 1977). Fleire skredprosessar er skildra til å utforma dei kolluviale viftene, men debris-flow er dominerande (Vogt, 2007). Steinsprang og fjellskred er òg dokumenterte, gjerne høgare opp i fjellsidene (Lunell, 2001).

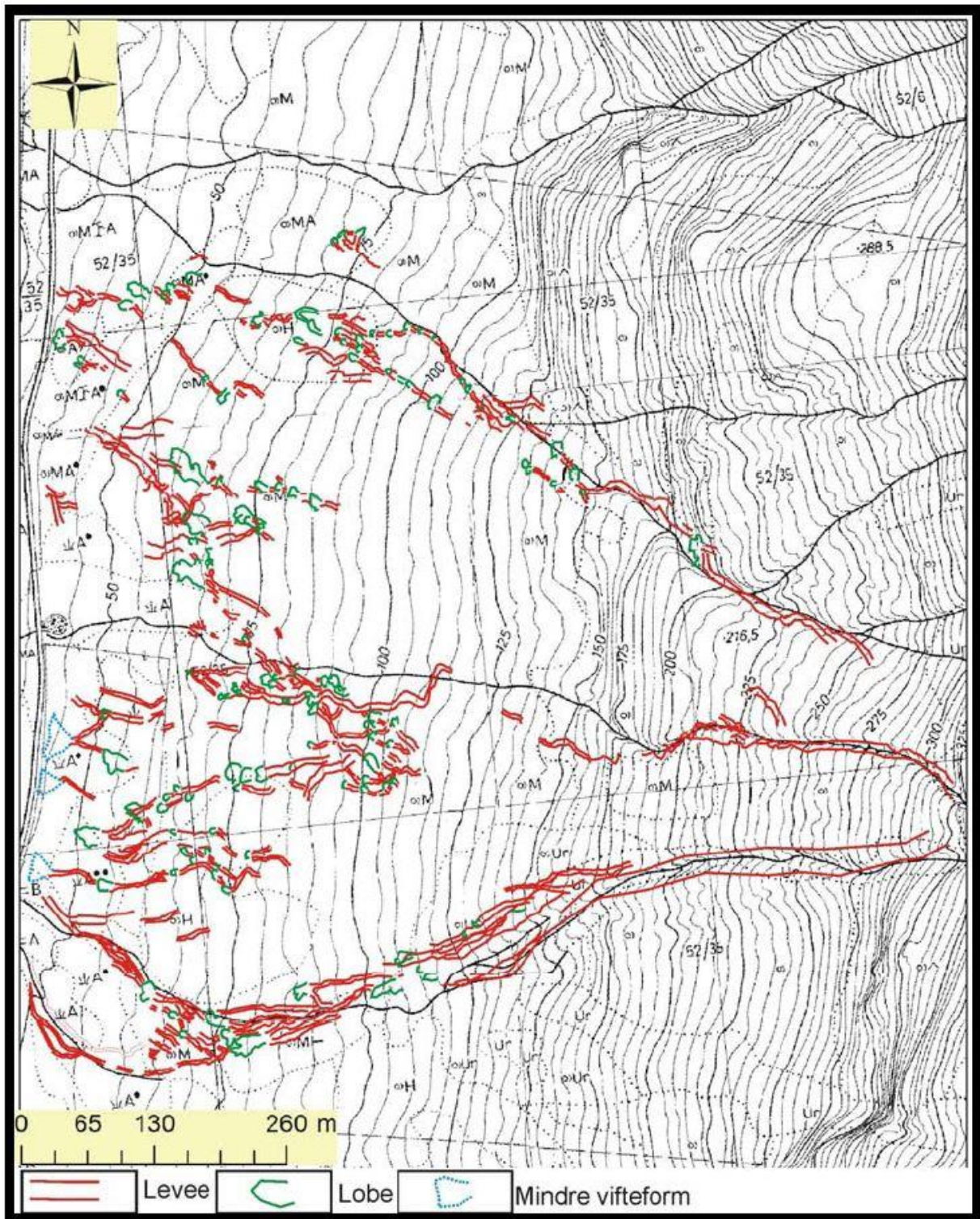
2.4. Tidlegare studie frå området

Signaldalen har vore studieobjekt i fleire tidlegare arbeid. Corner (1977) studerte deglasiasjonshistorie og holocene sediment i blant anna Signaldalen. I tillegg har Lunell (2001) studert kvartærgeologien og lausmassesamansetjinga i dalbotnen, mens Vogt (2007) har konsentrert seg om dei kolluviale viftene på dalsidene.

Corner (1977) gjorde eit omfattande studie av deglasiasjonshistoria i Storfjord-Lynggenområdet, og dekkja blant anna Signaldalen. Forfattaren påviste fleire lokale mindre framstøyt av breisen i løpet av deglasiasjonen, som forklart i avsnitt 2.3.1.2.

Cand. Scient.-oppgåva til Lunell (2001), som var del av SPINOF-prosjektet starta våren 1997, sikta mot å studera utbreiinga og karakteren av holocene fjordalsediment i Signaldalen, samt rekonstruera deglasiasjonshistoria. Resultata frå studie omfatta eit detaljert kvartærgeologisk kart frå dalbotnen, litostratigrafiske studie med seks georadar-profil samt diskusjon kring deglasiasjonshistoria og den geologiske utviklinga i Holocen tid i dalen.

Vogt (2007) konsentrerte studiet sitt om dei kolluviale viftene som er tilstade i Signaldalen, i tillegg til andre studieområde kring Storfjorden. Prosessane som formar viftene er godt studerte og debris-flow står fram som ein av dei viktigaste, i tillegg til snøskred og steinsprang. Fjellsida under Mannfjellet som er studieområde i dette studiet, er skildra av Vogt (2007) som ei kolluvial vifte der nedste del grensar mot å vera alluvial. I den øvre delen er debris-flows påvist å vera dominerande prosess, mens dei går over til å vera hyperkonsentrerte straumar i dei nedre partia. Det er òg interessant å merka seg at ifylgje Vogt (2007) er minste naudsynte gradient for utløysing av debris-flow 27^0 , og det er påvist ei auke i aktivitet dei siste 50 åra, med den kraftigaste auka dei siste 15 åra. Forklaringa er, ifylgje forfattaren, mildare og fuktigare klima med hyppigare tilfelle med intense nedbørsperiodar. To debris-flow-hendingar er skildra, frå 1993 og 2005. Avsetjingane frå den siste hendinga er kartlagde, som vist i figur 2-10. I denne figuren kjem det og fram at studiet til Vogt (2007) berre omfattar ein del av studieområdet til denne oppgåva, som då inkluderer fleire skredbanar lenger sør.



Figur 2-10. Dei tolka formelementa etter debris-flow frå 2005 på økonomisk kart. Frå Vogt (2007).

2.5. Regional og lokal klima

Klimaet i studieområdet er subarktisk, med korte somrar og lange, kalde vintrar. Til tross for nærleiken til Storfjorden, er det tendensar til innlandsklima i Signaldalen. Temperaturforskjellane kan vera store mellom sommar og vinter, og nedbørsnormalen er av dei lågaste i landet. Det regnar mest vår og haust, men dei største nedbørstoppane kjem gjerne sommartid. Det er påvist permafrost i fjellområda, sjølv om kartlegginga er mangelfull (Christiansen et al., 2010).

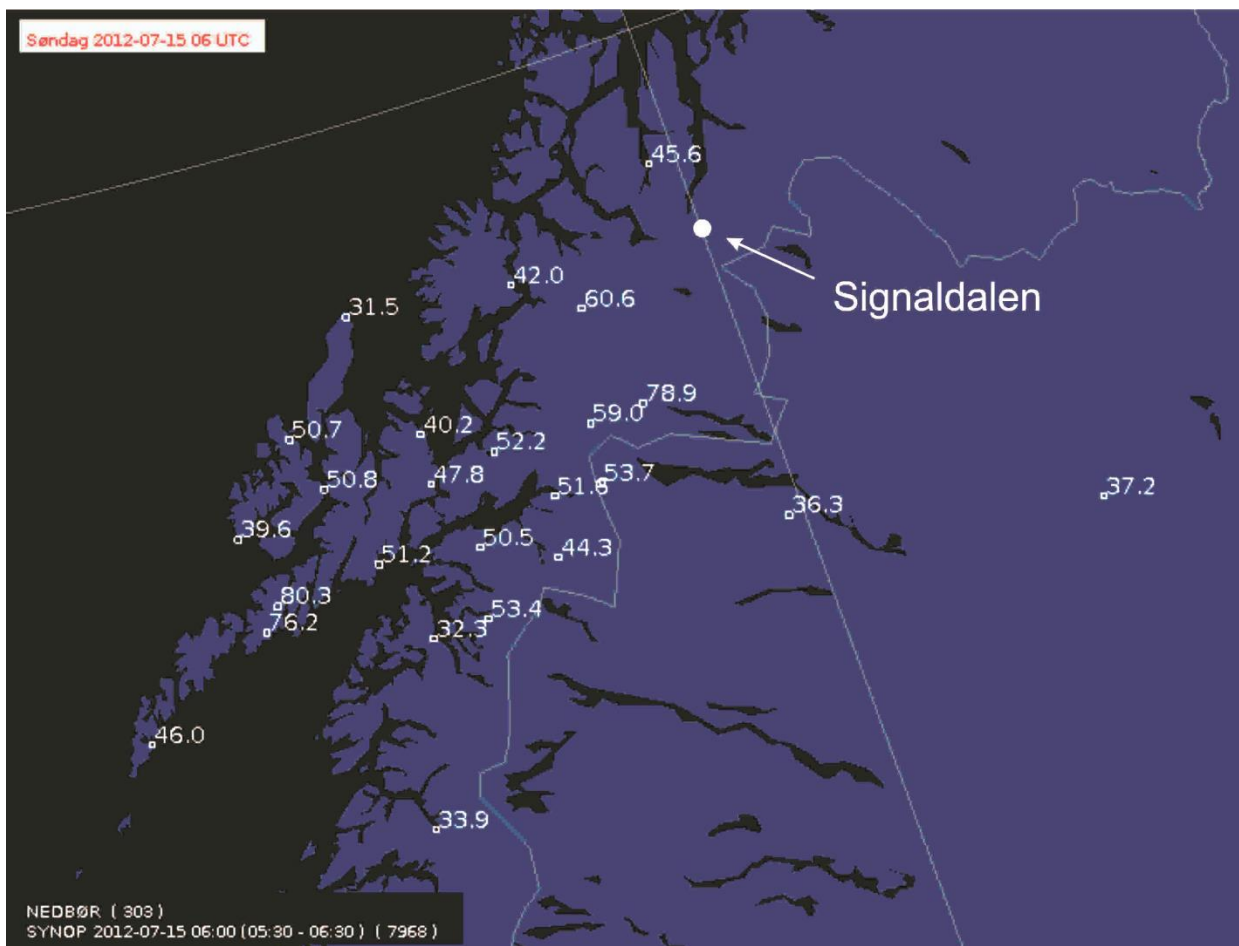
Dei globale klimaendringane vil påverka det lokale klimaet. Ifylgje NVE (2010) er det forventa størst auke i nedbør i Troms om våren og til dels om hausten. Avrenning vil auka med over 40% i vårmånadane fram mot 2050 i forhold til perioden 1961-1990, mens sommaravrenninga vil minka med 40-60%. Dette skuldast delvis ei framskunding av vårflaumane frå juni-juli og inn i vårmånadane. Haustavrenninga for Troms er venta å auka med over 40%. Auka temperatur vil heva grensenivået for temperatur med 500m, dermed vil det som før har falle som snø koma som regn.

2.5.1. Skildring av storflaumen sør- og indre- Troms 14.-15. juli 2012

Helga den 14-15. juli 2012 vart Sør- og Midt-Troms råka av eit ekstremt regnvêr (Noer et al., 2012; Carstens, 2013; Devoli et al., 2013). Fleire stader vart det sett nedbørsrekordar med verdiar til dels langt over det som frå tidlegare er observert (Noer et al., 2012). Målselva i Indre Troms opplevde 50-års flaum. Fire kommunar vart ramma av ekstremvêret: Målselv, Bardu, Storfjord og Balsfjord. Dette var ei hending vanskeleg å forutsjå, og vêrvarslinga undervurderte sterkt nedbørsmengdene i varslinga (Noer et al., 2012). Nedbørsverdiar for perioden 14.7.2012 kl. 0600 til 15.7.2012 kl. 0600 for utvalte målestasjonar er gjevne i figur 2-11. Same dag som ekstrem-nedbøren, vart det registrert 62 skredhendingar i Nord-Norge mellom Ofoten og indre strøk av Troms (Carstens, 2013; Devoli et al., 2013). Dei fleste av desse er klassifiserte som lausmasseskred, vidare inndelt i jordskred, flaumskred og utglidingar. Skreda kom hovudsakleg i kommunane Narvik, Bardu, Målselv, Storfjord og

Balsfjord. Målselva, Signaldalselva og Indre Ofotfjorden var dei vassdraga med flest skredhendingar, som vist i figur 2-12. Devoli et al. (2013) konkluderer med at alle skredhendingane var i klar samanheng med ekstremnedbøren, som vist i figur 2-13. Carstens (2013) skildrar korleis dei fleste skreda var flaumskred som starta øvst i bratte fjellsider, ved at rennande vatn eroderte kraftig i lausmassar i elve- og bekkeløp. Dei aller fleste starta i morenemateriale eller gamal skredmateriale.

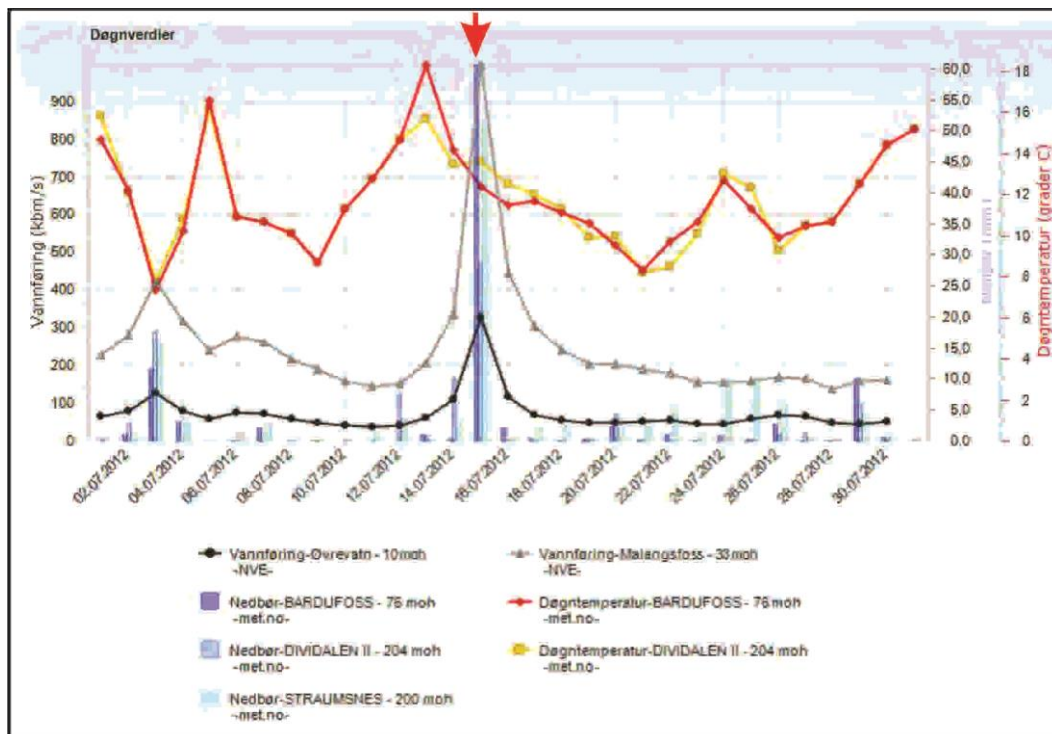
Statens Vegvesen registrerte fleire skredhendingar som førte til delvis eller totale vegstengingar den 14.7.2012. Blant desse var to registrerte i Signaldalen: kl. 13.37 vart FV321 ramma mellom Fossli og Nystad, og på nytt kl. 17.39, denne gongen 500 meter sør for den førre. Begge hendingane var registrerte som “midlertidig stengt på grunn av jordras”.



Figur 2-11. Observasjonar av nedbørsverdiar for tidsperioden 14.7.2012 kl. 0600 til 15.7.2012 kl. 0600. Tala indikerer mm nedbør i perioden. Plottane samsvarer hovudsakleg med målestasjonar til Meteorologisk Institutt. Berre målingar med meir enn 30mm nedbør er plotta. Studieområdet i Signaldalen er merka ved det kvite punktet. Modifisert etter Noer et al. (2012).



Figur 2-12 Lokalisering av jordskredhendinger i Troms og Nordland den 14.7.2012. Størst konsentrasjon er tydeleg kring Målselv-vassdraget og Signaldalselva-vassdraget (Devoli et al., 2013).



Figur 2-13. Døggnedbør, temperatur og vassføring for juli 2012 (Devoli et al., 2013). Pila viser kva dag det har gått skred.

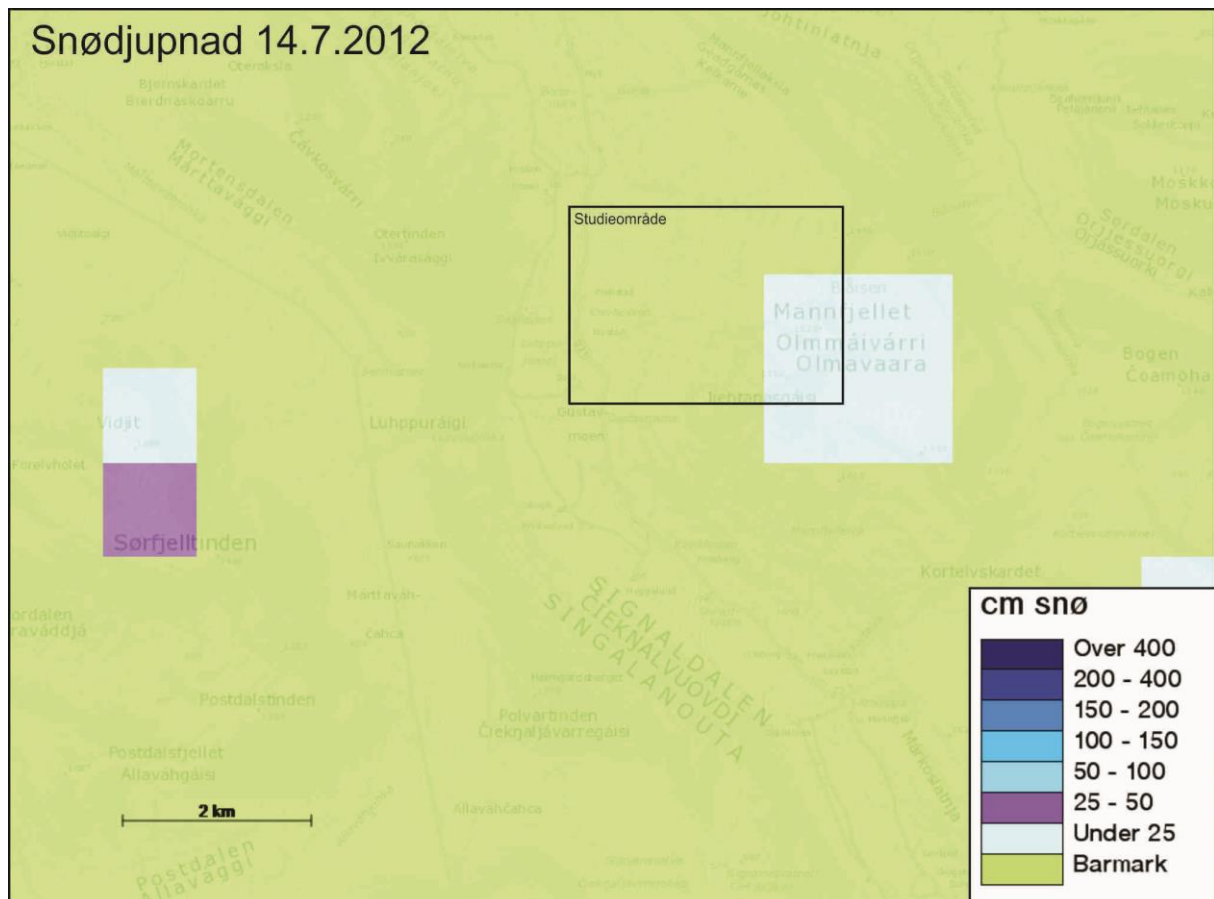
Næraste vêrstasjon tilhøyrande Meteorologisk Institutt er i Skibotn, ca. 25 km i luftlinjeavstand frå studieområdet i Signaldalen. Eigne vêrdata for Signaldalen er utlånt av Tore Figenschau, og er gjevne i tabellen i figur 2-14. Data kjem frå ein privat vêrstasjon. Dei viser nedbørsverdiar for døgnet den 14.7.2012 på 44,2 mm.

MONTHLY CLIMATOLOGICAL SUMMARY for JUL. 2012												
NAME: Solvang CITY: Signaldalen STATE: Norway												
ELEV: 54 m LAT: 69° 13' 00" N LONG: 19° 59' 00" E												
TEMPERATURE (°C), RAIN [mm], WIND SPEED (m/s)												
DAY	MEAN TEMP	HIGH	TIME	LOW	TIME	HEAT DEG DAYS	COOL DEG DAYS	RAIN	AVG WIND SPEED	HIGH	TIME	DOM DIR
1	16.2	22.1	14:00	11.4	2:00	2.8	0.7	1.8	0.2	3.6	14:30	NNE
2	13.8	16.5	15:00	10.4	00:00	4.5	0.0	11.8	0.1	6.7	21:30	WSW
3	9.5	10.7	0:30	7.4	00:00	8.8	0.0	8.6	1.2	8.0	7:30	NNE
4	9.6	12.9	16:30	5.4	4:30	8.7	0.0	0.0	0.8	5.8	14:30	W
5	15.7	24.1	14:00	4.3	2:00	4.0	1.4	0.0	0.4	5.4	20:30	SE
6	13.8	16.7	10:00	9.4	00:00	4.5	0.0	0.0	0.3	5.4	14:00	NNE
7	12.2	16.3	19:30	6.6	7:30	6.2	0.0	0.0	0.5	5.8	14:30	W
8	11.9	16.1	17:30	8.6	00:00	6.4	0.0	0.0	0.5	5.4	14:00	W
9	9.4	12.2	13:00	4.8	00:00	8.9	0.0	0.0	0.4	4.5	15:00	W
10	9.6	15.2	14:00	2.2	5:00	8.7	0.0	0.0	0.6	4.5	14:00	W
11	10.9	14.9	19:30	5.1	5:30	7.3	0.0	0.0	0.2	3.1	19:30	W
12	14.9	19.8	15:30	10.4	3:00	3.5	0.2	1.4	0.1	3.6	11:00	WSW
13	18.2	22.8	13:30	13.6	5:00	1.1	1.0	0.0	0.2	3.6	12:30	ESE
14	15.7	18.9	3:30	12.1	00:00	2.7	0.0	44.2	0.2	5.8	5:00	NNE
15	14.1	18.7	18:00	9.0	00:00	4.2	0.0	8.4	0.1	2.7	15:00	W
16	12.2	17.8	10:30	7.3	3:00	6.1	0.0	0.0	0.2	5.4	13:00	SE
17	12.8	16.2	12:30	9.7	3:30	5.5	0.0	0.4	0.0	2.2	18:00	SE
18	13.0	16.6	18:30	9.8	4:00	5.3	0.0	0.0	0.1	2.7	19:00	SW
19	11.3	12.3	14:30	10.8	5:00	6.9	0.0	2.4	0.0	2.7	10:30	W
20	11.3	13.7	12:00	9.1	23:30	7.0	0.0	0.0	0.5	7.2	22:30	W
21	9.4	11.6	13:00	7.6	00:00	8.9	0.0	5.4	0.8	7.2	16:30	NNE
22	9.7	12.1	14:30	7.9	0:30	8.6	0.0	3.0	0.3	4.9	4:00	NNE
23	11.1	16.2	14:30	5.3	3:00	7.2	0.0	2.8	0.0	3.6	13:30	ESE
24	12.6	16.4	12:30	10.2	00:00	5.8	0.0	2.0	0.1	4.0	14:00	NNE
25	11.6	14.1	10:00	10.1	1:30	6.8	0.0	11.0	0.1	5.4	22:30	SE
26	11.1	13.3	15:30	8.9	00:00	7.2	0.0	3.4	0.3	5.8	10:30	NNE
27	11.4	15.2	15:00	7.7	00:00	6.9	0.0	0.6	0.1	2.2	12:30	W
28	10.6	15.2	12:00	6.4	5:30	7.8	0.0	2.0	0.0	2.2	13:30	W
29	10.3	11.4	20:30	9.4	5:00	8.0	0.0	1.0	0.0	1.8	6:00	W
30	12.9	15.3	16:30	11.1	0:30	5.4	0.0	0.0	0.0	1.3	12:00	W
31	12.7	14.8	20:30	11.4	8:00	5.6	0.0	4.8	0.0	1.8	15:00	SW

	12.2	24.1	5	2.2	10	191.1	3.3	115.0	0.3	8.0	3	W

Max >=	32.0:	0										
Max <=	0.0:	0										
Min <=	0.0:	0										
Min <=	-18.0:	0										
Max Rain:	44.20	ON	14.07.12									
Days of Rain:	18 (> .2 mm)	13 (> 2 mm)	1 (> 20 mm)									
Heat Base:	18.3	Cool Base:	18.3	Method:	Integration							

Figur 2-14. Daglege vêrdata for juli 2012 frå Signaldalen. Koordinatar for vêrstasjonen er noterte. Temperatur, nedbør, vindstyrke og vindretning er registrert. Det er her tydelege høge nedbørsverdiar for den 14.7.2012. Vêrdata utlånt av Tore Figenschau.



Figur 2-15. Snødjupnad i nedre Signaldalen den 14.7.2012, frå xgeo.no. Studieområdet under Mannfjellet er merka. Toppen av Mannfjellet er endå snødekt, sjølv snødjupnad ikkje overstig 25 cm.

Figur 2-15 viser tilstanden på snødjupnaden i nedre Signaldalen den 14.7.2012, dagen då debris-flowane under Mannfjellet vart utløyste. Sjølv om oppløysinga på figuren er på 1X1 km, syner det godt at det endå var snø rundt toppen av Mannfjellet den aktuelle dagen. Denne snøen, kombinert med høg temperatur (mellom 18,9 - 12,1°C i dalbotnen, sjå figur 2-14) og nedbør, vil ha danna nok smeltevatn til å påverka grunnvasstanden.

Ifylgje xgeo.no var det òg registrert unormale verdiar for grunnvatnet i studieområdet under Mannfjellet i perioden mellom 14.-15. juli 2012: grunnvasstilstanden var høg til svært høg, og rask til ekstremt aukande gjennom døgeret. Vassmettinga i jorda vart rekna til å vera under 60 % i avsetjingsområdet, men mellom 70-90 % i kjeldeområdet. Desse unormale verdiane skuldast ein kombinasjon av det kraftige regnvêret og til dels av snøsmeltinga.

3. Metodar

3.1. Førehandskartlegging

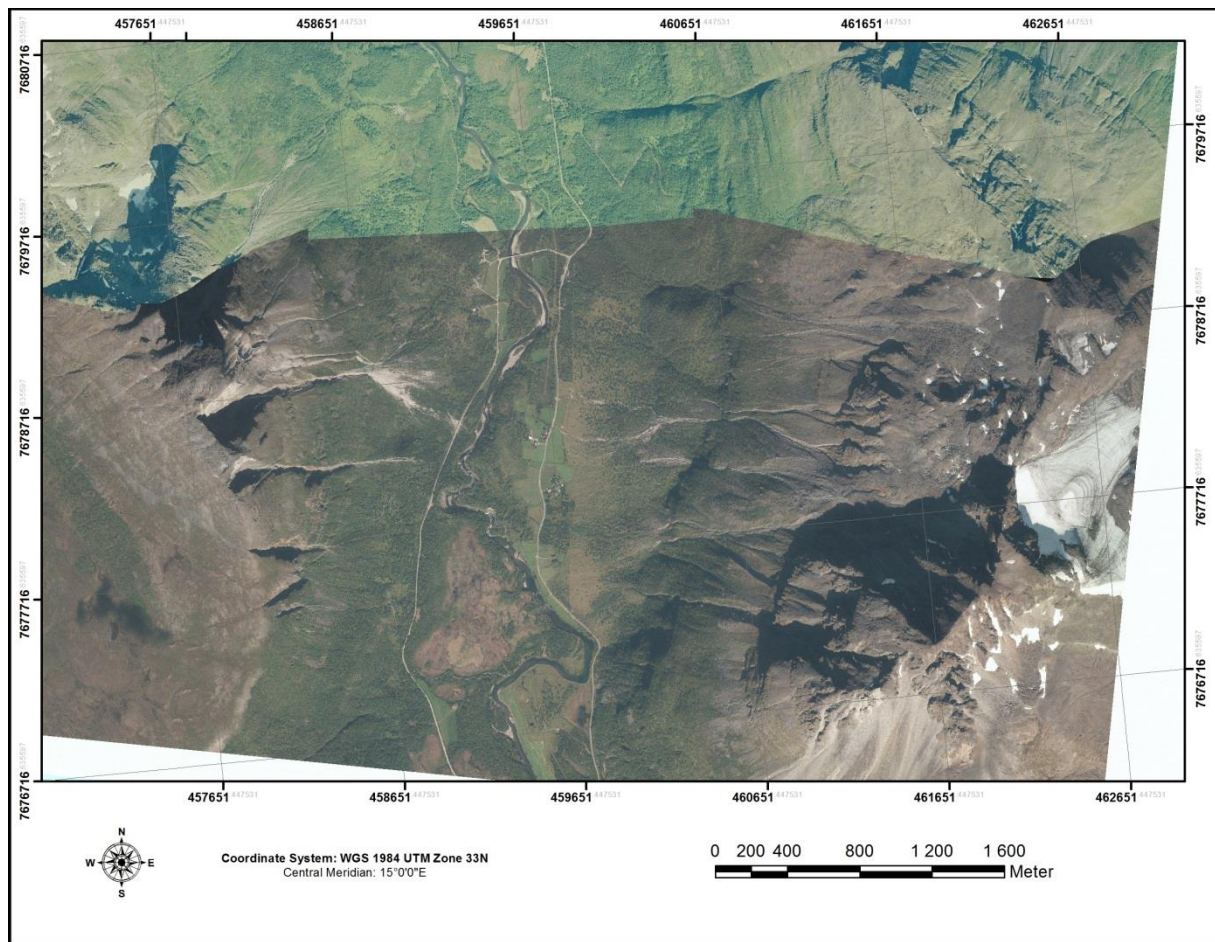
Som førebuing til feltkartlegginga, har studieområdet vorte kartlagt digitalt ved hjelp av ArcGis. Målet har vore å produsera eit detaljert kvartærgeologisk lausmassekart, med fokus på debris-flow-avsetjingane på vestsida av Mannfjellet.

ArcGIS-programmet ArcMap vart anvendt til kartarbeidet. Fleire lag vart samla i eit prosjekt, inndelte i aktive og passive lag. Dei passive laga var bakgrunnslag importerte i prosjektet for så å bli brukt som grunnlag i kartlegginga; det var eit sett med flybilete, eit sett med økonomiske kart, ein digital elevasjonsmodell (DEM) og eit temakart frå NGU. Alle desse laga inneheld georefererte raster-data. I tillegg har fem aktive lag vorte brukt: lausmasselinje, lausmassegrense, lausmasstype lausmassepunkt og stasjonsmålingar/observasjonar. Dei fire fyrstnemnde aktive laga vart skapa etter mal frå NGU, og symbologien er modifisert etter NGU-standard. Dei inneheld data som linjer (for lausmasselinjer og -grense) og punkt (for lausmasstype og -punkt).

Det var ynskjeleg å laga eit 3D-GIS over området, men bileta som trengtes er graderte av NSM (Nasjonal Sikkerheitsmyndigheit). Difor har arbeidet vorte gjort i 2D, med ferdige ortofoto.

3.1.1. Passivt lag 1: flyfoto

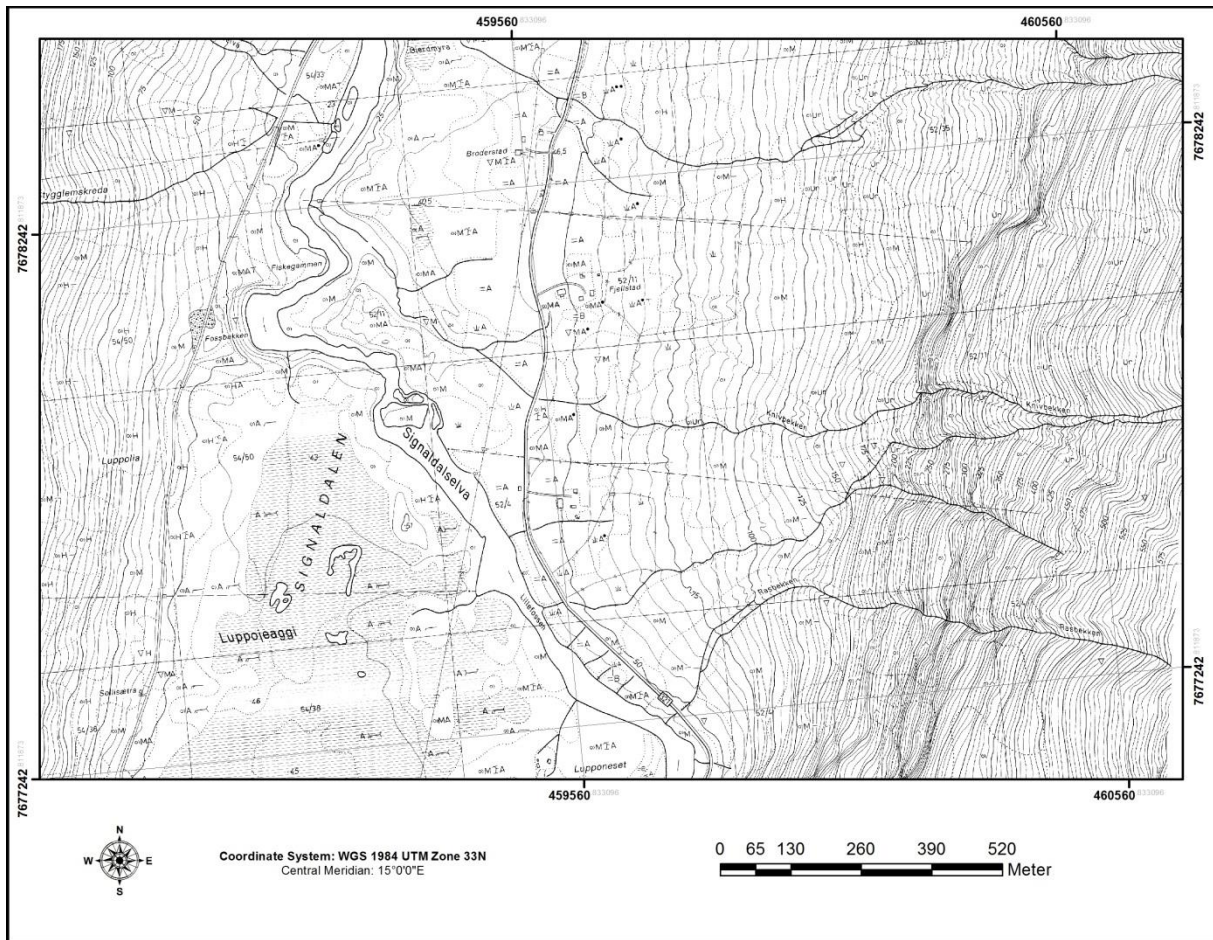
Flybileta er ortofoto importerte frå "NorgeiBilder", eit sett med bilete vart gjort til ein georeferert mosaikk (figur 3-1). Bileta er omløpsfoto daterte 17.8.2011; dei er produsert av TerraTec AS, har dekningsnummer 13989 og ei oppløysing på 0,4 meter. Flybileta har sett rammene for kartlegginga, heile arealet dekkja av biletet er kartlagt (sjølv om det er lagt fokus på studieområdet under av Mannfjellet).



Figur 3-1. Flyfoto frå Signaldalen som er anvendt i kartlegginga.

3.1.2. Passivt lag 2: økonomiske kart

Økonomiske kart frå Statens Kartverk er brukte som bakgrunnskart; desse er rasterkart frå serien N5 (33_N5_1939). Det er anvendt 5 forskjellige kartblad frå serien: (33-5-530) -350-11, -351-10, -351-11, samt (33-5-531) -350-01, -351-00. Karta har vore til hjelp i detaljkartlegginga, pga. den høge oppløysinga og den låge feilmarginen (± 2 m). Særleg høgdekurver og bekkeløp har vorte anvendte. Jordartar har og vore nytta til å finna grenser mellom ulike lausmasseypar.



Figur 3-2. Utsnitt av dei økonomiske kart i serien 33_N5_1939. Snittet viser studieområdet, det er her desse karta mest har vore anvendte.

3.1.3. Passivt lag 3: DEM

Som hjelpemiddel for å teikna gradientprofilar og bestemma høgde for ein skilde punkt i studieområdet, har ein digital elevasjonsmodell (DEM) blitt brukt. Denne har ei horisontal oppløysing på 10m, samt vertikal nøyaktigheit på 1m. Laget er importert frå Norge Digitalt. I den vidare prosesseringa, har verktøyet *3D Analyst* i ArcMap vorte brukt til å framstilla høgdeprofilar frå dette laget.

3.1.4. Passivt lag 4: andre temakart

Eit temakart frå NGU har i tillegg til dei tre fyrstnemnde laga vorte anvendt som hjelp i tolkinga av kvartærgeologien i studieområdet. Det er eit lausmassekart som dekkjer det same området som flybiletet. Kartet er nedlasta og georeferert ved hjelp av kartverktøyet til NGU på ngu.no. Som hjelp i den kvartærgeologiske kartlegginga har også andre kart (Corner, 1977; Lunell, 2001) vorte anvendte, men dei har ikkje vore importerte i ArcGis grunna mangel på georeferanse. Eit lag med berre høgdekvoter har også vorte importert frå ngu.no.

3.1.5. Aktivt lag 1: lausmasselinje

Elongerte terrengement som elve- og bekkeløp, skredkanalar, gjel, ravinar, ryggar osv. har vore kartlagde som lausmasselinjer. Kvart element har fått ein kode i ArcGIS, sjå tabell 3-1.

3.1.6. Aktivt lag 2 og 3: lausmassegrense og lausmasstype

For å kartleggja forskjellige lausmasstypar, har grensene mellom dei forskjellige lausmassane vorte kartlagde som linjer under laget "lausmassegrense". Grensene vart teikna slik at dei definerte lukka område, og eit punkt vart så plassert innanfor dette området. Punktet, som vart kartlagt i laget "lausmasstype", definerte kva type lausmasse det er innanfor den teikna linja som omrissar området ved hjelp av ein kode (tabell 3-1). Kategorien "lausmasstype" har innfatta både forskjellige lausmasstypar og formelement (sjå avsnitt 1.5.7.2).

Eit alternativt ville vera å kartlegga eit område med same lausmasstype som eit polygon. Problemet ville då vore at polygonet ville dekt bakgrunnsлага, og gjort det umogleg å sjå t.d. kartet eller flybiletet i den vidare kartlegginga. Ved berre å teikna linjer og punkt vart dette unngått, og bakgrunnsлага vart heile tida synlege.

3.1.7. Aktivt lag 4: lausmassepunkt

Under laget “lausmassepunkt” har informasjon frå eit geografisk avgrensa område med lite utstrekning vorte kartlagt. Dette har vore t.d. fjellblottingar, restrikte skredavsetjingar osv.

3.1.8. Aktivt lag 5: stasjonsmålingar/observasjonar

Dette laget samla alle punkt der det har vore tatt stasjonsmålingar (sjå avsnitt 3.3), og oppgjev koordinatane til målepunktet samt koordinatane til prøvetakingspunkta for kornstorleiks-fordelingsanalysen (sjå avsnitt 3.5.4). Annan informasjon og observasjonar vart og lagt til under feltkartlegginga.

3.1.9. Kartleggingskodar

Tabell 3-1 viser forklaring for kodane brukt under kartlegginga for laga “Lausmasstype” og “Lausmasselinje”. Dei to andre aktive laga “Lausmassepunkt” og “Lausmassegrense” vart ikkje kartlagt ved hjelp av kodeverdiar.

Tabell 3-1. Liste over kodar som har blitt brukt i kartlegginga i ArcGIS for laga Lausmasstype og Lausmasselinje. Kodane merka med kursiv har vore laga i felt, som forklart i avsnitt 3.2.

Lausmasstype		Lausmasselinje	
Kode	Forklaring	Kode	Forklaring
11	Morenemateriale, samanhengande, stadvis tjukt	21	Smeltevassløp
12	Morenemateriale, usamanhengande/tynt	26	Gjel
15	Randmorene	100	Bekkeløp
20	Breelv-avsetjing	107	Ravine
41	Hav- og fjordavsetjing	222	Veg
50	Elve- og bekkeavsetjing	302	Skredløp
73	Blokkhav	351	Rygg
80	Skredmateriale, uspesifisert	990	Antropogen grøft
81	Skredmateriale, samanhengande, stadvis tjukt		
82	Skredmateriale, usamanhengande/tynt		
90	Torv og myr		
130	Bart fjell		
900	Vatn		
901	Dyrka mark		
902	Elv		
903	Bre		
905	Kolluvial vifte		
906	Alluvial vifte		
907	Steinsprangmateriale		
910	<i>Levée</i>		
911	<i>Lobe</i>		
912	<i>Plugg-lobe</i>		
913	<i>Antropogent/bearbeidd</i>		
914	<i>Erosivt skredløp</i>		
915	<i>Snøskredavsetjing</i>		
916	<i>Intrakanal debris-flow-avsetjing</i>		
999	Bygg		

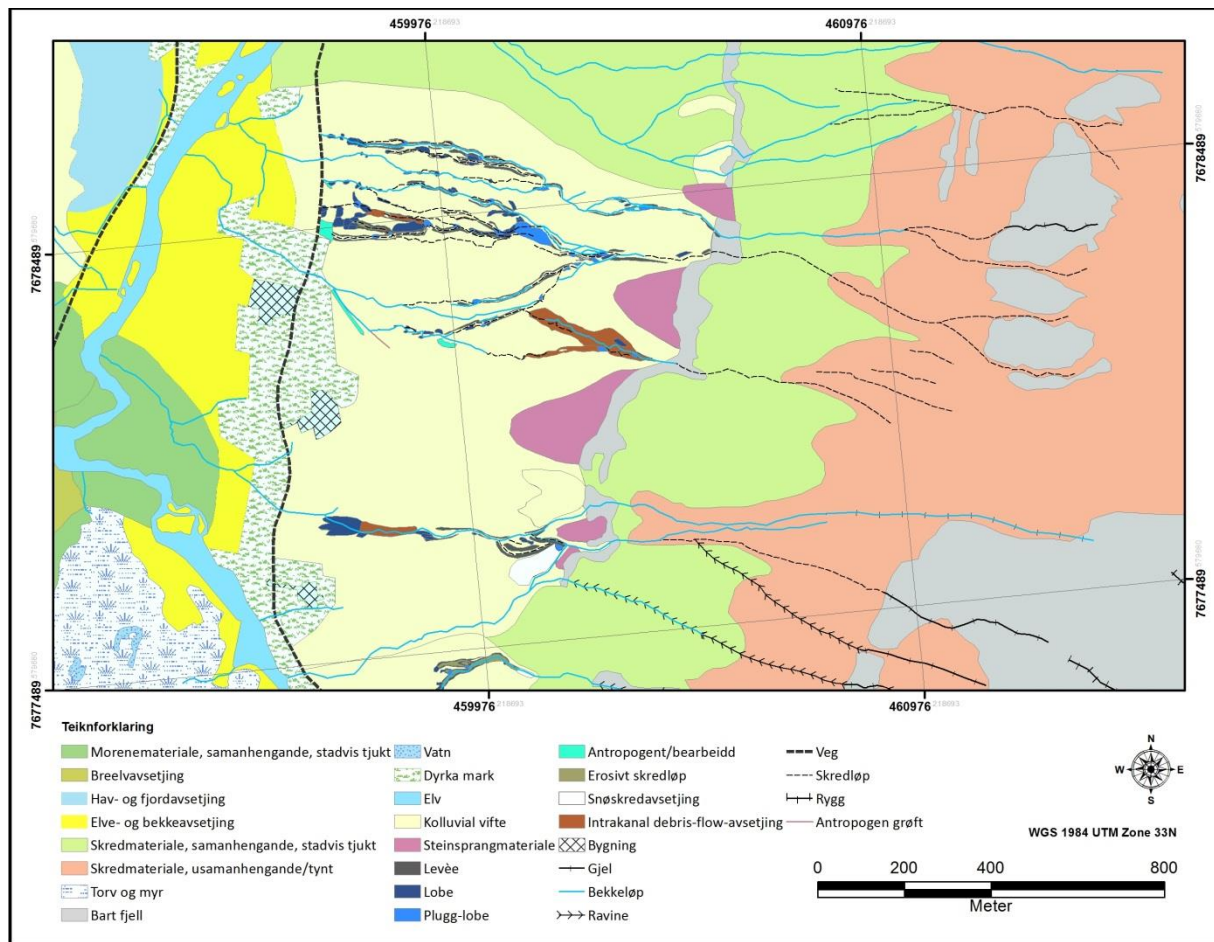
3.2. Kartlegging i felt

Hovuddelen av feltarbeidet vart utført i perioden 24. juni - 4. juli 2013. Dei 4 fyrste dagane av denne perioden vart via til detaljkartlegging av området digitalt. Ei feltdatamaskin av typen Panasonic Toughbook vart anvendt, og kartlegginga vart gjort direkte i ArcGis. Dei same bakgrunnsloga som vart brukte i førehandskartlegginga vart anvendte i felt. Flybileta vart brukte til orientering i terrenget, men på grunn av oppløysinga er ikkje detaljeringsgraden god nok når skalaen er større enn 1:500. Ved større skala vart dei økonomiske karta anvendte.

Datamaskina har integrert GPS som viser den aktuelle posisjonen i ArcGis-prosjektet. Dette har vore ein god hjelpemiddel og vart brukt til orientering i terrenget, men på grunn av unøyaktigheit knytt til gps-systemet (sjå avsnitt 3.5.2) var det ofte eit sprik på opp til 10 - 20 meter mellom den oppgjevne gps-posisjonen og den reelle posisjonen ein kunne lesa frå bakgrunnsloga. Difor har dei kartlagde formelementane vorte plasserte hovudsakleg ut ifrå kartet og flybileta.

I løpet av kartlegginga vart fleire formelement identifiserte, og kvar av desse har fått ein kode som tilføyer seg lista av jordartar i kategorien "Lausmasstype" i prosjektet (sjå tabell 3-1). Desse kodane er: 910 (levèe), 911 (lobe), 912 (plugg-lobe), 913 (antropogent), 914 (erosivt skredløp), 915 (snøskredavsetjing) og 916 (intrakanal debrisflow-avsetjing). Formelementane vart fyrst definerte som gjennomgått i avsnitt 1.5.7.2 og så anvendte til å klassifisera alle elementa som vart identifiserte i terrenget kring dei aktuelle skredløpa. Slik som under førehandskartlegginga, vart formelementa plasserte på kartet ved å teikna omrisset under kategorien "Lausmassegrense", så vart det plassert eit punkt av kategorien "Lausmasstype" innanfor omrissa med den rette "jordart"-koden for å definera den. I tillegg til formelementa vart også skredløpa og bekkeløp kartlagde under kategorien "Lausmasselinjer". Dette vart gjort ved å retta tidlegare kartlagde element eller leggja til nye.

Som det står fram frå figur 3-3, har berre nedste del av skredløpa vore kartlagt i felt. Skredløpa oppover fjellsida var planlagt undersøkte i løpet av feltperioden, men det vart registrert steinsprangaktivitet fleire gonger ilar. dei fyrste dagane, noko som førte til at planane vart sløyfa av hensyn til tryggleiken.



Figur 3-3. Lausmassekart over vestre Mannfjellet. Figuren viser skilnad i detaljeringsgraden mellom den nedre delen av lia (venstre) i forhold til den øvre (høgre). Dette fordi berre dei nedste delane av lia vart kartlagde under feltperioden (av hensyn til sikkerheit).

3.3. Vidare prosessering i ArcGIS

Etter feltarbeidet, vart ArcMap-prosjektet sameint med førehandskartlegginga. All arbeid utført ved dei aktive laga i felt vart gjennomgått, upresise plott vart retta opp. Ved sprik mellom førehandskartlegginga og feltkartlegginga vart sistnemnde føretrekt, t.d. var særleg skredløp og bekkeløp lagt om etter feltarbeidet. For å produsera det endelege kartet, måtte laget Lausmassegrense og Lausmassestype sameinast til eit polygon-lag. Dette vart gjort ved hjelp av *Data measurement tool/Feature to polygon* i *ArcToolbox* i *ArcGis*. Resultatet vart eit ferdig lausmassepolygonkart, som vist i figur 3-3. Laga Lausmasselinje, Lausmassepunkt, Observasjonar og Stasjonsmålingar er lagt til etter behov ved seinare produksjon av kartutsnitt.

3.4. Nettbaserte kartdata

Av tilgjengelege nettbaserte kartdata har xGeo.no vorte brukt i studiet av vêrforholda i studieområdet for tidsperioden då dei skildra skredhendingane i juli 2012 skjedde. xGeo er eit verktøy som vert brukt til beredskap, overvaking og varsling av flaum, jordskred og snøskred. Med kart og tid som utgangspunkt vert data frå stasjonar og modell samanstilte med hendingar og feltobservasjonar. xGeo er normalt tilgjengeleg for alle og inneheld svært mange typar data – både historiske observasjonar og modellkøyringar, samt prognosar og sanntidsdata. Av tilgjengelege data har seks parametrar blant arealdata vorte brukt: døgnendring av grunnvatn, grunnvasstilstand, vasskapasiteten til jorda, vassmetning i jorda, dagleg vasstilførsel og avrenningstilstand. Alle parametrane viser store endringar frå den 14. til den 15. juli 2012, altså dagen då skreda gjekk. I tillegg til arealdata tilbyr xGeo tilgang til hendingsdatabasar for både NVE og Statens Vegvesen, der tre relevante hendingar er registrerte.

3.5. Stasjonsmålingar

Ved kvart skredløp, vart fleire stasjonsmålingar føretatt. Dette vart gjort både under den andre delen av hovudfeltperioden (juni-juli 2013) og ved seinare anledning (september 2013). Totalt vart 36 stasjonar oppretta. Ved kvar stasjonsmåling vart 10 parameter noterte: namn på stasjonen; gps-lokasjon i UTM-koordinatar; høgde over havet målt ved gps; gradient i terrenget; dominerande kornstorleik; maksimum kornstorleik; fordeling mellom klastar og matriks i avsetjingane; rundingsgrad for klastane; eventuelle notatar; skisse av profilen til skredløpet med mål, som regel i tverrprofil og ved enkelte stasjonar i lengdeprofil i tillegg.

Namn på stasjonen: Kvar stasjon fekk namn ut ifrå to parametrar. Bokstaven(ane) indikerer kva skredløp stasjonen tilhøyrer, mens talet som kjem i etterkant indikerer kva plassering stasjonen har i skredløpet, minste tal er nedst i løpet mens største tal er øvst.

UTM-koordinatar er gjevne ved hjelp av ein handheldt gps (Garmin GPSMAP 62), med nøyaktigheit til næraste meter. Det skal takas høgde for at gps-målingane kan vera unøyaktige (sjå avsnitt 3.5.2). Av den grunn, når stasjonsmålingane vart plotta i ArcGis-prosjektet, vart feilen korrigert ved at punktet som representerer stasjonen vart plotta på linja som uttrykker midten av skredløpet.

Høgde vart også målt med gps. Sidan gps-en måler høgda over geoiden i staden for høgda over havet, vart desse målingane i ettertid erstatta av verdiar lest av frå dei økonomiske karta (sjå avsnitt 3.5.2).

Gradienten i terrenget vart målt ved hjelp av eit nivelleringsinstrumentet "Abney level", ein kikert med trådkors tilkopla ei røyrlibella med gradskive. Dette gav målingar med nøyaktigheit til nærmaste grad. Sjølv målinga vart utført over ein avstand frå stasjonen og 20 meter oppover i terrenget, for å gje ein så gjennomsnittleg og eksakt verdi som mogleg.

Dominerande kornstorleik vart målt på klastane tilhøyrande sedimentklassen grus eller grovare, og gav ein indikasjon om det statistiske typetalet, eller modus, for klaststorleik. Målingane baserte seg på eit område med midten ved stasjonspunktet (i midten av skredløpet) og ein radius på 5 meter.

Maksimum kornstorleik vart målt på det største klastet eller den største blokka i det same området som for dominerande kornstorleik.

Fordeling mellom klastar og matriks er gjeve i prosent, og indikerer fordeling av masse mellom klastfraksjonen (sediment med kornstorleik større enn grus) og matriksfraksjonen (sediment med kornstorleik lik eller mindre enn grus). Nøyaktigheita av målingane er påverka av at dette vart gjort utan hjelpemiddel, slik at verdiane er å betrakta som indikative og ikkje absolutte. Pga. dette er målingane også avrunda til næraste 5. %.

Rundingsgrad for klastane vart målt ved hjelp av ein 6-delt numerisk skala, der 1 samsvarar med svært angulært og 6 godt runda. Målingane baserer seg på ein gjennomsnittleg verdi for 20 klastar frå stasjonen.

Eventuelle notatar vart nedskrivne der kor særigne element prega stasjonen, t.d. kunne dette vera dominerande formelement, kraftig erosjon osb.

Profilskisse av skredløpet ved stasjonen vart teikna med mål og lengder. I all hovudsak vart det teikna tverrprofil, men nokre få lengdeprofilar vart også tekne med. Skissene har som mål å gje eit inntrykk av korleis skredløpet ser ut ved stasjonen, og er ei simplifisering av den aktuelle forma. Måla er tekne med nøyaktigheit ned til nærmaste 10. cm. Horisontalt vart dimensjonane målt ved hjelp av eit 30-meters måleband, mens dei vertikale distansane vart målt ved hjelp av nivellering.

3.5.1. Nivellering

Ved nivellering, er høgdeforskjellen mellom to eller fleire punkt bestemt i forhold til eit felles horisontalt nivå. Denne metoden gjev altså relative høgdeforskjellar

For denne oppgåva, vart nivellering i felt utført ved hjelp av ein nivelleringskikert av typen "Abney level", ein kikert med trådkors tilkopla ei røyrlibella med gradskiva. Kikerten var festa til eit stag med kjent høgde på 1,5 m. Ein teleskopisk målestav på 5 m vart brukt ved det andre målepunktet, og høgdeskilnaden vart lest igjennom Abney level. Verdien lest på målestaven vart fråtrekken 1,5 m (høgda på nivelleringskikerten) for å gje den eksakte verdien for relativ høgdeskilnad mellom dei to målepunkta.

Nivellering vart for denne oppgåva anvendt for å måla høgde og djupna for levear og skredkanalar, under teikning av profilskissene.

3.5.2. GPS og kartprojeksjon

Global Positioning System (GPS) er eit nettverk av satellittar som gjer det mogleg å lokalisera posisjonar på Jorda med høg presisjon ved å måla avstanden mellom målepunktet og satellittane. Fleire feilkjelder er kjende. Radio-signalet er styrd av kva medium det går igjennom; som regel er det gass, og forskjellige gassar gjev forskjellige fart for radiobylgjene. Dermed vil forskjellar i gas-samansetning påverka signal-farten, og tida signalet brukar mellom satellitt og mottakar. Eit landskap med høg relieff vil føra til større unøyaktigheit i målingane, sidan radiosignalet kan bli reflektert på ei fjellside før den kjem fram til mottakaren, og dermed oppgje feil reisetid og feil avstand. Ved å setja saman desse feilkjeldene kan feilmarginen i område med høg terrengrelieff vera fleire titals meter. For at den oppgjeven gps-posisjonen kan brukast, må den vera relatert til eit referansesystem. For denne oppgåva er Universal Transverse Mercator (UTM) brukt som kartprojeksjon, og standarden WGS84 er brukt som koordinatsystem.

Sidan jordoverflata ikkje er ei perfekt kule, må kartprojeksjonen tilpassast til ei tilnærming, kalla geoide. Geoiden er ei ideell form definert ved det lokale havnivået (eller nivået der havet ville vore om det ikkje var land). Det er altså ei gravitativ overflate, der alle punkt på overflata opplever dei same nivåa av gravitasjonskrefter. Sidan ein geoide er berre ei tilnærming til den reelle overflata, finns det sprik mellom terrengelvasjon målt over ein geoide (geoide-elevasjon) og terrengelvasjon målt over havoverflata (ortometrisk elevasjon). GPS-systemet måler høgde over geoiden.

3.5.3. Kornstorleik

Fleire standardar for måling av kornstorleik og storleiksfordeling er definert. For denne oppgåva, er Udden-Wentworth-skalaen brukt. Skalaen er den mest anvendte innanfor sedimentologi (Nichols, 1999) og har ei inndeling som vist i figur 3-4. Inndelinga er logaritmisk, der kvart nivå oppover i skalaen er dobbel så stor som det førre.

3.5.4. Matriksanalyse

14 matrix-prøver vart samla i løpet av helga den 13.-14. oktober 2012, og analyserte. Materialet omfatta alt under 8 mm. Prøvene vart samla frå to forskjellige skredbanar, 7 prøvar per bane. Avstanden mellom prøvelokalitetane er i gjennomsnitt rundt 100 m, men varierer avhengig av kanalutforminga og formelementar. Dei er fordelte langs heile lengda av banane. Meininga med prøvene er å studera kornstorleiks-fordelinga i matrixen, og innhaldet av finstoff som silt og leire. Prøvene vart tekne relativt tidleg etter skredhendinga, før resten av feltarbeidet, for å unngå at eventuelt finstoff ville bli vaska i ut for stor grad av regnvatn. For kvar lokasjon vart det samla ein prøve på kring 500-700 gram matrix.

Ideelt vil eit resultat som innfattar både matriks og klast-fraksjonen i den same kornfordelingsanalysen vera best, men dette er vanskeleg å realisera. Grunnen er stor variasjon i kornstorleik mellom matriksen og klastane, og sikting av klast-fraksjonen ville vera praktisk umogleg. Difor har klast-fraksjonen og matriksen blitt studerte kvar for seg.

mm	phi	Name	
256	-8	Boulders	Gravel Conglomerate
128	-7		
64	-6	Cobbles	
32	-5		
16	-4		
8	-3	Pebbles	
4	-2		Sand Sandstone
2	-1	Granules	
1	0	Very coarse sand	
0.5	1	Coarse sand	
0.25	2	Medium sand	
0.125	3	Fine sand	
0.063	4	Very fine sand	Mud Mudrock
0.031	5	Coarse silt	
0.0156	6	Medium silt	
0.0078	7	Fine silt	
0.0039	8	Very fine silt	
		Clay	

Figur 3-4. Inndelinga i Udden-Wentworth-skalaen (Nichols, 1999). Kolonnen til venstre gjev diameter på korna i mm. Den midtre kolonnen gjev logaritmisk verdi, der verdiane er rekna ved formelen $\phi = -\log_2 D/D_0$ der D er korndiameteren og D_0 er referansediameteren, lik 1mm. Kolonnen til høgre gjev fraksjonsnamna, på engelsk.

3.5.5. Sikting

Etter innhenting vart prøvane turka i turkeskåp, 24 timar ved 60°C. Den samla prøven vart då vega, og vidare turrsikta. 6 forskjellige sikter vart anvendt, med gridstorleik på 2000, 1000, 500, 250, 125 og 63 µm. Dette for å gje ei fordeling som følgjer Udden-Wentworth-kornfordelingsskalaen. Ei ristemaskin av typen "Retsch AS 200 basic" vart anvendt, prøvane vart rista i 10 min med ein amplitude på 0,6 mm. Etter at siktemaskina hadde fordelt kornstorleiksfraksjonane, vart desse vega kvar for seg.

3.5.6. Particle Size Analyzer

Fraksjonen med storleik <63 µm vart analysert vidare med ein *Laser Diffraction Particle Size Analyzer* av typen "Coulter LS 13320". Dette gav ei fordeling av 45 kornfraksjonar, og den prosentvise vektandelen av kvar fraksjon i forhold til den samla prøven maskina analyserte. Ved alle prøvane er minste oppdaga fraksjon større enn 1 µm. Derfor er alle fraksjonane mindre enn dette teke bort frå den vidare handsaminga. Resultata frå analysatoren viser ein del materiale med kornstorleik større enn 63 µm, desse data teke bort av to grunnar. Den fyrste er at dei bør ha tilhøryt den større fraksjonen som vart sikta men ikkje analysert i maskina; den andre er at maskina leverer upålitelege data for store kornfraksjonar. Grunnen til at ein del materiale større enn 63 µm har passert igjennom sikta for så å bli analysert av maskina er at avlange korn kan passera igjennom sikta ved den minste korndiameteren, mens maskina så måler den lange sida av kornet.

For vidare prosessering, vart dei 45 storleiksfraksjonane slått saman til 5 fraksjonar, for storleikar mellom 63-31; 31-15,6; 15,6-7,8; 7,8-3,9; og 3,9-1 µm. Desse fraksjonane er valde sidan dei stemmer med Udden-Wentworth-kornfordelingsskalaen, som er anvendt for dei større fraksjonane.

Etter prosesseringa vart vektene av alle fraksjonane slått saman og plotta i grafar, fraksjonspartane er då gjevne i relativ vekt.

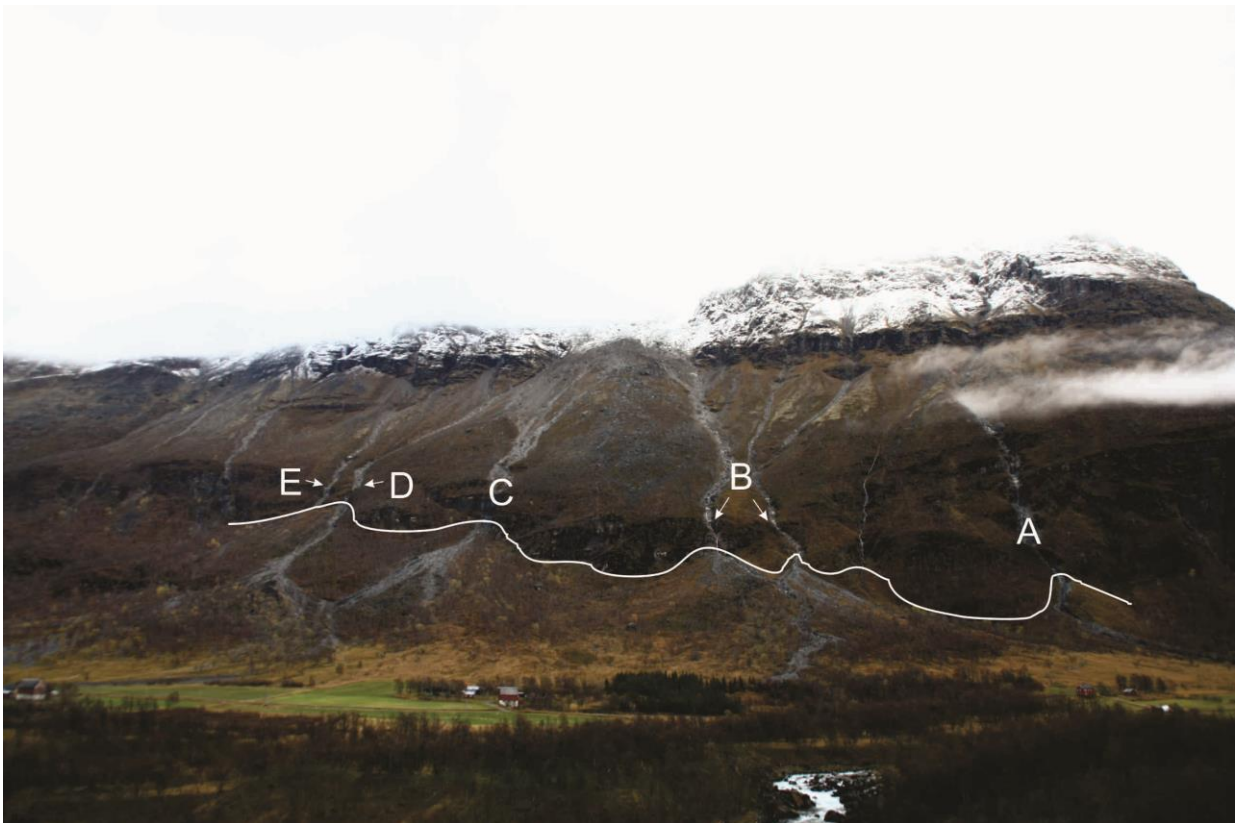
4. Skredbaneskildring

4.1. Geomorfologisk skildring av studieområdet.

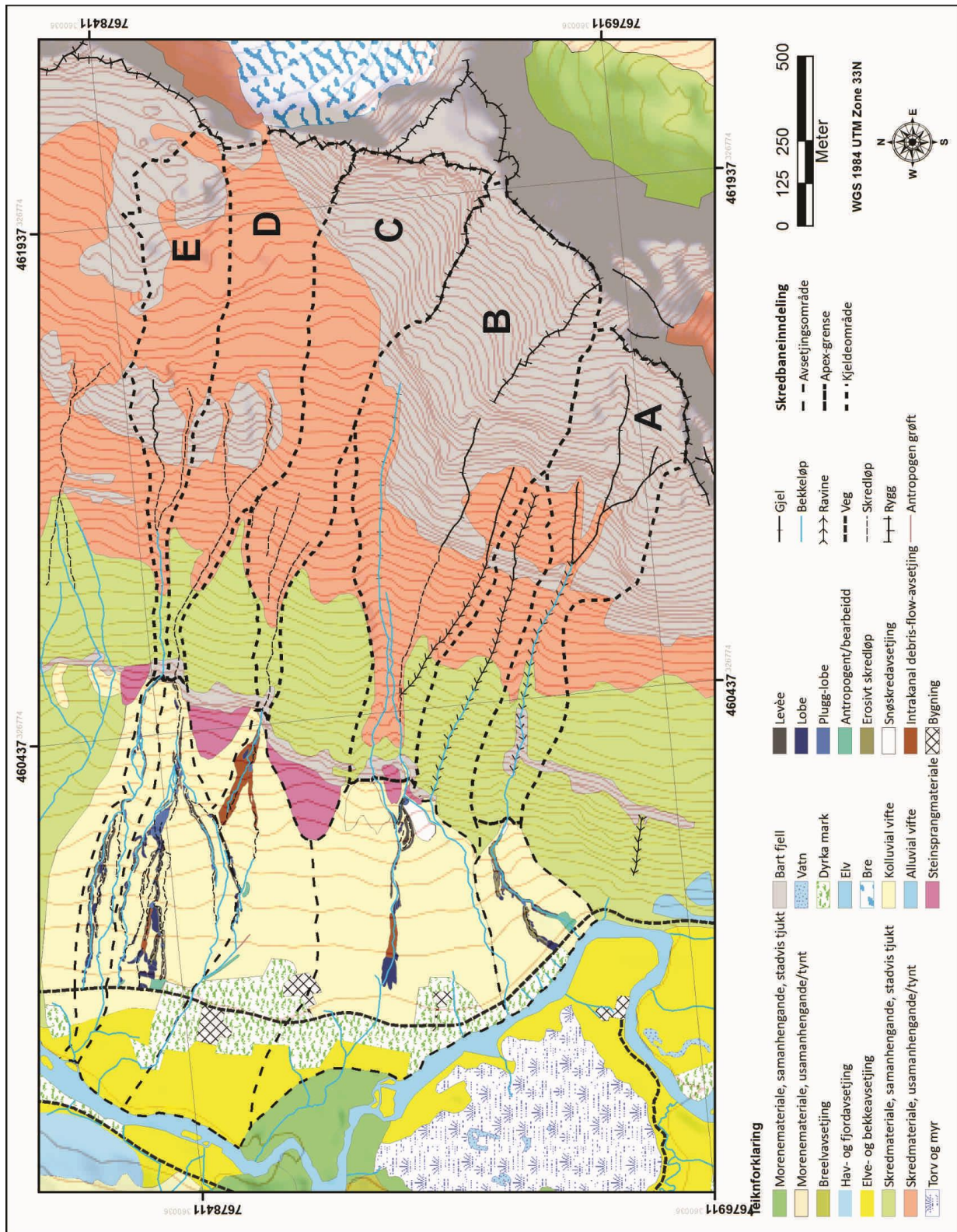
Studieområdet under Mannfjellet består av fem skredbanar, med kvar sitt avgrensa kjelde- og avsetjingsområde. Heile studieområdet er lokalisert på fjellsida under Mannfjellet, og vender vestover ned mot Signaldalselva. Sidan dalen er av glasial opphav og syner ein U-forma profil, er dei øvste partia av studieområdet bratte mens dei nedste er flatare; dette dannar dermed ein konkav profil. Kjeldeområda er å finna i fjellsida frå apex (som definerer øvste punkt til avsetjingsviftene for skredbanane) og opp til vasskilje. Dei øvste delane av kjeldeområda består hovudsakleg av bart fjell, og syner ein bratt gradient. Dette genererer ein del steinsprang og steinskred (som observert ilt feltarbeidet sommaren 2013), som avset på dei midtre og nedre delane av kjeldeområda (figur 4-2). Fleire ravinar skjer seg igjennom kjeldeområda, og definerer etter kvart skredbanane. Mellom ravinane er lausmassane dekkja av vegetasjon, mens ravinane er ikkje vegeterte. Fjellgrunnen viser fleire berghyller, danna av meir motstandsdyktige bergartar; den nedste av desse berghyllene definerer grensa mellom kjelde- og avsetjingsområda. Avsetjingsområda består av kolluviale vifter som grensar til kvarandre og formar kolluviale apron, eller samanfallande vifter. Frå *apex* strekk dei seg nedover for fleire hundre meter, ofte heilt ned til Signaldalselva. Områda er tydeleg prega av debris-flow-aktivitet, avsetjingar frå denne prosessen er synlege i form av levear og lobar avsette av både nye og eldre debris-flowar. Dei siste tiåra har det kome debris-flow både i 1999, 2005 (Vogt, 2007) og 2012. Dei meir distale partia av avsetjingsområda er ikkje prega av debris-flow-avsetjingar i like stor grad som dei proximale, men her er det utbreidde avsetjingar av finstoff (sand, silt og leire) som er ein utvaska del av dei grovare avsetjingane lenger opp skråninga. Dei nedre delane av viftene er brukte som jordbruksareal, og det går bl.a. ein veg igjennom området. Fleire av debris-flow-banane kryssa vegen under skredhendinga i 2012, ein av banane gjekk heilt ned til elva. Dei kolluviale viftene er relativt bratte nært apex, men flatar ut gradvis og viser ein låg gradient i dei nedre partia. I takt med minkande gradient, vert avsetjingane meir samansette og fleire skredløp vert danna, som då fører til eit komplisert avsetjingsmønster. Områda er her vegeterte med gras og skog.

4.2. Skredbaneinndeling

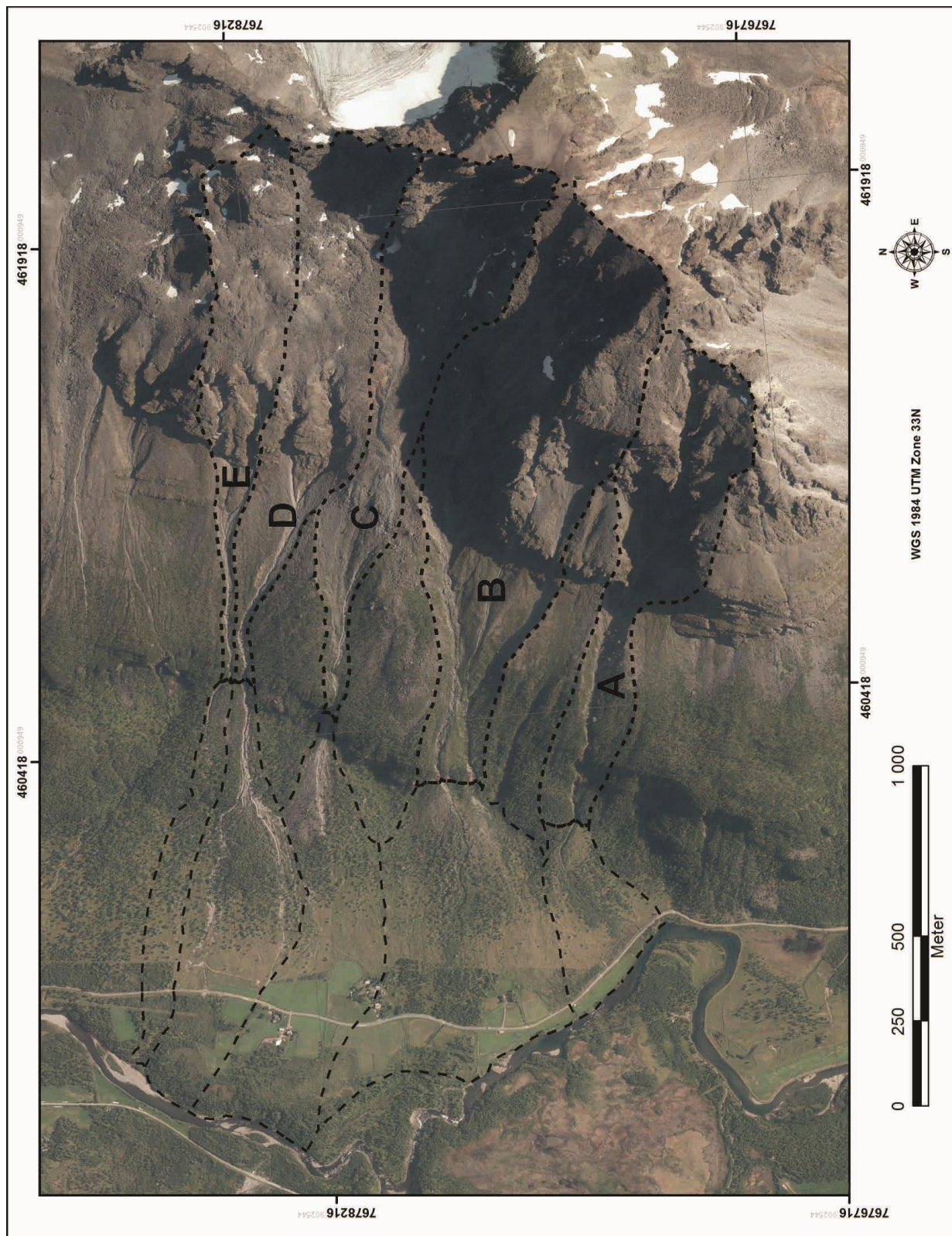
Studieområdet under Mannfjellet viser fleire debris-flow-banar. Desse har vorte inndelte og namngjevne, for å betre kunna skilja og skildra dei. Kvar bane er definert ved at han har eige, avgrensa oppsamlingsområde og eit definert nedslagsfelt. Skredløpa er forgreina, og kvar bane viser fleire løp. Alle løpa er namngjevne. Det er også tilfelle der to skredbanar møter kvarandre, her har skredløpet teke namn etter begge dei møtande løpa. Skredbanane har fått namn A til E der A er den sørlegaste og E den nordlegaste, sjå figur 4-2 og 4-3. Alle skredbanane vil fyrst bli skildra kvar for seg, for så å bli samanlikna seinare.



Figur 4-1. Skredbaneinndelinga er her vist på eit bilete teke frå motsatt side av Signaldalen i forhold til studieområdet. Dei fem skredbanane er merka med respektive bokstav, mens den kvite linja definerer grensa mellom kjelde- og avsetjingsområda. Foto teke den 11.10.2012.



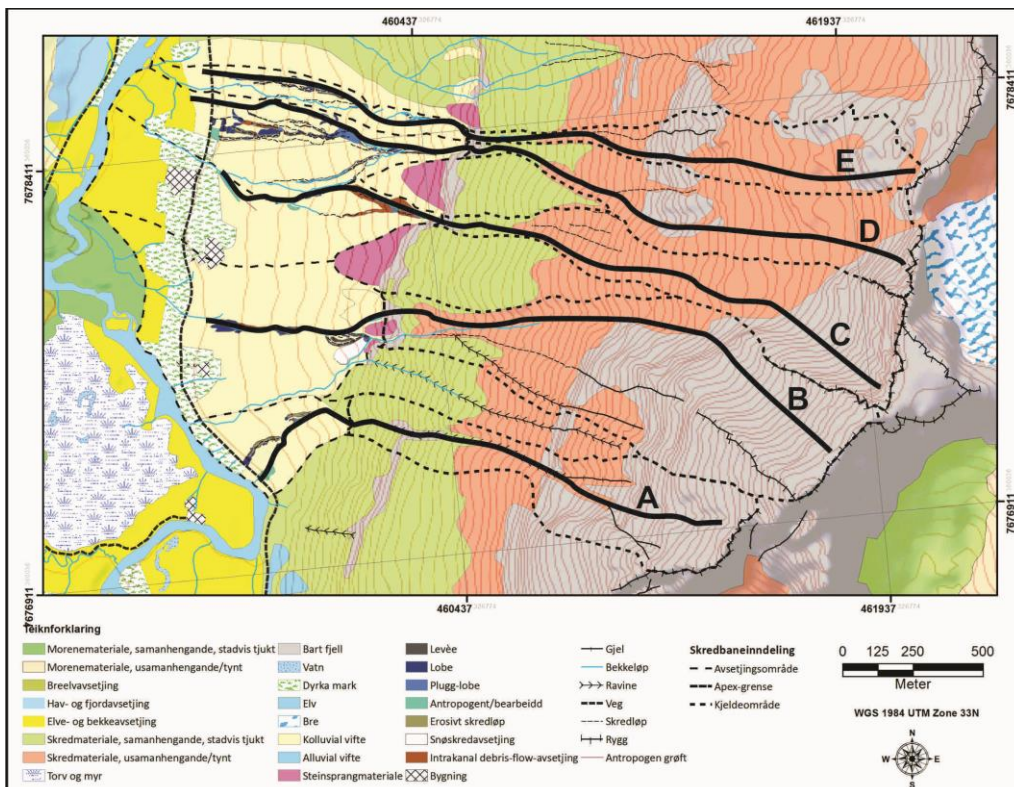
Figur 4-2. Skredbaneinndelinga er vist på eigenprodusert lausmassekart, høgdekurver er lagt til i bakgrunnen for å visa topografien. Grensene for avsetjingsområda er trekte utover der kor det er funne avsetjing for debris-flow-hendinga 14.7.2012, og definerer omtrentleg kva område som er påverkeleg av skredbanen uavhengig av enkelhendingar. Det er funne bevis for eldre debris-flow-avsetjing innanfor dei trekte grensene.



Figur 4-3. Skredbaneinndelinga vist på flyfoto. Bokstavane A-E identifiserer dei fem skredbanane. Grensene mellom skredbanane og skilnaden mellom kjelde- og avsetjingsområde er lik som for figur 4-2.

Sidan berre avsetjingsområda har vore undersøkt i detalj i løpet av feltarbeidet, vil desse områda verta ekstra vektlagde i oppgåva. Omgrepet “avsetjingsområde” er her vald å definera delen av skredbana mellom øvste og nedste avsetjing. Det samsvarar med området som har vore undersøkt under feltarbeidet. Fleire stader i avsetjingsområda kan det vera lita eller inga avsetjing, derimot erosjon, til tider kraftig.

Avsetjingsområda er prega av forgreiningar og mange skredløp, som er truleg eit resultat av forskjellige pulsar i debris-flowen (kapittel 6). Alle løp er namngjevne, nomenklaturen er òg eit forsøk på å tolka relativ alder for skredløpa og dermed rekonstruera avsetjingsforløpet. Prinsippet for nomenklaturen tek utgangspunkt i hovudløpet, som er gjenkjent ved at det er einaste løp som ikkje er plugga igjen (og eventuelt der bekken renn); utdøydd sideløp er eldst frå toppen av hovudløpet og blir relativt yngre jo lenger ned ein fylgjer hovudløpet. Dette prinsippet kan og brukast på utdøydd sideløp av sideløpa. Fyrste bokstav i løpnamnet indikerer kva skredbane det høyrer til, det påfølgjande talet indikerer den relative alderen (t.d. A2 er eldre enn A3). Der namnet inneheld fleire tal har løpet vorte utsett for fleire forgreiningar, men prinsippet er det same (t.d. D31 er eldre enn D32). Der eit løp har forgreina seg men dei to greinene slår seg saman igjen utan vidare innblanding av andre løp, er desse namngjevne som underløp med kodane “a” eller “b”, som t.d. D32a eller D32b.

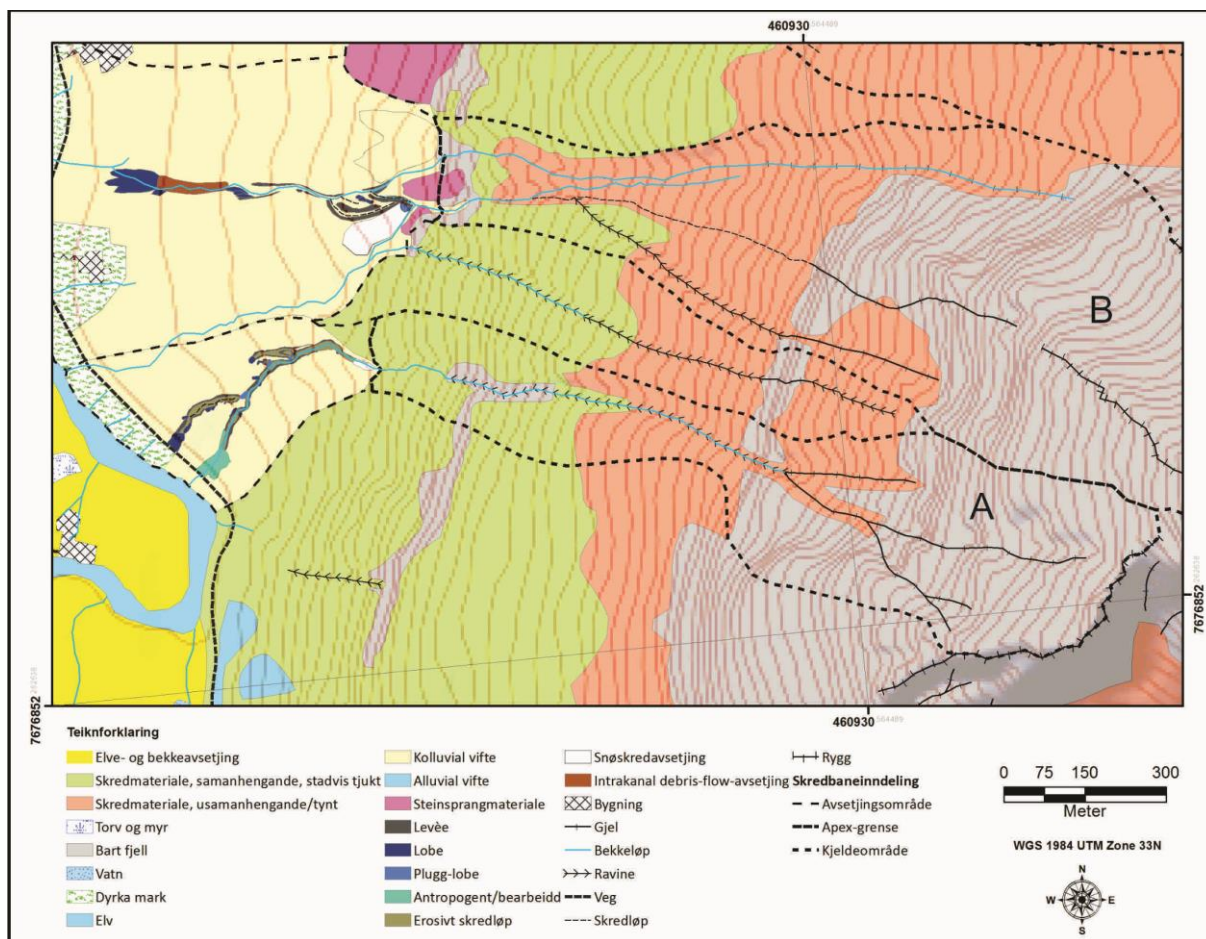


Figur 4-4. På dette lausmassekartet er det merka lokeringa for dei fem gradientprofilane som er teikna for dei respektive skredbanane. Plasseringa er vist med dei svarte heiltrekte linjene merka A-E.

4.3. Skred A

4.3.1. Geomorfologisk skildring

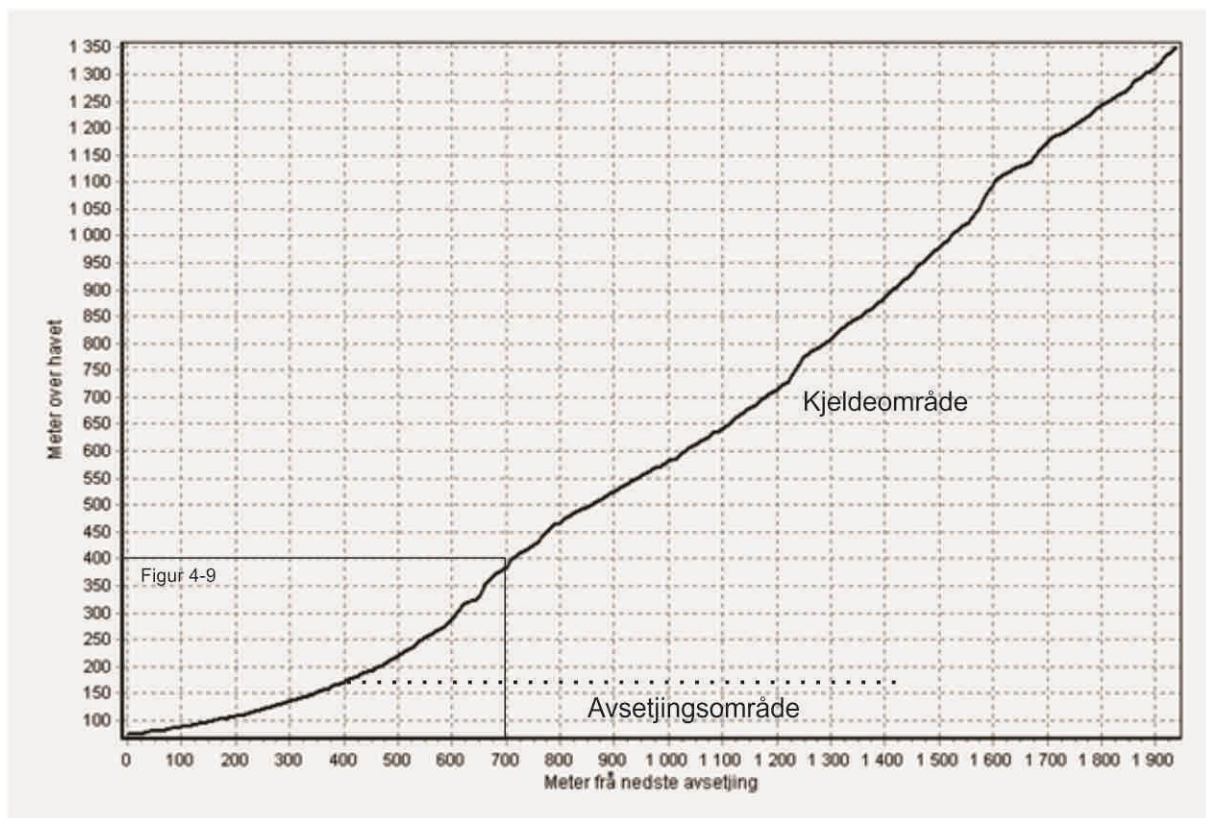
Skredbane A er den sørlegaste av dei fem banane, og ein av dei enklaste. Ein bekk (Rasbekken) renn midt i skredløpet. Skredbanen startar tett under toppen av Mannfjellet, omtrent 1400 moh, i eit område med bart fjell. Her er det fleire gjel, som samlast i eit løp ved omtrent 620 moh. Der er det ein del lausmassar i skredbanen, fyrst usamanhengande og tynt skredmateriale, som så aukar i mektigheit lenger ned. Materialet omfattar for det meste steinsprangavsetjingar, med kornstorleik opp til blokker. I området mellom 245-420 moh treffer skredløpet bart fjell, før den igjen går inn i eit område med samanhengande skredmateriale. Ved 170 moh treffer skredløpet den siste berghylla, herifrå og nedover går den over til å avsetja. Avsetjingsområdet er prega av eit hovudløp med to større og fleire mindre utspringarar. Den totale lengda på skredbanen er målt til omtrent 2000m (langs hovudløpet), mens det totale fallet er omtrent 1320m. Dette gjev ein gjennomsnittleg gradient på $33,4^{\circ}$. Arealet til kjeldeområdet er målt til omtrent $345\,900\text{ m}^2$.



Figur 4-5. Oversikt over skredbane A. Den stipla linja trekt mellom 1 og 2 definerer hovudløpet til skredbanen, som er brukt til å framstilla gradientprofilen i figur 4-6.

I løpet av feltarbeidet sommaren 2013 vart det utført målingar frå 8 stasjonar langs hovudløpet i avsetjingsområdet til skredbane A. Resultata frå desse er viste i tabell 9-1, samt er dei gjennomgåtte i den statistiske analysen i kapittel 5. For å få eit best mogleg statistisk grunnlag, er målestasjonane plasserte med ein nokolunde regelmessig avstand, sjølv om den eksakte plasseringa og har vore styrd av eit behov til å få med særskilde detaljar frå skredløpet. Plasseringane er viste både på kart og i gradientprofil i figur 4-8 og 4-9.

Ein høgdeprofil er teikna over skredløpet, frå øvste punkt til nedste (figur 4-6).



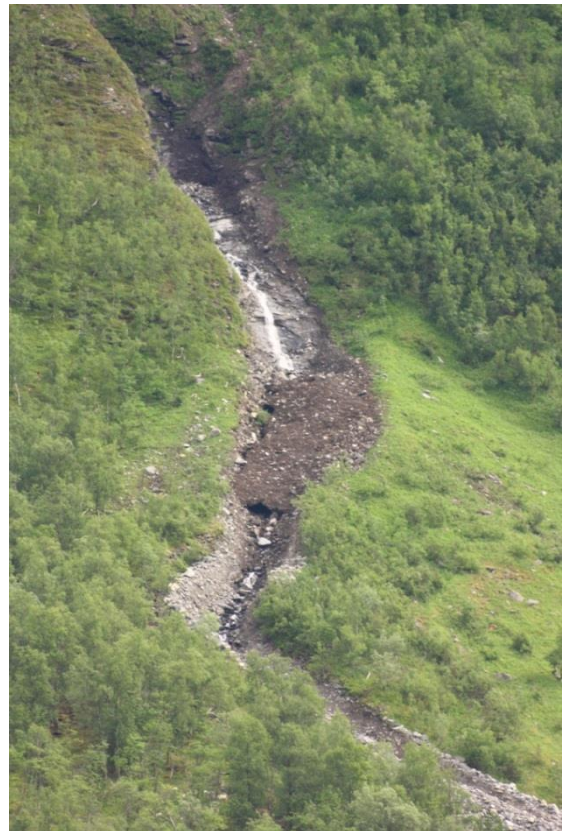
Figur 4-6. Gradientprofil over skredbane A. Profilen er teikna over midten av skredløpet, frå vest mot aust. Profilen viser størst gradient øvst i skredløpet, og ein gradvis utflating særleg i nedste del. Kjeldeområdet og avsetjingsområdet er skilde ved den stipla linja ved 170 moh. Plasseringa til profilen er vist i figur 4-4. Profilen er framstilt utan vertikal overdriving.

4.3.1. Avsetjingsområdet

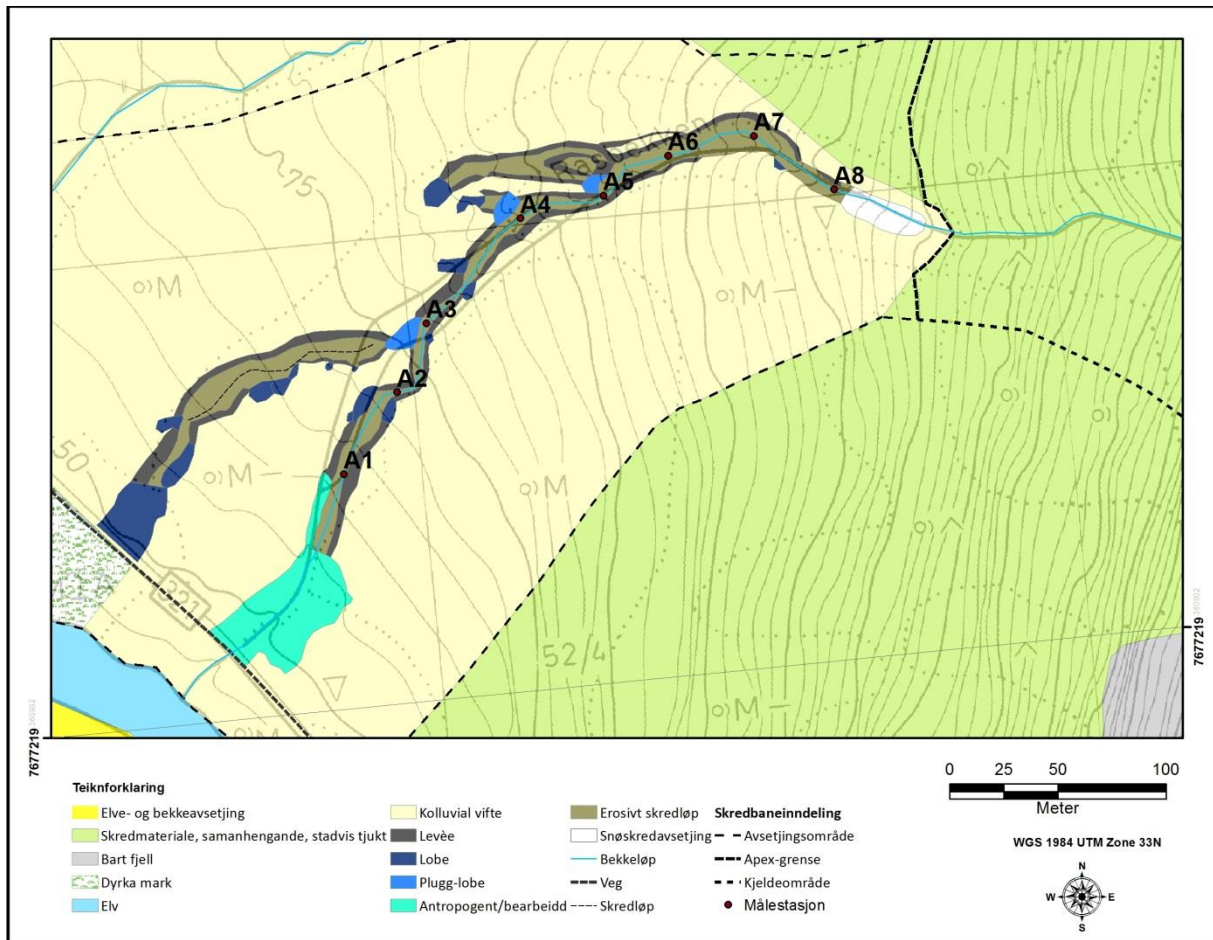
I figur 4-9 er gradientprofilen for avsetjingsområdet vist, denne er trekt langs kanalbotnen for skredløpet. Profilen viser ein gjennomsnittleg gradient på $21,8^\circ$, noko som stemmer godt overeins med målingane som vart tekne i felt. Avsetjingsområdet strekk seg frå 145 moh og ned til elva, ved kring 50 moh. Den horisontale utstrekninga til avsetjingsområdet langs skredløpet er omtrent 430m.

Øvst i avsetjingsområdet vart det under feltarbeidet oppdaga restar av eit snøskred i skredløpet, med innhald av både lausmassar og organisk materiale (figur 4-7). Dette viser at snøskred er ein relevant prosess, både som særskilt prosess for transport av materiale nedover lia og som tilleggsprosess for å bearbeida kjeldemateriale og avsetjingsmateriale til ein debris-flow. I figur 4-10 er det tydleg korleis materiale som snøskredet fraktar med seg blir liggande på bakken når snøen smeltar bort, og dannar snøskredavsetjingar.

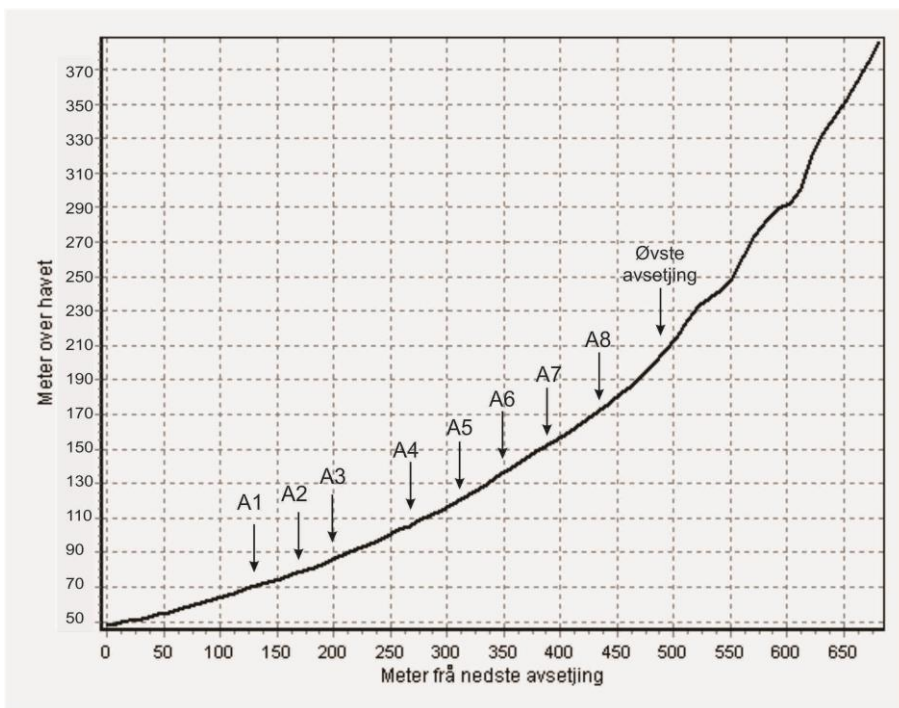
Figur 4-10 viser også korleis den øvste delen av skredkanalen avdekkjer ein tydeleg jordhorisont i lausmassane. Denne horisonten tyder sannsynlegvis på tidlegare erosjon i eldre lausmassar av skredløpet, og viser at skredkanalen er dynamisk og endrar kurs etterkvart som fleire skred formar han. Denne delen av skredkanalen viser for det meste erosjon og lite avsetjing, då i form av små levèar langs kantane. Der løpet svingar, er både erosjonen og avsetjinga størst i yttersvingen, som vist i figur 4-11 og forklart i avsnitt 1.5.6.



Figur 4-7. Restar av eit snøskred vart observert midt i skredkanalen øvst i avsetjingsområdet. Dette er dekkja av lausmassar og organisk materiale. Foto 25.6.2013.



Figur 4-8. Avsetjingsområdet til skredbane A på lausmasekart. Avsetjingane som er merka som enten "Levée", "Lobe" eller "Plugg-lobe" er debris-flow-avsetjingar etter skredhendjingane i 2012. Dei 8 stasjonane er merka på kartet. Topografien er vist ved dei økonomiske karta.



Figur 4-9. Gradientprofil over avsetjingsområdet til skredbane A. Kurva viser gradvis utflating mot dalbotnen. Plasseringa til dei åtte målestasjonane er vist langs skredbanen, samt øvste avsetjing.

Den vertikale overdrivinga er 1,5X.



Figur 4-10. Øvre parti i avsetjingsområdet. Snøskredavsetjingar er synlege innanfor den oransje sirkelen. Den nedre gule linja markerer ein jordhorisont, 180 cm nede i grunnen. Foto teke 25.6.2013.



Figur 4-11. Sving i kanalløpet ved målestasjon A7. Her er ein vertikal profil representert ved den stipla linja, og viser størst erosjon mot yttersvingen. Avsetjinga er og størst der, på biletet er ein levè merka mellom to svarte linjer. Foto teke 25.6.2013.

Resten av skredløpet er prega av lite avsetjing i kanalbotnen, men samanhengande levèar på begge sider av løpet med nokre små avulsjonslobar både på hovudløpet og sideløpa. Desse avulsjonane er talde for å få ein indikasjon på tal på pulsar i debris-flow-hendinga, men det er stor variasjon i form og storleik på desse, samt eit uoversiktleg avsetjingsmiljø. Til saman er det tald 21 lobar/plugg-lobar, men dette er då berre eit minimumstal, fleire kan vera oversett pga. for liten storleik eller fordi dei er dekte med nyare avsetjingar.



Figur 4-12. Liten avulsjons-lobe frå hovudløpet, konturane er merka med den stipla linja. Resten av avsetjingane i forgrunnen høyrer til den sørlege levèen til hovudløpet. Den store blokka fremst på biletet er tolka til å ikkje vera debris-flow avsetjing, men steinsprangmateriale eller snøskredavsetjing. Foto: Jan Sverre Laberg, 11.10.2012.

Ein interessant observasjon er førekomst av både nye og gamle debris-flow-avsetjingar tett på kvarandre, som vist i Figur 4-14. Mellom A1 og A4 er ein gamal levè synleg mellom to nye levèar. Alderen er avslørt av mose og lav på steinane, noko ein ikkje finn på dei ferske avsetjingane. Det tek fleire 10-år for lav å gro til, så truleg stammar dei tilgrodde avsetjingane frå debris-flowar eldre enn den frå 2005 (sjå Vogt (2007)). Det er vert å merka korleis det berre er vegetasjonen som indikerer aldersforskjell, formen og storleiken på avsetjingane er elles dei same, samt det er ikkje andre lausmassar mellom dei nye og dei eldre avsetjingane. Dette er eit bevis på at det kan vera vanskeleg å bedømme relative aldersforskjellar til avsetjingane etter ei viss tid, når alt er tilgrodd.



Figur 4-14. Ein eldre debris-flow-avsetjing (truleg frå 2005) er inneklemt mellom to nye levèar. Fargen på steinane avslører den relative alderen, dei mørke blokkene er eldre enn dei ljose. Stokken til høgre i bilete for skala (1m). Foto teke 25.6.2013.



Figur 4-13. Detalj frå figur 4-13. Det er likskap mellom dei gamle og dei nye klastane både i storleik, form og rundingsgrad.

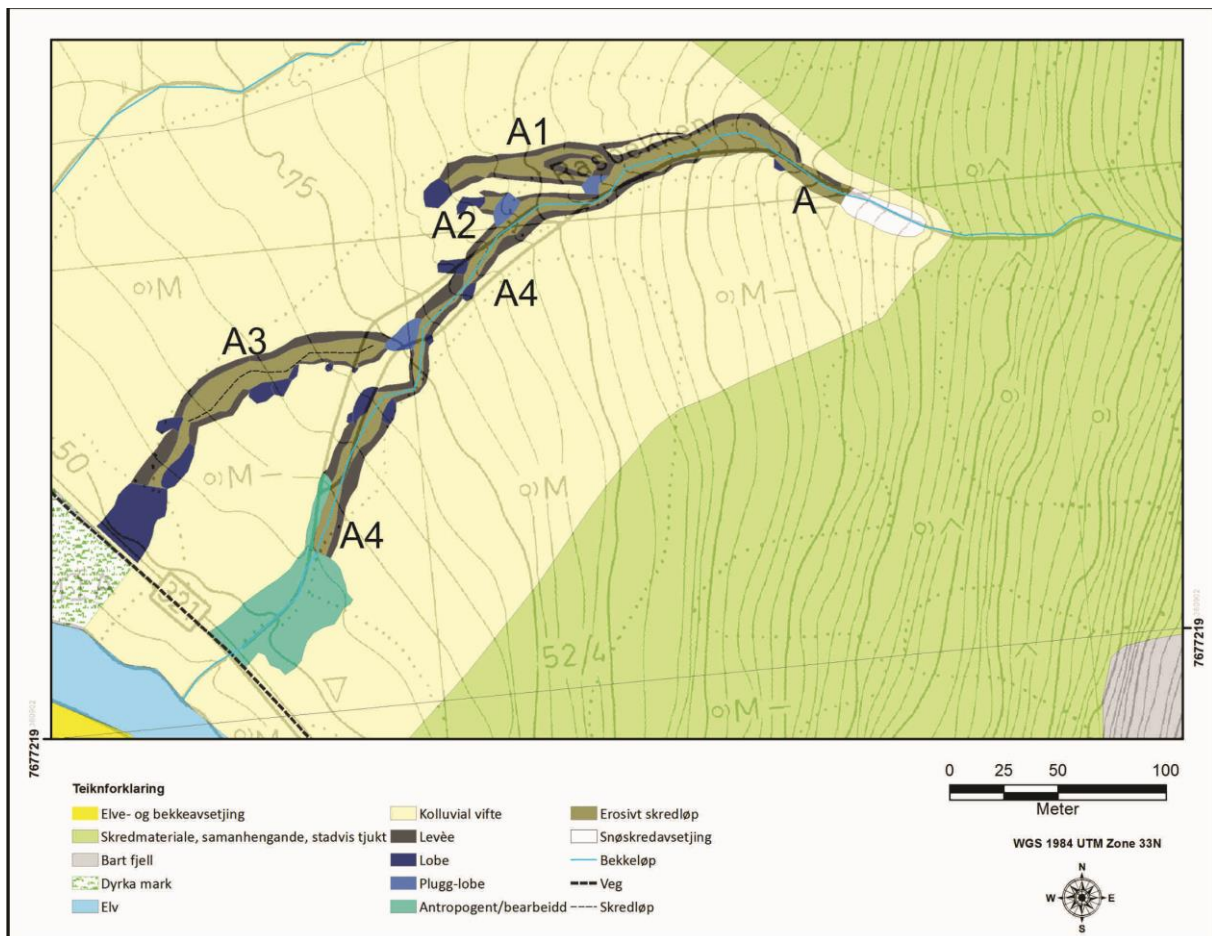
Debris-flowen frå 2012 gjekk over vegen og heilt ned i elva, og som ein resultat av dette er enden av skredet rydda bort og ikkje bevart, som vist i figur 4-15.



Figur 4-15. Debris-flowen rakk over vegen og enda i Signaldalselva. Avsetjingane som dekkja vegbanen og dei nærliggjande områda er rydda bort. Foto teke 25.6.2013.

4.3.2. Rekonstruert avsetjingsforløp

Nedover skredbanen i avsetjingsområdet har forskjellige pulsar i debris-fløwen avulsert og danna forskjellige løp. Som det kjem fram av figur 4-16, har skredløpet endra retning minst tre gongar, og danna tre sideløp som har vorte tetta igjen av plugg-lobar. Dette skjer ved at ein puls stansar i skredløpet og avset ein lobe for så å tvinga den neste pulsen til å skifta retning, som forklart i avsnitt 1.5. Det skredløpet kor plugg-loben finn seg i er det eldste løpet, dette kan brukast til å bedøma relativ alder på skredløpa og rekonstruera skredmekanikken. For skredbane A, er rekonstruksjonen gjort som vist i figur 4-16. Hovudløpet er A4, sideløp A1 er eldst og A3 yngst. Denne tolkinga er brukt til å namngje skredløpa, og viser berre til den tolka relative alderen. Løpsnamna kan likevel brukast utan å sjå til tolkinga, som eit reint namn.



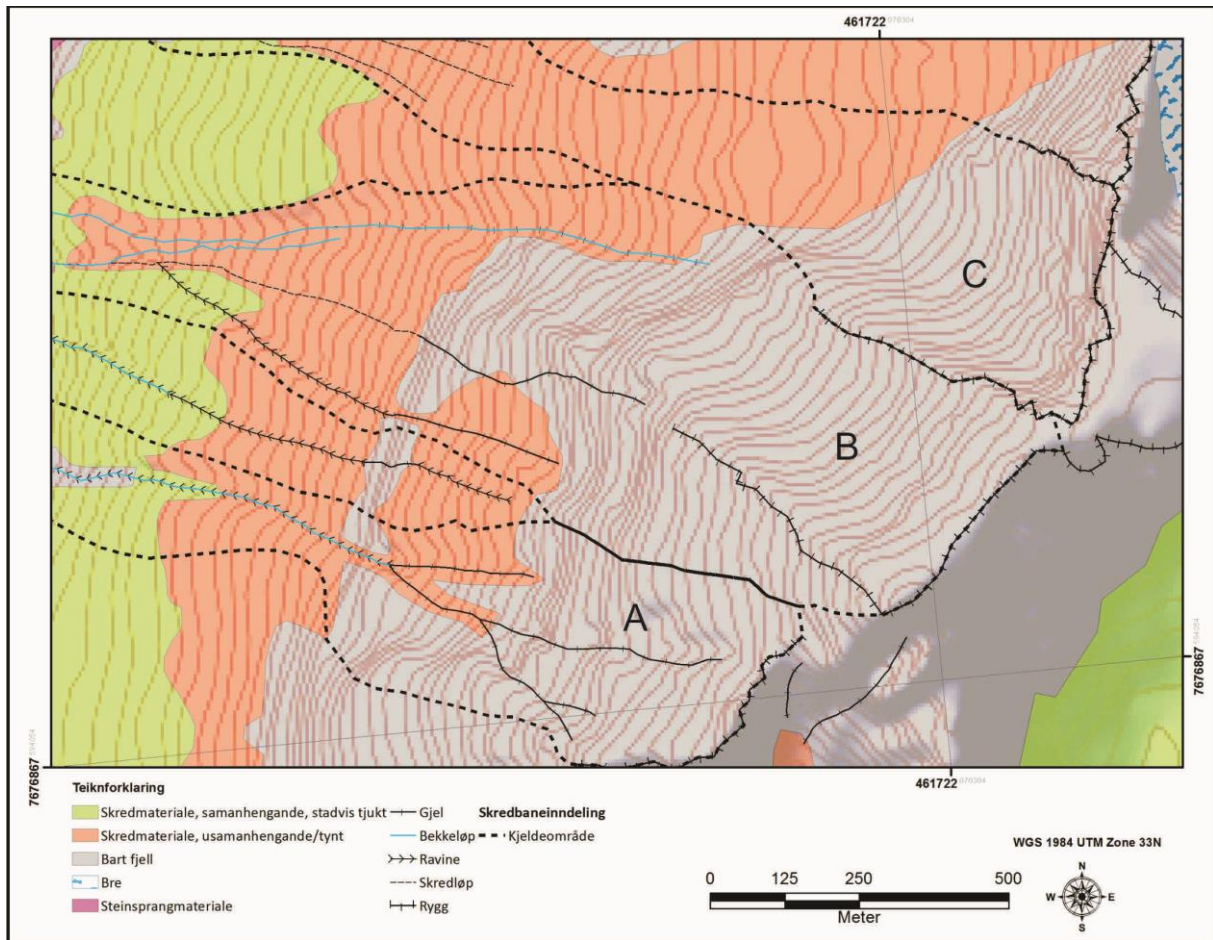
Figur 4-16. Rekonstruert skredhistorikk for skred A.

4.4. Skred B

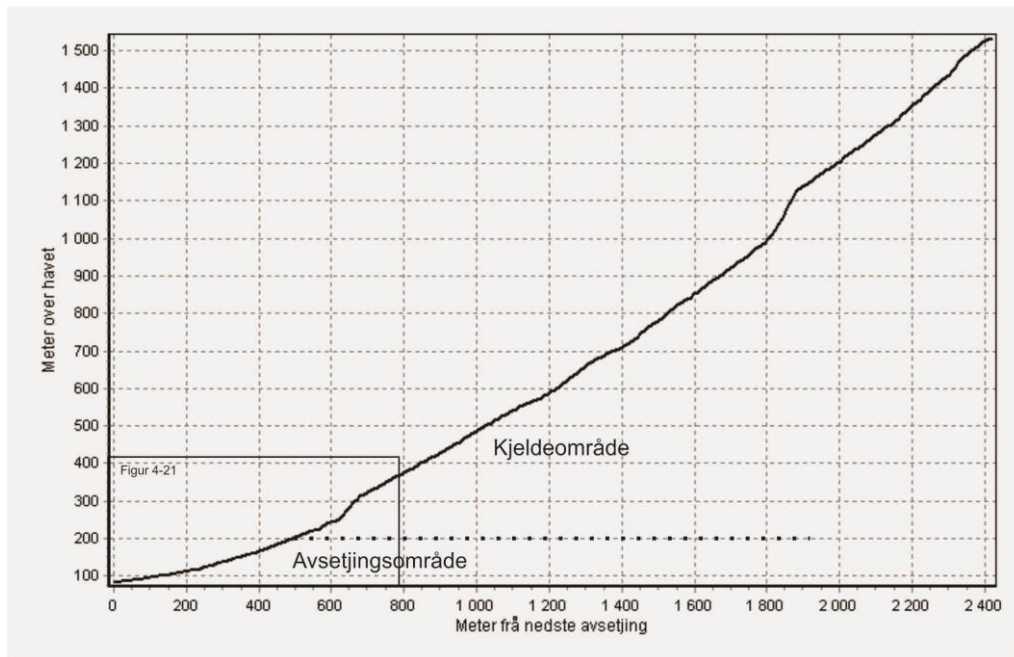
4.4.1. Geomorfologisk skildring

Skred B er den nest sørlegaste skredbanen (figur 4-2 og 4-3). Kjeldeområdet er større enn det til skredbane A (med omtrent 34 000 m²), og strekk seg opp til toppen av Mannfjellet (1552 moh). Dei øvste partia består av bart fjell med minimalt med lausmassar. Gradienten er høgare i dei øvre partia, mens den minkar gradvis nedover lia (figur 4-18). Ei berghylle stikk seg ut ved 700-800 moh; her er startpunkt for tre større gjel som blir til både bekkeløp og skredløp nedover lia. Likt med skredbane A, viser skredbane B eit lag med tynt og usamanhengande skredmateriale nedfor det bare fjellet, som gradvis går over til å bli samanhengande og stadvis tjukt. Kanalsystemet i den midtre delen av skredbanen er samansett; dei to sørlegaste ravinane blir til ein ved 391 moh, og går saman med eit tredje løp ved 344 moh. Eit fjerde løp går uforstyrta nedover lia nord i kjeldeområdet, og møter dei andre banane fyrst etter den nedste berghylla, ved 166 moh. Dette gjer skredbane B til den einaste med to løp over den nedste berghylla. Langs det nordlege løpet renn ein bekk, Knivbekken. Ein ravine går mellom skredbane A og B, men det er ikkje funne avsetjing eller teikn til erosjon kring dette løpet, som tyder på at den ikkje var eit aktivt skredløp i 2012.

Den totale lengda til skredbanen varierer avhengig av kva løp ein målar langs. Det nordlege løpet gjev ei totallengde på heile banen på 2500m, samt ein høgdeforskjell på 1470m. Det sørlegaste løpet i komplekset gjev ei totallengde på banen på 2250 m, og ein høgdeforskjell på 1450m. Avstandane gjev to gjennomsnittsgradientar for skredbana, på henholdsvis 30,5° og 32,8°. Arealet til kjeldeområdet er målt til omtrent 679 900 m².



Figur 4-17. Lausmasekart med lausmasselinjer og skredinndeling for dei øvre partia til skredbane B, men tilgrensande område. Skredbanane A, B og C er merka.



Figur 4-18. Gradientprofil over det nordlege løpet i skredbane B. Profilen fylgjer kanalbotnen heile vegen til ryggen som markerer øvre grense for skredbanen. Kjelde- og avsetjingsområda er skilde ved den stipla linja. Plasseringa er vist i figur 4-4. Profilen er framstilt utan vertikal overdriving.

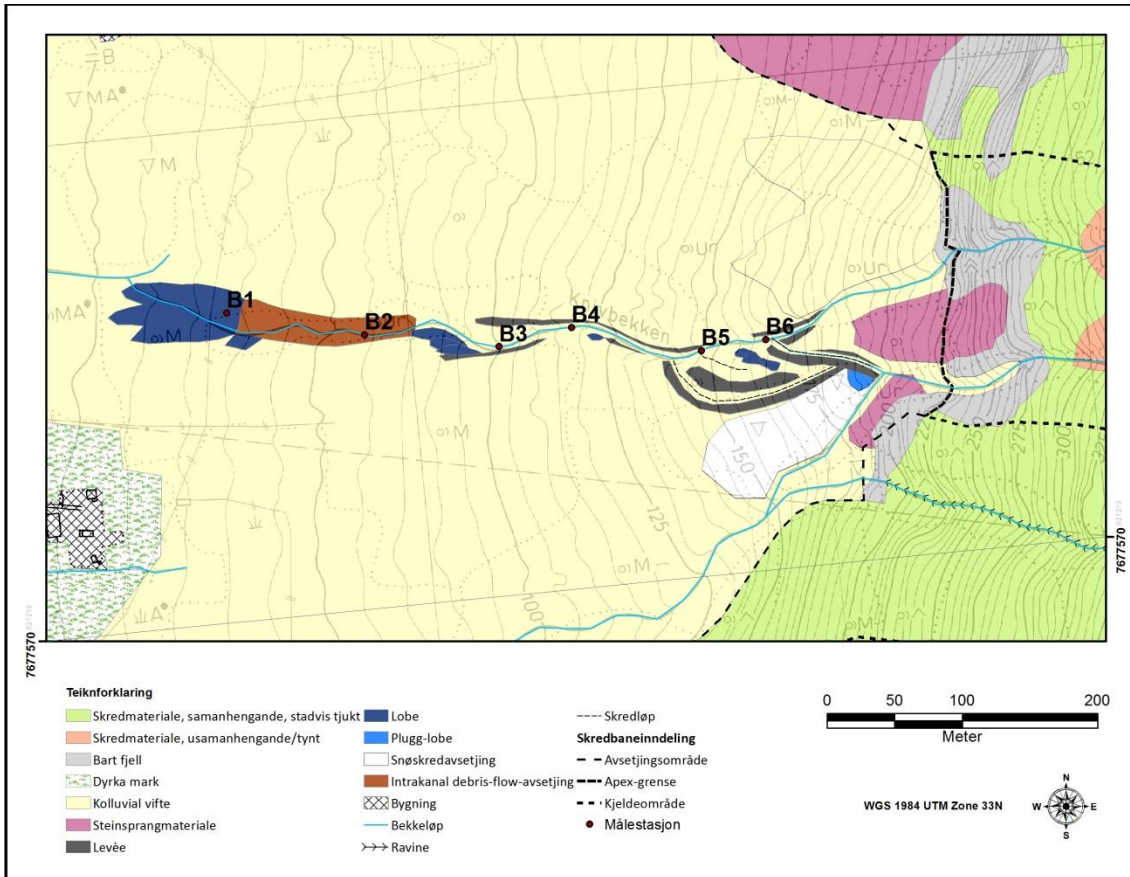
4.4.2. Avsetjingsområdet

Avsetjingsområdet for skredbane B er samansett i øvre del, men enkel i nedste parti. Total horisontal lengde for kanalen i avsetjingsområdet er 750m, dette målt frå enden av nedste endelobe til den fyrste avsetjinga langs nordre løp. Totalt fall målt langs same profil er 240m. Dette gjev ein gjennomsnittleg gradient for avsetjingsområdet på 17,7°.

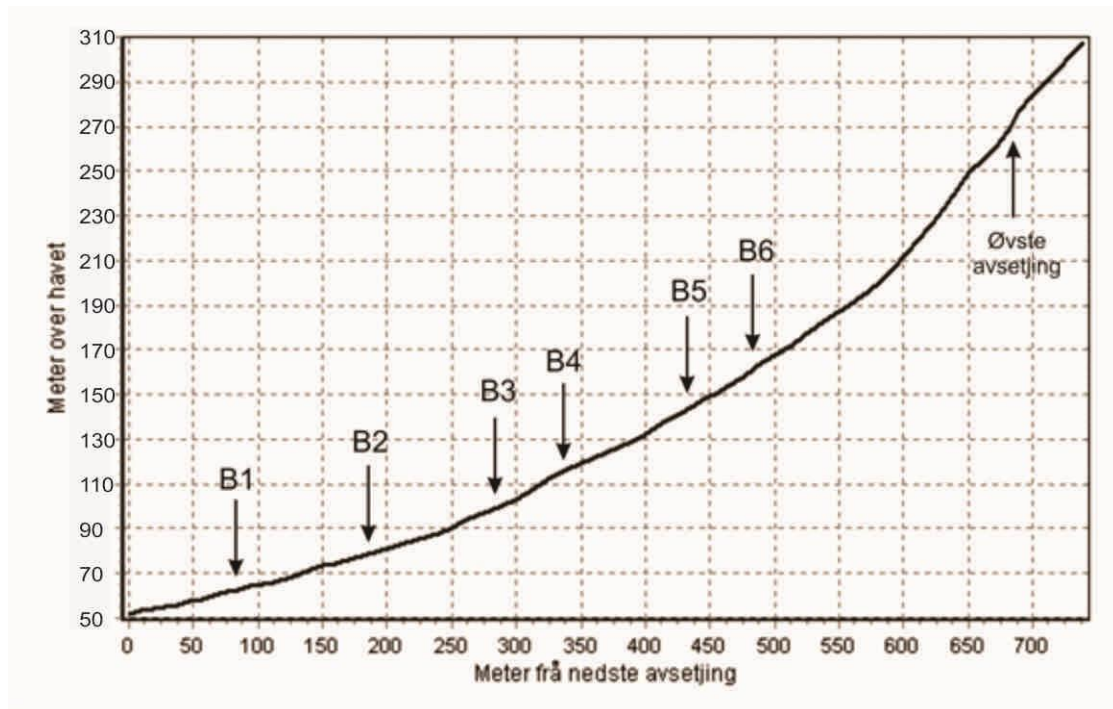
Øvre parti i avsetjingsområdet er prega av det som er tolka til å vera ei stor snøskredavsetjing. Denne er tydeleg på kartet vist i figur 4-20 og i bileta i figur 4-19. Denne avsetjinga er større i utbreiing i forhold til den i skred A, og er endå eit bevis på betydeleg snøskredaktivitet i området.



Figur 4-19. Snøskredavsetjing øvst i avsetjingsområdet. Hovudfiguren A viser eit utsnitt av avsetjingane over eldre lausmassar. Detaljen i figur B viser snø under det øvste laget med avsetjingar. Garden Nystad og Signaldalselva med Lillefossen er synlege til venstre i bakgrunnen. Foto: 26.6.2013.



Figur 4-20. Lausmassekart over avsetjingsområdet for skredbane B. Seks målestasjonar (B1-B6) er merka på kartet.



Figur 4-21. Gradientprofil over avsetjingsområdet, teken ved det nordlege løpet. Plasseringa til dei seks målestasjonane er vist på profilen, samt øvste avsetjing. Den vertikale overdrivinga er 1,5X.

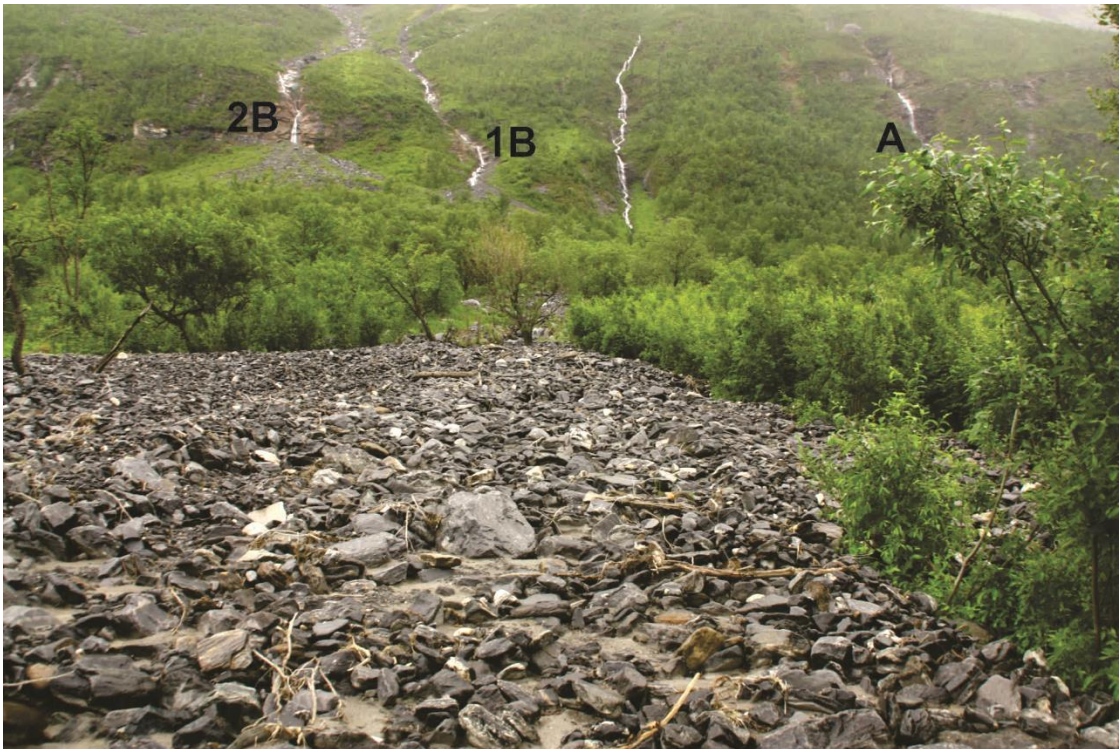


Figur 4-22. Avsetjingsområdet til skredbane B, tatt frå øvste punkt for avsetjing langs det sørlegaste løpet. Dei nemnde snøskredavsetjingane er merka til venstre i biletet, og går heilt ned mot skogskanten. Nedste klasthaldige avsetjing til skredbanen, endeloben, er synleg nedst i lia. I forgrunnen er erosjon etter debris-fløwen tydeleg særleg i midten av løpet, der fjellet er blotta, men synleg også i kantane og er bevis på at skredet viste stor erosiv kraft. Øvre grense for avsetjing er merka; lausmassane over denne grensa er eldre massar som er eroderte igjennom av debris-fløwen. Foto teke 26.6.2013.

I figur 4-22 er øvre grense for avsetjing merka, og viser ei mektig avsetjing som har blitt tolka til å vera ein kombinasjon av ein plugg-lobe og starten på ein levèe. Nedsida av denne avsetjinga er prega av relikte løp med levèar og lobar, som vist på kartet i figur 4-20. Desse avsetjingane er sannsynlegvis og å finna under snøskredavsetjingane rett sør. Hovudløpet går derimot nordover og møter det andre hovudløpet omtrent ved målestasjon B6, 167 moh. Frå her og nedover viser ikkje skredløpet fleire forgreiningar, og har eit enkelt avsetjingsmønster med levèar og små lobar, fram til det endar i ein stor endelobe ved 50-60 moh. Denne endeloben er samansett, truleg på grunn av fleire debris-flow-pulsar som har avsett over kvarandre på den same loben. Seks målestasjonar er oppretta lang hovudløpet, målingane frå desse er viste i appendiks. Ein interessant observasjon er funn av eldre debris-flow-materiale tett innpå dei nye avsetjingane, likt med skred A. I dette tilfelle er dei gamle avsetjingane massive, og ligg like nord for det nye løpet (sjå figur 4-23). Dei er tolka til å vera ein lobe danna under skredhendingar eldre enn dei frå 2005.



Figur 4-23. Gamle avsetjingar dekkja med lav og mose er synlege rett ved sida av dei nye avsetjingane, i dette tilfelle ein levè rett ved målestasjon B4. Desse gamle avsetjingane er tolka til å vera ein lobe. Vegetasjonsdekket er godt etablert, så avsetjingane må vera fleire 10-år gamle. Foto teke 26.6.2013



Figur 4-24. Forgrunnen viser eit parti av endeloben til skredbane B. I bakgrunnen er dei to løpa til skredet, 1B og 2B synlege. Skred A er synleg til høgre. Foto teke 26.6.2013

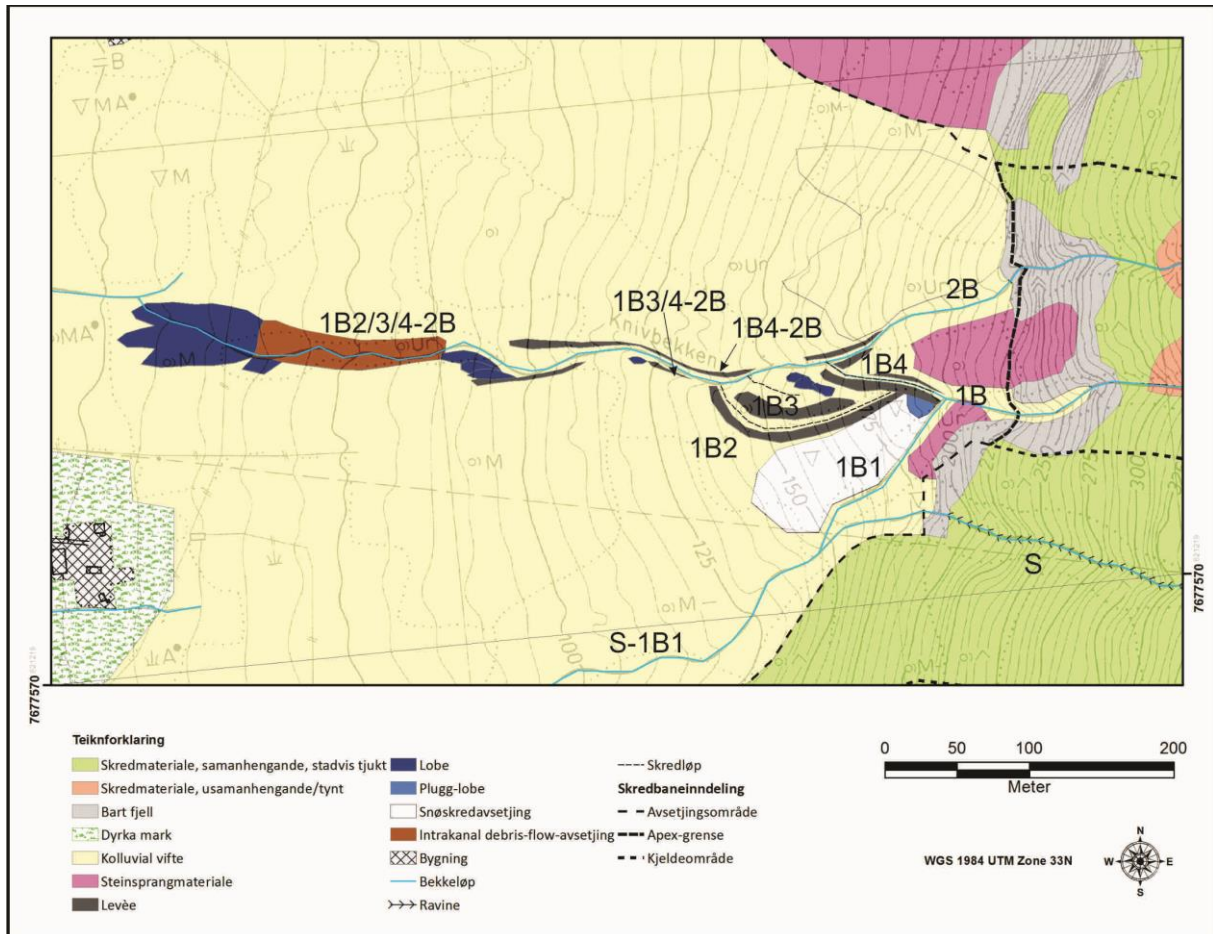
Endeloben er samansett av fleire formelementar, truleg fleire lobar frå forskjellige pulsar i debris-fløen. Materialet er likevel relativt homogent, som vist på biletet i figur 4-24, og består av runda klastar mellom 10-40 cm i diameter samt sandig matriks. Det er interessant å merka seg restane av eit gjerde heilt i underkant av endeloben. Gjerdet har blitt treft av skredmaterialet og lagt seg ned under massane, men motstanden har vore nok til å stansa skredet, som då har avsett i overkant av gjerdet (figur 4-25). Berre noko finare materiale har rent forbi saman med vatnet, og er å finna langs med bekken nedover i skogen. Om gjerdet er årsaken til at heile endeloben har blitt avsett der den ligg er noko usikkert, men det skal nemnast at liknande gjerde med avsetjing har blitt funne ved andre skredbanar.



Figur 4-25. Eit gjerde er å finna ved nedste kant av endeloben, og ser ut til å ha bremsa skredet nok til at det har avsett dei grove fraksjonane i overkant av gjerdet. Foto teke 26.6.2013.

4.4.3. Rekonstruert avsetjingsforløp

Som for skred A er alle løpa i avsetjingsområdet namngjevne (figur 4-26).



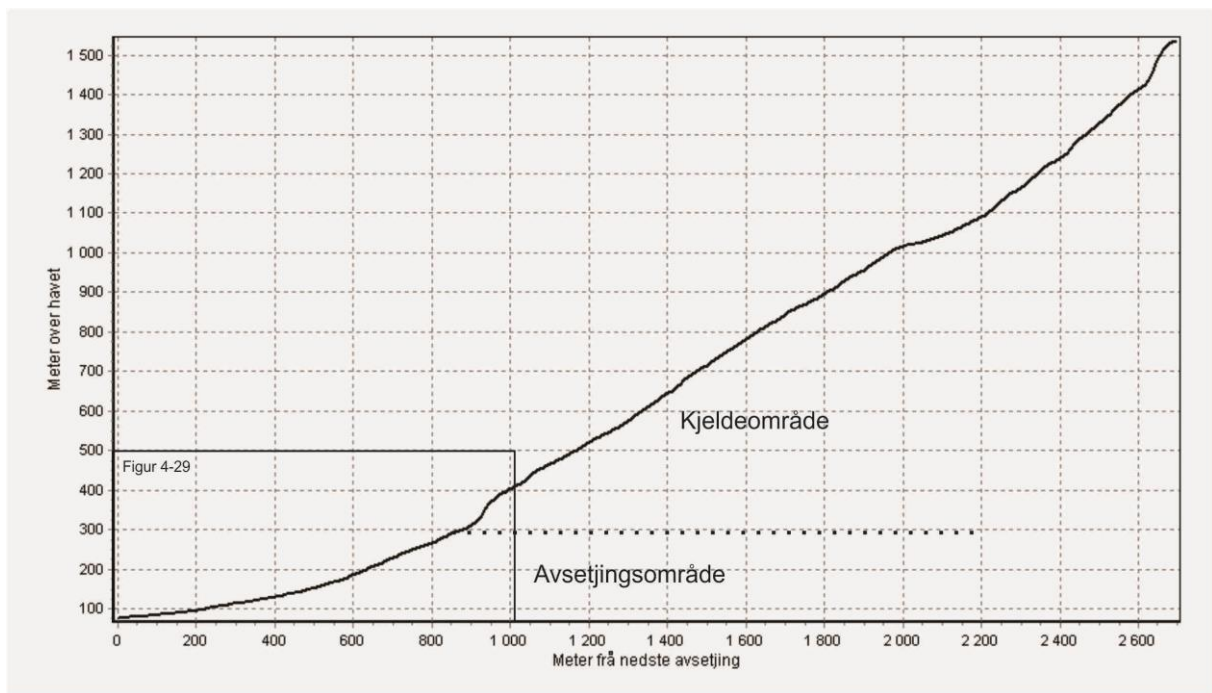
Figur 4-26. Avsetjingsområdet til skred B, med inndeling og nomenklatur av alle løpa. Løpet S er ikkje debris-flow-bane, og er plassert mellom skredbanane A og B. Løpet 1B1 har ikkje brakt avsetjingar utover der det i etterkant har lagt seg snøskred, dermed er heller ikkje S-1B1 definert som eit skredløp.

4.5. Skred C

4.5.1. Geomorfologisk skildring

Skredbane C er den midtre av dei fem skreda (sjå figur 4-2 og 4-3). Kjeldeområdet grensar til skredbane B og D, og rekkjer opp til toppen av Mannfjellet. Øvste parti består av ein botn avgrensa av ein rygg på kvar side, frå omtrent 1070 moh til toppen av fjellet (1552 moh). Dette området er prega av hovudsakleg bart fjell, med nokre særst få sporadiske lausmassar. Desse lausmassane aukar i mektigheit nedover fjellsida, og frå 500-600 moh og ned er dei samanhengande, stadvis i tjukke lag. Det er spor etter fleire skredkanalar i området mellom 520-800 moh; det største løpet startar ved 700 moh og formar hovudløpet for heile skredbanen. Ved 400 moh treffer skredløpet på ei berghylla, med eit fall på kring 80m. Frå her og ned byrjar skredet å avsetja. Ved 220 moh deler løpet seg i to, og eit sideløp fortsett rett vest mens hovudløpet går vest-nord-vest til det treff eit sideløp av skredbane D, ved 138 moh (sjå figur 4-32). Denne samanslåinga av skredløp tilhøyrande forskjellige skredbanar gjev eit overlapp i avsetjingsområde. Kanalen og avsetjingane langs løpet frå det punktet der skreda møter høyrer til både skredbane C og D. Dette avsetjingsområdet med overlapp vil difor bli skildra for seg i avsnitt 4.5.3.

I skredinndelinga har skredbane C blitt strekt heilt ned til Signaldalselva, på grunn av funn av finare materiale avsett på nedsida av vegen, men den grove fasen av debris-fløen frå 2012 stansa på oppsida av vegen. Frå nedste avsetjing til øvste del av kjeldeområdet måler skredbanen 2650m, med eit fall på omtrent 1470m. Dette gjev ein gjennomsnittsgradient på 29°. Arealet til kjeldeområdet er målt til omtrent 374 350 m².



Figur 4-27. Gradientprofil for skredbane C. Berghylla ved 320-400moh er godt synleg i profilen. Meterverdiane på den horisontale skalaen gjev avstand frå nedste avsetjing langs hovudløpet. Plasseringa er vist i figur 4-4. Profilen er framstilt utan vertikal overdriving.

4.5.2. Avsetjingsområdet

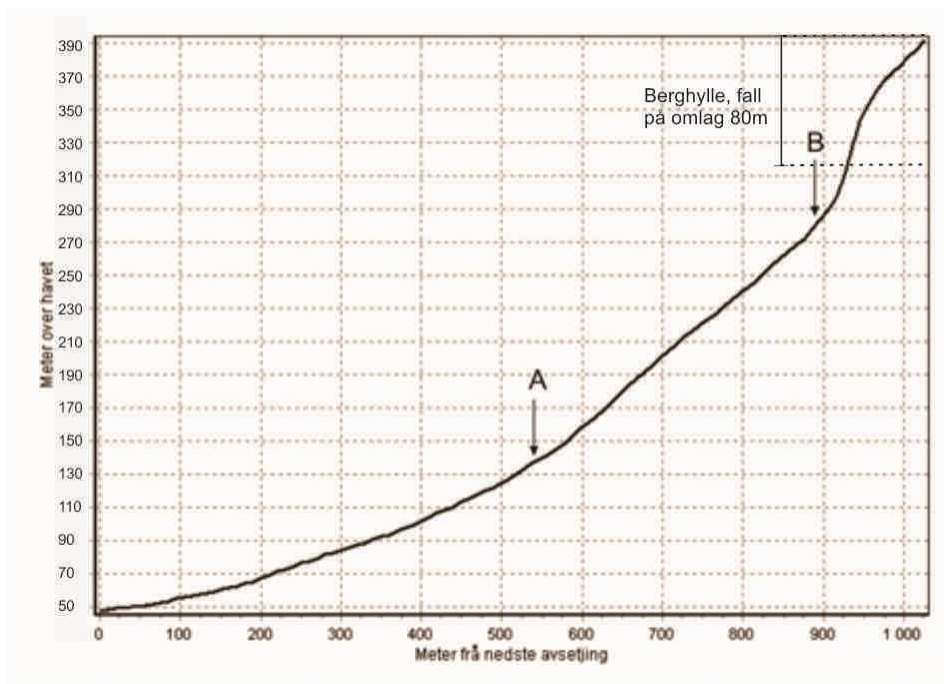
Avsetjingane for skred C startar rett ved der den nedste berghylla endar, ved 290 moh. Aller øvste parti er prega av kraftig erosjon, kanalen har greve seg omtrent 4m ned i lausmassane, mellom 275-290 moh. Frå her er det ei massiv avsetjing langs heile løpet fram til der det møter skredløp D112 (figur 4-32). Sideløpet C1 skil seg av ved 220 moh, og fortsett rett vest inn i skogen. Den øvste delen av sideløpet er prega av massiv avsetjing, likt med hovudløpet, men største del av avsetjinga skjer før skredet møter skogen. Herifrå og ned har debris-flowen fortsett utan dei store fraksjonane, og avsett hovudsakleg sand og silt. Rett før C1 møter hovudløpet igjen ved 123 moh, treffer det eit pumpehus med tilhøyrande grøft, som har effektivt styrd vassmassane og sedimentane (figur 4-28).

Likt med skred A og B, er det funne eldre debris-flow-avsetjingar tett innpå dei nye, i dette tilfelle i området langs løpet C2 rett etter delinga med C1 og heilt ned til der det møter D112, samt i skogen i området mellom C1 og C2. Lausmassane langs C2 før samanslåinga med D112 er lite konsoliderte: bekken som renn langs fyrst C så C2 forsvinn gradvis i lausmassane,

under feltopphaldet i juni 2013 vart den observert til å forsvinna heilt i grunnen ved UTM 34W 460190 7678229. Lengda på skredløpet i avsetjingsområdet er på 890m, og med eit fall på 240m betyr det ein gjennomsnittleg gradient på $15,09^\circ$. Dette målt langs det nordlege løpet (C2-D112).



Figur 4-28. Skredløpet C1 renn rett ved eit pumpehus med tilhøyrande grøft, rett før det møter C2-D112 (20m bak der fotografen stod når dette bilete vart teke). Foto teke 27.6.2013.



Figur 4-29. Gradientprofil for avsetjingsområdet for skred C. To punkt er merka på profilen: A indikerer der skred C treff sideløpet til skred D, mens B indikerer der berghylla endar og avsetjingane byrjar. Den vertikale overdrivinga er 2X.

4.5.3. Avsetjingsområdet for skredløp C2-D112

Ved UTM 460137 7678258, 168moh, møter skredløp C2 og D112 kvarandre. Det er vanskeleg å bedøma kva skredløp som har bidratt med størst lausmasse tilførsel, men det bør merkast at C2 er hovudløpet for skredbane C, som då har forgreina seg berre ein gong før, mens D112 er eit av mange sideløp til skredbane D. Av den grunn, og tross i at C2-D112 er delt mellom skredbanane C og D vil det vidare i oppgåva bli handsama som eit underløp til skredbane C.

Avsetjingane langs løpet C2-D112 er prega av levèar på begge sider av løpet frå der C2 og D112 møtast. Tre mindre lobar er funne på sørsida av løpet, og er bevis på små avulsjonar. Ei mindre forgreining er og påvist, men den endar tilbake i det same løpet etter nokre få meter. Ved UTM 34W 459953 7678212, kring 200m ned frå kanalmøtepunktet, møter C2-D112 sideløpet C1, frå dette punktet er det litt avsetjing i form av små lobar og spreidd materiale i små mengder langs løpet. Ein skredvoll har blitt bygd for å sikra gardshusa til Broderstad kring 100m opp frå vegen, som vist i figur 4-31. Massane som er brukte i skredvollen er skredmassar som vart rydda frå vegen.

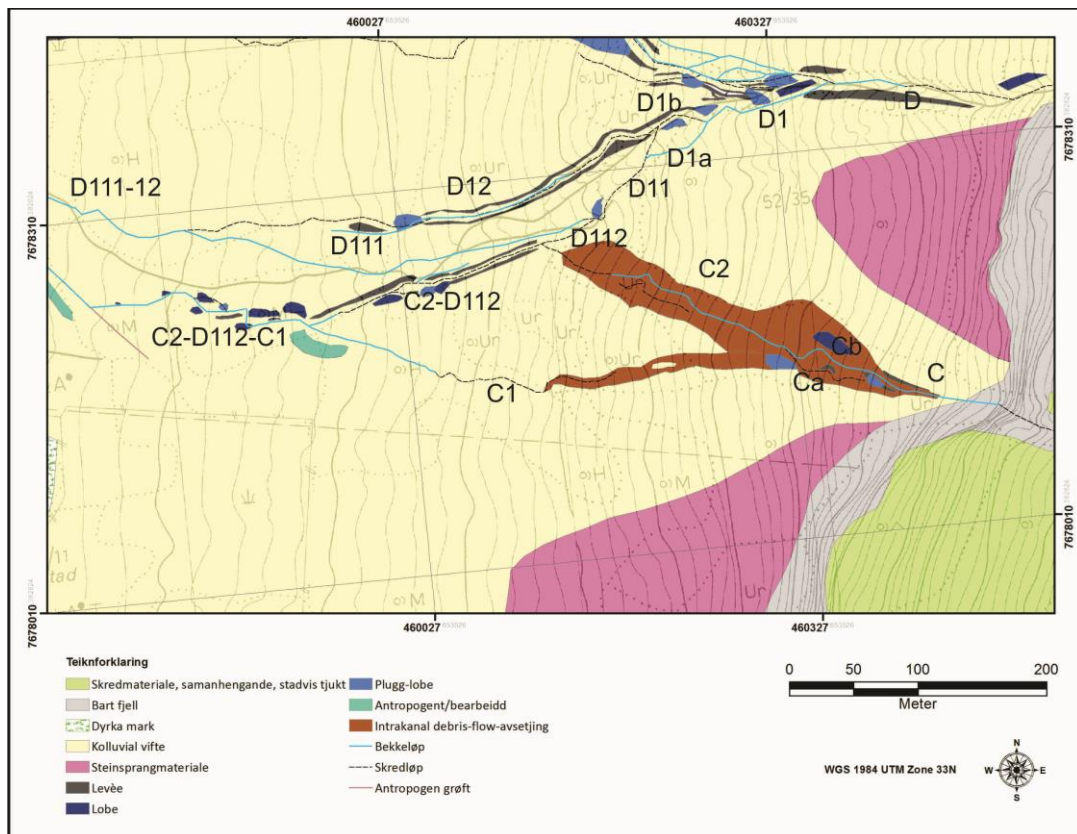


Figur 4-30. Biletet viser kor C2 og D112 møtes. Det eksakte punktet er merka med den stipla sirkelen. Avsetjingane viser stor variasjon av samansetjing. Foto teke 27.6.2013.



Figur 4-31. Ein skredvoll er bygd for å beskytta gardshusa til garden Broderstad. Foto teke 27.6.2013.

4.5.4. Rekonstruert avsetjingsforløp

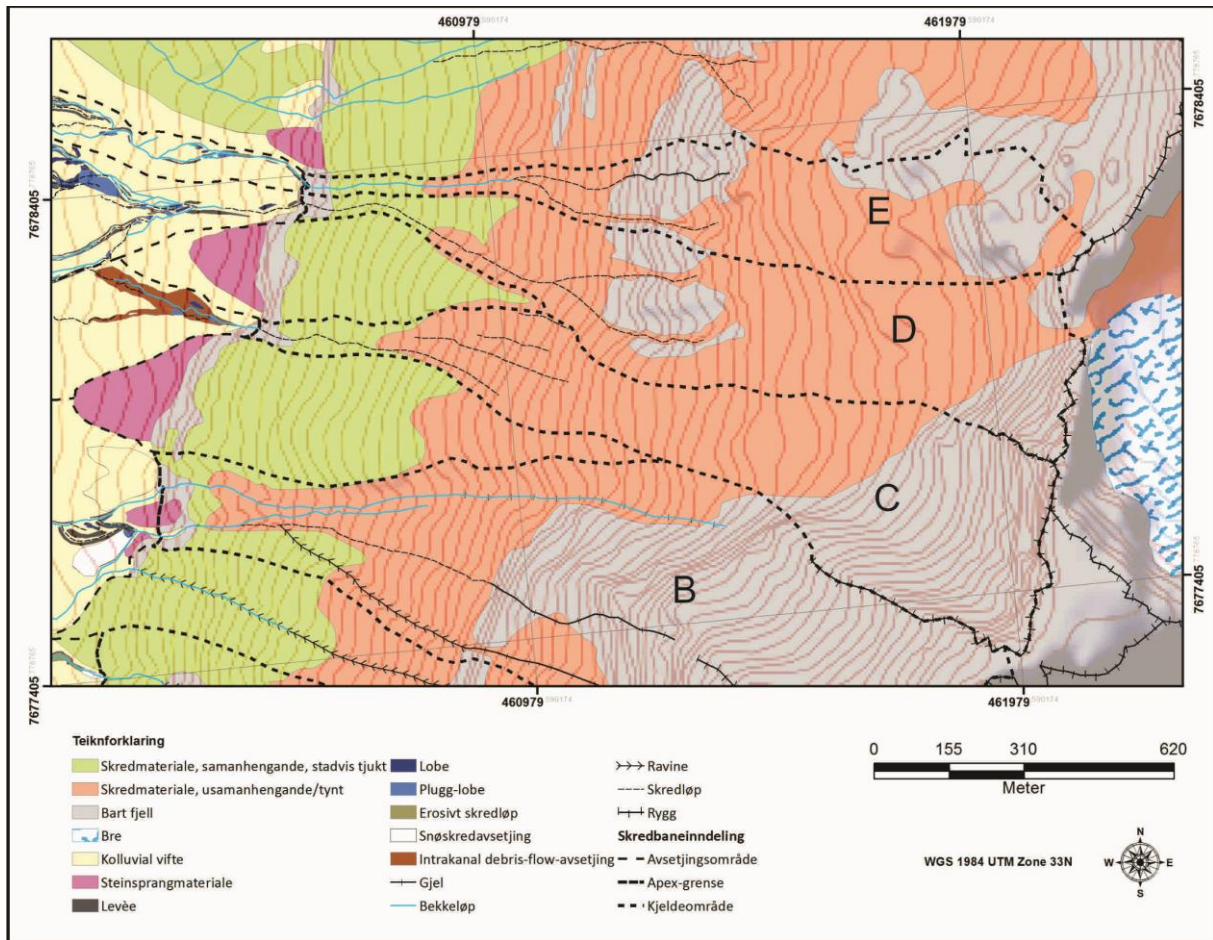


Figur 4-32. Lausmasskartet viser avsetjingsområdet for skredbanane C og D, og inndeling og nomenklatur av skredløpa.

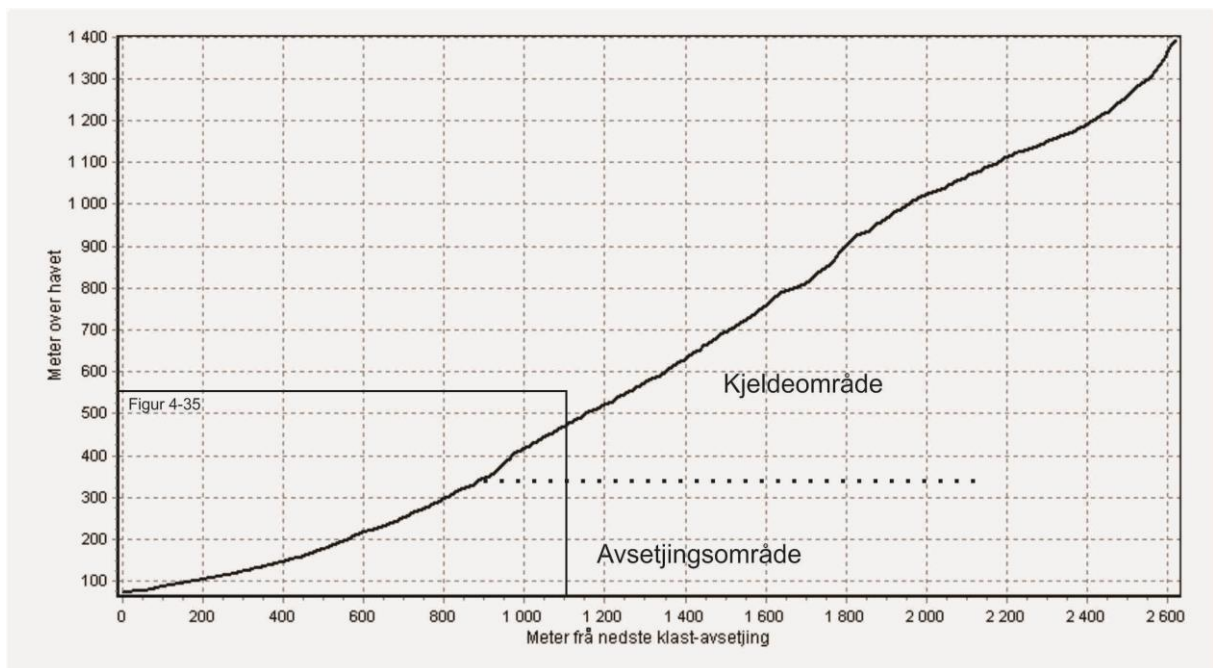
4.6. Skred D

4.6.1. Geomorfologisk skildring

Skred D er det nest nordlegaste skredløpet, som vist i figur 4-2 og 4-3, og det skredet med mest komplisert avsetjingsområde. Kjeldeområdet startar frå vestre kant av ryggen som går rett nord frå toppen av Mannfjellet, høgaste punkt er ved 1465 moh. Øvste parti av kjeldeområdet består hovudsakleg av bart fjell, sett bort frå ei tunge med lausmassar som dekkjer botnen av eit pass over til nabodalen (Kitdalen), ved 1320 moh (som vist i figur 4-33). Ved 1150 moh er alt bart fjell dekkja av lausmasselag, kartlagde som usamanhengande/tynt skredmateriale. Mellom 720-920 moh kjem ei berghylla fram i dagen; denne er gjennomskoren av to ravinar som dannar kvart sitt skredløp, som så foreinast ved 655 moh. Overgangen til tjukkare lausmassedekke skjer gradvis, men på kartet er den lagt til eit område mellom 540-620 moh; her viser skredbanen berre eit løp, som ikkje forgreinar seg før det kjem til avsetjingsområdet. Ei nedre berghylla, som definerer overgangen til avsetjingsområdet, er identifisert mellom 320-370 moh. Nedafor denne, byrjar skredet å avsetja. Avsetjingsområdet er prega av eit komplisert mønster med mange forgreiningar og sideløp, noko som tyder på stor avsetjingsaktivitet og mange pulsar i debris-flowen. Dei største avsetjingane er å finna på oversida av vegen, på nedsida er det funne mykje sand og silt men ingen klastar. Grensa til skredbana er trekt heilt ned til elva på grunn av finmaterialet som er observert på nedsida av vegen. Den totale lengda til skredbana frå elva er 3000m, mens frå dei nedste klast-avsetjingane til toppen av kjeldeområdet er det målt 2700m. Det totale fallet er 1445m målt frå elva og 1415m målt frå nedste klast-avsetjing. Dette gjev ein gjennomsnittleg gradient for skredet på 26° frå elva og 28° frå nedste klast-avsetjing. Gradientprofilen for sistnemnde er vist i figur 4-34. Arealet til kjeldeområdet er målt til omtrent $356\ 000\ m^2$.



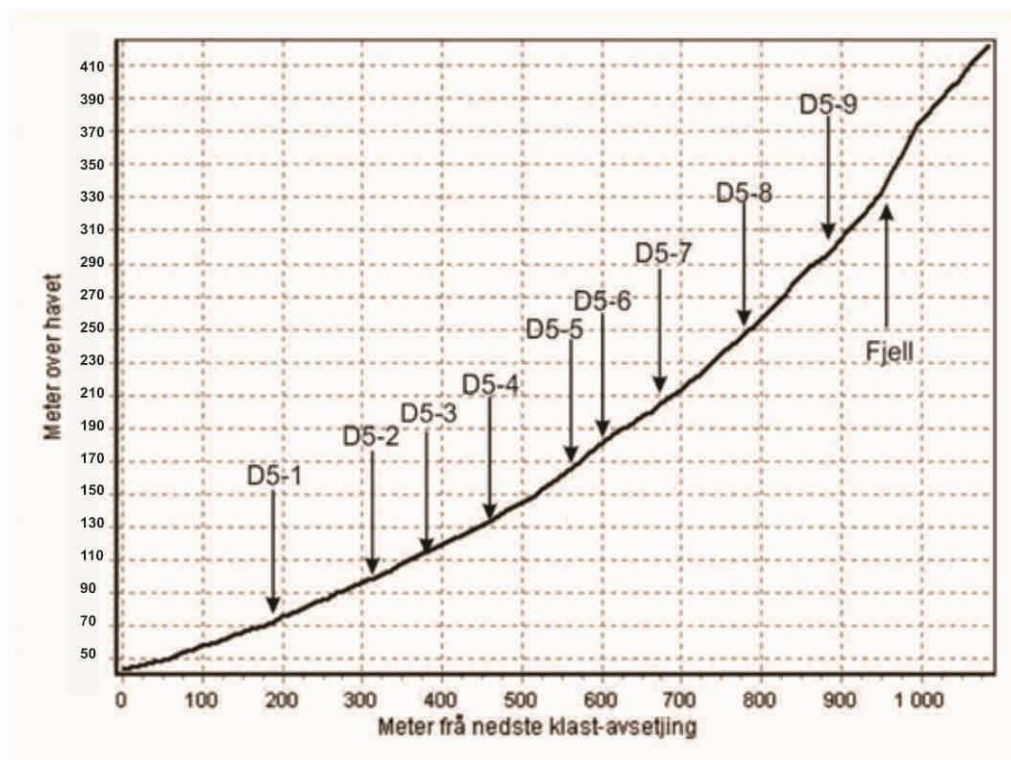
Figur 4-33. Kjeldeområdet for skredbanane C, D og E.



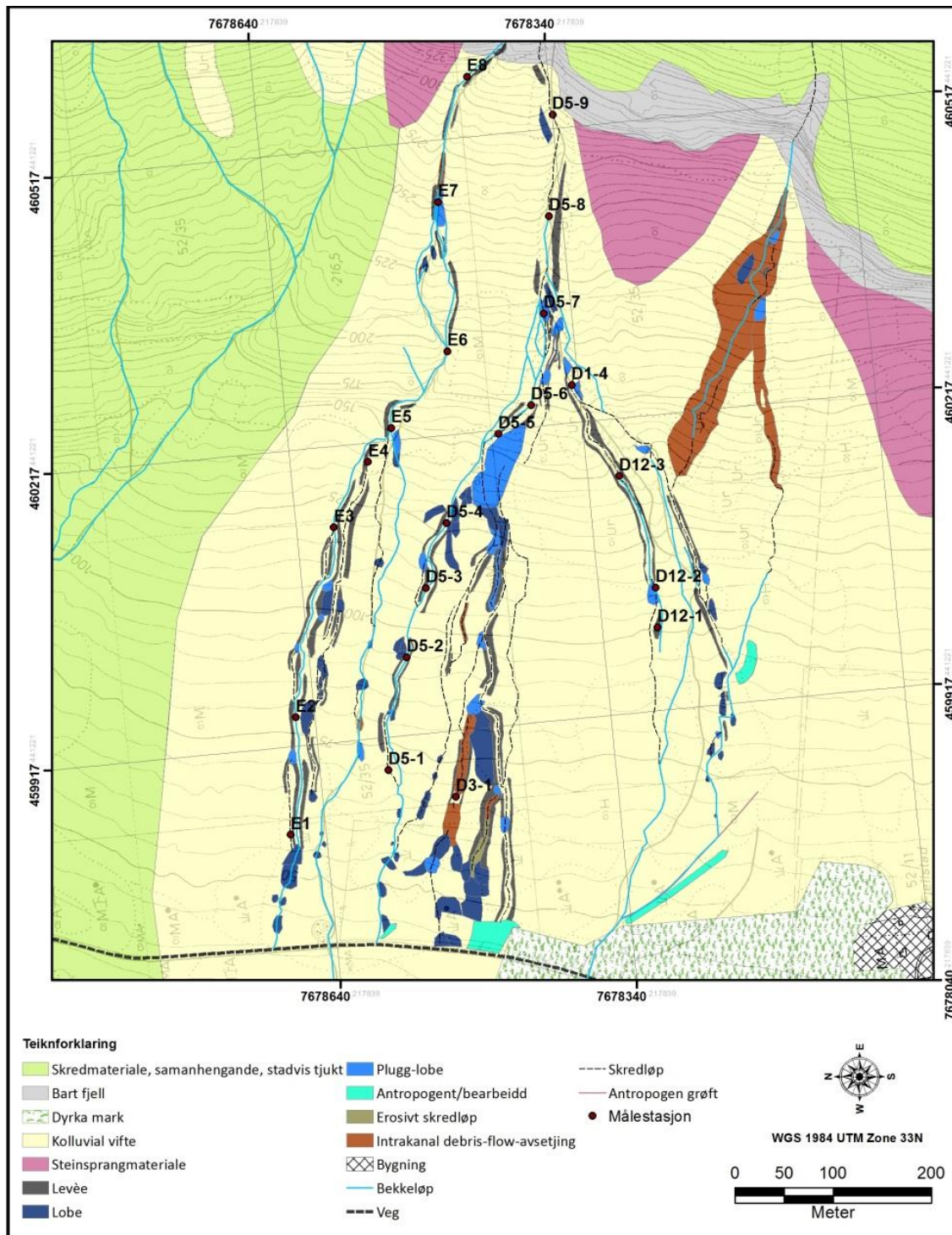
Figur 4-34. Gradientprofil for skred D, målt fra nedste kartlagde klast-avsetjing. Kjeldeområdet og avsetjingsområdet er skilde ved den stipla linja. Plasseringa er vist i figur 4-4. Profilen er framstilt utan vertikal overdriving.

4.6.2. Avsetjingsområdet

Avsetjingsområdet for skred D er det mest samansette og kompliserte av alle. Forgreiningane er mange, og fleire stader går forgreina løp saman igjen. Dette har gjort rekonstruksjonen av avsetjingsforløpet vanskeleg, og skredløpsinndelinga har vore komplisert. I figur 4-46 er resultatet av inndelinga vist på kartet. Nomenklaturen er gjeven med same kriteria som for dei andre skreda. Gjennomgåande for heile avsetjingsområdet er spreidd og dels usamanhengande avsetjing, i form av både levèar, lobar og intrakanale avsetjingar. I luftlinje målar avsetjingsområdet for skredet 920m frå neste klastavsetjing (like ovanfor vegen) til øvste avsetjing (like nedunder den nedste berghylla). Høgdeskilnaden er på 295m. Dette gjev ein gjennomsnittleg gradient for området på $17,78^\circ$, noko som stemmer godt med målingane som vart tekne ved målestasjonane under feltarbeidet. Gradienten er, som for alle skreda, høgare i dei øvre partia av avsetjingsområdet og slakare i dei nedste, som vist i gradientprofilen i figur 4-35.

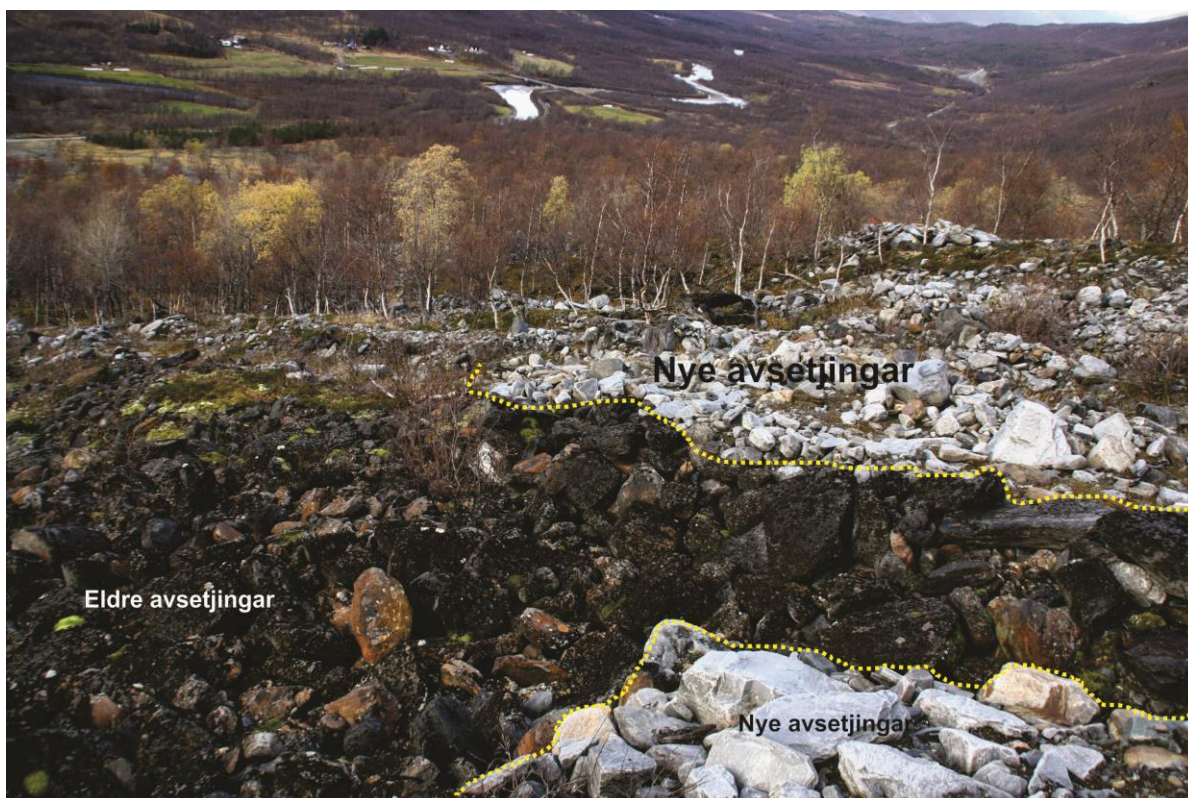


Figur 4-35. Gradientprofil for avsetjingsområdet til skred D. Posisjonen til 9 målestasjonar (D5-1 til D5-9) er merka, samt nedre kant for nedste berghylla, som òg definerer starten på avsetjingsområdet. Profilen er dratt langs banen til skredløp D5 (sjå figur 4-46). Den vertikale overdrivinga er 2X.



Figur 4-36. Plasseringa til målestasjonane for avsetjingsområda til skredbane D og E er viste på kartet.

Fleire stader øvst i avsetjingsområdet viser skredbanen eldre avsetjingar tett på dei ferske debris-flow-avsetjingane frå 2012. Dette til likskap med dei andre skredbanane. I figur 4-37 er det vist eit døme, frå området mellom skredløpa D1b/D12 og D2 (sjå figur 4-46 for kartreferanse). Desse tolka til å stamma frå debris-flow-hendingane frå 2005.



Figur 4-37. Eldre debris-flow-avsetjingar tett på ferske avsetjingar. Aldersforskjellen er tydeleggjort av eit dekke av lav og mose på dei eldste avsetjingane, som då får ein mørkare farge samanlikna med dei ferske avsetjingane. Den gule stipla linja markerer grensa mellom avsetjingane. Foto: teke 11.10.2012.

Den nedre delen av avsetjingsområdet er prega av stor spreining, og viser størst utbreiing samanlikna med dei andre skredbanane. Terrenget ber òg preg av ein relativt låg gradient og lite relieff. Desse kan ha vore faktorar som har ført til at forgreiningane er mange i forhold til dei andre skredbanane (diskutert nærmare i kapittel 6). Ein konsekvens av stor spreining til skredløpa i avsetjingsområdet er at terskelen for avsetjing har vore relativt låg, noko som manifesterar seg i form av mange spreidde avsetjingar, både i form av usamanhengande levèar langs løpa og små lobar (sjå figur 4-38).

Den aller største delen av skredmaterialet har vore avsett på oppsida av vegen, nedre kant for klastavsetjingane er kartlagt få meter frå vegkanten. Bilete frå dagen etter skredet viser at skredmateriale dekkja vegbana, men dette er rydda bort og er ikkje bevart. På nedsida av vegen er det funne finkorna materiale, hovudsakleg silt og sand (sjå figur 4-42). Dette tyder på at debris-flowen har glidd over til å vera ein hyperkonsentrert massestrom, noko som er samrådleg med kva Vogt (2007) har konkludert. Alternativt er dette sediment vaska ut av regnvatnet (kapittel 6).



Figur 4-38. Den låge terskelen for avsetjing i dei nedre delane av skredbane D er demonstrert i biletet. Området er prega av mange, dels usamanhengande levør og avsetjing innanfor sjølve skredløpet, som på dette stadiet har minka betrakteleg i både djupnad og breidde, grunna dei mange forgreiningane. Manglande bork på trea viser eit minste nivå for kor høgt debris-flowen nådde. Foto teke 1.7.2013.



Figur 4-39. Trestokkar med ei lengde på over 4 meter har vore frakta til dei mest distale partia av avsetjingsområdet. Foto teke 11.10.2012.



Figur 4-40. Restane av eit gjerde ligg dels begravd under debris-flow-avsetjingar. Sjølv om gjerdet har gjeve etter og ein del av massane har kome forbi, har mesteparten av materialet vorte avsett på oppsida av gjerdet. Dette viser ein låg terskel for avsetjing, og den laterale utbreiinga viser at debris-fløwen på dette stadiet har ikkje gått i løp men bevegde seg fritt i lendet. Foto teke 1.7.2013



Figur 4-41. Kanalane og skredløpa er lite tydelege i dei nedste delane av avsetjingsområdet. Her er avsetjingane spreidde, og avsetjingsmekanikken er til tider utydeleg. Foto teke 11.10.2012.



Figur 4-42. Finkorna materiale (hovudsakleg silt og sand) har vorte transportert forbi dei nedste klastavsetjingane, over vegen, og er avsette i eit skogområde mellom vegen og elva. Dette tyder på ein overgang av debris-flowen til ein hyperkonsentrert massestraum. Biletet er teke mot elva. Foto: Jan Sverre Laberg, 11.10.2012.

Ein video (Figenschau, 2012) teke den 15.7.2012, dagen etter debris-flow-hendingane, er brukt til å produsera tre utdrags-bilete: figur 4-43, 4-44 og 4-45. Desse viser store mengder vatn i skredløpa sjølv dagen etter debris-flow-hendingane, samt avsetjing i vegbanen som endå ikkje er rydda vekk.



Figur 4-43. Skredmassane gjekk over vegbanen. Utdrags-bilete frå Figenschau (2012).



Figur 4-44. Debris-flow-avsetjingane dagen etter skredhendingane. I biletet er skreda C, D og E synlege, E til venstre og C til høgre. Avsetjingane høyrer hovudsakleg til skredbane D (Figenschau, 2012).

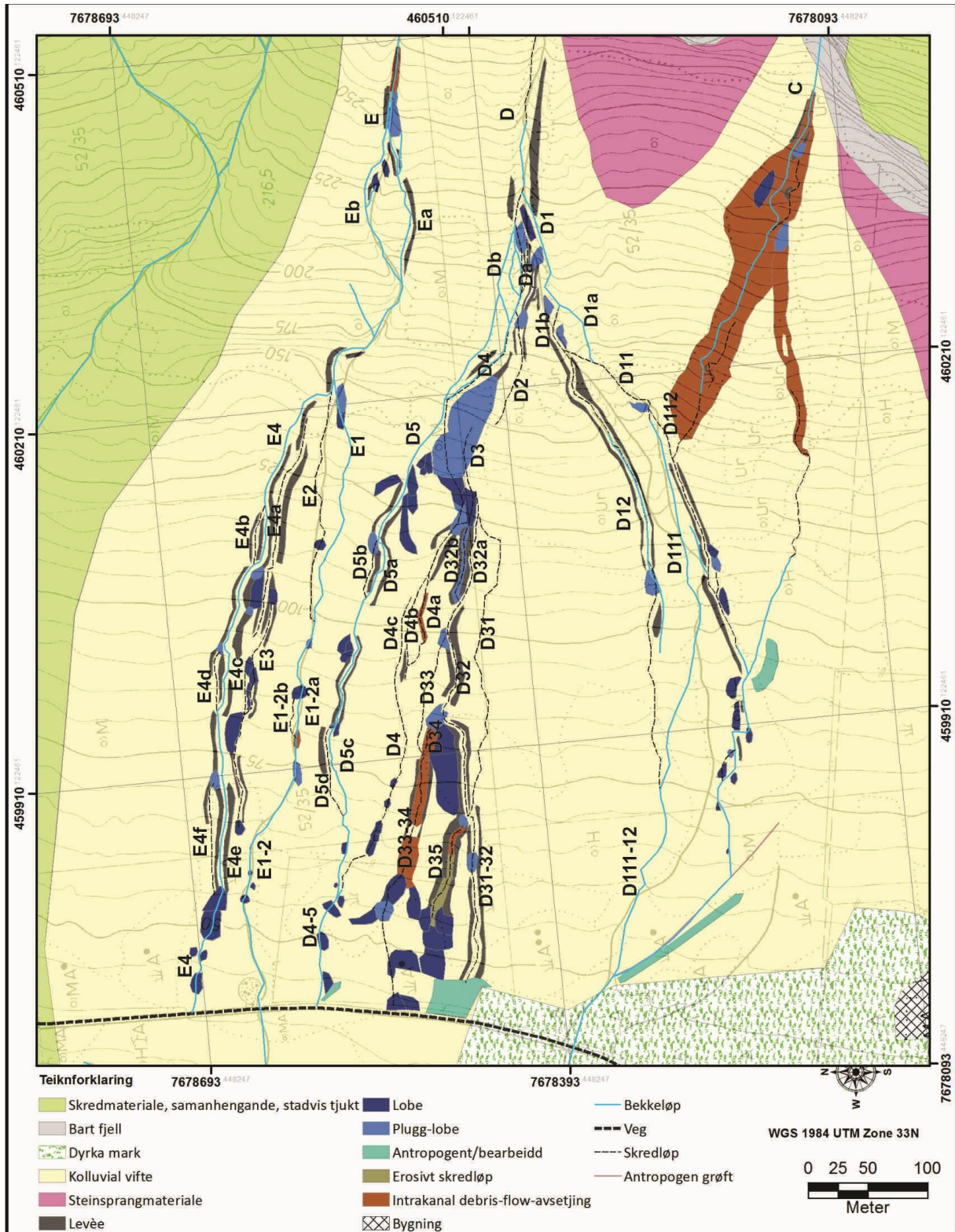


Figur 4-45. Eit gjerde har samla opp store massar med finkorna materiale. Dette gjerdet stod 2-3m frå vegen, og er i ettertid rive og bygd opp igjen. Avsetjingane er ikkje bevarte lenger (Figenschau, 2012).

Videoen frå Figenschau (2012) viser framleis store mengder vatn rennande ned skredbanane sjølv dagen etter skred-hendingane. Over vegen er det tydlege avsetjingar (figur 4-43) som inneheld både klast-materiale og matriks, og ser ut til å vera ein overgangsfase mellom dei klast-borne debris-flow-avsetjingane og dei finkorna avsetjingane som er dokumenterte på nedsida av vegen i 2013 (figur 4-42).

Ved fleire stader har vatnet som renn i skredløpa erodert i sedimentlaga, og avdekka fleire horisontar. Ved ein lokasjon har dei blotta sedimentlaga vorte logga, målet har vore å betre forstå sedimentasjonsprosessane og evt frekvens i skredhendingar på den kolluviale vifta under Mannfjellet. Loggen er vist i appendiks (figur 9-1). Koordinatane for den logga seksjonen er UTM 34W 459824 7678570.

4.6.3. Rekonstruert avsetjingsforløp

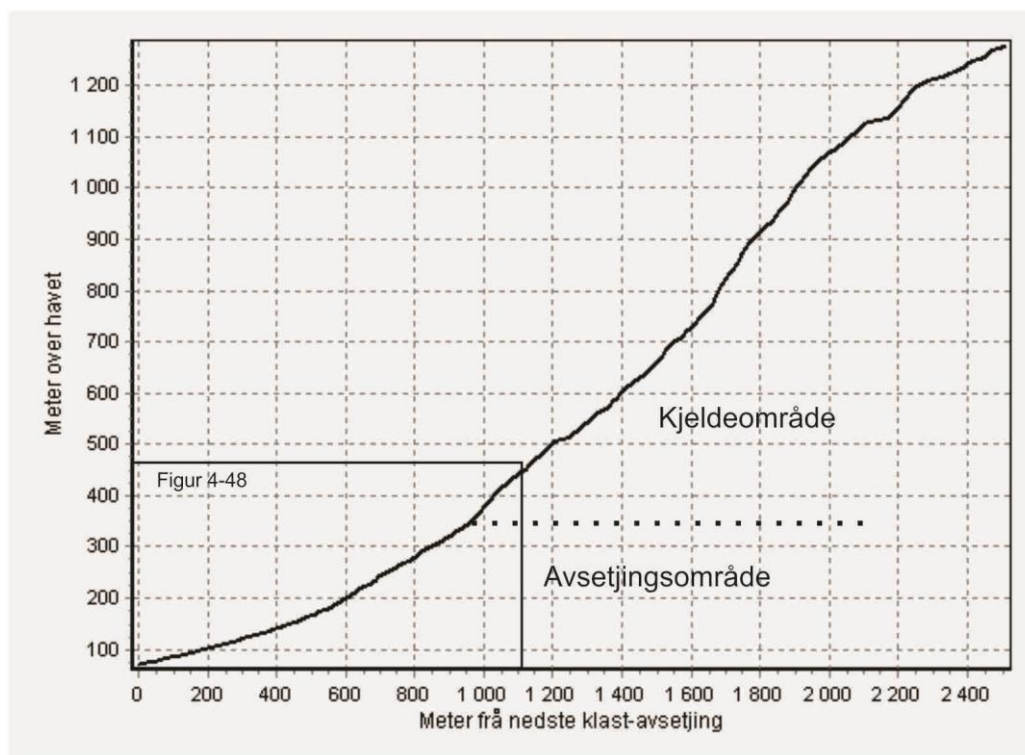


Figur 4-46. Avsetjingsområdet for skredbane D og E. Inndelinga i skredløp er merka på kartet. Merk orientering mot aust.

4.7. Skred E

4.7.1. Geomorfologisk skildring

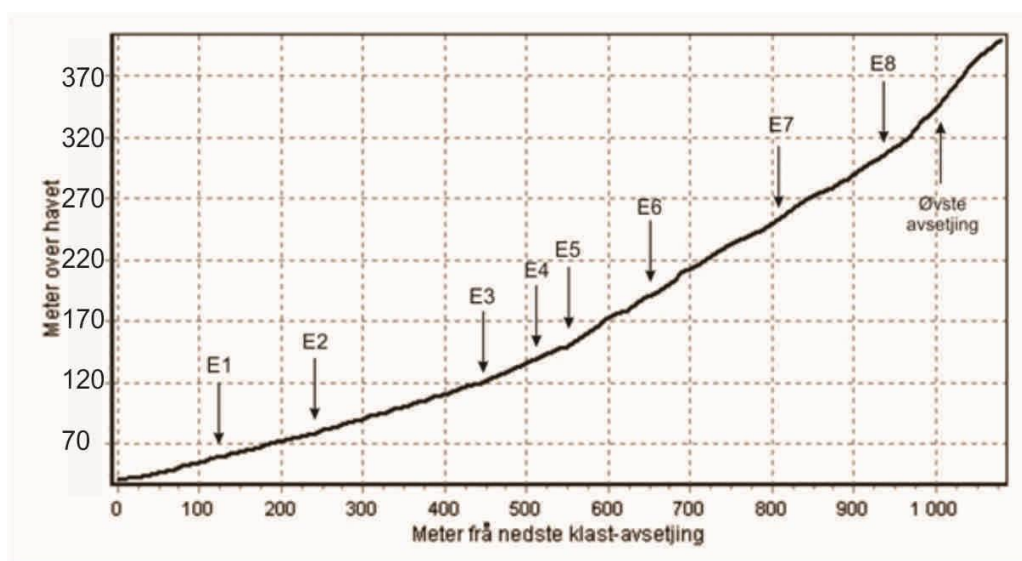
Skredbane E grensar i sør til skredbane D frå kjeldeområdet til avsetjingsområdet (sjå figur 4-2 og 4-3). Øvste punkt i kjeldeområdet er på 1320 moh, ved vasskille mellom Signaldalen og Kitdalen. Øvste parti er prega av mykje bart fjell og ein del tynne og usamanhengande lausmassar, då skredmassar (steinsprangavsetjingar), sjå figur 4-33. Ved kring 970 moh byrjar kjeldeområdet å kanalisera seg i to løp, som foreinar seg ved 590 moh. Overgangen til tjukkare lausmassedekke skjer gradvis, men er kartlagt til 480-490 moh. Bergkanten som i likskap med dei andre skredbanane definerer starten på avsetjingsområdet, er ved 340-370 moh. Her har skredet endå berre eit løp. Avsetjingsområdet er mindre utbreidd enn naboskredet, og er prega av fleire parallelle løp med avsetjing mest i form av levèar. Totalt måler banen 2520m frå nedste kartlagde klastavsetjing til toppen av kjeldeområdet, samt eit fall på 1180m. Dette gjev ein gjennomsnittleg gradient på $25,1^\circ$. Arealet til kjeldeområdet er målt til omtrent $255\,800\text{ m}^2$.



Figur 4-47. Gradientprofil for skredbane E. Plasseringa er vist i figur 4-4. Den vertikale overdrivinga er 1,5X.

4.7.2. Avsetjingsområdet

Skredbanen viser nokre forgreiningar i avsetjingsområdet, men færre enn kva skredbane D viser. For kartografisk referanse sjå figur 4-36 og figur 4-46. Avsetjingane er prega av usamanhengande levèar, som er lengre i dei nedste partia av avsetjingsområdet og kortare i dei øvste. Ein del spreidd avsetjing, mest i form av små avulsjonslopar og intrakanal avsetjing er tilstade. Avsetjingsområdet er definert mellom 45-330 moh, og med ei lengde på 1000m betyr det ein gjennomsnittleg gradient på $15,9^\circ$. Det relativt låge talet på forgreiningar kan skuldast at bekken som til vanleg renn i skredløpet har erodert ein markert ravine i lausmassane øvst i avsetjingsområdet, som debris-flowen då har fylgd. Der terrenget flatar ut (frå kring 150 moh og nedover) og ravinen sluttar, viser skredet fleire forgreiningar. 8 målestasjonar, E1-E8, vart oppretta i avsetjingsområdet. Resultata frå desse er viste i appendiks. Som ved skredbane D, er det funne finkorna avsetjingar på nedsida av dei klasthaldige avsetjingane, som ein forlenging av debris-flow-avsetjingane. Desse er tolka til å vera matris frå debris-flowen, avsett av ein mindre viskøs massestraum, truleg ein *sheetflow*. Overgangen mellom klasthaldige og ikkje-klasthaldige avsetjingar er funne 45-50 m på oppsida av vegen, ved eit gjerde som tydelegvis har stoppa dei mest distale klasthaldige avsetjingane. Sideløpa til skredbanen og den forsøkt rekonstruerte skredmekanikken er vist i figur 4-46.



Figur 4-48. Gradientprofil for avsetjingsområdet til skredbane E. Plasseringa til dei 8 målestasjonane er vist langs profilen, samt grensa for øvste avsetjing. Kanten til berghylla som definerer starten på avsetjingsområdet er mindre tydeleg her enn for dei andre skredbanane. Den vertikale overdrivinga er 1,5X.



Figur 4-49. Øvre parti av avsetjingsområdet til skred E, med apex. A viser apex og dei øvste avsetjingane. B syner ein detalj frå skredløpet rett ovanfor apex, der to store blokker er synlege midt i skredløpet. C er eit utdrag frå figur 8-10 frå Vogt (2007), som syner dei nøyaktige same blokkene på den same staden. Foto i A og B teke av Aldo Dyrvik den 11.10.2012.

Ein interessant observasjon er funn av to store blokker i skredløpet rett ovanfor apex, som vist i figur 4-49. Desse to blokkene er tidlegare skildra av Vogt (2007), som gjengitt i figur 4-49-C; det er eit bevis på at blokkene ikkje har flytta seg på trass av debris-flow-hendinga 14.7.2012.

4.8. Oppsummering for dei fem skredbanane

Alle skredbanane har vore inndelte i kjeldeområde og avsetjingsområde. Kjeldeområdet er definert som oppsamlingsområdet for vatnet som inngår i debris-flowen, samt det området der skredbanen hentar materialet som inngår i debris-flowen. Avsetjingsområdet er det området der debris-flowen avsett.

Som vist i figur 4-2 og 4-3, har avsetjingsområda til dei fem skredbanane blitt strekte heilt ned til elva, uavhengig av om det er funnet debris-flow-avsetjing frå dei studerte skredhendingane frå 2012 så langt som til elvekanten. Grunnen til det er fordi debris-flow-banane endrar seg over tid, og ved kvar ny hending vil skreda avsetja på ein forskjellig plass i avsetjingsområdet; sannsynlegvis alle områda på den kolluviale vifta under Mannfjellet på eit tidspunkt vorte utsette for debris-flow-avsetjing. For kva angår skredbane A er det bevist at debris-flowen enda i elva, mens for skredbanane D og E er det funne tydlege matriksdominerte avsetjingar mellom vegen og elva. Det er god grunn til å tru at denne typen matriksdominerte avsetjingane (eller *sheet-flow*-avsetjingar) er å finna i avsetjingsområda for dei andre skredbanane.

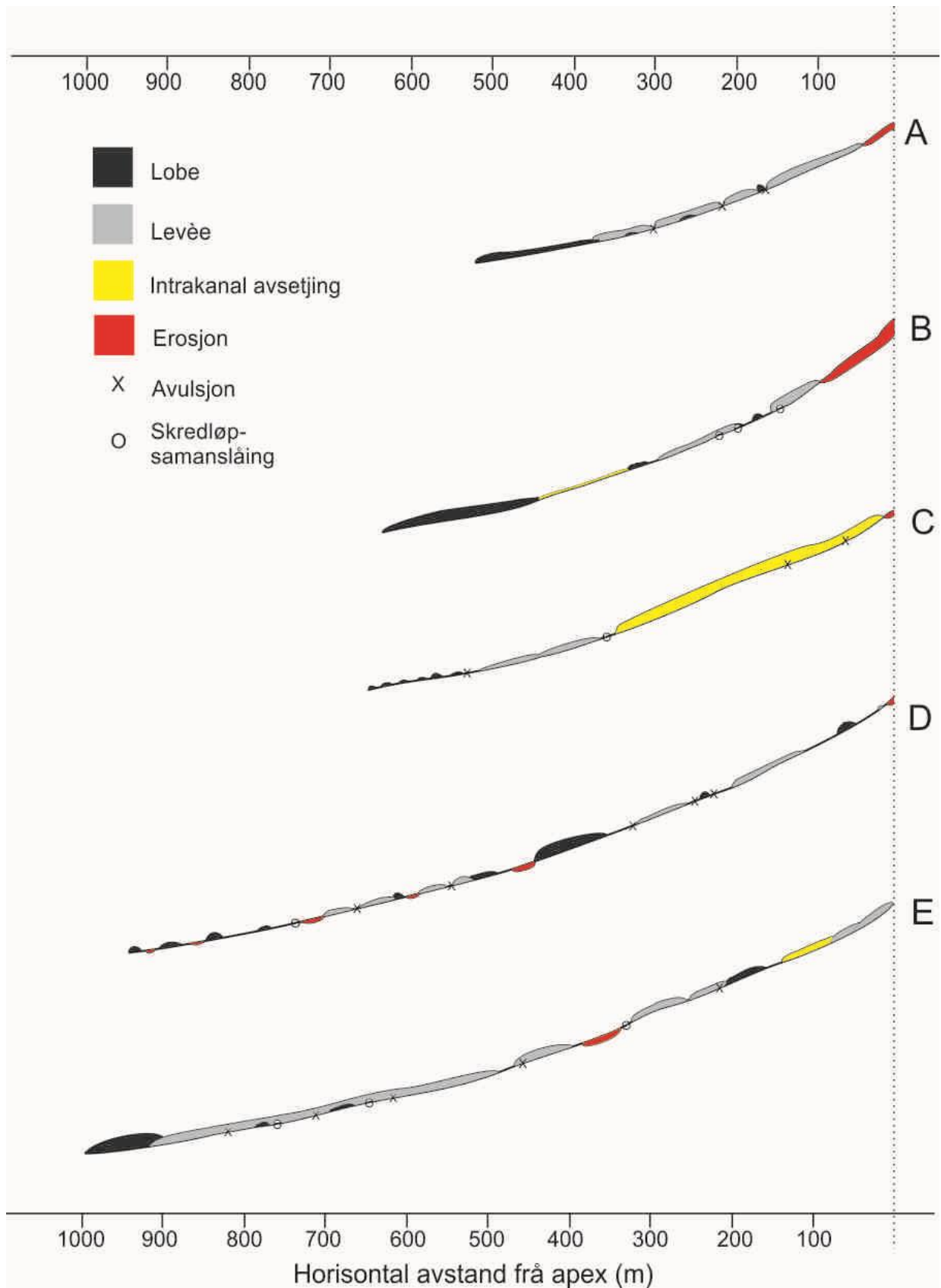
Denne oppgåva konsentrerer seg om skredhendingane frå 2012, i særleg grad debris-flow-avsetjingane (*sheetflow*-avsetjingane er tekne med i studie for å gje eit vidare innsyn i samansetjinga og kompleksiteten til prosessen). Difor er det i den statistiske analysen i kapittel 5 brukt lengde på skredløpa i avsetjingsområdet (som då er målte frå *apex* til nedste kartlagde klastavsetjing langs hovudløpet) som mål for storleiken på avsetjingane, i staden for areal av avsetjingsområdet.

4.8.1. Avsetjingsområda

Avsetjingsområda startar ved apex, som er nært men ikkje alltid samanfallande med fyrste avsetjing. Sjølv innanfor avsetjingsområdet har debris-flowane erodert; overgangen mellom erosjon og avsetjing i avsetjingsområda er ofte flytande, og fleire plassar kan det ikkje trekkjast noko klar grense.

Avsetjingane er dokumentert til å ta form som hovudsakleg levèar og lobar, samt noko avsetjing i kanalbotnen. Denne inndelinga i formelement er gjort med grunnlag i bakgrunnsteorien som er gjennomgått i avsnitt 1.5.7. I løpet av feltkartlegginga, var det fleire stader vanskeleg å skilja mellom ulike formelement, grunna svært spreidd og udefinert avsetjing (særleg gjeld dette for skredbane D). I slike tilfelle har avsetjingane blitt kartlagde som lobar. Skredbanane C, D og E skil seg frå dei to andre ved eit meir samansett avsetjingsområde, der avsetjingsforløpet har vore vanskelegare å tolka. Det viser seg at når terrenget flatar ut og terskelen for avsetjing minkar, styrer mange faktorar avsetjinga. I tillegg til dei meir vanlege faktorar, slik tap av moment eller vassinnhald (sjå avsnitt 1.5) har ytre faktorar som vegetasjon og morfologiske element stor betydning. Desse har vore skildra i dei førre avsnitta, men vil ikkje bli studerte kvar for seg sidan det ville vera for omfattande i forhold til relevansen.

Gradientprofilane for dei fem debris-flowane i avsetjingsområda er samla i figur 4-50, langs den same horisontale skalaen og utan vertikal overdriving. Figuren samanliknar storleiken til dei fem avsetjingsområda, samt avsetjingsmønsteret.



Figur 4-50. Gradientprofilane for avsetjingsområda til dei fem skredbanane er lagt langs den same horisontale akse, alle utan vertikal overdriving. Avsetjing og formelementar er plotta langs profilane, samt symbol for der skredløpet delar seg ved avulsjon eller slår seg saman med eit anna løp. Mektigheita på dei plotta avsetjingane er meint å gje ein indikasjon på storleiken til avsetjingane langs skredløpet.

Frå figur 4-50 er det tydeleg korleis A er den debris-flow-banen med kortaste avsetjingsområde mens E har lengst. Formen (krumminga) på gradientprofilane er likevel tilnærma lik. Profilane er teikna langs hovudløpa til skreda i avsetjingsområda, høvesvis A4, 1B2/3/4-2B, C2-D112-C1, D5 og E4. Plottinga av formelement langs gradientprofilane gjeld berre for det enkelte skredløpet og ikkje for heile avsetjingsområdet.

Den største forskjellen i avsetjingsmønsteret er mangelen på ein tydeleg endelobe for skredbanane C, D og E (sistnemnde syner ein endelobe, men samanlikna med storleiken på resten av skredet er den mykje mindre enn den til skred A og B). A og B syner og tydeleg erosjon nært *apex*; denne er tilnærma fråverande for C, D og E. Likevel syner D og E ein del erosjon nedst i avsetjingsområdet, der kor det er stor spreining i avsetjingane, noko som skred A, B og C ikkje har. Talet på løps-splitting og samanslåing er og størst for D og E, dette gjenspeglar kva som er vist av karta i mellom anna figur 4-2.

4.8.2. Vidare analyse

Kartlegginga av studieområdet (både digitalt og i felt) har gjeve ein del målingar og verdiar som resultat. Desse tala er studerte vidare i kapittel 5, der dei er nytta til å foreta ein statistisk analyse av både geomorfologiske og sedimentologiske parameter. Parametrane som er studert er valde ut med tanke på å kunna samanlikna resultata med dei frå tidlegare studie.

5. Geomorfologisk og sedimentologisk analyse

I samband med studie av skredbanane, er det føretatt fleire målingar, utrekningar og observasjonar av både geomorfologiske og sedimentologiske parameter. Desse er gjennomgatte i ein grafisk og statistisk analyse og brukte vidare som grunnlag i framstillinga av ein teoretisk debris-flow-modell i avsnitt 5.4 samt den generelle diskusjonen.

Den geomorfologiske analysen vil vera ei statistisk gjennomgåing av verdier rekna ut frå kartprodukta, som er resultat av både førehandskartlegging og feltkartlegging i ArcGIS. Den sedimentologiske analysen omhandlar data samla ved målestasjonane, og vil vera både ei grafisk og eit reint statistisk studie av resultatata. Analyse av matriks-prøvar vil fylgja etter og utfylla den sedimentologiske analysen.

5.1. Geomorfologiske data

Ein del parametrar er rekna ut i ArcMap, med det eigenproduserte lausmasselaget som grunnlag og DEM-laget samt dei økonomiske karta som hjelpelag. Målingane er til dels oppgjevne i avsnitt 4.3 til 4.7, og oppsummerte i tabell 5-1, 5-2 og 5-3. Desse vil bli gjennomgatte i dei sju komande avsnitta.

5.1.1. Verdier for heile banen

Tabell 5-1. Målingar og utrekningar for dei fem skredbanane, totalt for heile banen.

Skredbane	Lengde	Fall	Gradient	Areal
A	2000 m	1320 m	33.4°	761 697 m ²
B	2500 m	1470 m	30.46°	1 167 371 m ²
C	2650 m	1470 m	29.02°	679 737 m ²
D	2700 m	1415 m	27.66°	625 521 m ²
E	2520 m	1180 m	25.09°	356 610 m ²
Gjennomsnitt	2474 m	1371 m	29.11°	718 187 m²

Lengdene til skredbanane (samt lengdene for skredløpa i avsetjingsområda) er målt frå den nedste klastavsetjinga langs hovudløpet, eller det siste aktive løpet. Fallet er målt som høgdeforskjellen frå øvste og nedste punkt. Gradienten er rekna ut som ein trigonometrisk gjennomsnittsverdi. Arealet er målt på det horisontale planet, slik at det arealet langs terrenget er i realiteten større grunna den vertikale komponenten.

5.1.2. Verdier for kjeldeområda

Tabell 5-2. Målingar og utrekningar for kjeldeområda til dei fem skredbanane.

Skredbane	Lengde	Fall	Gradient	Areal	Øvste kartlagde høgde for førekomst av lausmassar
A	1480 m	1180 m	38.56°	645 940 m ²	910 moh
B	1750 m	1230 m	35.10°	679 878 m ²	870 moh
C	1760 m	1230 m	34.95°	374 350 m ²	1070 moh
D	1780 m	1120 m	32.18°	355 961 m ²	1150 moh
E	1520 m	895 m	30.49°	255 844 m ²	1290 moh
Gjennomsnitt	1658 m	1131 m	34.30°	462 395 m²	1058 moh

For kjeldeområda er lengda til skredbanane målt langs hovudløpet frå *apex* til øvste del av kjeldeområdet. Fall, gradient og areal er målt som forklart i førre avsnitt. Øvste kartlagde høgde for førekomst av lausmassar gjev ein indikasjon på kva maksimum nivå skredbanane kan henta kjeldemateriale frå, men vil ikkje bli studert vidare.

5.1.3. Verdier for avsetjingsområda

Tabell 5-3. Målingar og utrekningar for avsetjingsområda til dei fem skredbanane.

Skredbane	Lengde	Fall	Gradient	Areal	Øvste avsetjing	Tal på forgreiningar	Tal levèar	Tal lobar - plugglobar
A	520 m	140 m	15.07°	115 757 m ²	180 moh	3	26	21
B	750 m	240 m	17.74°	487 493 m ²	220 moh	2	9	10
C	890 m	240 m	15.09°	305 387 m ²	290 moh	4	11	14
D	920 m	295 m	17.78°	269 560 m ²	320 moh	18	42	55
E	1000 m	285 m	15.91°	100 766 m ²	340 moh	8	34	32
Gjennomsnitt	816 m	240 m	16.39°	255 793 m²	270 moh	7	24.4	26.4

For avsetjingsområda er 8 parametrar vurdert. Lengde, gradient og areal vil bli studert i dei neste avsnitta, men øvste avsetjing og gradient, samt tal på forgreiningar, levèar og lobar er òg interessante. Høgdenivå for øvste avsetjing viser ein trend der skred A har lågast høgde, mens dei for andre skreda aukar den gradvis fram til skred E, som er høgast. Grunnen er at berglaget som definerer grensa til øvste avsetjing stig i høgde i nordgåande retning. Gradienten for avsetjingsområda er lite varierende, forskjellane kan skuldast at målingane er føretatt langs skredløpa som har varierende grad av sinuositet. Tal på forgreiningar og avsetjingar er indikative, sidan verdiane er eit resultat av fleire tilnærmingar både i feltkartlegginga og tolkinga. Likevel er det tydeleg korleis skred D syner definitivt størst avsetjingsaktivitet, etterfølgt av skred E, A og C. Skred B syner minst avsetjingsaktivitet ut frå desse verdiane. Dette betyr ikkje at skred D har avsett mest og skred B minst, mengde avsetjing er ikkje vurdert. Derimot er det ein god indikasjon på at avsetjingsforløpet har vore mest komplisert og samansett i skredbane D og enklast i skredbane B.

5.1.4. Oppsummering

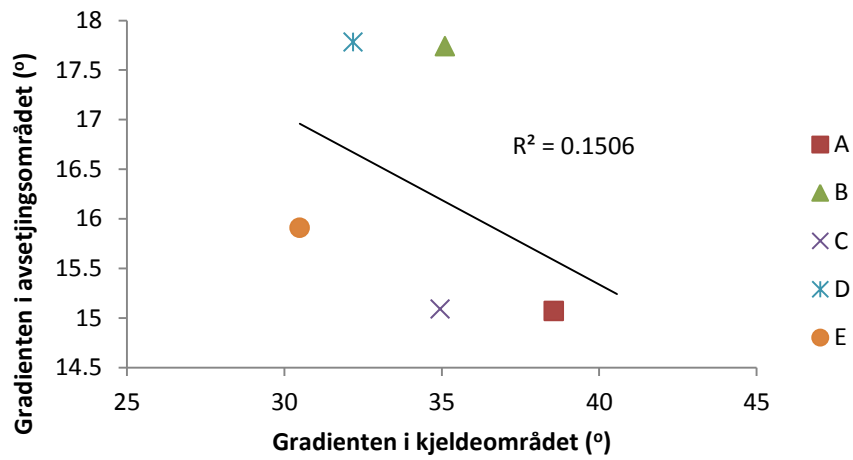
Som det kjem fram av tabellane, er det ein viss likskap mellom verdiane for dei forskjellige skredbanane, noko som dannar eit godt grunnlag for oppbygging av ein teoretisk skredbanemodell. Lengde og fall på skredbanane er relativt like, med lite variasjonar (maks. 35 % av største verdi). Mens desse verdiane er relativt like, er det ein tydeleg trend i gradientverdiane; skred A er det brattaste, og gradienten minkar gradvis for kvar skredbane fram til skred E, som er det slakaste (gradienten i avsetjingsområda er nokså stabil, det er i kjeldeområda det er forskjell). Arealet av kjeldeområda er og størst i sør, og minst i nord.

Totalt areal for avsetjingsområda er 1 278 963 m², for kjeldeområda er det 2 311 973 m². Totalt er arealet for heile studieområdet 3 590 936 m², eller omtrent 3,6 km².

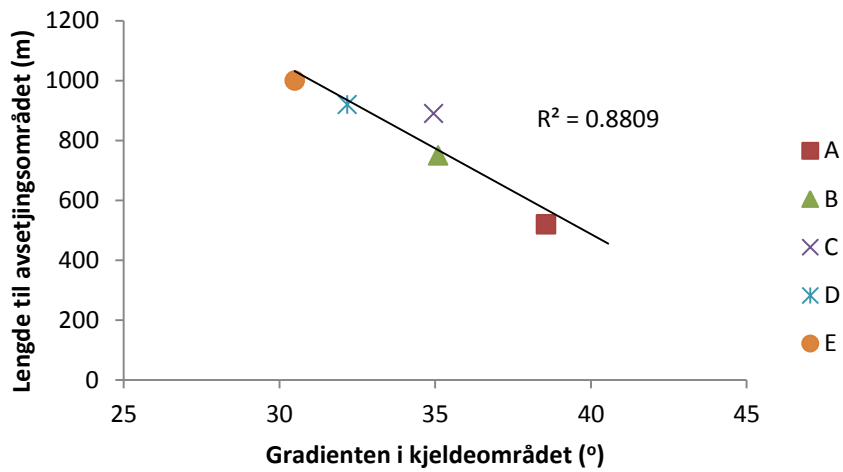
Ut av parametrane som er oppgjevne i tabell 5-1 – 5-3 er gradient, lengde og areal av både kjeldeområda og avsetjingsområda plotta mot kvarandre i ni grafar viste i figur 5-1 til 5-9. Sidan settingen i kjeldeområda er satt og styrer korleis debris-flowane utviklar seg, er verdiane for desse områda plotta langs x-aksane, mens verdiane for avsetjingsområda er sett som variable langs y-aksane. For alle grafane, er skredbanane plotta som A-E, med respektive fargekodar. Ei trendlinja er rekna ut for å betre visa samanhengen mellom plottane for dei fem skreda. For denne trendlinja er R²-verdien målt; denne verdien varierer mellom 0 og 1, der R² = 1 indikerer perfekt samsvar mellom plottane og trendlinja.

For å gje betre oversikt er grafane inndelt i bolkar, sorterte etter kategoriakse-parameter. Grafane er stilt saman, mens forklaringa fylgjer etter i eige seksjon.

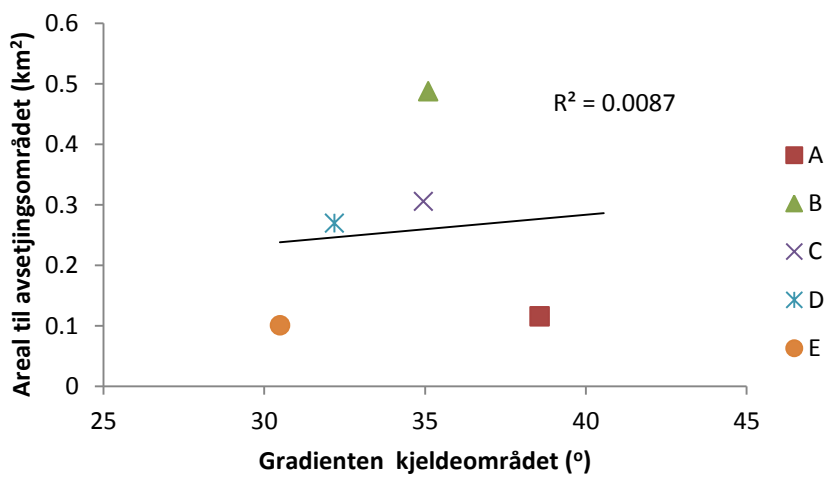
5.1.5. Gradienten til kjeldeområdet



Figur 5-1



Figur 5-2



Figur 5-3

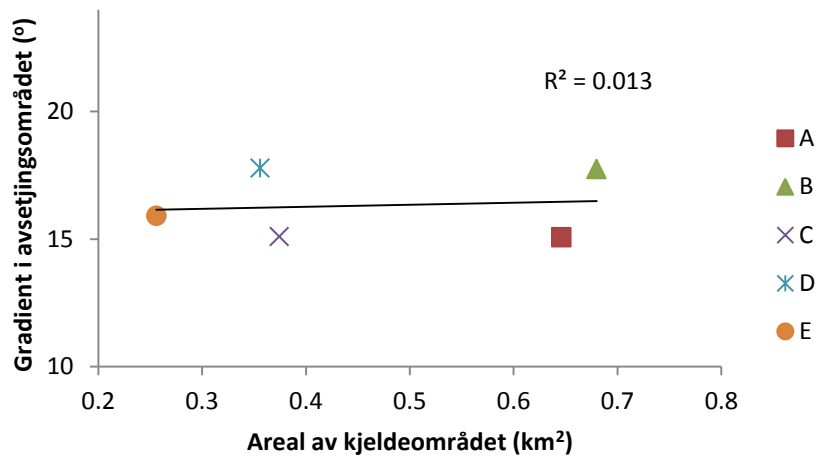
Grafane i figur 5-1 – 5-3 viser gradient, lende og areal til avsetjingsområda plotta mot gradienten til kjeldeområda. Det er rekna ut ei trendlinja for alle grafane, men berre den for figur 5-2 viser god korrelasjon.

Den fyrste grafen samanliknar gradienten i avsetjingsområda med gradienten i kjeldeområda. Den dårlege korrelasjonen vil tilsei at gradienten i kjeldeområda ikkje påverkar gradienten i avsetjingsområda i særleg grad.

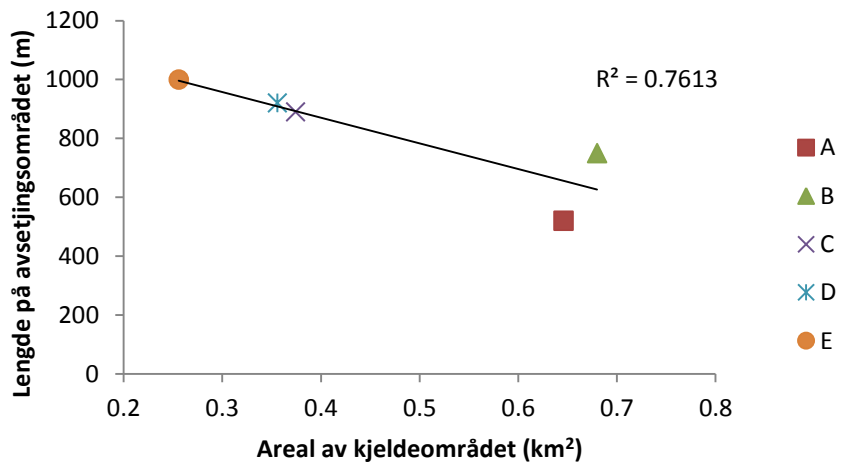
Den andre grafen set lengde på avsetjingane i avsetjingsområda opp mot gradienten til kjeldeområda. Som tidlegare forklart er lengde til avsetjingane i avsetjingsområdet brukt som eit mål på mengde avsetjing, og er føretrekt framfor arealet til avsetjingsområda sidan det er skredhendingane frå 2012 som er fokus i studiet. Her er korrelasjonen god, og ein trend peikar seg ut der lengda på avsetjingane minkar proporsjonalt med ei auke i gradienten i kjeldeområda. Dette kan skuldast ytre faktorar, som at det er skredbanane med brattaste kjeldeområde som òg har den mest avgrensa potensiale til avsetjing, då Signaldalselva er nærmast fjellsida (t.d. skredbane A). Det kan òg forklarast med at jo brattare kjeldeområdet er, desto mindre potensiale har skredløpet til å lagra kjeldematerialet då dette vil rasa ut oftare enn om skredløpet hadde vore slakare. Når så ein eventuell debris-flow vert trigga, vil den finna mindre materiale tilgjengeleg i dei skredløpa som er brattaste.

Den tredje grafen, som plottar arealet til avsetjingsområda opp mot gradienten i kjeldeområda, syner særleg dårleg korrelasjon. Dette støttar fram at lengde på avsetjingane er ein betre parameter å bruka som mål for storleik på avsetjingane.

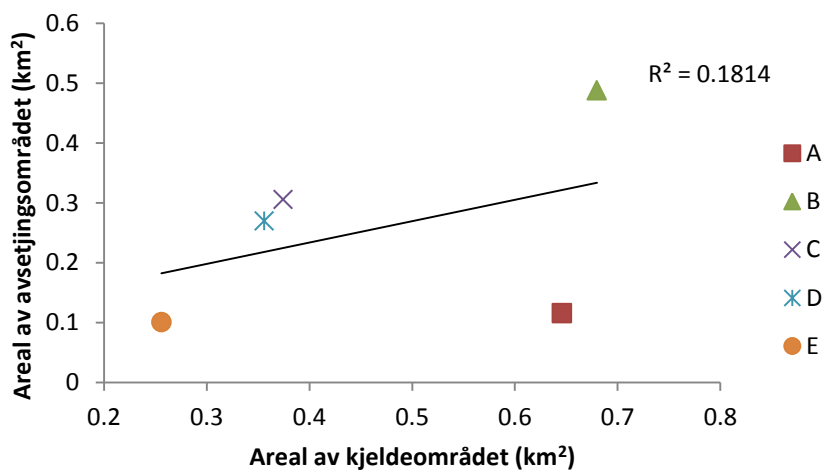
5.1.6. Arealet til kjeldeområdet



Figur 5-4



Figur 5-5



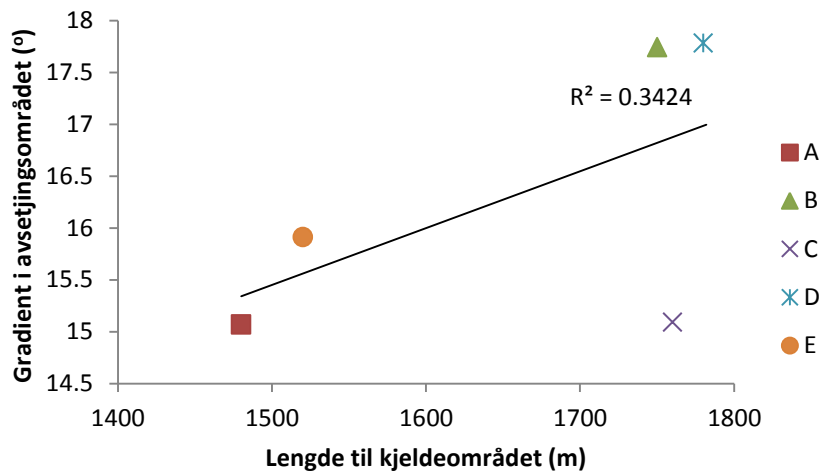
Figur 5-6

Dei tre grafane i figur 5-4 – 5-6 viser parametrane for avsetjingsområda plotta mot arealet til kjeldeområda. Dette arealet definerer nedslagsfeltet for nedbøren som dannar grunnlaget for debris-flowane, og er eit mål på mengde vatn og kjeldematerialet tilgjengeleg for kvar skredbane.

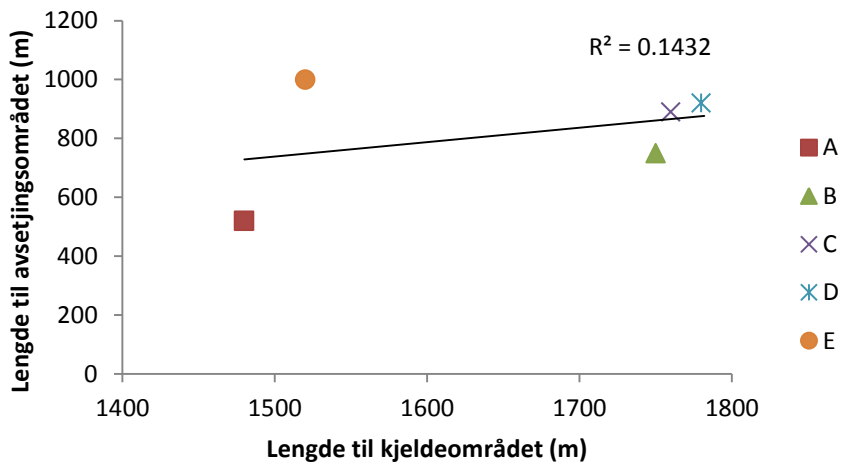
Figur 5-4 viser gradienten til avsetjingsområdet plotta mot arealet av kjeldeområdet. Grafen viser særst dårleg korrelasjon mellom areal av kjeldeområdet og gradient i avsetjingsområdet, mange faktorar (lokale forhold) spelar inn for desse parametrane. Likevel, er det verdt å merka seg at resultatata tåler samanlikning med kva er å finna i litteraturen, sjå figur 6-5. Det skal og nemnast at arealet av kjeldeområdet er rekna til å omfatta alt potensielt areal som kan tilføra debris-flowen materiale, men det er usikkert kor mykje av dette arealet faktisk bidreg. Truleg er det berre områda langs skredløpet som er aktive under debris-flowen, difor er det oppmålte arealet berre indikativ for potensiell mengde materiale som kan involverast i debris-flowen, og er ikkje ein klar parameter for mengde materiale som faktisk er i aksjon i skreda.

Den andre grafen viser derimot god korrelasjon, men her viser trenden at jo større kjeldeområde, desto kortare er avsetjingane. Dette strider imot kva som er logisk, sidan jo større mengde vatn og kjeldemateriale tilgjengeleg desto større burde avsetjingane bli. Forklaringa kan vera lik som i førre avsnitt, altså at ytre faktorar (då særleg geomorfologiske begrensingar i avsetjingsområda) styrer storleiken på avsetjingane i minst like stor grad som settingane til kjeldeområdet.

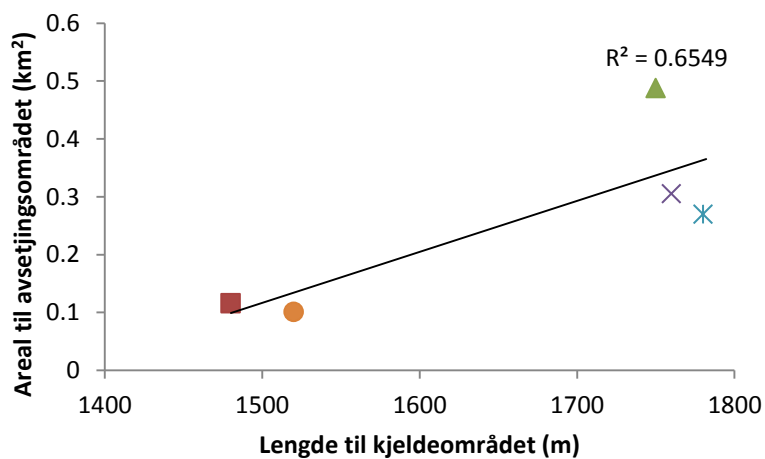
5.1.7. Lengde til kjeldeområdet



Figur 5-7



Figur 5-8



Figur 5-9

Dei tre siste grafane i serien, i figur 5-7 – 5-9, set parametrane for avsetjingsområda opp mot lengde til skredløpa i kjeldeområda. Korrelasjonsgraden er varierende, best for den siste grafen og dårlegaste for den andre.

Figur 5-7 og 5-8 viser så dårleg korrelasjon at det ikkje antyder noko samanheng mellom dei plotta parametrane. Ein kunne tru at lengda til avsetjingsområdet er påverkeleg av den til kjeldeområdet, men den aktuelle grafen kan ikkje brukast til å støtta denne teorien grunna den låge R^2 -verdien.

Den siste grafen i figur 5-9 viser god korrelasjon, og ein trend der arealet til avsetjingsområda ser ut til å auka ved auka lengde til kjeldeområda. Dette står til samsvar med kva både litteraturen og dei svake trendane som er å syna i figur 5-3 og 5-6 tilseier.

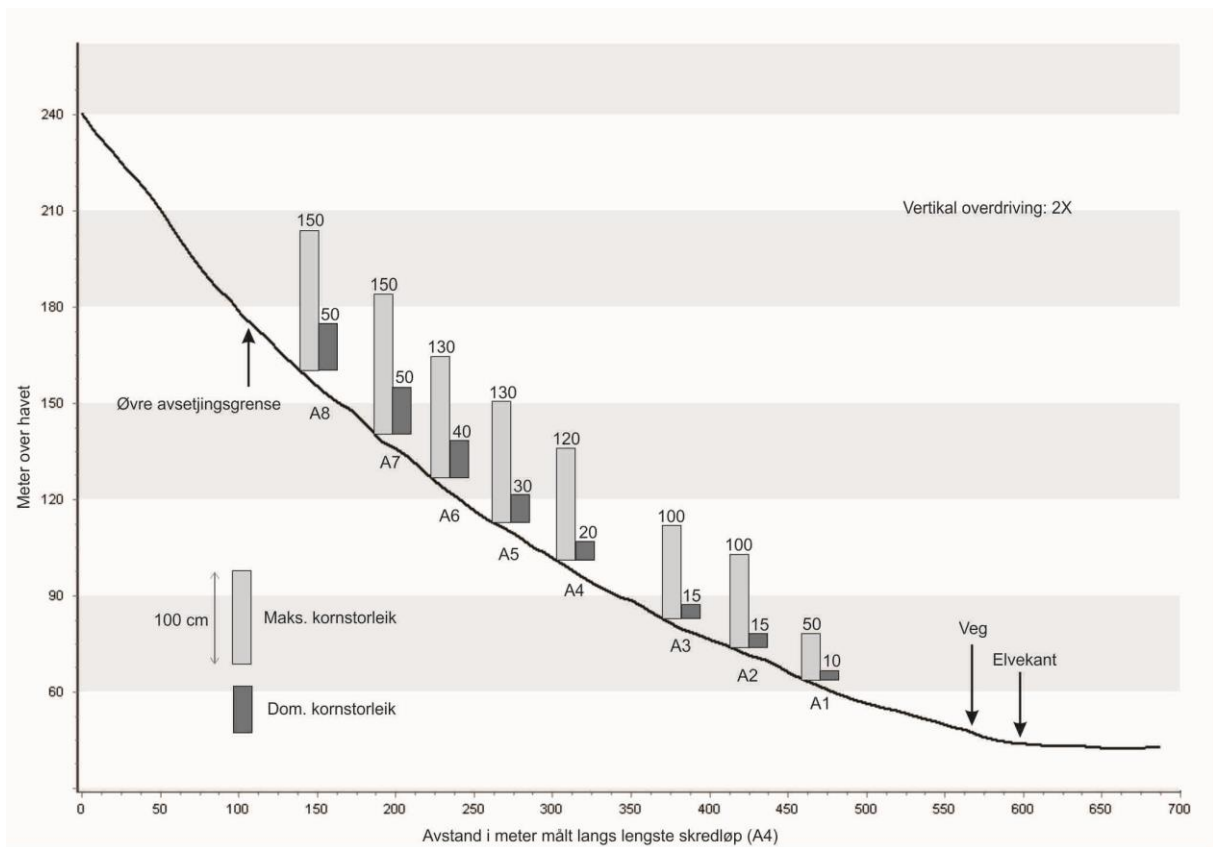
Dei siste tre grafane, der lengde til skredløpet i kjeldeområda er brukt som parameter, syner alle eit proporsjonalt samsvar med parametrane til avsetjingsområdet. Det betyr at lengda til kjeldeområdet er den parameteren som gjev eit resultat som best kan samanliknast med litteraturen, sidan både gradient- og arealplottane viser til tider invers korrelasjon (som i figur 5-1, 5-2 og 5-5). Vidare kan det bety at det er hovudsakleg skredløpet eller dei mest nærliggjande områda som avgjer storleiken på ein debris-flow, mens resten av kjeldeområdet (då særleg dei mest periferiale områda) er mindre aktiv.

5.2. Sedimentologiske data

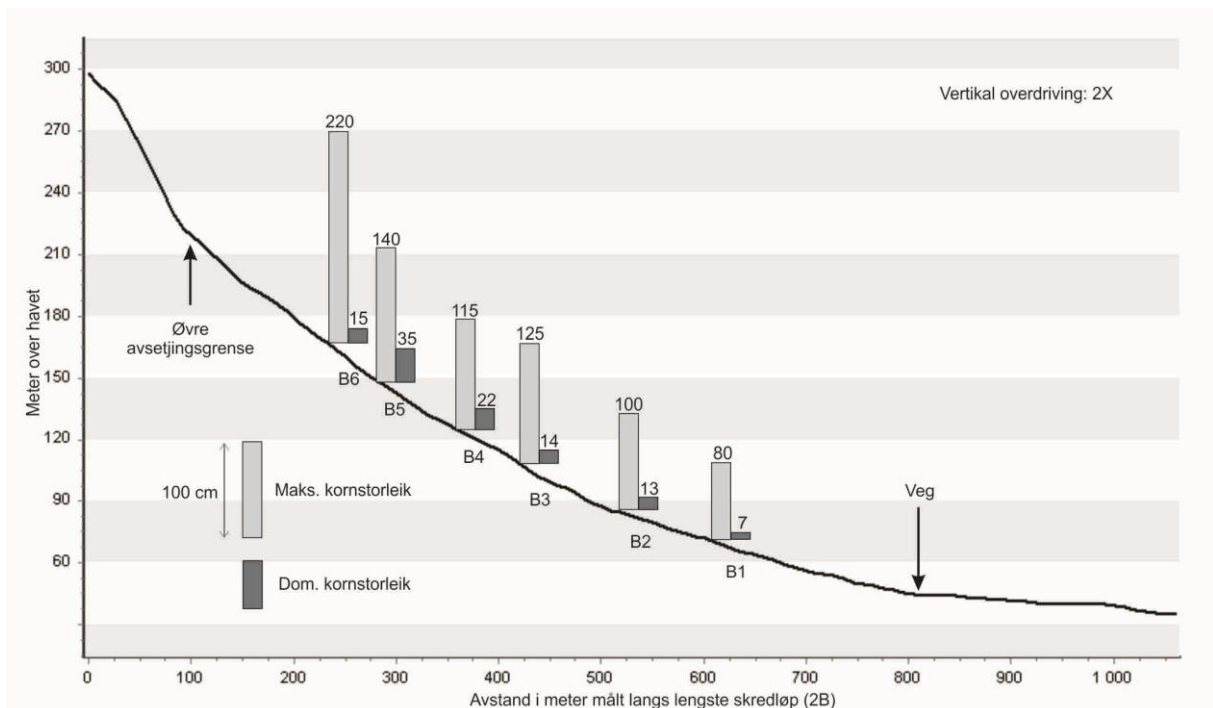
Alle resultat frå målingane teke i felt ved målestasjonane er viste i tabell 9-1 i appendiks. Desse resultatane er brukte til å framstilla eit statistisk grunnlag for vidare analyse. Målingane er tekne som skildra i avsnitt 3.5. Data frå ArcGIS gjev for det meste eit oversikt over geomorfologiske parameter for skreda, mens stasjonsmålingane gjev betre innsyn i dei sedimentologiske forholda i avsetjingsområda til skredbanane.

Det er ikkje føretatt stasjonsmålingar frå avsetjingsområdet til skredbane C, mens det er samla målingar frå fleire skredløp i skredbane D. Alle målingane frå skredbane D har vorte samla, sjølv om dei ikkje kjem frå same løp. Resultata av kornfordelingsanalysen av matriksprøvene samla inn hausten 2012 vil òg bli gjennomgått i dette kapitlet. Desse inneheld data frå skredbanane A og D.

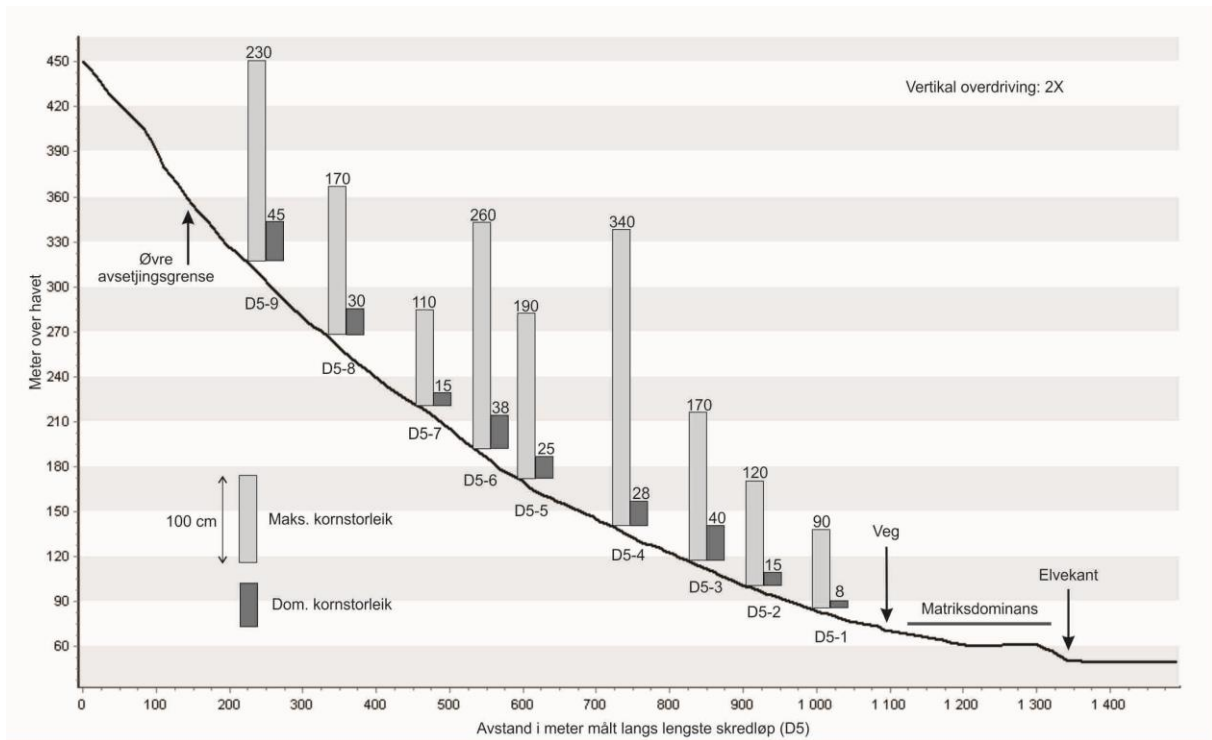
Figurane 5-10 – 5-13 viser gradientprofilar for avsetjingsområdene til skredbanane A, B, D og E. Profilane er teikna i ArcGIS langs dei nemnde skredløpa, og fylgjer dermed ikkje luftlinja mellom øvste og nedste avsetjing. Avstandane som er gjevne ved x-aksane er horisontale avstandar langs skredløpa. Langs profilane er det plotta dominerande og maksimal kornstorleik målt ved dei respektive målestasjonane, samt grense for øvste avsetjing og andre interessante parameter. Med unntak av figur 5-12, der trenden ikkje er særleg tydeleg, viser grafane i figur 5-10 – 5-13 ein trend der både den dominerande og den maksimale kornstorleiken minkar nedover lia i debris-flow-avsetjingane. Grunnen er truleg minkande gradient, og dermed fart og energimengde i prosessen, noko som senkar terskelen for avsetjing. Skredbanane D og E viser *sheetflow*-avsetjingar i området mellom veggen og elva, desse er gjennomgatte og viste i avsnitt 4.6.2 og 4.7.2. Overgangen mellom klathalding debris-flow-avsetjing og *sheetflow*-avsetjing er lokalisert for skredbane D rett ved veggen, og er av den grunn dessverre tapt då veggen vart rydda. For skredbane E, ved skredløpa E3 og E4, skjedde overgangen på oppsida av veggen, og er bevart. Den er truleg pressa fram av eit gjerde plassert der dei nedste klathaldige fraksjonane har avsett. Grensa er skarp og tydeleg, og viser at overgangen er markert og ikkje flytande.



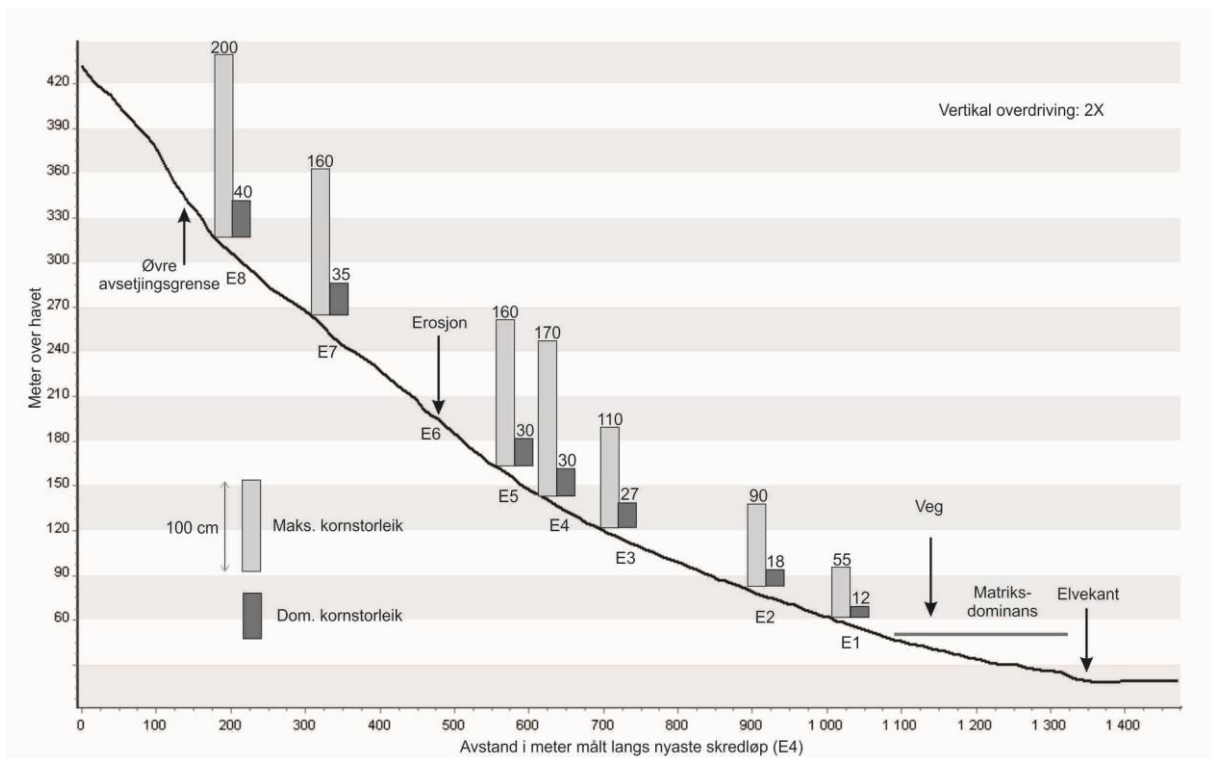
Figur 5-10. Dominerende og maksimal kornstorleik for målestasjonane A1-A8 er plotta langs gradientprofilen til avsetjingsområdet for skredbane A. Det er ein minkande trend for begge parametrane nedover profilen.



Figur 5-11. Dominerende og maksimal kornstorleik målte ved stasjonane B1-B6 er plotta langs gradientprofilen til avsetjingsområdet for skredbane B. Unntatt ved B6, viser målingane ein minkande trend nedover lia for dominerande kornstorleik. Maksimal kornstorleik viser og same trend, sjølv om den er ikkje like tydeleg.



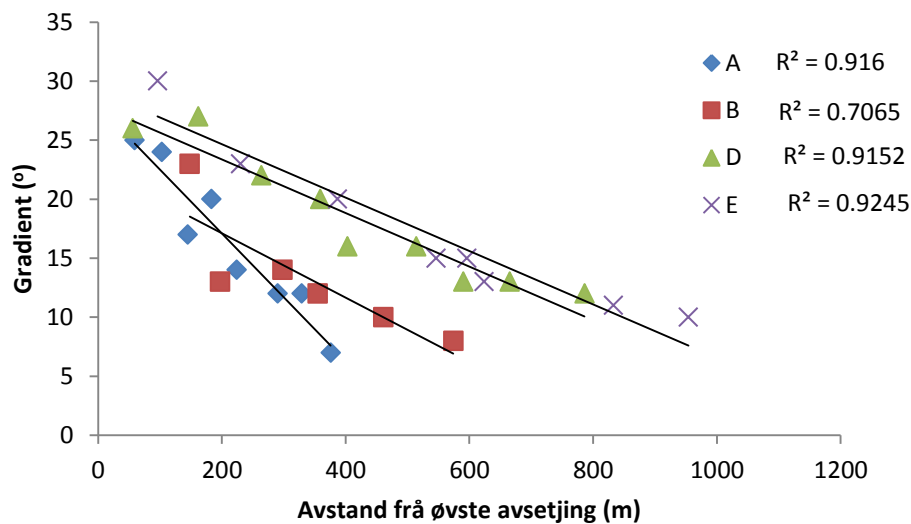
Figur 5-12. Dominerende og maksimal kornstorleik for målestasjonane D5-1 – D5-9 plotta langs gradientprofilen for skredløpet D5 (sjå figur 4-46). Ein generell trend er vanskelegare å sjå samanlikna med skredbanane A og B. Mellom veggen og elva, er det merka ein matriksdominans. Dette er diskutert i avsnitt 4.6.2 og dokumentert i figur 4-42.



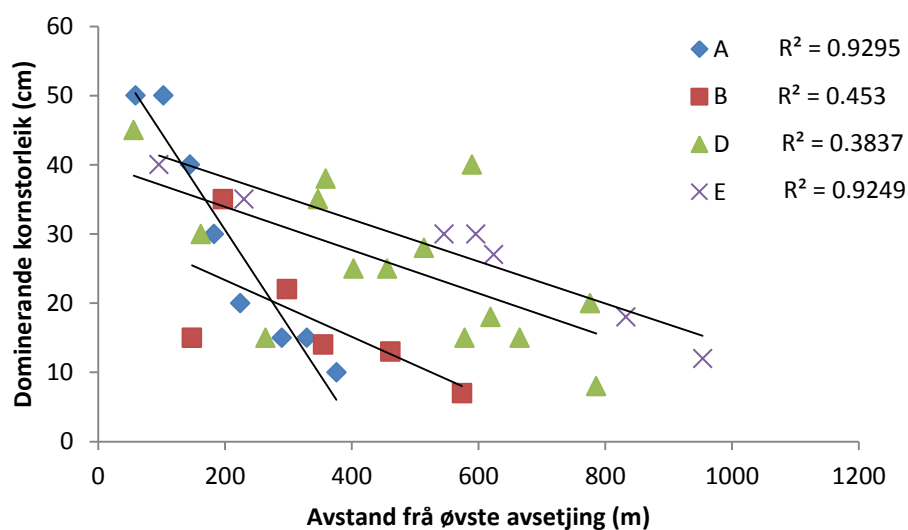
Figur 5-13. Dominerende og maksimal kornstorleik for målestasjonane E1-E8, plotta langs gradientprofilen til skredløp E4 i avsetjingsområdet for skredbane E. Det er ein generell minkande trend for kornstorleiken nedover profilen. Likt med figur 5-12 er det merka eit område med matriksdominans, eller sheetflow-avsetjingar, frå 45-50m opp frå veggen og ned til elva.

Grafane i figur 5-14 til 5-23 viser ulike parameter frå stasjonsmålingane plotta mot kvarandre. Kvar skredbane har eigen symbol i plottane, samt eige trendlinja. Ein R^2 -verdi er rekna for kvar trendlinje; som før varierer denne verdien mellom 0 og 1, der $R^2 = 1$ indikerer perfekt samsvar mellom plottane og trendlinja. To hovudparameter er brukte til å vurdere målingane, det er avstand frå øvste kartlagde avsetjing (som er nær men ikkje nødvendigvis samanfallande med apex) og gradient målt ved stasjonen. Siste graf viser forholdet mellom dominerande og maksimal kornstorleik. For å gje betre oversikt er grafane inndelt i bolkar, sorterte etter kategoriakse-parameter. Grafane er stilt saman, forklaringa fylgjer så etter.

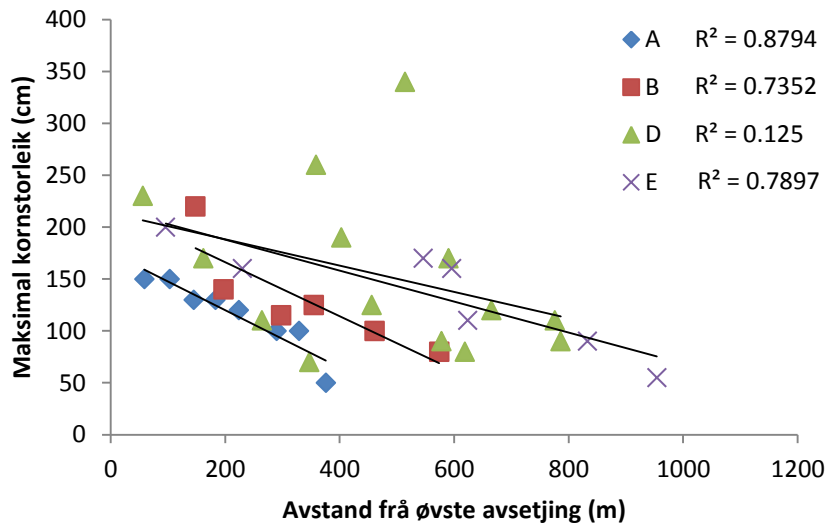
5.2.1. Avstand frå øvste avsetjing



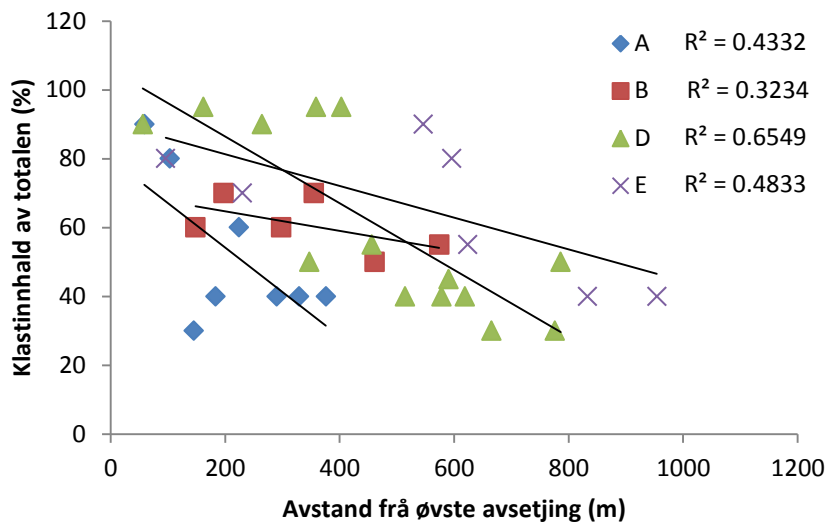
Figur 5-14



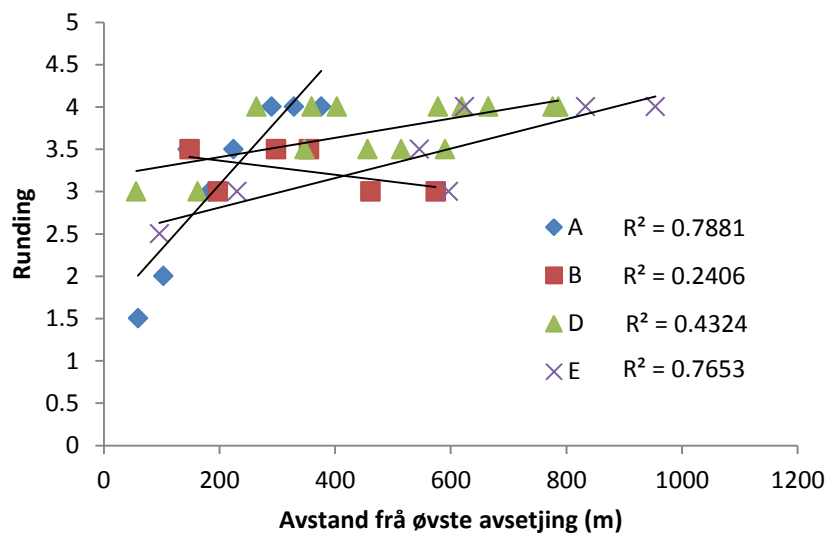
Figur 5-15



Figur 5-16



Figur 5-17



Figur 5-18

Figur 5-14. Gradienten målt ved kvar stasjon er plotta opp mot den horisontale avstanden frå øvste avsetjing. Det er svært god korrelasjon slik trend-linjene og R^2 -verdiane viser, der gradienten minkar med avstanden. Med andre ord er avsetjingsområdet bratt i øvre parti og slakare nedover. Det resulterer i ein terrengprofil i vertikal utsnitt som krummar oppover, og flatar ut i dei meir distale partia. Ein lineær korrelasjon i grafane tyder på at gradienten minkar eksponensielt med avstanden. Skredbane A skil seg ut frå dei andre med at profilen slakkar ut raskare, grunnen er truleg at utløpsavstanden til skredbanen er avgrensa av elva, og dermed vert profilen forkorta i forhold til kva den ideelt ville vore. Profilkurva og krumminga på den, dvs. gradientendringane, er framleis den same, og då må gradienten slakka ut fortare enn den elles ville gjort.

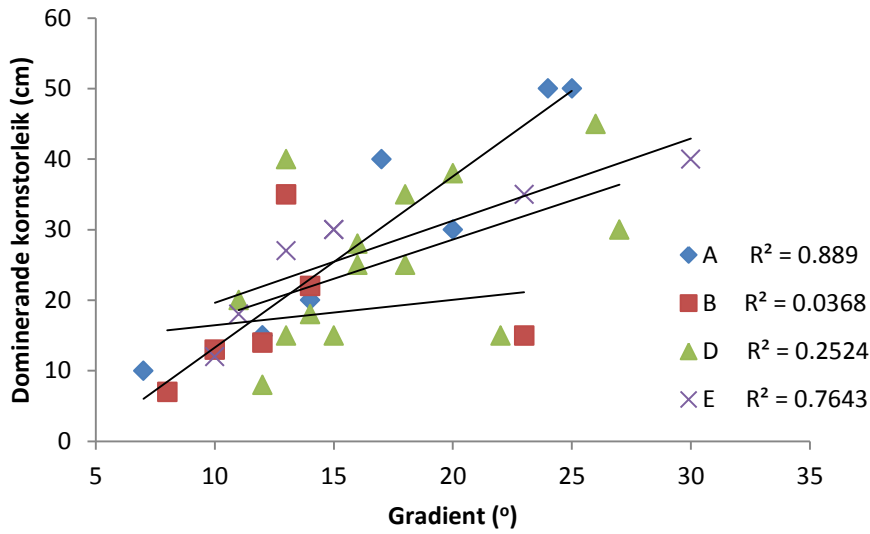
Figur 5-15. Den dominerande kornstorleiken er plotta opp mot den horisontale avstanden frå øvste avsetjing. Det er særleg god korrelasjon i plottane for skreda A og E, mindre god for B og D. Alle viser uansett tendensar til å minka i kornstorleik jo meir distalt ein ser. Her viser og skredbane A ei brattare trendlinje, dvs. at den dominerande kornstorleiken minkar fortare enn for dei andre skreda. Grunnen er truleg som for førre graf, utløpsavstanden til skredbanen er avgrensa og difor vert samlinga av plottar komprimerte langs x-aksen (altså avstanden i horisontal retning).

Figur 5-16. Likt med førre graf, er den maksimale kornstorleiken plotta. Korrelasjonen her er god for skreda A, B og E, men dårleg for skred D. Trenden viser, som for den dominerande kornstorleiken, minkande storleik ved lengre avstand nedover avsetjings-området. Den dårlege samlinga til plottane for skred D skuldast eit par uvanleg høge verdiar, som skuldast enkelte store blokker avsette i skredløpet.

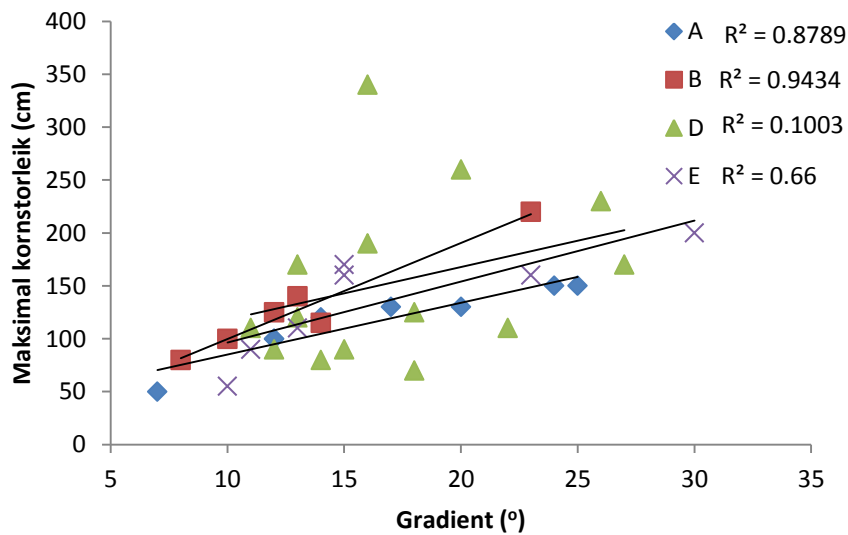
Figur 5-17. Fordelinga mellom klastar og matriks er analysert, her vist som prosentvis innhald av klastar i den totale avsetjinga kontra avstand nedover frå øvste avsetjing. Korrelasjonen er ikkje særleg god, men ein trend kan trekkjast fram der innhaldet av matriks aukar kontra klast-innhaldet nedover avsetjingsområdet. Forholdet mellom klastar og matriks er studert visuelt, og difor er verdiane indikative og ikkje absolutte. Likevel er denne indikasjonen viktig for å forstå endringa i samansetjing av avsetjingane. At klastfraksjonen er større i dei øvre partia mens matriksen dominerer dei meir distale avsetjingane har truleg same årsak som minka i kornstorleik nedover skredløpet: ved minkande gradient minkar energimengde, og dermed storleiken på det avsette materialet.

Figur 5-18. Rundingsgraden til klastane er her plotta opp mot avstanden frå øvste avsetjing. Forskjellane i rundingsgrad er ikkje store, noko som fører til stor samling kring få verdiar på den vertikale akselen. Skreda A og E viser god korrelasjon, og ein aukande trend i rundingsgrad ved auka avstand. Skreda B og D viser dårleg korrelasjon. Ei auke i rundingsgrad for dei meir distale avsetjingane er enkel å forklara ved at jo lenger ein klast har deltatt i ein debris-flow, desto større eksponering for erosjon mot andre klastar har den hatt, og dermed større grad av erosjon og rounding.

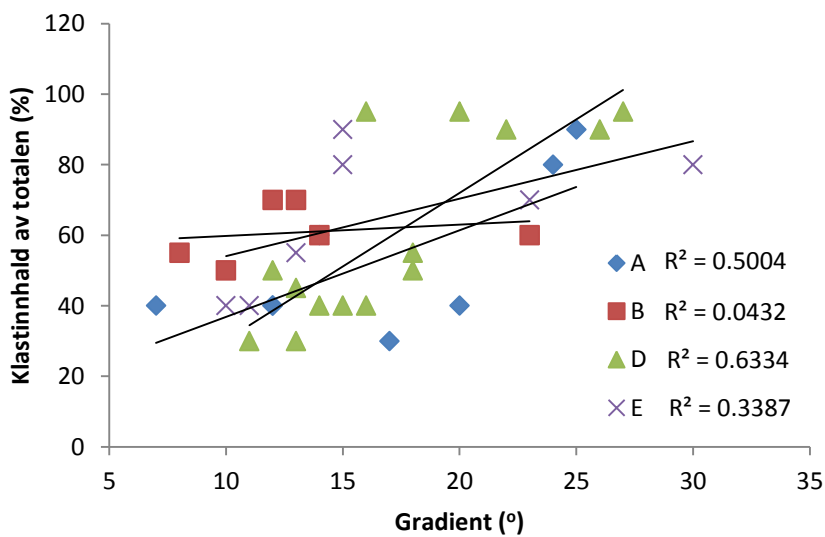
5.2.2. Gradient



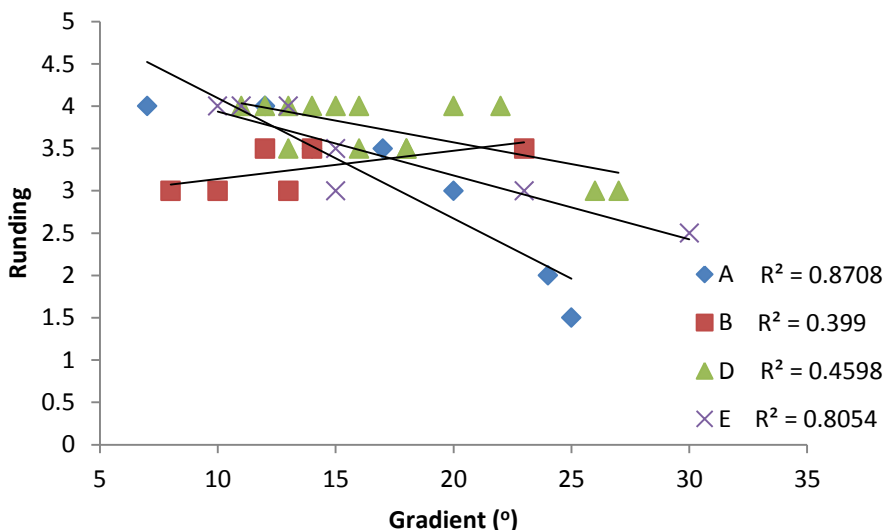
Figur 5-19



Figur 5-20



Figur 5-21



Figur 5-22

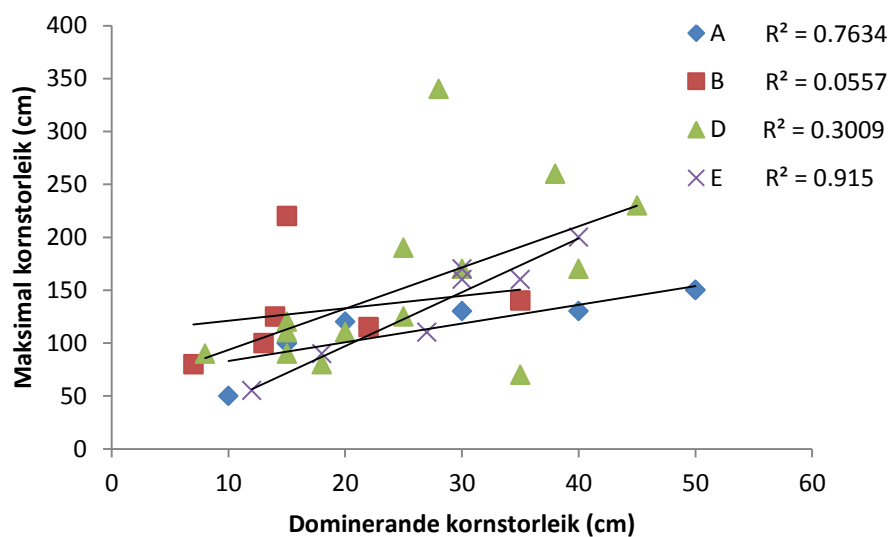
Figur 5-19. Den dominerande kornstorleiken er her plotta opp mot gradienten målt ved kvar stasjon. Skreda A og E viser god korrelasjon, mens for B og D er den dårleg. Trendane for alle er aukande kornstorleik ved aukande gradient. Grafen viser i grunn same resultat som den i figur 5-15, og dei to grafane er sterkt knytt. Koplinga skjer ved at ved større avstand frå *apex* minkar gradienten, og omvendt er gradienten brattast ved dei meir proximale partia (som ved figur 5-14). Skred A skil seg her og ut, av same grunn som tidlegare forklart.

Figur 5-20. Den maksimale kornstorleiken er plotta opp mot gradienten. Skreda A, B og E viser god korrelasjon, mens for D gjev nokre målingar stort utslag og fører til ein dårleg korrelasjon. Trendane er for alle auka kornstorleik ved aukande gradient. Grafen viser omtrent same resultat som den for dominerande kornstorleik kontra gradient, og er sterkt korrelert til grafen i figur 5-16. Ved auka gradient aukar og energimengde i debris-flowen, som tillèt berre dei større klastane å avsetja.

Figur 5-21. Fordelinga mellom klastar og matriks er analysert, her vist som prosentvis innhald av klastar i den totale avsetjinga kontra gradient. Korrelasjonen er ikkje særleg god, men ein trend kan trekkjast fram der klastinnhaldet aukar ved aukande gradient. Som for grafane i figur 5-19 – 5-20 viser denne grafen at ved auka gradient, og dermed auka energimengde, aukar dimensjonane til massane som kan avsetja.

Figur 5-22. Rundingsgraden til klastane er her studert plotta mot gradienten. For skreda A og E er korrelasjonen god, mindre god er den for B og D. Den totale trenden viser minkande rundingsgrad ved aukande gradient. Sidan gradienten er sterkt knytt til avstanden frå øvste avsetjing, som vist i grafen i figur 5-14, er verdiane viste i denne plotten samanliknbare med dei viste i grafen i figur 5-18. Ved større gradient, har klastane vore avsette proximalt og har ikkje vore utsette for erosjon og rounding like lenge som dei meir distale avsetjingane.

5.2.3. Dominerande kornstorleik



Figur 5-23

Figur 5-23. Forholda mellom maksimal og dominerande kornstorleiken er studerte i denne grafen. Ein generell trend viser at storleikane aukar proporsjonalt med kvarandre. Stor spreing i plottane, då særleg for skreda D og B, fører til låge R²-verdiar, dvs. dårleg korrelasjon.

5.2.4. Oppsummering

Både den dominerande og den maksimale kornstorleiken ser ut til å minka nedover skredløpa og ved minkande gradient. Dette skuldast at debris-flowen mistar energi når gradient minkar, og terskelen for avsetjing minkar. Relasjonen mellom storleik på avsetjingsmaterialet og energimengde er direkte proporsjonalt (Nichols, 1999).

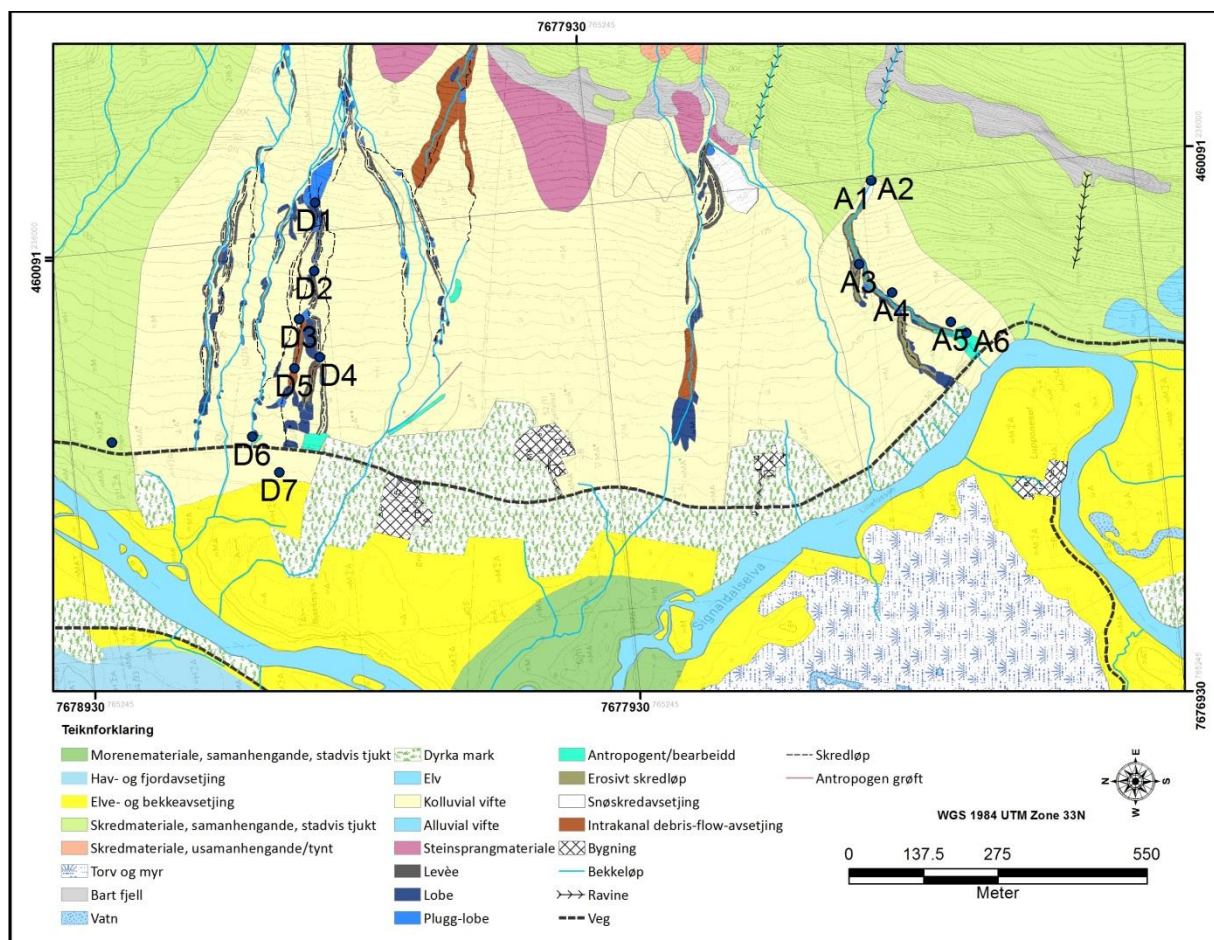
Forholdet mellom klastar og matriks i avsetjingane er studert og plotta mot avstanden frå øvste avsetjing og gradient. Resultata viser at innhaldet av klastar kontra matriksen minkar nedover skredløpet, då ved minkande gradient. Grunnen vil truleg vera den same som for kornstorleik; ved minkande gradient minkar energimengda i debris-flowen, og dei finare fraksjonane (matriks) kan avsetja. Klastane vil derimot kunna avsetjast sjølv om energimengda er relativt høg.

Rundingsgraden er studert i figur 5-18 og 5-22. Grafane syner ein svak trend, som aukar nedover skredløpet og ved minkande gradient. Grunnen vil vera at jo lenger ned langs skredløpet ein finn avsetjinga, desto lengre har materialet i avsetjinga vore innblanda i debris-flowen og blitt utsatt for erosjon, dermed rounding. Eit interessant aspekt som kjem fram er ein beskjeden forskjell i rundingsgrad, der på ein skala frå 1-6 ligg mesteparten av målingane (alle unntatt 3) mellom 3 og 4. Eit årsak vil vera at klastane er allereie vel runda når dei når dei øvste avsetjingane, og potensialet for vidare rounding er begrensa. Ut frå dette kan ein trekkja to konklusjonar: anten har debris-flowen starta høgt opp i lia og endringa i rundingsgrad faktisk er nokolunde konstant nedover; eller vert klastane erodert og runda mest i dei øvste partia, då dei er mest kantete.

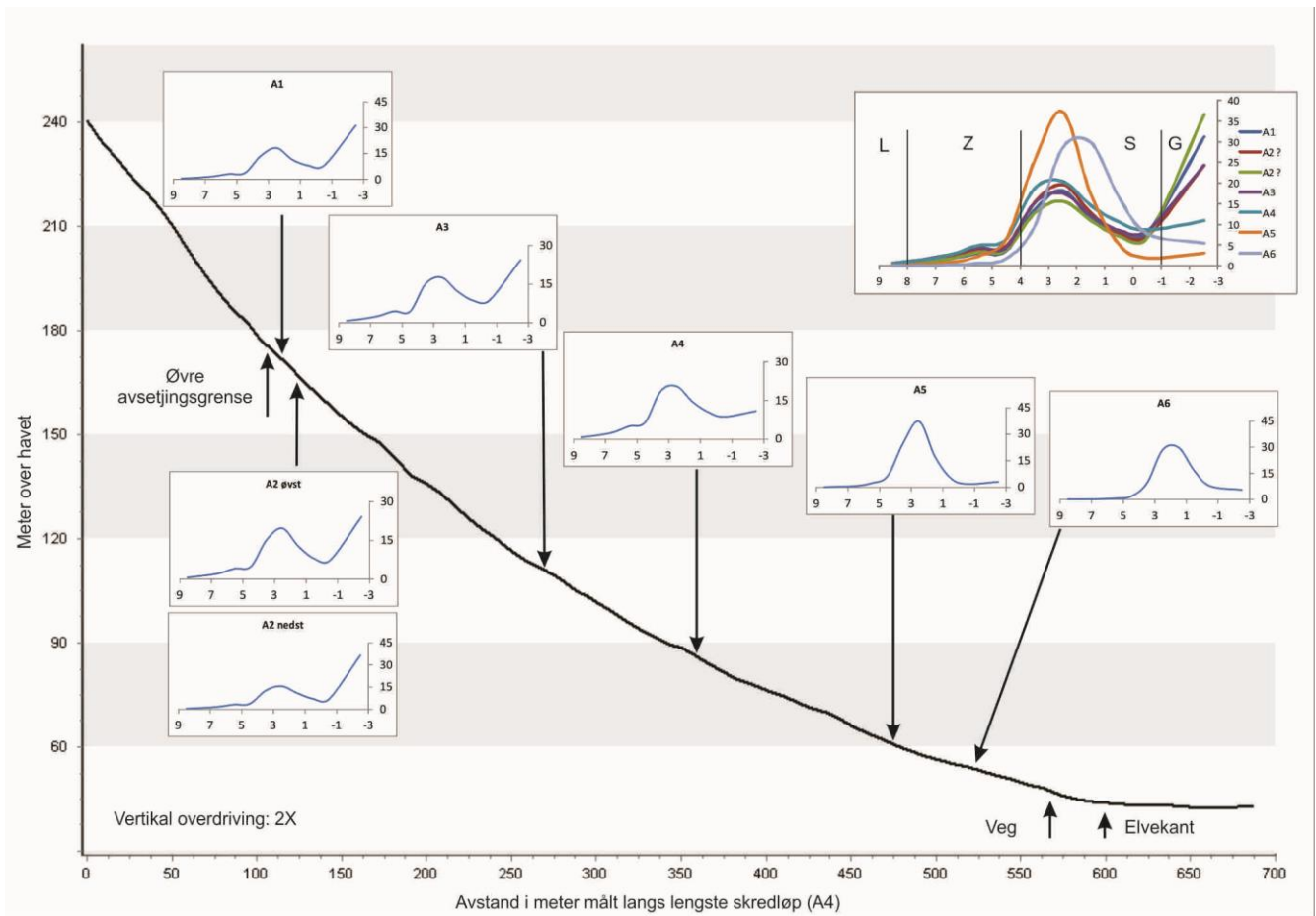
5.3. Matriks-analyse

Som forklart i delkapitlet 3.5.4, vart matriksprøver samla frå skredavsetjingane hausten 2012. Meininga har vore å dokumentera eventuelle endringar i matrikssamansetjing, samt eventuell innhald av finstoff som silt og leire. 14 prøvar vart samla frå avsetjingane til skreda A og D, nokolunde jamt fordelt nedover skredløpa i avsetjingsområda. Den eksakte plasseringa til prøvetakingspunkta er vist i figur 5-24.

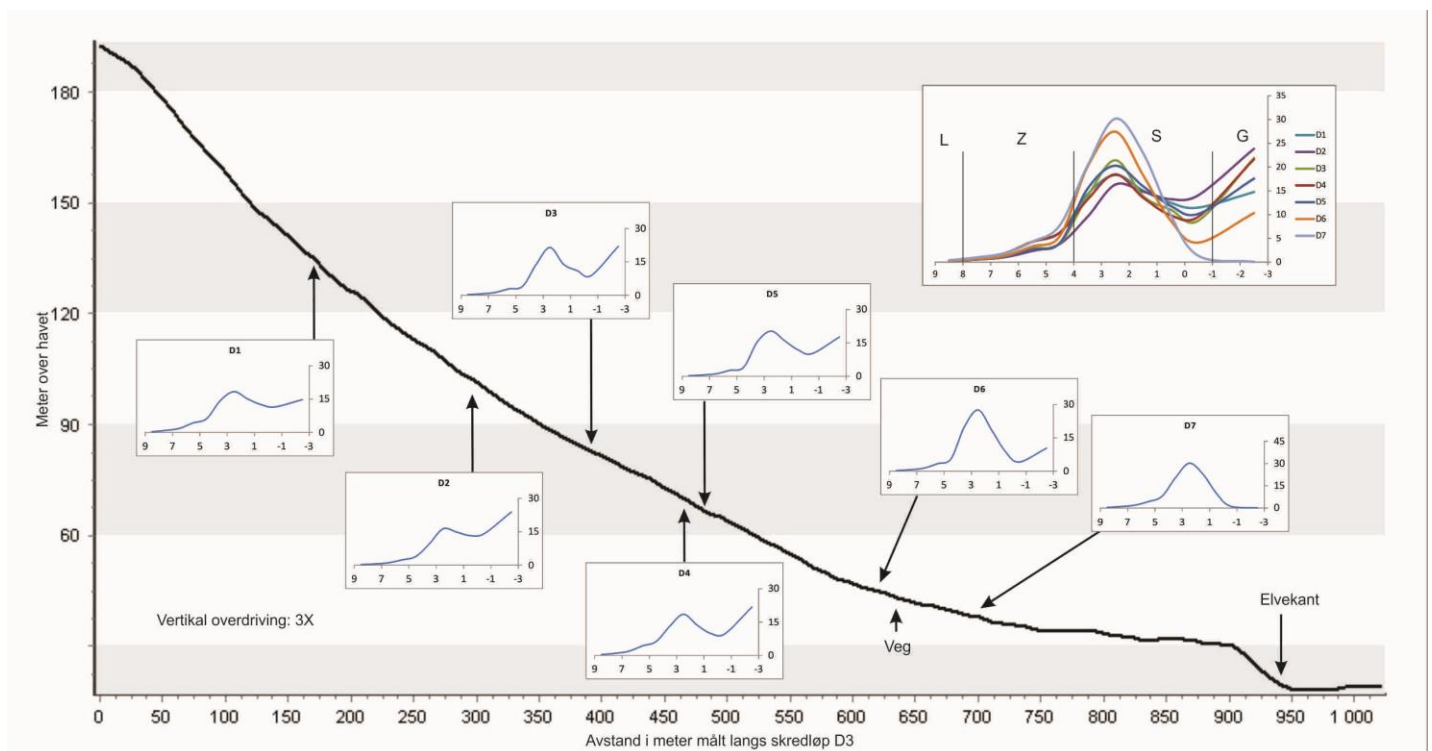
Figurane 5-25 og 5-26 viser resultatata plotta som grafar med inndeling for forskjellige kornstorleiksfraksjonar, disponerte langs gradientprofilen for dei to skreda. I grafane er verdiane langs x-aksane kornstorleiksverdiane, oppgjevne i phi. Fraksjonsandelane er oppgjevne i prosentvis vekt av totalen langs y-aksane.



Figur 5-24. Prøvetakingspunkta for matriksprøvene A1-A6 og D1-D7 er merka på lausmassekartet.



Figur 5-25. Kornstorleksfordeling for matriks plotta langs gradientprofilen for avsetjingsområdet til skred A. Grafen oppe til høyre samler alle kurvene, fraksjonane for leire (L), silt (Z), sand (S) og grus (G) er merka.



Figur 5-26. Kornstorleksfordeling for matriks plotta langs gradientprofilen for avsetjingsområdet til skred D. Grafen oppe til høyre samler alle kurvene, fraksjonane for leire (L), silt (Z), sand (S) og grus (G) er merka.

Kornstorleksfordelinga for prøvane som er viste i dei 14 grafane i figur 5-25 og 5-26 vil no bli studert, fyrst for skredbane A så D.

Innhaldet av grovkorna fraksjonar (grus) er høg for dei øvste prøvane, særleg A1, A2 og A3, mens den minkar for dei nedste prøvane, og er minst ved A5 og A6. For sandfraksjonane er fordelinga nokså lik, fin sand er dominerande for alle prøvane. Andelen sand i prøvane aukar gradvis nedover, og er størst for A5 og A6. Det er noko silt og minimalt med leire i alle prøvane. Siltfraksjonen viser ikkje noko trend, og varierer mellom 15,6 til 2,6 %. Leirinnhaldet er stabil mellom 0 og 0,7 %.

Noko likskap kan trekkjast mellom prøvane tekne ved skred A og D. Grusinnhaldet i prøvane for skred D er og minkande nedover avsetjingsområdet, og er minst for dei to nedste prøvane. Sandfraksjonane er dominerande også i D, og fin sand har ein tendens til å vera størst, særleg for dei nedste prøvane. Siltinnhaldet varierer mellom 7,8 og 14,9 %, og viser ikkje noko trend. Leirinnhaldet er, som for skred A, stabil mellom 0,2 og 0,4 %.

To konklusjonar kan trekkjast ut frå desse analysane. Det er ein viss trend med minkande innhald av grove fraksjonar, som grov sand og særleg grus. Innhaldet av finstoff viser derimot ikkje noko trend i avsetjingane, både leire og silt er funne øvst som nedst i avsetjingane. Leirinnhaldet er likevel beskjeden for alle prøvane, mens siltinnhaldet er av større betydning.

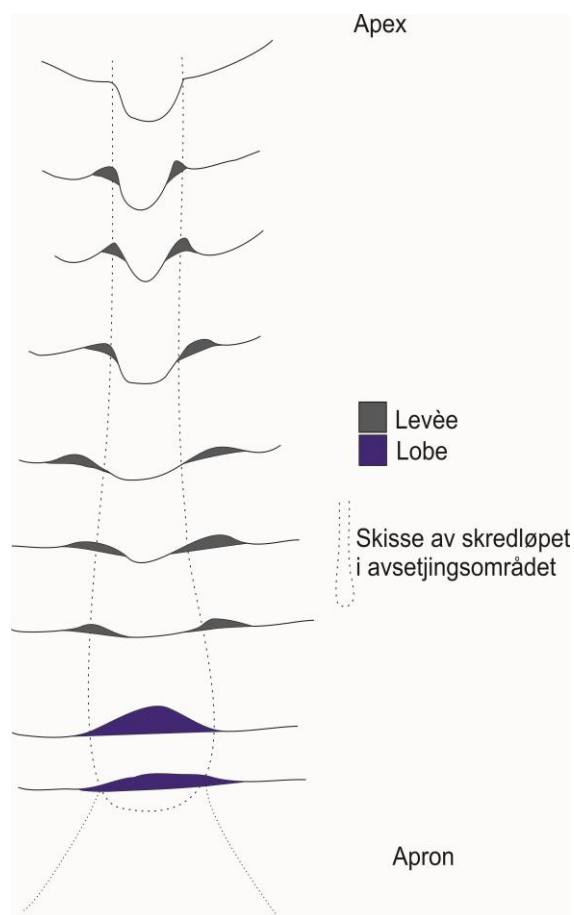
Grafane viser ein hovudtopp ved fin-medium sand, somme viser ein mindre topp for siltfraksjonane. Alle grafane har ein botn ved overgangen mellom sand og grus. Denne kan tolkast til å vera grensa mellom matriksen og klast-fraksjonen.

5.4. Teoretisk skredbanemodell

For å betre kunna samanlikna dei studerte debris-flow-banane med tidlegare studie, vil ein teoretisk debris-flow-modell verta foreslått. Målet er å kondensera målingar, observasjonar og særtrekk frå dei fem skredbanane i ein teoretisk modell som skal vera representativ for alle. For numeriske verdiar er dette gjort ved å rekna gjennomsnittet av verdiane for kvar skredbane.

Debris-flow-modellen er bygd opp av eit kjeldeområde og eit avsetjingsområde, på linje med dei fem faktiske skredbanane. Kjeldeområdet til den teoretiske debris-flowen vil strekka seg frå vasskilje øvst i dalsida og ned til der gradienten i skredløpet er låg nok til å tillata avsetjing. Den totale horisontale lengda til kjeldeområde vil vera på 1658 m, og fallet vil vera 1131 m. Den gjennomsnittlege gradienten for skredløpet i kjeldeområdet vert då $34,3^\circ$. Det totale arealet av kjeldeområdet vil vera på $462\,395\text{ m}^2$. Øvste parti av kjeldeområdet vil bestå av bart fjell, omtrent ned til 1000 moh. Frå her og nedover vil det vera skredmassar, fyrst i tynne og usamanhengande lag, så gradvis mektigare og meir samanhengande.

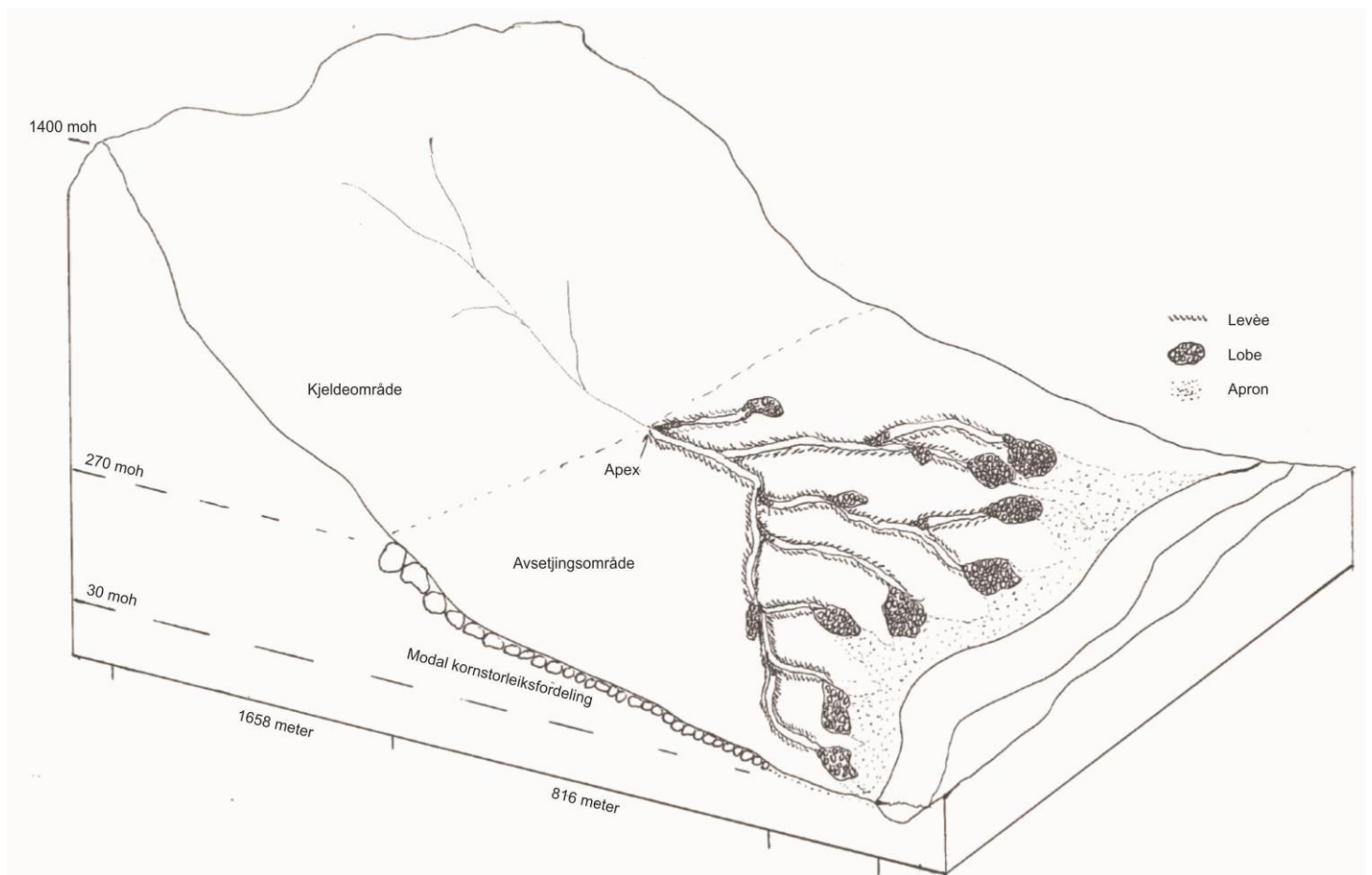
Ved omtrent 270 moh vil debris-flowen nå punktet for øvste avsetjing, *apex*. Dette punktet er øvste punkt i avsetjingsområdet, herifrå og nedover avset debris-flowen. Den horisontale komponenten til lengda på avsetjingsområdet vil vera på 816 m, og fallet 240 m. Gjennomsnittsgradienten vil då vera $16,4^\circ$. Desse verdiane er rekna ut som gjennomsnitt for verdiane for dei fem skredbanane.



Figur 5-27. Idealskisse av utviklinga til profilet for skredløpet nedover avsetjingsområdet, frå apex til endeloben. Skissa tek utgangspunkt i skissene som vart teikna ilar feltarbeidet og som er viste i appendiks. Nedafor endeloben er det stipla eit udefinert område (apron), som skal syna sheetflow-

Avsetjingsområdet vil vera prega av ein del forgreiningar. Øvre del vil innfatta få skredløp med djupe, veldefinerte kanalar, med dimensjonar på opptil fleire meter, og avsetjing mest i form av definerte levear på sidene av skredløpet. Lenger ned vil talet på skredløp auka, og avsetjingane vil ta form som både levear og lobar. Forgreiningane skjer ved at ein debris-flow-puls stansar og avset materiale i skredløpet, for så å tvinga neste puls til å finna eit nytt løp. Ved å spreia avsetjingane over eit større område, vil både levear og lobar vera mindre veldefinerte i nedre parti samanlikna med avsetjingane høgare opp i avsetjingsområdet, og til tider vil avsetjingar frå forskjellige skredløp gå i kvarandre.

Heilt nedst i avsetjingsområdet vil ein finna ei markert grense, der debris-flowen stansar og avset dei meir distale klast-haldige avsetjingane. Frå dette nivået, vil skredmassane fortsetja som ein mykje mindre viskøs straum, gjerne ein *sheetflow*, og avsetja finkorna materiale som sand, silt og leire. Desse avsetjingane vert kalla apron.



Figur 5-28. Skjematisk teikning av ein teoretisk debris-flow. Dei oppgitte måla er gjennomsnittsverdiar frå dei fem studerte skredbanane i Signaldalen. Merk at både den horisontale og den vertikale skalaen ikkje er lineære, dette er gjort for å få fram mest detaljar i avsetjingsområdet.

6. Diskusjon

6.1. Utløysande faktorar for debris-flowane under Mannfjellet

Tre kriteri er naudsynte for at ein debris-flow skal kunna dannast: tilgang på kjeldemateriale, vatn, samt ein bratt nok topografi.

Den lokale topografien i Signaldalen er, som forklart i kapittel 2, prega av høge og bratte fjellsider (gjennomsnittsgradienten for skredløpa i kjeldeområda er $34,3^\circ$). Lausmassane langs fjellsidene består for det meste av skredavsetjingar, hovudsakleg frå steinsprang. Morfologien langs fjellsida viser fleire ravinar og renner, som kan effektivt styra skredløpa. Gradienten er brattast øvst i fjellsida, held seg nokolunde konstant nedover kjeldeområdet, og flatar så gradvis ut etter apex inn i avsetjingsområdet.

Kjeldeområda som har vorte kartlagde, definerer arealet der kvar debris-flow-bane hentar vatnet som er naudsynt for å trigga og driva ein debris-flow. Vatnet kjem i form av regnvatn eller smelta snø, gjerne ein kombinasjon. Lausmassane som er i og i nærleiken av ravinebotnen vert då blanda med vatn og formar debris-flowane. Som forklart i kapittel 1, vil ein debris-flow starta når trykket til vatnet i porene mellom lausmasekorna overstiger dei kohesive kreftene mellom dei, slik at massane vert flytande.

Den eksakte måten ein debris-flow kan initierast på er endå omdiskutert, det finns fleire moglegheiter. Dei to prosessane som moglegvis kan ha trigga debris-flowane i studieområdet er som fylgje:

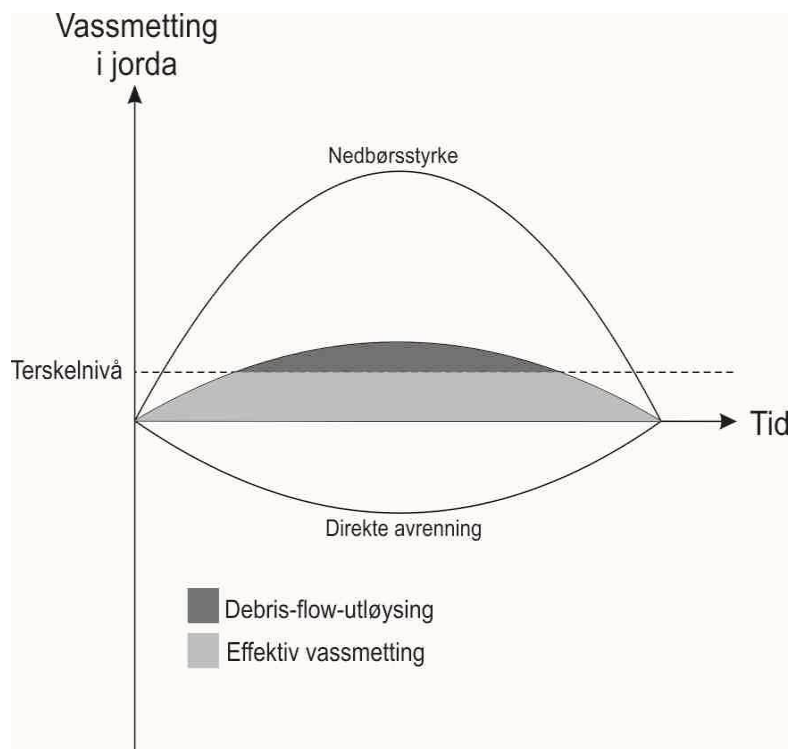
- 1.** Lausmassane vert gradvis flytande ved at poretrykket aukar gjennom stigande grunnvasstand og dei vassmetta massane byrjar gradvis å renna, til ein debris-flow er initiert.
- 2.** Ein frå før av rennande bekk forstørra av det kraftige regnveret byrjar å inkludera sediment og materiale i straumen, aukar den erosive styrken og dermed sedimentinnhaldet eksponensielt, til den vert ein debris-flow.

6.1.1. Terskel for utløysing av debris-flow i dei studerte skredbanane

Gjeve ein setting der gradienten i terrenget er bratt nok og det er tilgang på lausmassar, er det vassmettinga i jorda som avgjer om ein debris-flow startar eller ikkje. Meteorologiske faktorar er difor avgjerande for utløysing av ein debris-flow.

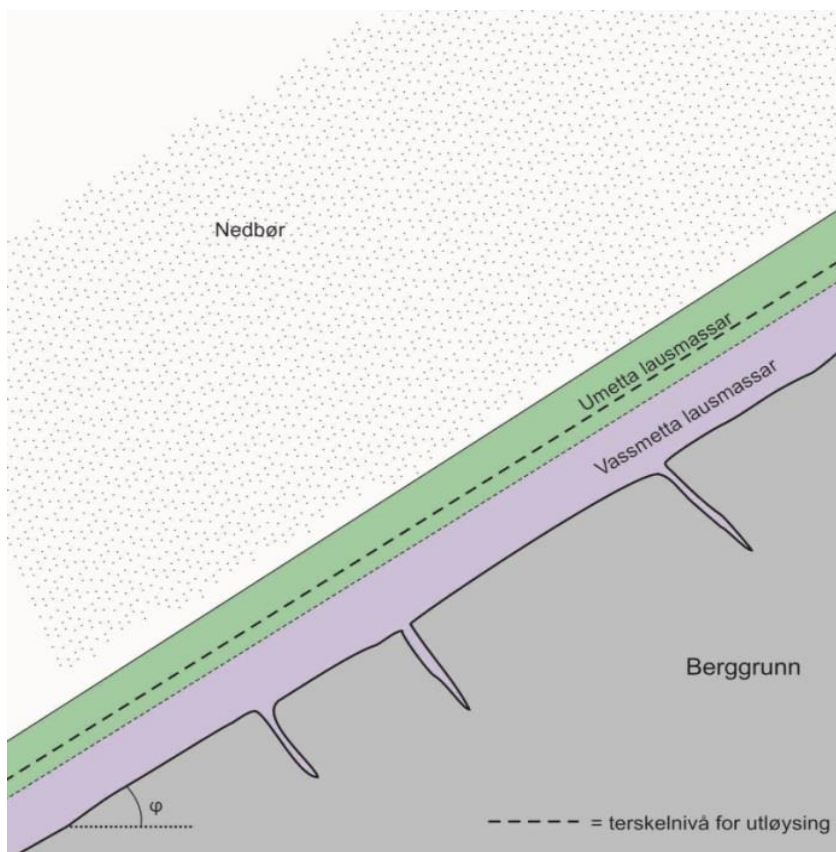
Vassmettinga til jorda i kjeldeområdet avgjer om ein debris-flow kan initierast eller ikkje. Dersom vassmettinga stig over eit visst terskelnivå, overgår trykket til porevatnet dei kohesive kreftene mellom sedimentkorna, og debris-flow er eit faktum. Vassmettinga til jorda er styrd av nedbørsstyrken, ved at det er eit resultat av nedbørsmengde minus avrenning. I denne samanheng er avrenning sett på som naturleg drenering som ikkje fører til lausmasseutgliding (figur 6-1). Avrenninga vil kontinuerleg pressa nivået til vassmettinga ned, så for å nå til terskelnivået for debris-flow-utløysing må nedbørstyrken overgå dreneringa. Tidseksponeinga er og viktig ved at jo lengre vassmettinga er høgare enn terskelnivået, desto større lengre vil perioden med potensiell debris-flow-utgliding vera. Denne teorien er støtta av Marchi et al. (2002), som rekna mellom anna ut terskelnivået for debris-flow-utløysing som ein kombinasjon av regnstyrke og varigheit på nedbørsperioden.

Som gjennomgått i avsnitt 2.5.1, opplevde Signaldalen eit kraftig regnvêr den 14.-15. juli 2012, som var direkte årsak til utløysinga av debris-flowane under Mannfjellet. 44,2 mm regn vart registrerte av ein lokal målestasjon den 14. juli, dagen etter kom det ved same stasjon 8,4 mm. Ifylgje xgeo.no var det registrert unormale verdjar for grunnvatnet i området kring



Figur 6-1. Vassmettinga i jorda er styrd av nedbørsstyrken og avrenninga.

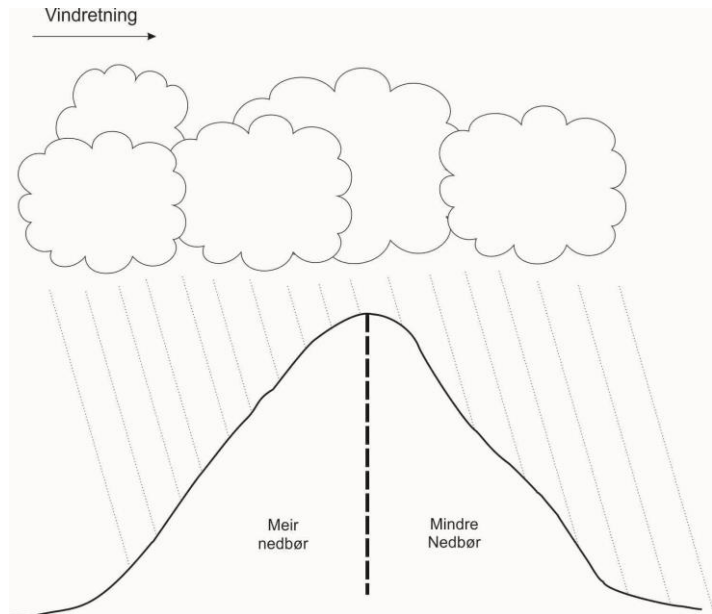
skredbanane i perioden mellom 14.-15. juli 2012: grunnvasstilstanden var høg til svært høg, og rask til ekstremt aukande gjennom døgeret. Vassmettinga i jorda vart rekna til å vera under 60 % i avsetjingsområdet, men mellom 70-90 % i kjeldeområdet. Forskjellen i verdiane for vassmetting i kjeldeområda kontra avsetjingsområda, skuldast sannsynlegvis at jorda i avsetjingsområda har større lagringsemne enn lausmassane i kjeldeområda. Det skal og merkast at det framleis var noko snø i dei øvre delane av kjeldeområda den dagen skreda losna. Snødjupnaden var minimal, men nok til å påverka grunnvasstanden.



Figur 6-2. Skissa viser eit lausmasselag over berggrunn i ein terreng med gradient ϕ større enn 30° . Nedbør (samt evt snøsmelting) fører til auka vasstand i lausmasselaget, det nedste laget er fullstendig metta. Om nivået av det vassmetta laget overstiger eit terskelnivå, vil heile lausmasselaget potensielt danna ein debris-flow.

Lausmassesamansetjinga i kjeldeområda har og innverknad på terskelen for ei eventuell debris-flow-utløysing. Dersom lausmassane har stor vasslagringsemne, vil mengde nedbør naudsynt for å trigga ei utløysing auka, mens den vil vera mindre dersom vasslagringsemna til lausmassane er mindre, (teori støtta av bl.a. Iverson (1986)).

I område med bratt topografi, har vindretninga innverknad på fordelinga av nedbøren i terrenget. Om ei fjellsida vender mot vindretninga, vil den få meir av nedbøren samanlikna med ei liknande fjellside som vender same veg som vindretninga (sjå figur 6-3). Dette er styrd av lokale forhold, både fordi orienteringa til fjellsidene varierer gjerne gjennom eit dalføre, og fordi i slike landskap styrer topografien vindretninga betrakteleg. Jo kraftigare vind, desto større effekt vil den ha på nedbørsfordelinga. For kva angår dei



Figur 6-3. Nedbørsfordelinga rundt eit fjell er avhengig av vindretninga, fjellsida som vender motvinds for mest nedbør.

studerte skredhendingane, kan det nemnast at den 14.7.2012 vart vinden målt til eit gjennomsnitt på 0,2 m/s frå NNA (figur 2-14), altså så svak at effekten må ha vore minimal. Likevel vil den ha minka effekten av regnet, sidan fjellsida der debris-flowane vart utløyste vender mot vest; hadde vinden vore kraftigare og kome frå vest ville truleg omfanget av debris-flowane vore større.

Kombinasjonen av kraftig regnvêr og noko snøsmelting var grunnen til at det vart utløyst fleire debris-flow i studieområdet under Mannfjellet den 14.7.2012; vassmettinga i jorda oversteig då dei kritiske verdiane. Det er likevel vanskeleg å finna dei nøyaktige terskelverdiane, sidan det er berre kjent ei nedre grense. Fleire målingar trengs for å fastsetja desse verdiane, og jo fleire målingar desto meir nøyaktig vil tilnærminga vera. Ideelt bør ein ha målingar av høgaste nivå for nedbørsmengde som kan koma utan å trigga debris-flows, og målingar av minste nedbørsmengde naudsynt for triggering. Det skal og poengterast at denne terskelen treng ikkje vera absolutt, men varierer gjerne for dei forskjellige skredbanane på grunn av forskjellar i areal av kjeldeområde, gradient og lausmassedekke.

6.1.2. Samanlikning av utløysande - styrande faktorar med litteraturen

Faktorane som årsaka utløysing av debris-flowane i Signaldalen er dei same som kva er gjennomgåande i litteraturen (Takahashi, 1981; Iverson, 1997; Chirico, 1999; Marchi et al., 2002; Glade, 2005; Chien-Yuan et al., 2007; Sidle, 2007; Crosta et al., 2008; Highland et al., 2008; Jaedicke et al., 2008), altså meteorologiske faktorar, hovudsakleg regn. Terskelen for utløysing er derimot meir varierende, og nedbørsverdiane registrerte i Signaldalen den 14.7.2012 er høgare enn dei fleste nedbørsverdiar oppgjevne i dei gjennomgatte studia (Malet et al., 2005; Geertsema et al., 2006; McCoy et al., 2010; Schneuwly-Bollschweiler et al., 2012). Dette kan skuldast fleire grunnar; dei mest framstående vil vera naturen til kjeldematerialet og gradienten i kjeldeområdet; samanlikna med kva som normalt er gjennomgått av dei refererte artiklane, er kjeldeområdet for debris-flowane i Signaldalen relativt bratt, noko som styrer kva materiale som er å finna der. Den vil vera grovkorna og innehalda lite finstoff og organisk materiale; det aukar dreneringsegenskapane og mengde nedbør naudsynt for å nå terskelen for vassmettingspunktet i jorda, og dermed trigging av debris-flow.

Signaldalen syner tendensar til innlandsklima (avsnitt 2.5); nedbørsnormalen er av dei lågaste i landet, og vår- og haustmånadane er dei mest nedbørsrike. Om sommaren kjem nedbøren mest i form av intense og kraftige regnbyer, slik den 14.7.2012. Vintertid fell mesteparten av nedbøren som snø, særleg i kjeldeområdet. Ifylgje xgeo.no er det i dei høgareliggande områda rundt Mannfjellet normalt med ein snødjupnad på kring 150-200 cm i midten av april månad, og denne vil normalt smelta vekk fram mot sommaren (juni-juli). Smelteperioden avhenger av temperatur og nedbør i vårmånadane. Smeltevatn kan vera ein viktig medverkande faktor for å høgna grunnvasstanden mot det kritiske nivået. Det er lite sannsynleg at snøsmelting åleine kan årsaka debris-flow, då smelteraten ikkje kan vera nok til å pressa grunnvasstanden opp mot det kritiske nivået, men i kombinasjon med intens nedbør vil smeltevatn vera eit grunnlag som høgnar potensialet for å nå dette nivået.

Skogbrann er nemnt som eit moment som notorisk favoriserer danninga av debris-flow (Highland et al., 2008). Denne faren er lite aktuell i studieområdet i Signaldalen, då historisk sett er det ikkje registrert skogbrann i området.

6.2. Sedimentologisk analyse av avsetjingane

Den sedimentologiske samansetjinga til debris-flow-avsetjingane er studert i både kapittel 4 og 5. Det er satt ein klar skilnad mellom klast-avsetjingar og matriks-dominerte avsetjingar, for å forenkla analysen. Alt materiale under 8 mm i diameter har blitt definert som matriks.

I tråd med kva Major (1997) observerte er det dokumentert lite silt og leire i avsetjingane, men mykje sand og grovt materiale. Vektandelane for silt og leire i matriks-avsetjingane i Signaldalen er, som oppgjeve i avsnitt 5.3, mellom 2,6 – 15,6 % for silt og mellom 0 – 0,7 % for leire. Dette er mindre enn kva blir skildra av andre studie (Costa, 1984; Major et al., 1999), som viser til verdiar på rundt 10 - 20 % for silt og nokre få prosent for leire.

Ein tendens er påvist for kornstorleikfordelinga nedover avsetjingsområda for dei forskjellige skredbanane (avsnitt 5.2). Den gjennomgåande trenden syner minkande kornstorleik (både maksimal og dominerande) nedover frå apex for alle banane, samt auka innhald av matriks kontra klastfraksjonen i avsetjingane. Kornstorleik kan brukast som eit mål for energimengde i massestraumen då dei er direkte relaterte; resultatet kan difor enkelt forklarast ved at jo lengre ned skråninga bort frå *apex* materialet har vorte avsett, jo mindre fart og energi har debris-fløwen hatt.

Videoen frå Figenschau (2012) viser store mengder vatn rennande ned fjellsida sjølv dagen etter skredhendingane. Avsetjingane over vegen viser òg ein overgang til å vera *sheetflow*-avsetjingar (sjå avsnitt 1.5.1). Under feltarbeidet sommaren 2013, vart det registrert avsetjingar av sand og silt (mykje glimmersand) på nedsida av vegen, særleg innanfor avsetjingsområdet til skredbane D. Dette er bevis på at skredprosessen er samansett, og der debris-fløwen stoppar forsette vassmassane som ein *sheetflow* med innhald av finkorna sediment. Desse finkorna massane kan ha vore avsette på to måtar: anten i løpet av skredhendingane, som ein utvaska del av debris-fløwen, eller i etterkant av debris-flow-avsetjinga, eroderte frå debris-flow-avsetjingane og frakta til ei ny avsetjing av restvatnet. Uavhengig av korleis dei finkorna massane har vore avsett, er dei rekna som eit lite trussel for infrastruktur samanlikna med dei klast-berande debris-fløwane. Som resultat, har studium av *sheetflow*-avsetjingane avgrensa seg til å gje eit innblikk i kompleksiteten til

prosessen, og vil ikkje verta utdjupa i dei vidare analysane. Det skal likevel nemnast at desse avsetjingane har vore sentrale i tidlegare studium av historisk debris-flow-aktivitet (Vogt, 2007).

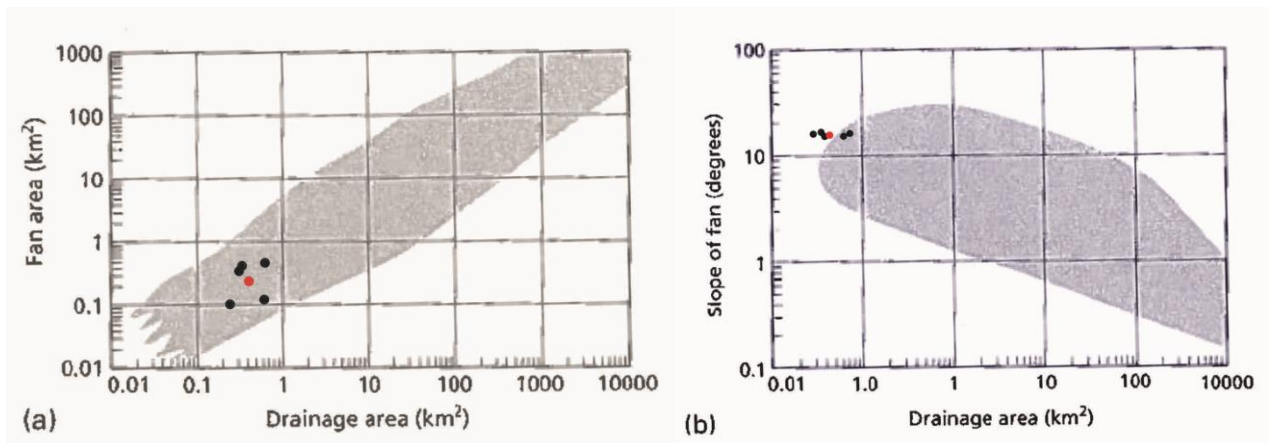
Dei klasthaldige avsetjingane har vorte inndelte i levear og lobar, samt plugg-lobar (avsnitt 1.5.7.2). Formen og storleiken på desse varierer, men ein tendens kan trekkjast ut som vist i figur 5-27; levèane er minst nærast apex, og aukar i mektigheit nedover løpet, før dei flatar ut samtidig som skredkanalen vert grunnare. Til slutt vil avsetjingane danna ein endelobe, som syner konveks form. Som forklart i neste avsnitt, er ikkje desse avsetjingane alltid kontinuerlege, men formen og storleiken på dei samsvarar godt med dette prinsippet. Dei grovaste kornfraksjonane har blitt avsette øvst på levèane og lobane, noko som er i tråd med kva er frå før skildra av gjennomgatte artiklar. Kinetisk sortering er truleg årsaka.

Ein logg (figur 9-6) vart teikna i løpet av feltarbeidet, som eit forsøk på å studera tidlegare sedimentologisk aktivitet på avsetjingsvifta under Mannfjellet. Den logga seksjonen er lokalisert langs eit erosivt bekkeløp nord i avsetjingsområdet til skred D. Den viste både bekkeavsetjingar, organiske lag og lag med det som vart tolka til å vera debris-flow-avsetjingar. Det øvste av desse to debris-flow-laga (lag N) stammar truleg frå skredhendingane i 2012, mens det er meir usikkert på kor gamal det nedste laget (lag D). Det er målt 70 cm med andre avsetjingar mellom dei to debris-flow-laga, så truleg stammar lag D frå ei debris-flow-hending fleire tiår tilbake i tid.

Kjeldeområda for skredbanane har som sagt ikkje vorte studert i felt av tryggleikshensyn, og alle observasjonane er gjort ved studie av kart og flybilete i ArcGIS. Mangelen på feltobservasjonar frå kjeldeområdet har sett begrensingar på omfanget av studiet, og er sett på som eit forbettringspotensiale. Punkt som hadde vore til stor interesse å studera ville vera eventuell avsetjing i det som no har vore klassifisert som kjeldeområde, omfanget av debris-flowen og skredkanalane i områda, samt sedimentologisk analyse av lausmassar og potensiell kjeldemateriale (då med tanke på kornstorleik, rundingsgrad, kornfordeling og andre parameter som kunne ha vore samanlikna med dei som er studerte i avsetjingsområda).

6.3. Skredmekanikken og morfologien

To grafar frå Leeder (1999) gjengitte i figur 6-4 samanliknar arealet til kjeldeområdet for ein debris-flow-bane med arealet til avsetjingsområdet (A) og gradienten for same område (B). Dei gråtona områda på grafane framhevar dei verdiane artikkelforfattaren har rekna som moglege verdiar. Dei fem skredbanane for dette studiet er plotta på grafane, saman med gjennomsnittsverdien. For A hamnar alle verdiane fint innanfor det gråe området, mens for B hamnar plottane høgt oppe til venstre i grafen, i grenseland for kva Leeder (1999) har definert som moglege verdiar. Grafane viser at kjeldeområda er relativt små og gradienten i avsetjingsområdet nokså høg for skredbanane i Signaldalen.



Figur 6-4. **A:** Grafen frå Leeder (1999) syner arealet til avsetjingsvifta plotta mot arealet til kjeldeområdet. Verdiane for dei fem studerte skredbanane er plotta med svarte punkt på grafen, gjennomsnittsverdien er plotta i raudt. **B:** Grafen frå Leeder (1999) viser gradient for vifta (avsetjingsområdet) plotta mot areal til kjeldeområdet. Øvst til venstre er 5 punkt plotta: dei svarte viser verdiane for dei fem skredbanane, mens det raude punktet viser verdien for gjennomsnittet (dvs. den teoretiske skredbanen som er tema i avsnitt 5.4).

Avsetjingsmønsteret for dei studerte skredløpa er nokså komplisert, særleg skredbane D syner mykje spreining i avsetjingane. Om ein studerer eit enkelt skredløp, er det gjerne stor diskontinuitet i avsetjingane, t.d. manglar skredløpa samanhengande levar frå start til ende, men viser derimot mange usamanhengande levar. Dette står til kontrast med kva som er å lesa i dei fleste refererte artiklane, som hovudsakleg skildrar ei debris-flow-avsetjing til å vera samanhengande langs heile skredløpet i avsetjingsområdet, gjerne med to levar langs sidene og ein lobe i enden (Iverson, 1997; Major, 1997; Berti et al., 2007).

Sidan avsetjingsområdet er relativt bratt, kan ikkje gradienten åleine forklara forskjellen. Difor er det truleg skredmekanikken som i hovudsak styrer avsetjingsforløpet; denne er tenkt å vera meir dynamisk enn kva tradisjonelt er trudd, dvs. større variasjon i magnitudo for dei forskjellige pulsane samt meir uregelmessig frekvens.

Dei studerte avsetjingsviftene er brattare i dei øvste partia og slakare i dei nedste, meir distale områda. I tillegg, viser dei distale partia mindre relieff enn dei proksimale. Den slakare gradienten og særleg mangelen på styrande geomorfologiske element (relieff) i terrenget kan ha ført til den store spreinga i avsetjing som er påvist. Jo slakare er terrenget, desto viktigare vil storleiken og rørslemengda (momentet) til kvar bylgje vera for korleis den vil oppføra seg. Ei bylgje med lite moment vil avsetja raskt, mens ei med større moment vil kunna renna lengre ned, og gjerne erodera der bylgjer med mindre rørslemengde har avsett. Dette kan vera årsaka til kvifor fleire skredløp i avsetjingsområda syner både avsetjing og erosjon i det som tilsynelatande er same miljø, altså same lausmasstype og same gradient (t.d. som i figur 6-5).

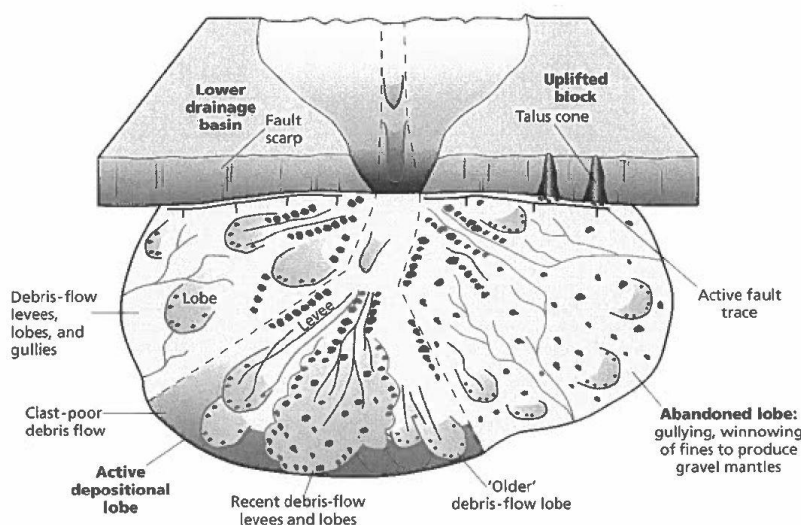
Særleg studie som har teke for seg storskala forsøk under kontrollerte føresetnadar (t.d. ved *U.S. Geological Survey Debris-flow Flume* i Oregon, U.S.A.) saknar ei stor mengde geomorfologiske parameter ein elles ville sett under naturlege føresetnadar og er så forenkla at resultatata som omhandlar avsetjingsmekanikken blir misvisande.

6.4. Analyse av utløpsavstanden

Utløpsavstanden til debris-flowane er ein av parametrane som er under lupa i dette studiet. I kapittel 4 og 5 er denne avstanden vurdert gjennom den horisontale komponenten. Målingane er foretekne i ArcGIS, og her er den reelle avstanden langs terrenget delt i ein horisontal og ein vertikal komponent (fallet). Den reelle avstanden vil i realiteten vera lengre. Grunnen til at det er den horisontale komponenten som er oppgjeven er at den er enklare å måla nøyaktig, mens den reelle avstanden ville vera ei trigonometrisk tilnærming.

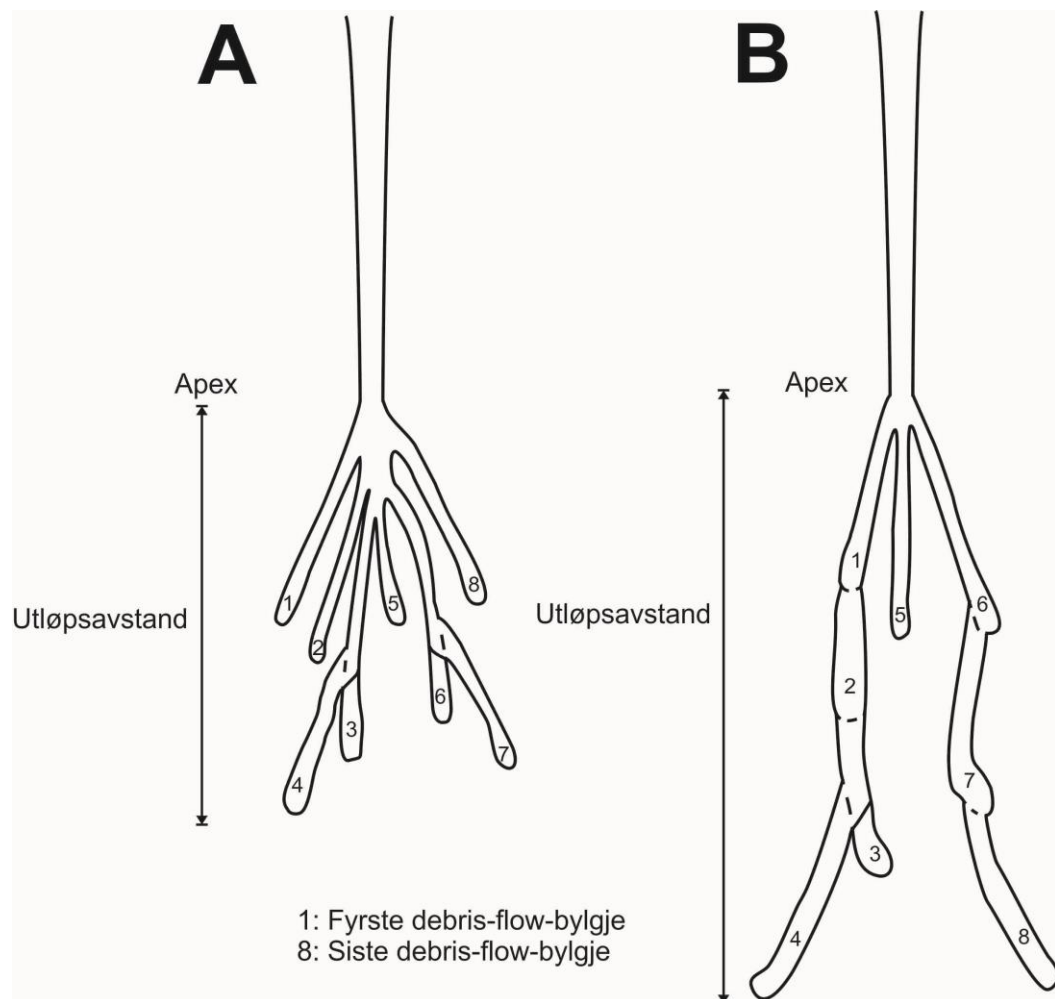
6.4.1. Skredmekanikk

Figur 6-6 illustrerer korleis det tradisjonelt sett er tenkt ei debris-flow-dominert avsetjingsvifte utviklar seg. Tanken er at ved kvar ny debris-flow (eller ved fleire pulsar innafor same hending), vil skredmassane danna eit nytt løp ved å fylgja enklaste veg i terrenget. På denne måten vil vifta veksa jamt rundt apex.



Figur 6-5. Frå Leeder (1999), endra etter Blair et al. (1994). Teikninga viser eit skredsystem for debris-flow, med kjeldeområde og ei avsetjingsvifte (alluvial vifte). Fleire debris-flow eller debris-flow-bylgjer innafor same hending avset i vifteform rundt apex.

Fleire moment frå dette studiet påviser at ein annan avsetjingsmekanisme er plausibel. Denne omfattar ein meir dynamisk skredmekanikk, der bylgjene som inngår i den same debris-flow-hendinga samhandlar med kvarandre i mykje større grad enn kva som tradisjonelt er tenkt. Kvar bylgje dannar eit løp, som så vert brukt aktivt av den påfølgjande bylgja så lenge det ikkje er tetta av ein plugg-lobe. På dette viset, vil det same skredløpet bli forlenga i takt med talet på bylgjer som nyttar det. Skissa i figur 6-7 syner denne teorien, der A representerer den tradisjonelle modellen mens B representerer det føreslåtte meir dynamiske alternativet. Ved å nytta same løp, vil debris-flow bylgjene nå lengre og dermed auka utløpsavstanden.



Figur 6-6.

A: Statisk modell for avsetjingsforløp. Dei fleste debris-flow-bylgjene dannar nye løp ved apex.

B: Dynamisk modell for avsetjingsforløp. Her vil nye bylgjer fylgja løpa lagt av dei gamle der det er mogleg, og aukar med dette utløpsavstanden.

Ein annan viktig faktor som vil påverka utløpsavstanden vil då vera friksjon i skredløpet. Om debris-flow-bylgjene byggjer seg ut jamt over vifta utan å samarbeida ved å gå i same løp vil friksjonen mot underlaget vera jamt høg. Dersom bylgjene derimot går i eit frå før av reinska skredløp, vil friksjonen vera mindre pga. manglande vegetasjon, samt høg vassinnhald i underlaget som smørjer debris-flowen. Kanalbotnen i eit slikt skredløp vil normalt bestå av lett eroderlege massar, gjerne intrakanale avsetjingar frå ei nyleg passert debris-flow-bylgje; neste bylgje som nyttar same kanal vil inkludera desse massane, noko som aukar rørlemengda til bylgja (Mangeney et al., 2010) og dermed utløpsavstanden til den enkelte pulsen. I motsetning til tidlegare studie, t.d. Schurch et al. (2011), er avulsjon sett på som ein prosess som vil forseinka ein debris-flow og redusera utløpsavstanden.

Utløpsavstanden vil, etter denne dynamiske modellen, vera i stor grad styrd av varigheita på skredhendinga. Jo lengre ein debris-flow-bane er aktiv, desto fleire pulsar får byggja seg opp; jo fleire bylgjer som renn ned langs den same banen, jo lengre vil utløpsavstanden vera.

6.4.2. Ytre faktorar

Geomorfologien samt andre ytre faktorar har stor innverknad på utløpsavstanden til ein debris-flow (avsnitt 1.5). Av desse er formen, storleiken og sinuositeten til skredløpet samt vegetasjon aktuelle for debris-flow-banane i Signaldalen.

Noko særskilt med avsetjingane frå dei studerte skredbanane er ei stor betydning av ytre faktorar (særleg geomorfologiske settingar) for korleis avsetjingane vert styrde. Dette kan vera typisk for debris-flow-avsetjingar på kolluviale vifter i tronge dalar med bratte fjellsider, då dei geomorfologiske/topografiske settingane har stor betydning, større enn på slake og vide alluviale vifter. Til dømes er utløpsavstanden til skredbane A bestemt av elva, som avgrensar den potensielle rekkevidda.

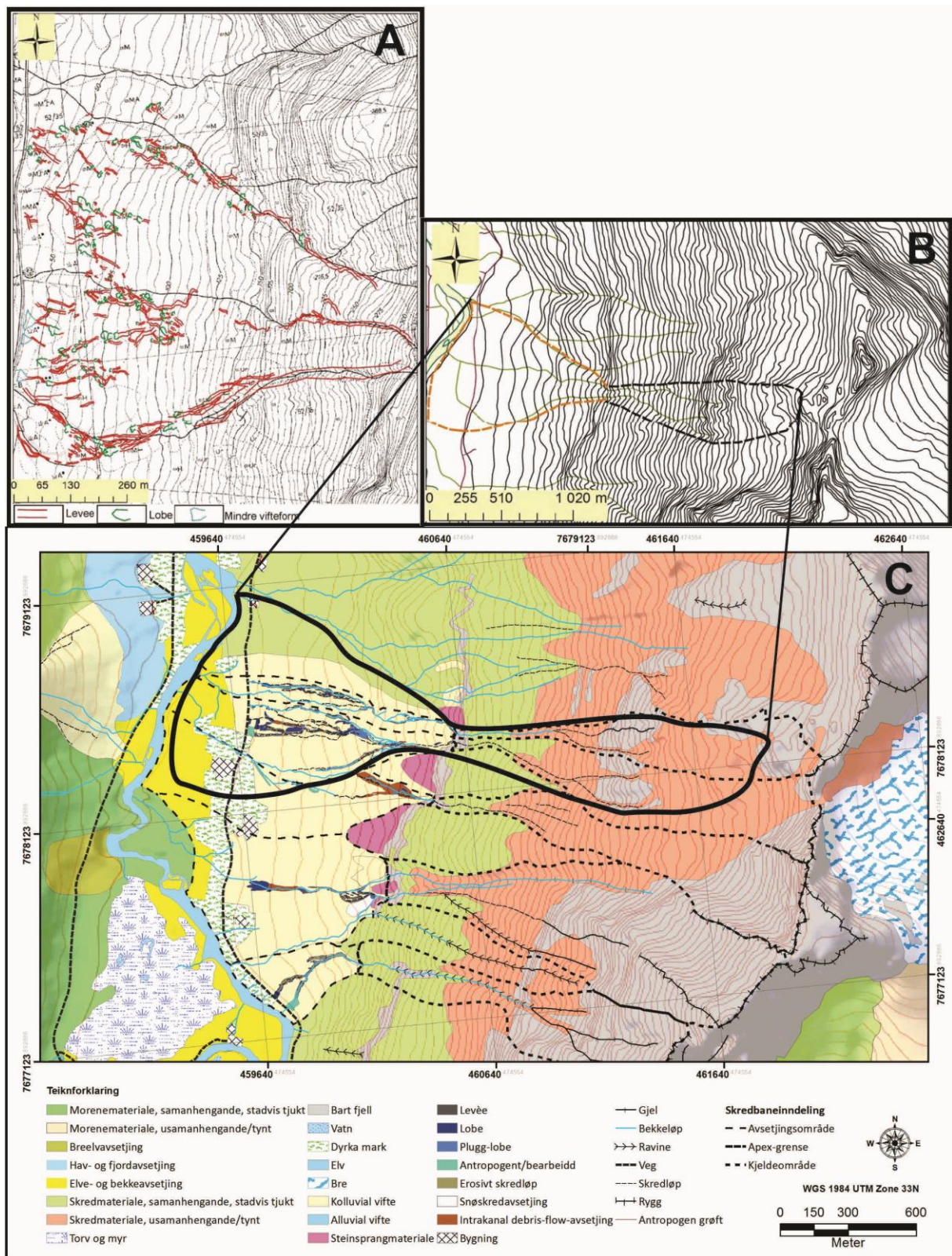
Vegetasjonsdekket er lite eller fråverande i kjeldeområda, noko som favoriserer oppbygging av debris-flow. Avsetjingsområda viser derimot noko skogdekke, sjølv om det er relativt ope. Trestokkar vart observerte innblanda i debris-flow-avsetjingane, så det er påvist ein bremsande effekt. Likevel er denne effekten tolka til å vera av mindre betydning, både fordi

trea er små og spreidde, òg fordi skredløpa har greidd å bana seg veg heilt ned til jordbruksareala som saknar vegetasjonsdekke. Når fyrst eit skredløp har kome seg igjennom skogen, vil den bremsande effekten minka kraftig ved at debris-flow-bylgjene kan enkelt fylgja dei eldre reinska skredløpa. Lancaster et al. (2003) viste at inklusjon av ved og trestokkar i ein debris-flow vil bremsa massane og minka utløpsavstanden; slik materiale er funne blant avsetjingane i Signaldalen, men omfanget er så lite at effekten vil truleg ikkje ha vore nemneverdig stor.

Obstruksjonar i skredløpet er vurdert som ein potensiell bremsande faktor. Figur 4-49 syner store blokker midt i eit av skredløpa; det er rimeleg å tru at fleire slike bremsande element kan finnast i kjeldeområdet, samt fleire store blokker er påviste i kanalane i avsetjingsområda. Denne type blokker kjem sannsynlegvis som steinsprangmateriale nedover lia og bidreg då til å begrensa utløpsavstanden, sjølv om effekten er truleg liten samanlikna med andre prosessar.

6.5. Samanlikning med tidlegare studie frå området

Dei kolluviale viftene under Mannfjellet og dei relaterte geologiske prosessane har tidlegare vorte studerte av mellom anna Vogt (2007) (avsnitt 2.4). Studieområdet til Vogt (2007) er dels men ikkje heilt samanfallande med det til dette studiet, som vist i figur 6-9. Av dei fem skredbanane som har inngått i dette studiet, hamnar D og E i same studieområde som Vogt (2007) sitt, sjølv om grensene for avsetjingsvifta er ulike. Vogt (2007) trekte grensene for den kolluviale vifta lengre nord enn kva er gjort i dette studiet; grunnen for kvifor grensa har blitt flytta lenger sør er mangelen på tydeleg debris-flow-avsetjing i området som ikkje syner overlapp. I tillegg har dette studiet delt avsetjingsvifta som Vogt (2007) ser på under eitt i to område (tilhøyrande skredbane D og E). Kjeldeområda er trekte lengre opp fjellsida enn kva Vogt (2007) gjorde, då vasskille er brukt for å definera konturane på nedslagsfeltet. Det er ein forskjell i gradientverdiane for kjeldeområda, som Vogt (2007) har oppgjeve til å vera 46° i gjennomsnitt mot $30,5^\circ$ - 32° for dette studiet (sjå avsnitt 5.1.2).



Figur 6-7. A. Avsetjingar i form av levear og lobar, kartlagde av Vogt (2007). Kartet er og gjengjeve i større format i figur 2-10. B. Avgrensing til studieområdet til Vogt (2007). C. Studieområdet til Vogt (2007) er teikna over studieområdet for denne oppgåva. Her kjem det tydeleg fram at områda overlappar men er ikkje samanfalle. Vogt (2007) trekte grensene for avsetjingsvifta lengre nord enn kva er gjort i dette studiet, samtidig som vifta er sett under eitt mens dette studiet har delt den inn i to separate avsetjingsområde. Grensene til kjeldeområda syner og å vera forskjellige mellom dei to studia.

Endringa i massestraum nedover avsetjingsområdet, frå debris-flow til *sheet-flow* er og dokumentert av Vogt (2007). Den pulserande naturen til debris-flowane er og vektlagt, samt inndelinga i formelement. Dette er samrådeleg med kva dette studiet har vist.

Vogt (2007) tolkar gradienten i avsetjingsområdet til å påverka storleiken (mektigheita) på avsetjingane, ved å styra farta til massestraumen. Denne tolkinga kan presiserast, då dette studiet viser at indre mekanikk, storleik på debris-flow-bylgjene samt varigheit på skredhendinga har større betydning for avsetjingsforløpet enn farta åleine. Likevel er det einigheit i at ein låg gradient kan trigga avulsjon og dermed spreidd avsetjing, og med spreidd avsetjing vil mektigheita minka.

Det ville vore ynskjeleg å samanlikna dei meteorologiske data frå skredhendingane studerte av Vogt (2007), men diverre er det brukt forskjellige datasett for dei to studia. Det er i denne oppgåva sett på data frå ein lokal målestasjon i Signaldalen, men diverre rekker ikkje dataserien frå denne målestasjonen så lang tilbake som til 2005. Målestasjonar for Meteorologisk Institutt i Tromsø og Skibotn registrerte nedbørsverdiar for den tida, men grunna store lokale variasjonar i nedbørsmengde er det ikkje tilrådeleg å samanlikna dei forskjellige datasetta. Nedbørsverdiar for Signaldalen frå august 2005 kunne gjeve meir utfyllande informasjon om kva nedbørsmengder skal til for å nå terskelnivået for utløysing av debris-flow i dette området.

Kommentar til figur 4-49

I figur 4-49 viser Vogt (2007) to blokker i skredløpet ovanfor apex for skredbane E. Desse blokkene er igjen påviste på den same plassen etter skredhendingane den 14.7.2012. I si tolking, foreslår Vogt (2007) to teoriar på korleis debris-flowane kunne verta påverka av ein slik obstruksjon: anten ville debris-flow-massane renna over blokaden, elles ville desse massane riva med seg dei to blokkene når trykket vart stort nok. Det skal poengterast at blokkene er (under dette studiet) berre observerte frå avstand, men faktum at dei framleis er på same plass etter debris-flow-hendingane frå sommaren 2012 viser at teori nummer to til Vogt (2007) stemmer ikkje. Ein annan moglegheit er at debris-flowane frå 2012 ikkje var kraftige nok til å riva med seg desse blokkene, men då må ein reisa spørsmål på kva kan ha avsett blokkene der i utgangspunktet. Prosessen som har avsett desse blokkene må ha vore kraftigare enn debris-flow-hendingane frå 2012.

6.6. Samfunnsmessige utfordringar knytt debris-flowane i Signaldalen

Som gjennomgått i avsnitt 1.5.8, er debris-flows ein stor trussel for menneske, då dei kan føra til både verdminske og tap av infrastruktur og jordbruksareal samt vera ein fare for liv og helse. Særleg utfordrande ved ein debris-flow er korleis den mekaniske samansetjinga av både faste og flytande eigenskapar gjev denne typen massestraumar ei unik destruktiv kraft; dei kan inntreffa plutselig og utan særleg forvarsel slik som eit fjellskred, og samtidig kan dei renna langt over relativt slake område og dekkja store landareal. Den største utfordringa er at forståinga av dei mekaniske prosessane endå er så mangelfull at det vert vanskeleg å forutsjå og berekna ein debris-flow (McCoy et al., 2010).

Det viktigaste virkemiddelet for å skåna seg mot debris-flow-aktivitet vil vera auka forståing av terskelnivået for utløyning, altså kva nedbørsmengder er naudsynte over ein gjeven tidsperiode for å nå dette nivået. Kunnskap om lokale forhold er her essensiell, då det viser seg at nedbørsmengdene kan variera kraftig innan eit lite område. Neste moment vil vera å forstå kva som skal til for at ein debris-flow kan ramma infrastruktur og/eller utsetja liv og helse for fare; her er truleg varigheita på nedbørshendingane nøkkelen (avsnitt 6.4). Når denne kunnskapen er etablert, kan det vera aktuelt med eit lokalt varselsystem basert på meteorologiske observasjonar og varsel.

Fysiske tiltak som reduserer faren er, som nemnt av Highland et al. (2008), auka skjærstyrken til lausmassedekket, styrka vegetasjonsdekket samt andre tiltak som kan bremsa ein eventuell debris-flow (debris-flow-basseng/murar). I studieområdet er det påvist fleire stader at eit enkelt gjerde har vore nok til å stansa den klasthaldige delen av massestraumen, som t.d. nedst i avsetjingsområda for skredbanane B, D og E (figur 4-25, 4-40 og 4-45). Grunnen til kvifor eit enkelt gjerde har vore nok er truleg at på dette stadiet viste debris-fløwen lite moment, då terrenget er relativt flatt. Det ville vore interessant å prøva om det er mogleg å avgrensa utløpsavstanden til debris-flowane der terrenget tillèt det ved å byggja ut eit liknande gjerdesystem til det spesifikke formålet. Om det så er vanskeleg å stansa debris-fløwen heilt, vil det kanskje vera mogleg å styra banen slik at ein kan kontrollera kvar den vil avsetja og minka omfanget av jordbruksareal som vert ramma. Desse tiltaka er både relativt enkle og rimelege.

6.6.1. Perspektiv for framtida

Sidan meteorologiske parametrar er dei viktigaste utløyssande årsaka for å trigga debris-flow, må ein sjå til korleis klimaet vil utvikla seg for å forstå korleis debris-flow-aktiviteten vil vera i den næraste framtida.

For Troms er det fram mot 2050 forventet ei auke i nedbørsmengde om våren samt til dels om hausten, mens sommaren vil syna mindre nedbør (avsnitt 2.5). Grunnen vil til dels vera ei framskunding av vårflaumane frå juni-juli til vårmånadane. Varmare klima vil òg føra til ei auke i snøgrensa, og ein tidlegare smelteperiode.

Det er kritisk å forstå om dei intense nedbørshendingane som Signaldalen har vitna dei siste tiåra vil koma hyppigare og kraftigare, og om dei vil koma så tidleg at smelteaktiviteten vert av meir betydning enn kva den er i dag. Om perioden med overlapp mellom snøsmelting og intens nedbør vert forlenga, er sannsynet høg for at debris-flow-aktiviteten vil ta seg opp.

Ein avgrensande faktor for auke i debris-flow-aktiviteten er foreslått av Innes (1984), som viste at tilgang på kjeldemateriale kan vera meir prekært enn frekvensen på intense nedbørshendingar. Heving av skoggrensa må og takast i betraktning som ein potensiell bremsande faktor (Kronholm et al., 2009; NVE, 2010).

7. Konklusjon

Tidlegare studium har ofte fokusert på debris-flow som ein eigenarta prosess, gjerne relatert til definerte alluviale vifter, og med ein veldefinert indre mekanikk. Denne oppgåva har påvist trekk ved både dei mekaniske eigenskapane til debris-flows, dei utløysande og dei styrande faktorar som utfyller den gjennomgåtte litteraturen.

- Studieområdet under Mannfjellet er delt inn i fem skredbanar. Dei har vore undersøkt geomorfologisk ved førehandskartlegging og feltkartlegging, og sedimentologisk ved stasjonsmålingar i felt.
- Lausmasseskreda som gjekk den 14. juli 2012 var debris-flow. Avsetjingane er kartlagde og inndelte i formelementar (hovudsakleg levèar og lobar). Berre avsetjingsområda er undersøkte i felt; dei syner djupe og veldefinerte skredløp proksimalt, med avsetjing i form av levèar på kvar side av kanalen, og meir spreidde og usamanhengande avsetjingar distalt.
- Nokre skredbanar syner mange løp i avsetjingsområda, som resultat av hyppig avulsjon og retningsendringar. Dette er òg teikn på at debris-flowane bestod av mange forskjellige bylgjer, gjerne med forskjellige magnituder og uregelmessig frekvens.
- Sedimentologiske undersøkingar har vist ein overgang til ein meir likvifisert massestraum nedst i avsetjingsområdet, der debris-flow-avsetjingar går over til å vera *sheet-flow*-avsetjingar. Grensa mellom avsetjingstypene er markant.
- Debris-flowane under Mannfjellet syner relativt små kjeldeområde og bratte avsetjingsvifter.
- Nedbør og snøsmelting er utløysande årsaker ved at dei høgnar grunnvasstanden og vassmettinga i jorda, noko som minkar dei kohesive kreftene mellom sedimentkorna. Gjeve ein setting der det er tilgang til lausmassar og gradienten er bratt nok (som er tilfelle under Mannfjellet), vil ein debris-flow utløysast om vassmettinga i jorda overstig ein viss terskelverdi.

- Terskelverdien for utløysing kan reknast ut frå verdiar for nedbør og snøsmelting. Denne verdien er òg styrd av porøsiteten til lausmassane i kjeldeområdet og deira infiltrasjons-emne; jo større emne massane har til å leia bort vatn (og dermed auka grunnvasstanden opp mot terskelnivået), desto meir nedbør trengs for å trigga ein debris-flow. For studieområdet er det dokumentert ei nedre grense på 44,2 mm regn, samt noko smeltevatn.
- Når gradienten minkar i dei distale partia til avsetjingsområda, blir massane avsette utover eit større område, avsetjingane vert usamanhengande og spreidde. Hovudårsaka til denne spreinga er ein låg terskel for avsetjing samt mangelen på geomorfologiske element som kan styra skredløpet.
- Kombinasjonen av geomorfologiske settingar og mekanisk åtferd til debris-flows er nøkkelen til å forstå avsetjingsforløp.
- Skredmekanikken er tenkt å vera meir dynamisk enn kva frå tidlegare er trudd. Frekvensen er truleg mindre regelmessig og meir avhengig av nedbørintensiteten, samt er det større variasjon i magnitudo for dei forskjellige bylgjene ein debris-flow er bygd opp av. Denne dynamiske modellen kan forklara det kompliserte avsetjingsmønsteret samt vera årsak til ein lengre utløpsavstand enn kva ein meir statisk modell ville tilsei.
- Varigheita til nedbørsperioden syner å ha stor innverknad på utløpsavstanden. Tidsspennet nedbøren kjem på styrer kor lenge ein debris-flow-bane kan vera aktiv, og dermed talet på debris-flow-bylgjer. Det er påvist at jo fleire pulsar inngår i ein debris-flow, desto lenger ned i avsetjingsområdet vil skredet nå, då kvar bylgje banar veg for neste bylgje slik at den siste når noko lengre enn den førre bylgja.

8. Referanseliste

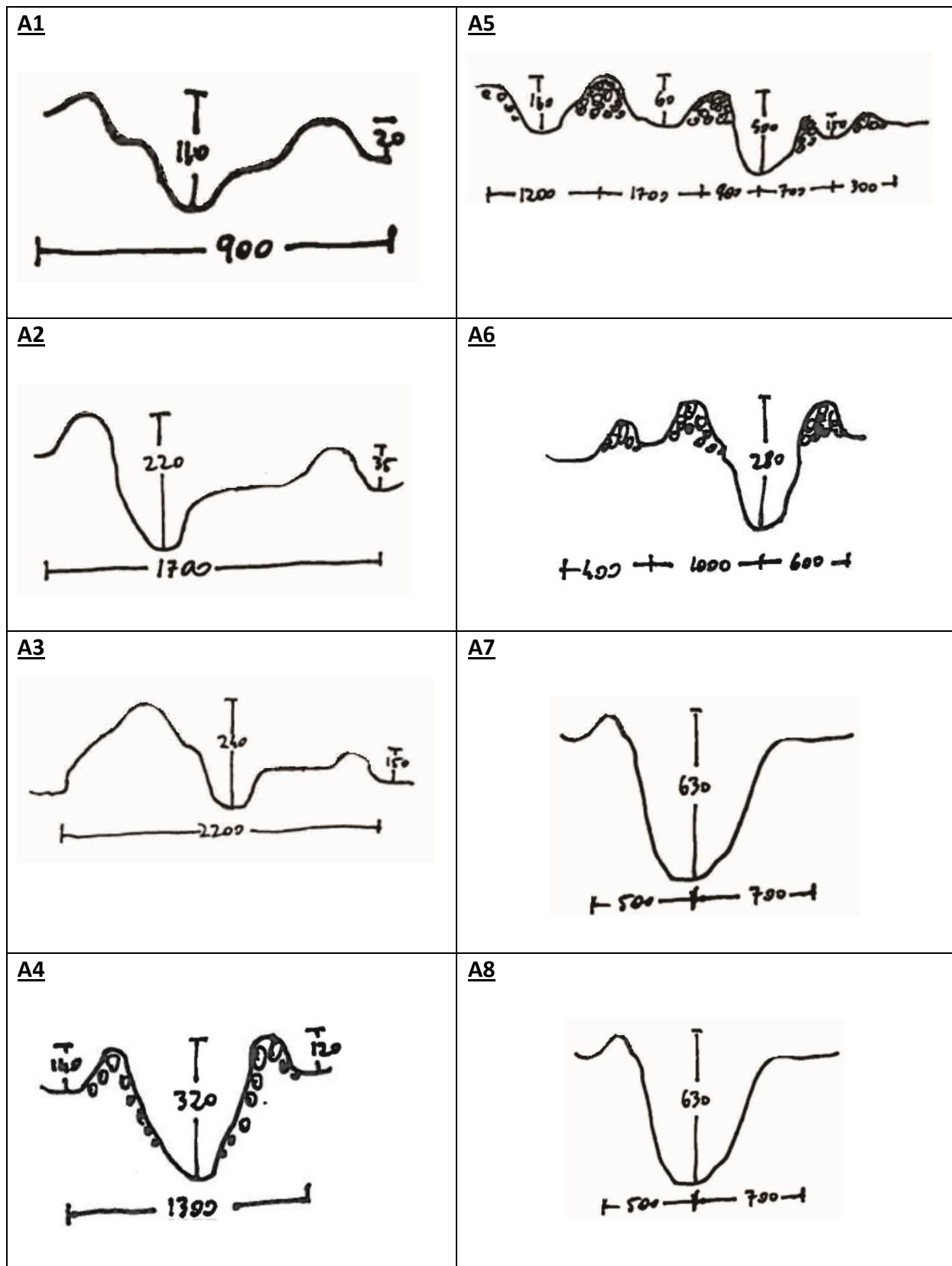
- Alfsen, K. (2013). Hva betyr klima-endringene for Norge? *Klima, 5-2013*, 20-21.
- Berti, M., & Simoni, A. (2007). Prediction of debris flow inundation areas using empirical mobility relationships. *Geomorphology, 90*(1-2), 144-161.
- Blair, T. C., & McPherson, J. G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research, A64*(3), 450-489.
- Blikra, L. H., & Nemec, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology, 45*, 909-959.
- Bogen, J. (2006). Sediment transport rates of major floods in glacial and non-glacial rivers in Norway in the present and future climate. *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems, 306*, 148-158.
- Bovis, M. J., & Jones, P. (1992). Holocene History of Earthflow Mass Movements in South-Central British-Columbia - the Influence of Hydroclimatic Changes. *Canadian Journal of Earth Sciences, 29*(8), 1746-1755.
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S., & Karlsen, F. (2004). Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology, 84*(1), 67-88.
- Buma, J., & Dehn, M. (2000). Impact of climate change on a landslide in South East France, simulated using different GCM scenarios and downscaling methods for local precipitation. *Climate Research, 15*(1), 69-81.
- Carstens, H. (2013). Jord- og flomskred rammer hardt. *GEO, September 2013*, 16-21.
- Chien-Yuan, C., Fan-Chieh, Y., Sheng-Chi, L., & Kei-Wai, C. (2007). Discussion of landslide self-organized criticality and the initiation of debris flow. *Earth Surface Processes and Landforms, 32*(2), 197-209.
- Chirico, G.-B. C., P.; Rossi, F.; Villani, P. (1999). Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation in the Campanian volcanoclastic soils. *Mediterranean Storm, 473-484*.
- Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farbrot, H., Humlum, O., et al. (2010). The thermal state of permafrost in the nordic area during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes, 21*(2), 156-181.
- Collison, A., Wade, S., Griffiths, J., & Dehn, M. (2000). Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in SE England. *Engineering Geology, 55*(3), 205-218.
- Corner, G. D. (1977). Deglaciation history and sediments of the Lyngen - Storfjorden area, Troms, North Norway. *Hovudfagsoppgåve i eksogen Geologi. Universitetet i Tromsø*, 255.
- Corner, G. D. (1980). Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas, 9*, 239-249.
- Corner, G. D. (2006). A transgressive-regressive model of fjord-valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls. *SEPM Special Publication, 85*, 161-178.
- Costa, J. E. (1984). Physical geomorphology of debris flows. I *Developments and applications of geomorphology* (s. 268-317): Springer.
- Coussot, P., & Meunier, M. (1996). Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth Science Reviews, 40*, 209-227.
- Crosta, G. B., & Frattini, P. (2008). Rainfall-induced landslides and debris flows. *Hydrological Processes, 22*(4), 473-477.
- Crozier, M. J. (2010). Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology, 124*(3-4), 260-267.
- Crozier, M. J., & Glade, T. (2004). Landslide Hazard and Risk: Issues, Concepts and Approach. 1-40.

- Dahl, R., Berg, K., & Nålsund, R. (1981). *Stabilitetsforholdene i skråninger med morene og lignende jordarter: sluttrapport vedrørende et NTNf-støttet prosjekt.*
- Devoli, G., Engen, I. K., Hoseth, K. A., & Petterson, L.-E. (2013). *Flom og skred i Troms juli 2012* (NVE Rapport).
- Dikau, R. (1996). The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change. *Hydrological and Hydrogeological Risks*, 375-406.
- Dyer, J. M. (2011). Geohazard identification: the gap between the possible and reality in geophysical surveys for the engineering industry. *Marine Geophysical Research*, 32(1-2), 37-47.
- Ebohon, O. J. (2006). Climate change: A natural hazard. *Energy Policy*, 34(18), 4125-4128.
- EU. (2007). *Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks.* Lesedato. Hentet fra.
- Figenschau, T. (2012). http://www.youtube.com/watch?v=gw3McghxUlw&feature=em-share_video_user
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S., & Andresen, A. (2007). *Landet blir til, Norges geologi.* Trondheim.
- Geertsema, M., Hungr, O., Schwab, J. W., & Evans, S. G. (2006). A large rockslide-debris avalanche in cohesive soil at Pink Mountain, northeastern British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 83(1-3), 64-75.
- Glade, T. (2005). Linking debris-flow hazard assessments with geomorphology. *Geomorphology*, 66(1-4), 189-213.
- Hallet, B., Hunter, L., & Bogen, J. (1996). Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12(1-4), 213-235.
- Hartline, B. K. (1979). Snow Physics and Avalanche Prediction. *Science*, 203(4378), 346-348.
- Highland, L., Bobrowsky, P. T., & Geological Survey (U.S.). (2008). *The landslide handbook : a guide to understanding landslides.* Reston, Va.: U.S. Geological Survey.
- Hooke, R. L., & Rohrer, W. L. (1977). Relative erodibility of source-area rock types, as determined from second-order variations in alluvial-fan size. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1177-1182.
- Hooke, R. L. B. (1967). Processes on Arid-Region Alluvial Fans. *Journal of Geology*, 75(4), 438-&.
- Hopfinger, E. J. (1983). Snow Avalanche Motion and Related Phenomena. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 15, 47-76.
- Huggel, C., Clague, J. J., & Korup, O. (2012). Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(1), 77-91.
- Hungr, O. (1995). A Model for the Runout Analysis of Rapid Flow Slides, Debris Flows, and Avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, 32(4), 610-623.
- Hungr, O. (2000). Analysis of debris flow surges using the theory of uniformly progressive flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 483-495.
- Hungr, O., Leruoell, S., & Picarelli, L. (2013). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*.
- Høst, J., NGU, beredskap, D. f. s. o., landbruksforvaltning, S., vegvesen, S., Jernbaneverket, et al. (2006). *Store fjellskred i Norge.*
- Innes, J. L. (1984). Lichenometric dating of debris-flow deposits on alpine colluvial fans in southwest Norway. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 519-524.
- IPCC, I. p. o. c. c. (2012). Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaption. *Cambridge University Press.*
- Iverson, R. M. (1997). The physics of debris flows. *Review of Geophysics*, 35(3), 245-296.
- Iverson, R. M. M., Jon J. (1986). Groundwater Seepage Vectors and the Potential for Hillslope Failure and Debris Flow Mobilization. *Water Resources Research*, 22(11), 1543-1548.
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L. H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., et al. (2008). Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8(4), 893-904.
- Jakob, M. H., Oldrich. (2005). Debris-flow hazard and related phenomena. *Springer*, 411-443.

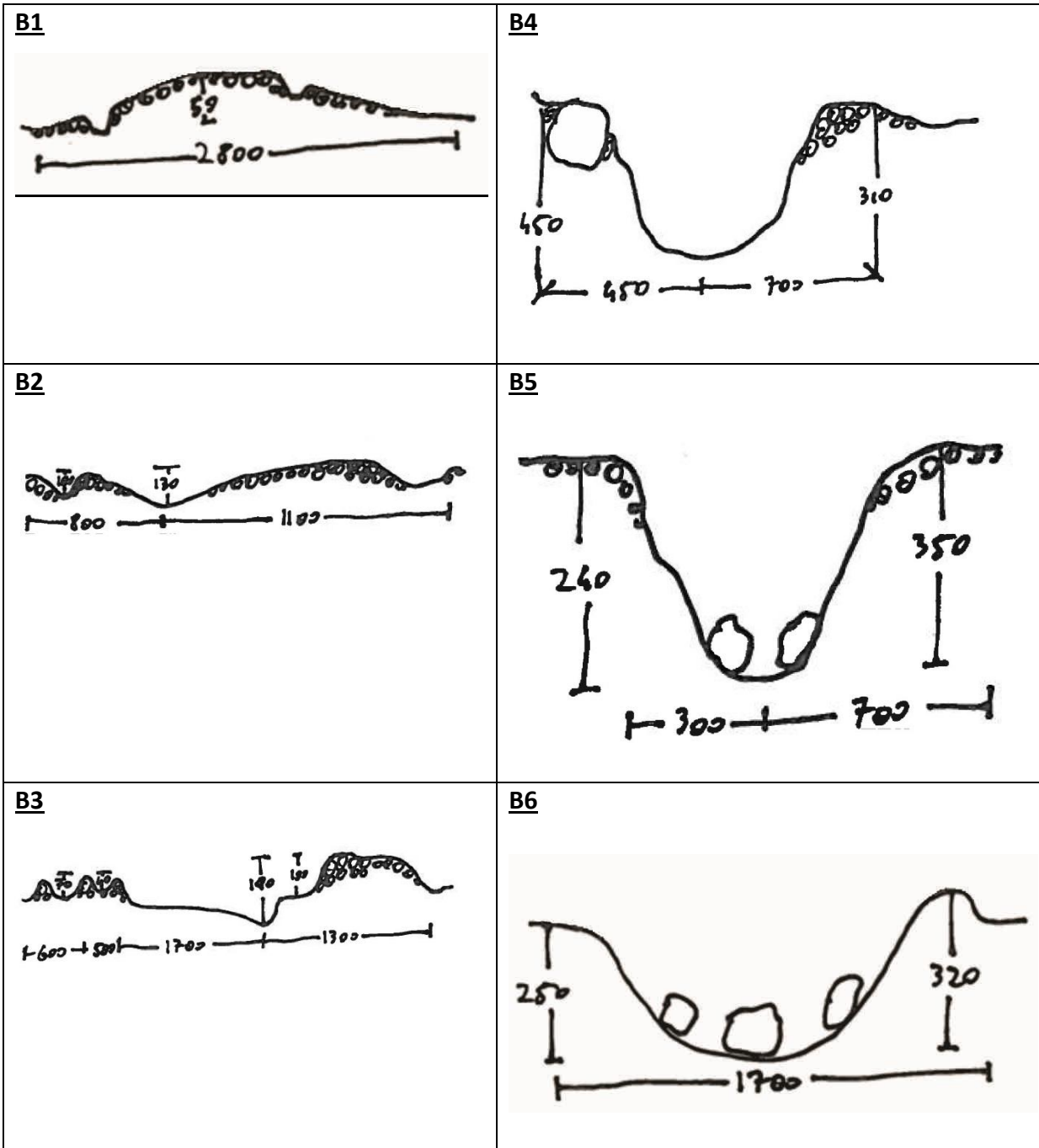
- Jakobsen, H. Ø. (2013). Hvor rammer jordskredet? *forskning.no*
- Johnson, A. M. (1970). *Physical processes in geology; a method for interpretation of natural phenomena; intrusions in igneous rocks, fractures, and folds, flow of debris and ice*. San Francisco,: Freeman.
- Kronholm, K., & Stalsberg, K. (2009). Klimaendringer gir endringer i skredhyppigheten. *Klima, 3-2009*.
- Kugler, Z. (2012). Remote sensing for natural hazard mitigation and climate change impact assessment. *Idojaras, 116(1)*, 21-38.
- Kvalstad, T. (2007). What is the current "Best Practice" in offshore Geohazard investigations? A State-of-the-Art Review. *OTC, 18545*.
- Laberg, J. S., & Corner, G. D. (2001). Et ras i Balsfjord i Troms sommeren 1999. *Naturen, 125*, 17-22.
- Lancaster, S. T., Hayes, S. K., & Grant, G. E. (2003). Effects of wood on debris flow runout in small mountain watersheds. *Water Resources Research, 39(6)*.
- Lawson, D. E. (1982). Mobilization, Movement and Deposition of Active Subaerial Sediment Flows, Matanuska Glacier, Alaska. *Journal of Geology, 90(3)*, 279-300.
- Leeder, M. (1999). Alluvial fans and fan deltas. I *Sedimentology and sedimentary basins* (s. 330-339). Oxford: Blackwell Science.
- Lunell, R. (2001). *Holocen fjorddalstratigrafi for Signaldalen, Troms.*, Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Læg Reid, A. K. (1999). Postglacial sedimentation on a high-artic valley: slope processes and geomorphic development in Endalen, Spitsbergen. *Unpublished cand. scient. thesis, Universitetet i Bergen*, 135.
- Major, J. J. (1997). Depositional Processes in Large-Scale Debris-Flow Experiments. *The Journal of Geology, 105*, 1-22.
- Major, J. J., & Iverson, R. M. (1999). Debris-flow deposition: Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *GSA Bulletin, 111(10)*, 1424-1434.
- Malet, J. P., Laigle, D., Rémaitre, A., & Maquaire, O. (2005). Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows. *Geomorphology, 66(1-4)*, 215-235.
- Mangeney, A., Roche, O., Hungr, O., Mangold, N., Faccanoni, G., & Lucas, A. (2010). Erosion and mobility in granular collapse over sloping beds. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface, 115*.
- Marchi, L., Arattano, M., & Deganutti, A. M. (2002). Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology, 42*, 1-17.
- McClung, D., & Schaerer, P. A. (2006). *The avalanche handbook* (3rd. utg.). Seattle, WA: Mountaineers Books.
- McCoy, S. W., Kean, J. W., Coe, J. A., Staley, D. M., Wasklewicz, T. A., & Tucker, G. E. (2010). Evolution of a natural debris flow: In situ measurements of flow dynamics, video imagery, and terrestrial laser scanning. *Geology, 38(8)*, 735-738.
- Nichols, G. (1999). *Sedimentology and Stratigraphy*.
- Nigg, J. M. (1993). Societal Response to Global Climate-Change - Prospects for Natural Hazard Reduction. *World at Risk : Natural Hazards and Climate Change, 277*, 289-294.
- Nikolaisen, P.-I. (2013). Bygger der flommen herjer. *Teknisk Ukeblad, 29/2013*, 18-25.
- Noer, G., & Bøyum, G. (2012). Storflommen i Sør og Midt Troms, 14.-15. juli 2012. *Met.no, Rapport N014*.
- NOU. (2010). Tilpassing til eit klima i endring. *Noregs offentlege utgreiingar, 10*.
- NVE. (2010). Klimatilpassing innen NVEs ansvarsområder - Strategi 2010 - 2014. *Rapport 15/2010*.
- NVE. (2011a). Flaum- og skredfare i arealplanar. *Retningslinjer nr. 2/2011*.
- NVE. (2011b). *Plan for skredfarekartlegging* (Rapport nr. 14/2011).
- Pierson, T. C., & Scott, K. M. (1985). Downstream Dilution of a Lahar - Transition from Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow. *Water Resources Research, 21(10)*, 1511-1524.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., & Nøttvedt, A. (2007). *Landet blir til - Norges geologi*.
- Schneuwly-Bollschweiler, M., & Stoffel, M. (2012). Hydrometeorological triggers of periglacial debris flows in the Zermatt valley (Switzerland) since 1864. *Journal of Geophysical Research, 117(F2)*.

- Schurch, P., Densmore, A. L., Rosser, N. J., & McArdell, B. W. (2011). Dynamic controls on erosion and deposition on debris-flow fans. *Geology*, 39(9), 827-830.
- Sidle, R. C. (2007). Using weather and climate information for landslide prevention and mitigation. *Climate and Land Degradation*, 285-307.
- Soldati, M., Corsini, A., & Pasuto, A. (2004). Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 55(2), 141-161.
- Store Norske Leksikon. (2005).
- Takahashi, T. (1981). Estimation of potential debris flows and their hazardous zones: soft countermeasures for a disaster. *Journal of Natural Disaster Science*, 3, 57-89.
- Vogt, H. (2007). *Geomorfologiske og sedimentologiske undersøkelser av kolluviale vifter i Storfjord og Signaldalen, Troms; Prosesser, overflateformer og avsetningshistorie.*, Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Vorren, T., & Mangerud, J. (2007). *Landet blir til, Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Whipple, K. X., & Dunne, T. (1992). The influence of debris-flow rheology on fan morphology, Owens Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 104(7), 887-900.
- Yu, W. J., Xu, W. B., & Zhang, G. P. (2012). Using Logistic Regression and GIS to Analyze the Relationship between Precipitation and Debris Flow in Sichuan, China. *2011 International Conference of Environmental Science and Engineering, Vol 12, Pt A, 12*, 598-603.
- Zwaan, K. B., Fareth, E., & Grogan, P. W. (kartograf). (1998). *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1:250000*

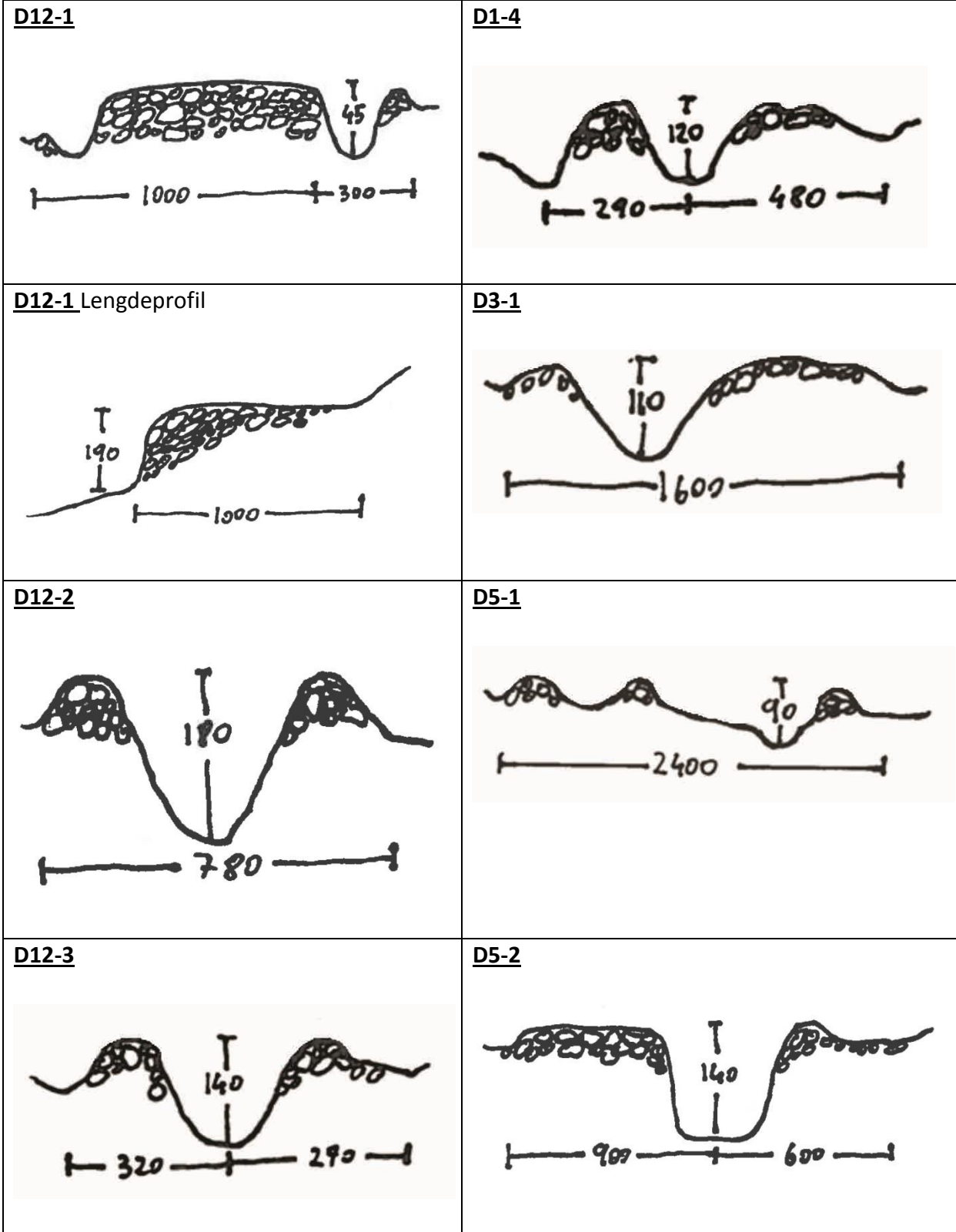
9. Appendiks



Figur 9-1. Profilskisser av skredløpa ved målestasjonane A1-A8. Alle tal i cm.

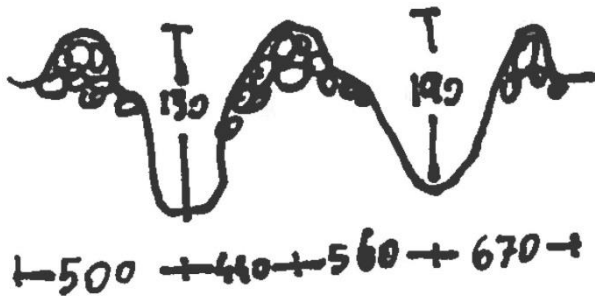


Figur 9-2. Profilskisser av skredløpa ved målestasjonane B1-B6. Alle tal i cm.



Figur 9-3. Profilskisser av skredløpa ved målestasjonane D12-(1-2-3), D1-4, D3-1, D5(1-2). Alle tal i cm.

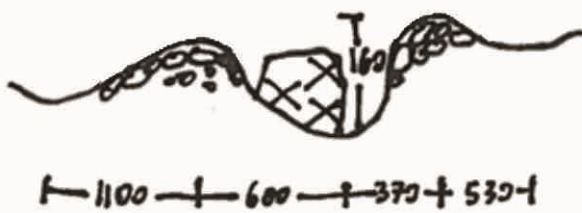
D5-3



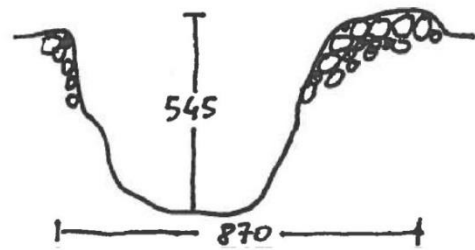
D5-7



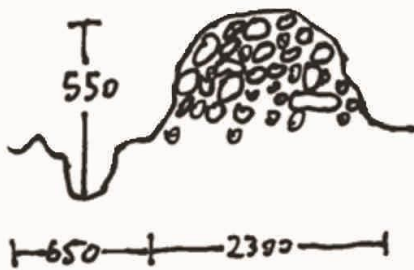
D5-4



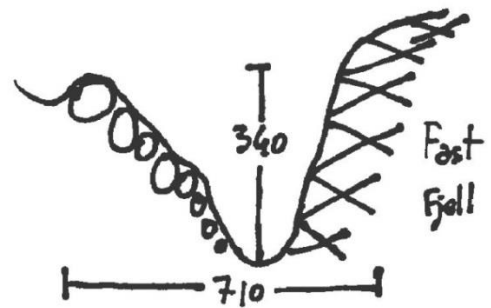
D5-8



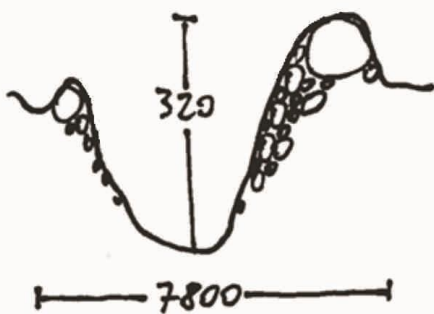
D5-5



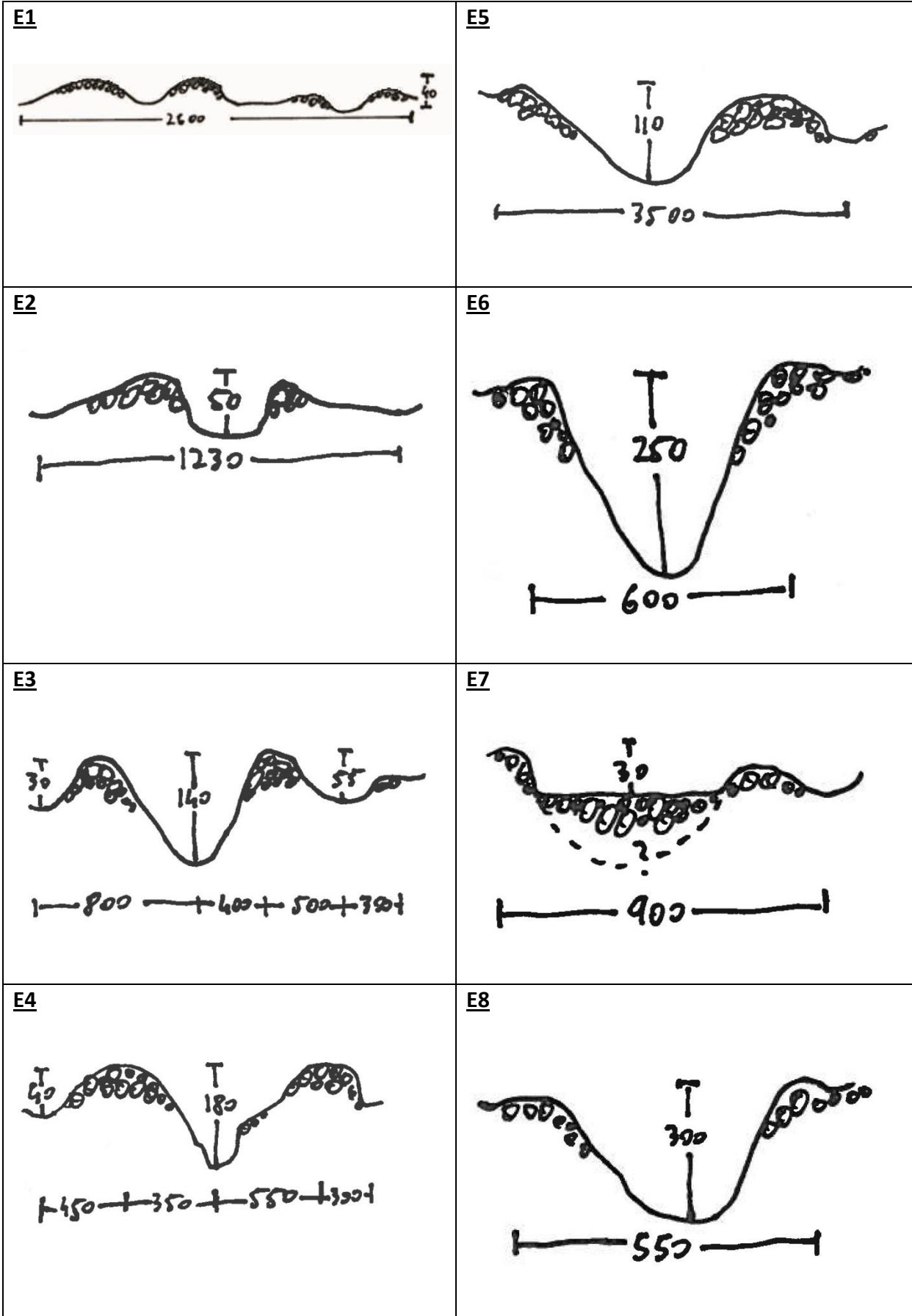
D5-9



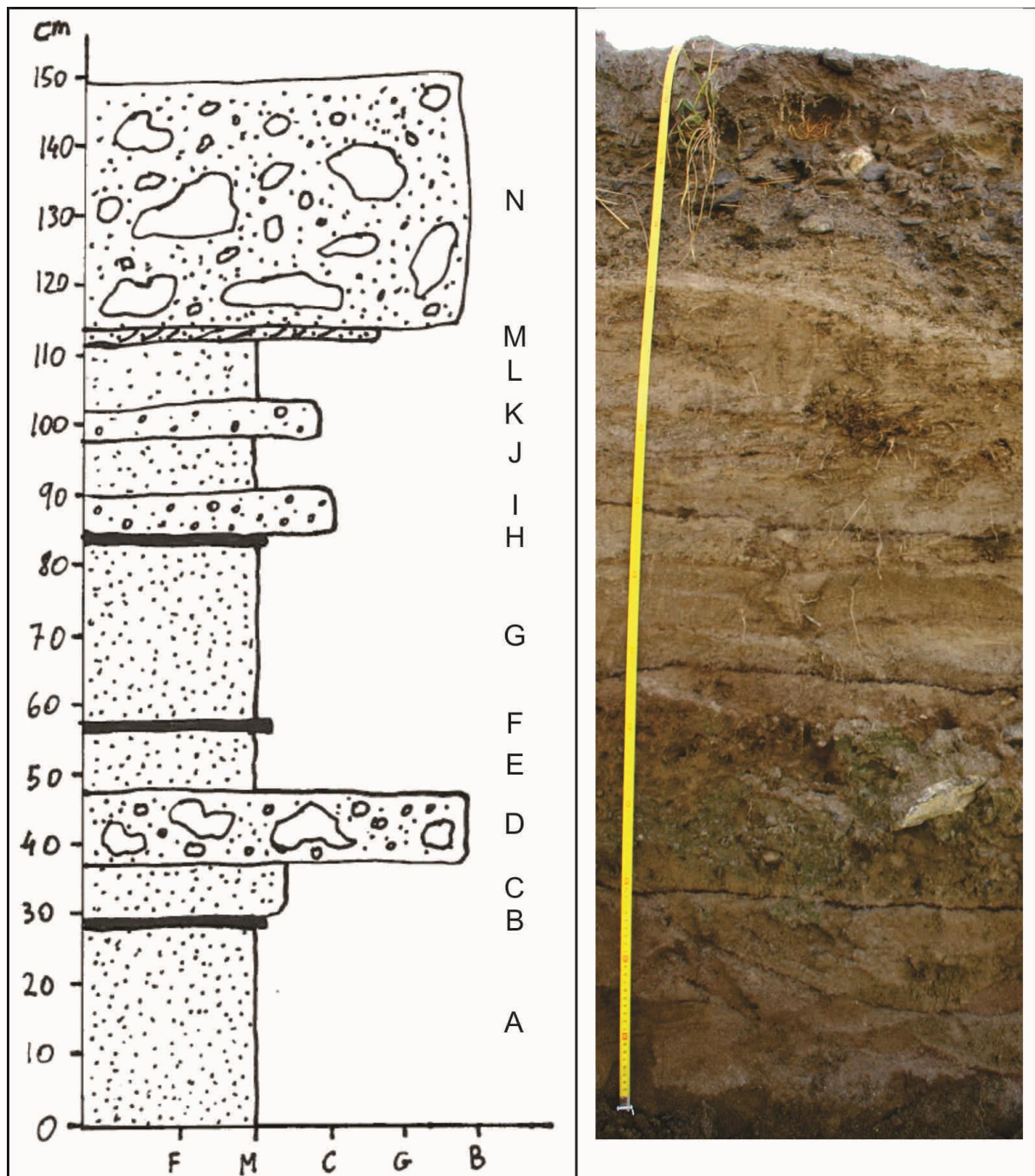
D5-6



Figur 9-4. Profilskisser av skredløpa ved målestasjonane D5-(3-9). Alle tal i cm.



Figur 9-5. Profilskitser av skredløpa ved målestasjonane E1-E8. Alle tal i cm.



Figur 9-6. Logg frå lokalitet i avsetjingsområdet til skredbane D. Til høgre vises eit bilete frå lokaliteten. Loggen viser fleire lag, til saman er 14 talde og namngjevne, A-N. Kornstorleikskalaen nedst i loggen viser fordeling for fin, medium og grov sand, samt grus og stein.

Laga A, C, E, G, J og L er tolka til å vera sand avsett frå det nærliggjande bekkeløpet. Det er eit tydeleg innhald av glimmer i sanda. Laga B, F og H er tolka til å vera organisk materiale, særleg på grunn av den svarte fargen. Laga I, K og M inneheld grovare sand, men er truleg og avsett frå bekken. Forskjellen i kornstorleik samanlikna med dei andre laga med bekkeavsetjingar kan skuldast større vassføring i bekken. Laget M viser teikn til laminasjon. Laga D og N skil seg ut ved innhald av større klastar, opptil fleire centimeter i diameter. Det øvste laget er debris-flow-avsetjingar frå skredhendingane i 2012. Lag D har lik sedimentsamansetjing, og er difor også tolka til å vera debris-flow-avsetjing. Alderen på avsetjinga er uviss, men funn av organisk materiale mellom lag D og N tilseier at N ikkje stammar frå 2012, og er difor eldre.

Det skal nemnast at laga varierer i mektigheit bortover langs profilen, det ser ein ved at t.d. lag D er tynnare i loggen enn kva kjem fram av biletet.

Tabell 9-1. Resultat frå stasjonsmålingane.

Stasjonsnamn	UTM		Høgde over havet	Gradient	Dominerande kornstorleik (cm)	Maksimal kornstorleik (cm)	Fordeling blokker/matriks	Runding	Merknad
	WGS84W	WGSSAW							
A1	0459802	7677329	63	7	10	50	40/60	4	
A2	0459832	7677358	72	12	15	100	40/60	4	
A3	0459849	7677380	79	12	15	100	40/60	4	
A4	0459912	7677413	95	14	20	120	60/40	3.5	
A5	0459936	767437	108	20	30	130	40/60	3	
A6	0459967	7677472	120	17	40	130	30/70	3.5	
A7	0460011	7677475	136	24	50	150	80/20	2	Minimalt med avsetjing, berre på venstre levee. Swing
A8	0460043	7677438	158	25	50	150	90/10	1.5	Mest erosjon
B1	0459745	7677830	63	8	7	80	55/45	3	Endelobe
B2	0459813	7677801	78	10	13	100	50/50	3	Intrakanal avsetjing
B3	0459906	7677749	100	12	14	125	70/30	3.5	Swing med lobe og levee
B4	0459961	7677756	117	14	22	115	60/40	3.5	Mest erosjon, litt avsetjing i kanalbotn
B5	0460057	7677730	145	13	35	140	70/30	3	Mest erosjon, litt avsetjing samt store blokker i kanalbotn
B6	0460103	7677744	163	23	15	220	60/40	3.5	
D12-1	0460004	7678279	102	14	18	80	40/60	4	Plugg-lobe
D12-2	0460043	7678282	112	15	15	90	40/60	4	
D12-3	0460161	7678304	145	18	25	125	55/45	3.5	
D1-4	0460255	7678351	183	18	35	70	50/50	3.5	
D3-1	0459853	7678507	67	11	20	110	30/70	4	Mykje spreidd avsetjing
D5-1	0459885	7678572	68	12	8	90	50/50	4	Lite, sporadisk avsetjing
D5-2	0460000	7678544	94	13	15	120	30/70	4	Mest erosjon
D5-3	0460073	7678531	112	13	40	170	45/55	3.5	
D5-4	0460131	7678489	127	16	28	340	40/60	3.5	Stor lobe
D5-5	0460213	7678426	160	16	25	190	95/5	4	Mest erosjon
D5-6	0460233	7678389	176	20	38	260	95/5	4	Plugg-lobe. Skredløpet forgreinar seg
D5-7	0460331	7678379	210	22	15	110	90/10	4	Mest erosjon, litt avsetjing i kanalbotn
D5-8	0460428	7678345	247	27	30	170	95/5	3	Mest erosjon, litt avsetjing i kanalbotn
D5-9	0460530	7678342	295	26	45	230	90/10	3	Mest erosjon, litt avsetjing i kanalbotn
E1	0459829	7678674	57	10	12	55	40/60	4	Nær endelobe før gjerde
E2	0459947	7678677	78	11	18	90	40/60	4	
E3	0460133	7678609	118	13	27	110	55/45	4	
E4	0460198	7678561	138	15	30	170	90/10	3.5	
E5	0460229	7678523	150	15	30	160	80/20	3	Overgang frå erosjon til avsetjing. Swing
E6	0460300	7678461	188	20	35	160			Berre kraftig erosjon, fjellet er blotta
E7	0460454	7678459	250	23	40	200	70/30	3	
E8	0460578	7678422	307	30	40	200	80/20	2.5	Kanalbotn

