

Trekantformede løsmasseskred:

Sammenligning av fire hendelser i Norge,
betingelse for utløsning, løsneforhold og
utvikling av skredet.

Tore Hallingstad Medgard

Geologi

Innlevert: mai 2015

Hovedveileder: Anders Schomacker, IGB

Medveileder: Lena Rubensdotter, NGU

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for geologi og bergteknikk

Sammendrag

I denne oppgaven er det sett på ulike trekantformede løsmasseskred, med deres utløsning og utvidelse nedover skredløpet. Skredene er valgt ut fra deres form på skredløpet og alle skredhendelsene skjedde i Møre og Romsdal. Skredet i Viromdalen skjedde i 2003, skredet ved Borga var i 2011 og skredene Årset og Vatne skjedde samme dagen i 2013. Målet med oppgaven har vært å finne hvorfor skredene startet og hvorfor de hadde en økende bredde ned fjellsiden. Med dette som utgangspunkt er det gjort ulike topografiske og hydrologiske GIS-analyser, i tillegg til å hente inn korttidsnedbør og døgnnedbør fra ulike nedbørstasjoner i området. Under feltarbeidet er det også tatt en rekke sedimentprøver, der 11 av disse er analysert i denne oppgaven for å se om det er noen sammenhenger med tanke på løsmassene og skredene.

For skredene som er undersøkt ser det ut til å være en nær sammenheng mellom intens nedbør og løsnetidspunkt, i tillegg hadde alle skredene et tynt løsmassedekke (<50 cm) i store deler av skredløpet og løsneområdet. For tre av fire skred skjedde utløsningen samtidig med maksimal nedbørintensitet, og ved tre av skredlokalitetene var det baksprekker eller steiner som gjorde det mulig for vann å lettere drenere inn under det øvre løsmassedekket. Tre av fire skred hadde en helningsvinkel i løsnepunktet på 36-39°, der det siste startet som snøskred og hadde en helning på >40°.

Utvidelsen av skredene som er sett på i denne oppgaven har kommet i tilknytning med tynt løsmassedekke, glatt og jevn berggrunn, konvekse terrengformasjoner og terreng som går fra brattere til slakere helning. Selv om alle faktorene ser ut til å påvirke utvidelsen av skredene er en konkav form på terrenget, og spesielt tykkelsen på løsmassedekket dominerende faktorer. Det er også kommet med en teori om at ulike vegetasjonstyper kan virke inn på utvidelsen av trekantskred.

Abstract

Four different debris avalanches are investigated in this thesis, focussing on their initiation and widening along the avalanche path. The landslides are chosen based on their geometrical shape. All the localities are situated in Møre og Romsdal county. The chosen debris avalanches are distributed over three years: one in 2003 (Viromdalen), one in 2011 (Borga), and two events on the same day in 2013 (Årset and Vatne). The aim of the thesis is to explain the initiation of the landslides and the reason for their widening throughout the avalanche path. To approach these questions, various kinds of topographic and hydrologic analyses in ArcGIS are used. Additionally, data on rainfall intensity and daily precipitation in the vicinity is collected. During the fieldwork, a series of sediment samples have been collected, from which 11 have been analysed to investigate connections between the landslides concerning soil types.

The landslides investigated seem to have a close relation between high short-term precipitation intensity and time of failure. All of the landslides also have shallow soils (<50 cm) in most of the avalanche path and failure zone. In three out of four cases, failure occurred close to the time of peak rainfall intensity. Additionally, in three of the locations there were extensional fractures or boulders that allowed water to infiltrate more easily beneath the top soil layer. Three of the four cases had a slope gradient at the failure zone of 36-39°. The other landslide, which started as a snow avalanche, had a gradient of >40°.

Widening of the landslides is closely related to shallow soils, smooth bedrock, terrain with a convex shape, and a terrain that goes from a steeper to a more gentle gradient. Even though all these factors seem to influence the widening, the convex shape of the terrain and especially the thickness of the soil are dominant factors. Furthermore, a hypothesis is established that different types of vegetation can influence the widening of a debris avalanche.

Forord

Denne oppgaven utført høsten 2014 og våren 2015 og er en del av NGU sitt prosjekt «NGU-350600 "Forbedret bruk av geologiske parametere ved skredfarevurdering", 2013-2015». hvor Gro Sandøy er prosjektleder. Oppgaven startet med syv dager feltarbeid sammen med NGU, hvor det ble befart skred på fem lokaliteter, hvorav fire av disse er sett på i denne oppgaven.

Først og fremst vil jeg takke veilederne mine Anders Schomacker og Lena Rubensdotter for veldig god støtte og veiledning gjennom hele året. Dere har vært til veldig stor nytte. Jeg vil spesielt takke Lena for å tilby en oppgave innenfor prosjektet deres. Jeg vil også rette en kjempestor takk til Gro Sandøy for noen flotte dager i felt og noen uvurderlige tilbakemeldinger og tips til figurer og ArcGIS. Jeg vil også takke laboratoriet på NGU som utførte analyse på sedimentprøvene som er med i oppgaven.

Jeg vil også gi en stor takk til de av dere som har hjulpet meg med korrekturlesing og med mange gode og kritiske spørsmål. Sist men ikke minst vil jeg takke lesesalen for mange hyggelige pauser og sene kvelder med jobbing.

Tore H. Medgard

Trondheim, 14.05.15

Innholdsliste

Sammendrag	iii
Abstract	iv
Forord	v
Innholdsliste	vii
1 Figurliste	1
2 Innledning	5
3 Teori	7
3.1 Klassifisering av løsmasseskred	7
3.2 Trekantformede løsmasseskred	9
3.3 Løsmasseskreds påvirkning på samfunnet	13
3.3.1 Globalt	13
3.3.2 Norge	13
3.4 Utløsningsfaktorer for løsmasseskred	15
3.4.1 Helning	15
3.4.2 Stabilitet	15
3.4.3 Vegetasjon	18
3.4.4 Nedbør og nedbørsintensitet	21
3.4.5 Menneskelig aktivitet	23
3.5 Utsatte terreng- og løsmassetyper	25
3.6 Sikring mot løsmasseskred	27
3.7 Jordskred og klima	30
4 Metoder	33
4.1 Feltarbeid	33
4.2 Databehandling	33
4.3 Nedbørsdata	33
4.3.1 Ekstrem nedbørsstatistikk	33
4.4 GIS- analyser	35
4.4.1 DEM/DHM	35
4.4.2 Kurvatur	38
4.4.3 Hydrologisk analyse	39
4.4.4 Flow accumulation	40
4.4.5 Nedbørsfelt	40

4.5	Laboratorieundersøkelser	41
4.5.1.	Våtsikting	41
4.5.2.	Coulter- test.....	41
4.5.3.	Kornfordeling.....	42
5	Områdebeskrivelse.....	45
5.1	Geologi	47
5.2	Lokalbeskrivelser for Borgaskredet	48
5.2.1.	Berggrunn	48
5.2.2.	Løsmasser	48
5.2.3.	Vegetasjon.....	50
5.2.4.	Kjente skredhendelser nært Borga-skredet	50
5.2.5.	Skredløpet	51
5.2.6.	Klimadata.....	56
5.3	Lokalbeskrivelse av skredet ved Årset.....	60
5.3.1.	Berggrunn	60
5.3.2.	Løsmasser	60
5.3.3.	Vegetasjonen.....	62
5.3.4.	Kjente skredhendelser nært skredet ved Årset.....	62
5.3.5.	Skredløpet	64
5.3.6.	Klimadata.....	67
5.4	Lokalbeskrivelse av skredene ved Vatne.....	70
5.4.1.	Berggrunn	71
5.4.2.	Løsmasser	71
5.4.3.	Vegetasjonen.....	73
5.4.4.	Kjente skredhendelser nær skredet ved Vatne	73
5.4.5.	Skredløp.....	73
5.4.6.	Klimaet.....	76
5.5	Lokalbeskrivelser for Viromdalen.....	76
5.5.1.	Berggrunnen	77
5.5.2.	Løsmassene	77
5.5.3.	Vegetasjonen.....	79
5.5.4.	Kjente skredhendelser i Viromdalen	79
5.5.5.	Skredløp.....	81
5.5.6.	Klimaet.....	84

6	Resultater	87
6.1	Utvidelse og innsnevring langs skredløpene	87
6.1.1.	Terrengformer i skredbanene	87
6.1.2.	Løsmassedekke og berggrunn langs skredbanene	89
6.2	GIS-analyser	93
6.2.1.	Helningskart	93
6.2.2.	Kurvatur	98
6.2.3.	Flow accumulation	101
6.3	Sedimentprøver	106
6.3.1.	Borga	107
6.3.2.	Årset	109
6.3.3.	Vatne	112
6.3.4.	Viromdalen	114
6.4	Nedbør og nedbørintensitet	117
6.4.1.	Kritisk nedbørsmengde (døgnnedbør)	119
7	Diskusjon	121
7.1	Korrelasjon av meteorologiske data med skredhendelsene	121
7.1.1.	Borga	122
7.1.2.	Årset og Vatne	122
7.1.3.	Viromdalen	122
7.2	Nedbørsintensiteten ved lokalitetene	122
7.2.1.	Borga	122
7.2.2.	Årset og Vatne	123
7.2.3.	Viromdalen	123
7.3	GIS- analyser	123
7.3.1.	Kurvatur	123
7.3.2.	Flow Accumulation	124
7.4	Tolkning av sedimentprøver	125
7.4.1.	Borga	126
7.4.2.	Årset	126
7.4.3.	Vatne	126
7.4.4.	Viromdalen	126
7.5	Utløsningsårsak for de undersøkte skredhendelsene	127
7.5.1.	Borga	127

7.5.2.	Årset	129
7.5.3.	Vatne	131
7.5.4.	Viromdalen	132
7.6	Likheter og ulikheter ved de analyserte skredene	134
7.7	Hvilke av «utvidelsesfaktorene» er de viktigste.....	135
7.8	Hvordan unngå skredene eller minimere skadene.	138
7.9	Feilkilder og problemer	139
7.9.1.	Nedbørstasjoner.....	139
7.9.2.	1 m DEM vs. 10 m DEM	139
7.9.3.	Kurvatur.....	140
8	Konklusjoner og forslag på videre arbeid.....	141
	Referanser	142
	Vedlegg.....	1
A.	Nedbørsdata for Sunndalsøra	1
B.	Rådata sedimentprøver.....	2
C.	Kurvatur Borga	16
D.	Kurvatur Viromdalen	19

1 Figurliste

Figur 3.1:	10
<i>Figur 3.2:</i>	11
<i>Figur 3.3:</i>	11
<i>Figur 3.4:</i>	11
<i>Figur 3.5:</i>	11
<i>Figur 3.6:</i>	12
<i>Figur 3.7:</i>	12
<i>Figur 3.8:</i>	16
<i>Figur 3.9:</i>	17
Figur 3.10:	20
Figur 3.11:	21
Figur 3.12:	24
Figur 3.13:	26
Figur 3.14:	27
Figur 3.15:	29
Figur 3.16:	29
Figur 3.17:	31
Figur 4.1:	34
Figur 4.2:	36
Figur 4.3:	37
Figur 4.4:	38
Figur 4.5:	38
Figur 4.6:	39
Figur 4.7:	40
Figur 4.8:	40
Figur 4.9:	43
Figur 5.1:	45
Figur 5.2:	48
Figur 5.3:	49
Figur 5.4:	50
Figur 5.5:	52
Figur 5.6:	53

Figur 5.7:	54
Figur 5.8:	55
Figur 5.9:	56
Figur 5.10:	57
Figur 5.11:	58
Figur 5.12:	58
Figur 5.13:	60
Figur 5.14:	61
Figur 5.15:	62
Figur 5.16:	63
Figur 5.17:	64
Figur 5.18:	65
Figur 5.19:	67
Figur 5.20:	68
Figur 5.21:	69
Figur 5.22:	69
Figur 5.23:	71
Figur 5.24:	72
Figur 5.25:	74
Figur 5.26:	74
Figur 5.27:	75
Figur 5.28:	76
Figur 5.29:	77
Figur 5.30:	78
Figur 5.31:	80
Figur 5.32:	82
Figur 5.33:	83
Figur 5.34:	84
Figur 5.35:	85
Figur 5.36:	85
Figur 6.1:	87
Figur 6.2:	89
Figur 6.3:	90
Figur 6.4:	91

Figur 6.5:	92
Figur 6.6:	94
Figur 6.7:	95
Figur 6.8:	96
Figur 6.9:	97
Figur 6.10:	98
Figur 6.11:	99
Figur 6.12:	100
Figur 6.13:	100
Figur 6.14:	102
Figur 6.15:	103
Figur 6.16:	104
Figur 6.17:	105
<i>Figur 6.18:</i>	106
Figur 6.19:	107
Figur 6.20:	107
Figur 6.21:	108
Figur 6.22:	108
Figur 6.23:	109
Figur 6.24:	110
Figur 6.25:	110
Figur 6.26:	111
Figur 6.27:	111
Figur 6.28:	112
Figur 6.29:	113
Figur 6.30:	113
Figur 6.31:	114
Figur 6.32:	115
Figur 6.33:	115
Figur 6.34:	116
Figur 6.35:	117
Figur 6.36:	118
Figur 6.37:	118
Figur 6.38:	119

Figur 7.1:	125
Figur 7.2:	127
Figur 7.3	129
Figur 7.4:	130
Figur 7.5:	132
Figur 7.6:	133
Figur 7.7:	135
Figur 7.8:	137

Tabell

Tabell 3.1:.....	7
Tabell 3.2:.....	19
Tabell 4.1:.....	42
Tabell 5.1:.....	46
Tabell 5.2:.....	59
Tabell 5.3:.....	70
Tabell 5.4:.....	86
Tabell 6.1:.....	93
Tabell 6.2:.....	119
Tabell 6.3:.....	120

.

2 Innledning

Norge har en natur med bratte dalsider og dette gjør det at skredaktivitet må tas vesentlig hensyn til ved planlegging og prosjektering av ny infrastruktur. Gjennom de siste 500 årene har det blitt registrert omtrent 3 500 skredhendelser, med over 4 000 døde over hele landet (Furseth, 2006). Av disse er det i overkant av 1 100 personer som har omkommet som følge av leir- og jordskred, og dette er skredtypen det blir fokusert på i denne oppgaven. I perioden 1980-2010 har Norsk Naturskadepool og Statens naturskadefond registrert skader som følge av skred for 1,4 milliarder kroner fordelt på 4 500 saker (Meld.St.15, 2012). Dette vil si i underkant av 47 millioner kroner og 150 saker per år. Den 21. januar 1882 gikk det et stort skred over Hove i Fresvik, som blir beskrevet av Jakob Bøthun:

«Der kom et drivende mildveir med regn, efterat der i høiderne hadde faldt en stor snemængde. Sneen smeltede i en fart, saa der ble en storflom. Vandet randt i fosse nedover de stupbratte fjellsider og rev med sig jord og sten. Nede i lien fik skredet mere tilløb, saa det bredte sig videre og videre, eftersom det nærmede sig gaardene. Da det naadde dem, var det saa bredt, at det fik over to av gaardene paa Hove, nemlig bruks nr. 1 og 11 av gaards nr. 49, uagtet de hadde en avstand av omtrent 100 m. fra hinanden. Begge gaardene soptes bort med folk, fæ og avling. Paa bruks nr. 1 førtes ikke stuebygningen helt bort fra tomten, saa folkene der blev reddet, med undtagelse av en pike, som klemtes i hjel av den indtrængende mænde jord og sten. Gaarden Hove ligger på vestsiden av Fresvikelven. Bruddstykker av husene folk og fæ blev kastet langt østenfor elven opover flaterne ved gaarden Holum, hvor likene av de omkomne fandtes, med undtakelse av eieren av bruks nr. 11 Albrigt Hove, hvis lik ikke blev fundet. Skaden gik op i flere tusen kroner, og gaardene fik et betydelig avslag i sin skyld» (Rekstad, 1909).

Jord- og flomskred skjer ofte i forbindelse med kraftig nedbør, der det har stor betydning hvordan nedbøren kommer. De faktorene som er vesentlig for initiering av skred er 1) total mengde nedbør 2) nedbørens intensitet 3) tidligere nedbør som har kommet 4) nedbørens varighet (Sidle & Ochiai, 2006). Som følge av det gradvis varmere klimaet vi går mot i dag, vil det sannsynligvis bli en økning i antall nedbørsdager gjennom året og man regner også med at mengden nedbør vil øke (GeoExtreme, 2009). Som følge av dette er det grunn til å tro at skredaktiviteten vil øke. De områdene man regner med den største økningen i antall skred i tiden fremover er fra Trøndelag og nordover (Kronholm & Stalsberg, 2009).

En forutsetning for de ulike skredene i Norge, spesielt løsmasser, er landets historie fra istiden. Når isen trakk seg tilbake etter siste istid kom store og bratte dalsider frem i dagen, og det ble etterlatt store mengder løsmasser i alle typer terrengformasjoner. Løsmassene kan være alt fra jord, til grus og større blokker. Mange av skråningene var og er fortsatt brattere enn hva de klarer å stå stabilt i, noe som gjør at fjell og løsmasser regelmessig faller eller sklir ned i dalbunnen. De løsmassetypene som ofte er innblandet i skred i bratte skråninger er morene, og masser fra tidligere skred. I slakere terreng er det vanlig med skred i leire og andre havavsetninger.

Trekantformede løsmasseskred kommer innenfor det som i norsk terminologi kalles, jordskred. Skredtypen har som navnet tilsier en trekantformet form, der den starter som en punkttløsning for så å utvide seg nedover dalsiden. Den internasjonale termen for skredtypen er *debris avalanche*, som første gang ble introdusert av Sharpe (1938), og var inspirert av løssnøskred. Skredtypen beskriver en transportmodus i skred som gjerne kommer med et bredt eller utvidende, ikke-kanalisert skredløp. Dette er en skredtype som det finnes flere eksempler på rundt om i landet, men i skrivende stund er det lite forskning som er gjort her i Norge, men termen blir så vidt nevnt av Blikra & Nemeč (1998). Grunnet det store arealet et trekantskred kan dra med seg er dette en skredtype som potensielt kan gjøre store skader på både natur og infrastruktur, og det vil derfor være viktig med en god kunnskap om skredtypen.

I denne oppgaven blir det sett på fire ulike skredhendelser i Møre og Romsdal, der målet er å finne faktorer som kan være med å forklare hvorfor trekantskred utvider seg, hvorfor de løsnet og løsneforholdene. Det blir hentet litteratur fra andre områder i verden hvor denne skredtypen er registrert, som videre blir sammenlignet med det som er observert under feltarbeidet. Det blir også gjort topografiske- og hydrologiske analyser av skredene ved hjelp av kartverktøyet ArcGIS. Under feltarbeidet ble det også tatt en rekke sedimentprøver, som blir tolket for å se om det finnes noen sammenheng mellom skredene med tanke på utløsning og utvidelse i skredløp.

3 Teori

I dette kapittelet blir det tatt for seg hva et løsmasseskred er og hvordan de klassifiseres (kapittel 3.1.) Det blir også undersøkt hvilke utløsningsfaktorer som kreves for at et skred skal starte, og hvilke terreng- og løsmasseyter som er mest utsatt. I tillegg til dette blir det gjort rede på ulike sikringsmetoder for løsmasseskred og sammenhengen mellom skred og klima. Ved slutten av hvert delkapittel blir det gjort en kortfattet oppsummering.

3.1 Klassifisering av løsmasseskred

For bedre å kunne jamføre faglitteratur fra engelske artikler til norske termer, er det viktig å kunne trekke koblinger mellom engelske og norske uttrykk. For klassifisering av løsmasseskred med internasjonal terminologi blir det i denne oppgaven brukt en oppdatert artikkel av «The Varnes classification system» (Varnes, 1978) skrevet av Hungr et al. (2013). I artikkelen er det delt inn i 32 ulike jordskredtyper (se Tabell 3.1), der *debris avalanche* er den termen som vil bli fokusert på i denne oppgaven. Skredtypen ble først omtalt av Sharpe (1938) og betegner skred som forekommer i terreng som ikke kanalisierer skredmassene i bekkedaler eller tidligere skredløp, altså nær til planere dalsider.

Tabell 3.1: En foreslått oppdatering av «The varnes classification system».

^a Skredtyper som vanligvis når ekstreme hastigheter som definert av Cruden & Varnes (1996). De andre skredtypene er vanligvis (men ikke alltid) ekstremt saktegående til veldig raske (Hungr et al., 2013). Rød pil viser hvor skredtypen *debris avalanche* er plassert

Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. <i>Rock/ice fall</i> ^a	2. <i>Boulder/debris/silt fall</i> ^a
Topple	3. <i>Rock block topple</i> ^a	5. <i>Gravel/sand/silt topple</i> ^a
	4. <i>Rock flexural topple</i>	
Slide	6. <i>Rock rotational slide</i>	11. <i>Clay/silt rotational slide</i>
	7. <i>Rock planar slide</i> ^a	12. <i>Clay/silt planar slide</i>
	8. <i>Rock wedge slide</i> ^a	13. <i>Gravel/sand/debris slide</i> ^a
	9. <i>Rock compound slide</i>	14. <i>Clay/silt compound slide</i>
	10. <i>Rock irregular slide</i> ^a	
Spread	15. <i>Rock slope spread</i>	16. <i>Sand/silt liquefaction spread</i> ^a
		17. <i>Sensitive clay spread</i> ^a
Flow	18. <i>Rock/ice avalanche</i> ^a	19. <i>Sand/silt/debris dry flow</i>
		20. <i>Sand/silt/debris flowslide</i> ^a
		21. <i>Sensitive clay flowslide</i> ^a
		22. <i>Debris flow</i> ^a
		23. <i>Mud flow</i> ^a
		24. <i>Debris flood</i>
		→ 25. <i>Debris avalanche</i> ^a
		26. <i>Earthflow</i>
	27. <i>Peat flow</i>	
Slope deformation	28. <i>Mountain slope deformation</i>	30. <i>Soil slope deformation</i>
	29. <i>Rock slope deformation</i>	31. <i>Soil creep</i>
		32. <i>Solifluction</i>

Debris avalanches starter ofte som en *debris slide*, og i mange tilfeller kommer skredet inn i kanalisierende terreng og blir en *debris flow* (Hungre et al., 2013). En *debris slide* er et sammenhengende lag med materiale som sklir på et plan parallelt med overflaten. Dette kan eksempelvis være et lag med forvittringsmateriale som sklir på fjell, eller morenemateriale som har vært utsatt for fryse-/tineprosesser og sklir på et overkonsolidert lag med morene. Skredtypen kan sammenlignes med det Norem & Sandersen (2012) kaller *overflateskred*. *Debris flows* kjennetegnes med at de kommer periodisk i etablerte skredløp og skjer ofte i forbindelse med flommer. For å bruke termen debris flow forklarer Hungre et al. (2013) at skredmassene må ha en andel på 60 % med solide masser som steiner og blokker. Fronten av skredet inneholder de groveste steinene, med finere kornstørrelse bakover mot halen av skredet (Takahashi, 1981). Kornfriksjon, kollisjoner mellom korn/blokker i tillegg til vannets viskositet gir skredet et veldig stort moment (Iverson, 1997). Siden denne skredtypen har en større tetthet sammenlignet med vanlige flommer, vil hastighetene kunne bli vesentlig høyere (Hyndmann & Hyndmann, 2011). Når blokker i den fremre delen av skredet bremses opp av friksjon med stillestående masser kommer nye masser bakfra, som har større fart og moment. Fra norsk litteratur er *grove massestrømmer* foreslått som term for debris flows (Blikra et al., 1989).

Et enkelt skred kan derfor på ulike tidspunkt i skredløpet ha ulik betegnelse, og Hungre et al. (2013) foreslår derfor at man bør gi skredet en klassifisering ut fra hva som er fokuset i det aktuelle tilfellet.

Fra norsk terminologi er det valgt å bruke en klassifisering presentert av Øydvin et al. (2011) hvor skred blir delt inn i 3 kategorier:

- Skred i fast fjell
- Snøskred
- Løsmasseskred

Innenfor løsmasseskred er det videre delt inn i 3 kategorier:

- Jordskred
- Flomskred
- Kvikkleireskred

I denne oppgaven er det valgt å forenkle terminologien ved å koble sammen «debris flow» med flomskred, mens «debris avalanche» kobles sammen med jordskred i åpent terreng. Da tas det også utgangspunkt i at flomskred hovedsakelig følger kanalisierende terreng, mens jordskred

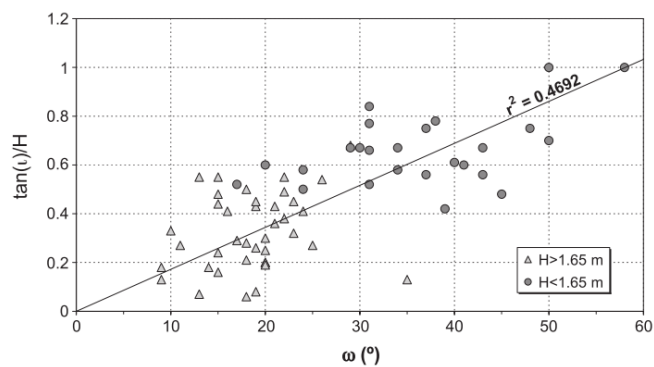
går i terreng uten tydelige bekkedaler eller skredløp. Siden det i denne oppgaven blir fokusert på ikke-kanalisert terreng, vil ikke flomskred bli sett nærmere på.

3.2 Trekantformede løsmasseskred

En vanlig form på skred som går i åpent terreng, uten tydelige bekkedaler eller ryggformasjoner (*ikke-kanaliserende terreng*) er kjegleformede skred, eller *trekantskred*. Denne typen skred starter gjerne i et enkelt punkt i en fjellside, før det beveger seg med fallretningen og får en gradvis økende bredde nedover i fjellsiden. Som nevnt over ble termen *debris avalanche* først introdusert av Sharpe (1938), og var inspirert av formen løssnøskred får når de utvikler seg. Skredtypen beskriver en transportmodus i skred som gjerne kommer med et bredt eller utvidende, ikke-kanalisert skredløp. I denne oppgaven er det sett på utvidende skred, noe som vil si at alle skredene kan betegnes som debris avalanches. Det blir ikke sett noe nærmere på hvordan løssnøskred utvikler seg for å få trekantformen.

I enkelte morfologiske tilfeller kan volumet til et trekantskred øke til 20 000 ganger sin opprinnelige størrelse i løpet av skredbanen (Guadagno et al., 2005). I følge Cascini et al. (2013) forekommer trekantformede skred ofte i terreng med tynt løsmassedekke med nesten konstant løsmassetykkelse og med en dalsidehelning på 30-45°. I regionen Umbria, i sentral-Italia (Cardinali et al., 2006), ble det funnet at de fleste skredene startet som «soil slides». Hvordan de utviklet seg videre i de tilfellene, ble i stor grad bestemt av geometrien til fjellsiden. Begrepet debris avalanche og trekantskred sier altså ikke noe om prosessen som starter skredet, men første betegnelsen sier noe om bevegelsen til skredet (avalanching), mens trekantskred kun er en morfologisk beskrivelse av skredarret. Områdene hvor det utviklet seg til «debris avalanches» var i plant og jevnt terreng med en helning på 40-70°, med et snitt på 50°. I de østlige delene av USA har Neary et al. (1986) sett på noen jordskred (debris avalanches) som skjedde som følger av et kraftig stormsystem i november 1977. Her fant de at skredene hovedsakelig startet i forvitret gneis, med en helning på cirka 36° og oppover.

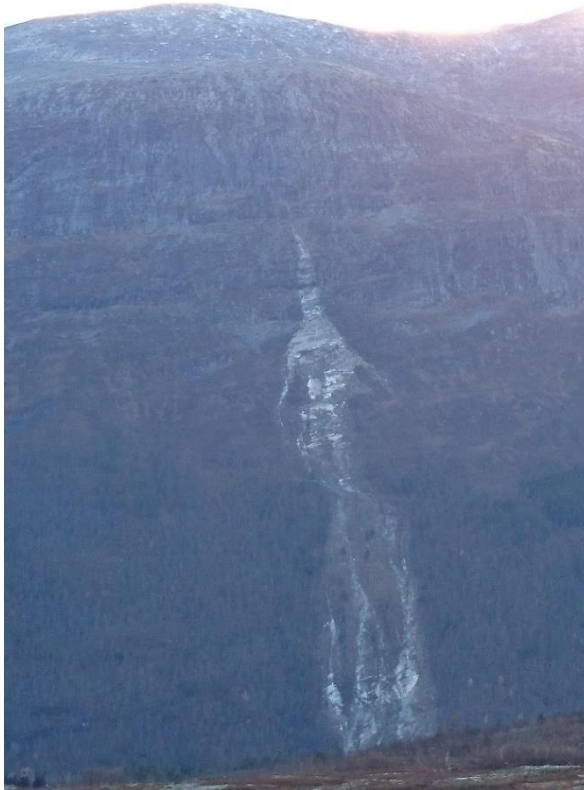
I et studie gjort av Guadagno et al. (2005) i Campania regionen, Italia, ble det sett på en rekke skredhendelser som løsnet etter en lengre nedbørsperiode i mai 1998. Skredene som løsnet startet ofte som *debris slides* før de utviklet seg til å bli større jord- og flomskred. Løsmassene i dette området er dominert av vulkanske asker. I undersøkelsene som ble gjort fant de at skredets utvidelse avhenger av hvor dyp bruddkanten på utløsningspunktet er (se Figur 3.1). Et grunnere skred vil få en større åpningsvinkel enn et dypt skred. Vinkelen varierer mellom ca. 8-50°.



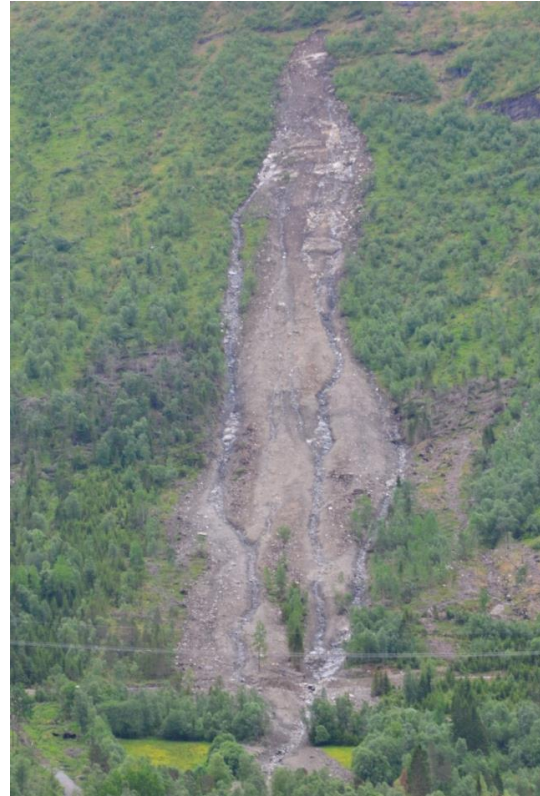
Figur 3.1: Åpningsvinkelen til skredet mot tangens til helningsvinkel delt på høyden til bruddkanten (Guadagno et al., 2005).

Som man kan se på Figur 3.1 er det skredene med en bruddkant på under 1,65 m som har de største vinklene, og overgangen mellom disse to tykkelsene ligger på ca. 25-30°. Siden skredene gikk i vulkanske avsetninger, er det usikkert om tallene som ble funnet i denne forskningen er representativ for norske forhold.

Eksempel på skred med trekantform (Figur 3.2 - Figur 3.7) har man blant annet i store deler av skredet i Viromdalen i Sunndal kommune som gikk 14. august 2003, og i Rauma kommune ved fjellet Borga gikk det et lignende skred 9. juni 2011. I Ørsta gikk det et jordskred ved Årset og Vatne 15. november 2013. I Todalen i Surnadal kommune gikk et skred 31. juli 2013 (Adressa, 2013) og i Oppstryn gikk det et skred med en trekantform den 14. november 2005. Det er de første fire av disse skredene som vil analyseres videre i denne oppgaven.



Figur 3.2: Tydelig trekant form i øvre del. Skredet ved Borga tatt fra motsatt side av dalen. Foto: Martin Flåtten (11.10.14)



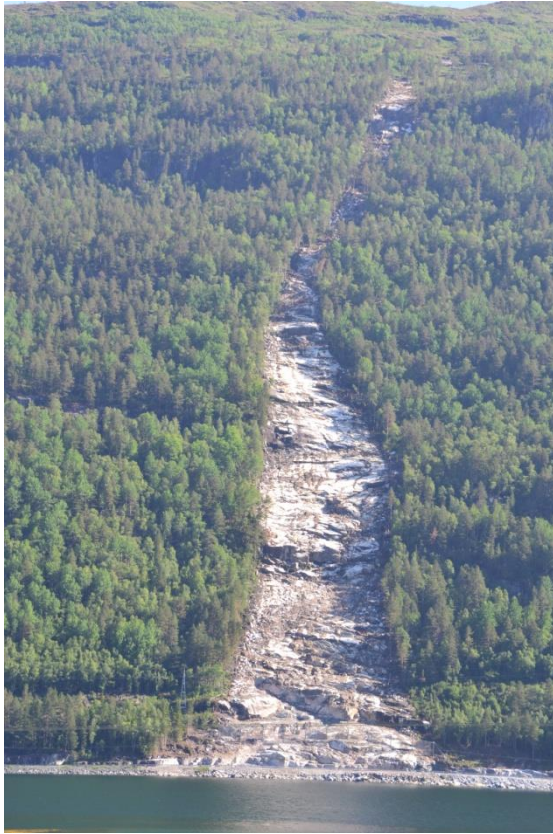
Figur 3.3: Skredet ved Vatne utvider seg i øvre del før det kanaliseres like før det flater ut. (05.06.14)



Figur 3.4: Skredet i Viromdalen er et godt eksempel på et trekantformet løsmasseskred. Foto: Gro Sandøy, NGU (20.09.14)



Figur 3.5: Trekantformet løsmasseskred ved Årset i Ørsta. (04.06.14)



*Figur 3.6: Skredet i Todalen har en typisk trekantform i nedre del av skredløpet.
(08.06.14)*



*Figur 3.7: Skred ved Berstad, Oppstryn, har et trekantformet skredløp i øvre del av skredløpet.
(06.09.12)*

Oppsummert: Skredene som ble undersøkt i denne oppgaven blir i resultat og diskusjon vurdert opp mot de kjennetegnene som er nevnt ovenfor. Eksempelvis forekommer denne typen skred ofte i åpent terreng, uten noen tydelige ryggformasjoner eller bekkedaler, der skredet starter som overflateskred (debris slide). Hvordan formen utvikler seg fra overflateskredet bestemmes ut fra formen på dalsiden under (Cardinali et al., 2006). Trekantformen kommer gjerne i plant og jevnt terreng. Helningen varierer en del mellom artiklene som er lest, men basert på Neary et al. (1986) som har lignende løsmasser er helningen til løsnepunktet cirka 36°. Videre i teoridelen blir det forsøkt å legge fokuset inn mot de karakteristikkene som er nevnt over.

3.3 Løsmasseskreds påvirkning på samfunnet

3.3.1. Globalt

Hvor stor påvirkning løsmasseskred har på mennesker og infrastruktur er det flere eksempler på. Mai 2004 i Hispaniola var det en hendelse som kom som følge av kraftig nedbør over en kort periode, der det ble registrert 500 mm fra 15. til 18 mai og ved en lokalitet kom det 250 mm nedbør på et døgn. Dette resulterte i kraftige flommer og store mengder flomskred og 2500 omkomne (Gubbels & Brakenridge, 2004). 31. mai 1970 ble det utløst et undersjøisk jordskjelv like utenfor Lima. Dette jordskjelvet destabiliserte en isbre på nordsiden av Mount Huascarán og løsnet 10 millioner m³ med stein, is og snø. Når skredmassene nådde landsbyene Ranrahirca og Yungay var den estimerte størrelsen omtrent 80 millioner m³. Skredet begravde mesteparten av begge landsbyene og de 25 000 innbyggerne (Thériault, 2009). Ifølge Plafker et al. (1971) var dette en *debris avalanche*, og skredet hadde på sitt 14,5 km lange skredløp en snitthastighet på mellom 280 og 335 km/t. Rygger og andre topografiske ujevnheter så høye som 140 m ble passert. Det totale antallet personer som omkom ble estimert til 20 000 personer. Oktober 2005 i Guatemala omkom 1 400 som følger av et løsmasseskred som traff landsbyen Panabaj under en tropisk storm (Calderon, 2005). I tillegg til de direkte påvirkningene som at skred tar med seg infrastruktur og mennesker, så kan et skred forårsake tsunamier eller ukontrollerte flommer fra skred som har oppdemt elver (Cepeda et al., 2010).

3.3.2. Norge

Opp gjennom historien har Norge mer enn 4 000 personer som er dokumentert omkomne fra ulike typer skred (Furseth, 2006). Av disse har rundt 2 500 vært de siste 200 årene. Det vil altså si at det de siste 200 årene har omkommet i snitt 12,5 personer hvert år, på grunn av ulike typer skred. De siste 30 årene (1980-2010) har det norske samfunnet hatt en kostnad på cirka 1,4 milliarder kroner grunnet skred (Meld.St.15, 2012). Dette vil si i underkant av 47 millioner kroner hvert år, da fordelt over totalt 4500 saker.

Furseth har i sine studier delt inn i fire typer skredprosesser; leir- og jordskred (1 127 omkomne), snøskred (2 127 omkomne), fjell- og steinskred (788 omkomne), og undersjøiske skred (11-27 omkomne).

Av alle skredene som ble nevnt av Furseth, var skredet ved Kvashylla i Midtre Gauldal, Sør-Trøndelag det som har tatt flest liv. Skredet gikk sannsynligvis 21.-24. september 1345, men er dårlig dokumentert i tidligere litteratur. Den sannsynlige årsaken til katastrofen er et løsmasseskred som løsnet fra dalsiden og demte opp elva Gaula ved Kvashylla. Innsjøen som

ble demt opp oppstrøms nådde på det meste 14 km opp dalen og hadde en høyde på omtrent 33 m ved skredmassene. Den anslåtte vannmengden var 150 – 200 millioner m³ og når skredmassene bristet tok flommen livet av cirka 500 personer, i tillegg til å ta med seg 48 gårder og seks kirker.

I dag er det en bedre forståelse for hvordan været fungerer, i tillegg til større kunnskap om kritiske faktorer for utløsning av skred. Dette gjør at sannsynligheten for å kunne evakuere folk og dyr ved skredfare blir større. Eksempel på hjelpemiddel for akkurat dette er nettsiden varsom.no, som er utviklet av NVE. Her uttrykkes sannsynligheten for en skredhendelse på en skala fra 1 til 4 for jord- og flomskred (1 til 5 for snøskred), der 1 er «generelt trygge forhold» og 4 «det ventes mange store jordskred og/eller sørpeskred» (NVE, 2013a). Ved faregrad 2 er det anbefalt å rense dreneringsveier i områder som er spesielt usatt. Ved denne faregraden ventes det noen jord- og/eller sørpeskred, men det kan også komme enkelte store hendelser. Ved faregrad 3 er det ventet flere store og små jord- og/eller sørpeskred. Også ved denne faregraden bør det bli utført rensing av dreneringsveier. Nivåskalaen som blir brukt er hentet fra meteoalarm (2015).

Eksempel på varslingsystemer som finnes i Norge i dag er Åknes, som blir overvåket av Åknes/Tafjord Beredskap IKS. Dette er et stort ustabil fjellmassiv som er under kontinuerlig overvåking. Her finnes det en rekke ulike instrumenter som registrerer bevegelse i fjellsiden (Kristensen et al., 2010). Overvåkingsmetoder som brukes er alt fra borehullsmålinger, til ekstensometer (måler utvidelse av sprekker) og lasere som måler bevegelse i fjellsiden. Siden dette gjelder fjellskred vil ikke dette bli gått mer i detalj i denne oppgaven, men er brukt som et eksempel på overvåking av ustabile partier.

Oppsummert: Skred har altså en stor innvirkning på mennesker, både økonomisk og liv som går tapt. Kunnskapen om skred er større i dag enn hva den var tidligere, og det blir i dag varslet via varsom.no om det er fare for jordskred i en region.

3.4 Utløsningsfaktorer for løsmasseskred

For at det skal forekomme jordskred, er det ifølge (Norem & Sandersen, 2012) fire kriterier som må være innfridd:

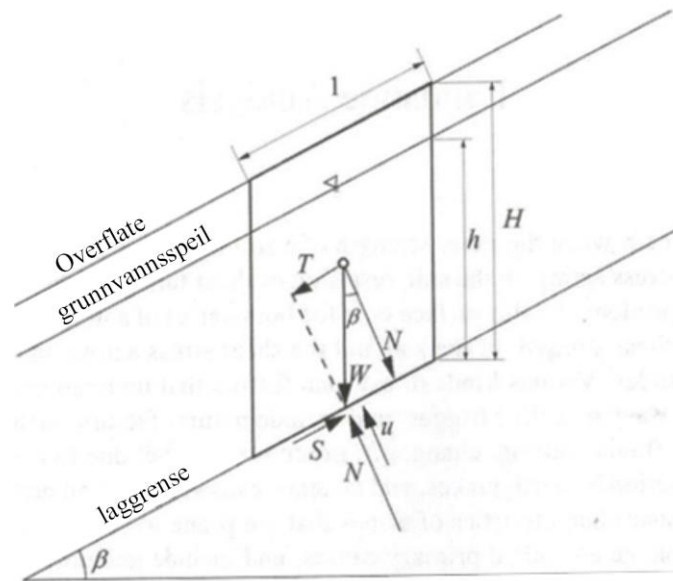
- Det må være bratt nok (helning)
- Det må være løsmasser til stede
- Det må være lite/dårlig stabilitet i de løsmassene som ligger der
- Det må være en utløsende faktor til stede (f.eks. nedbør)

3.4.1. Helning

For at et skred skal starte kreves det at helningen på skråningen er over en viss bratthet. Denne helningen ligger normalt på 30° (Bargel et al., 2011), men om det er høyt innhold av de fineste kornfraksjonene kan porevannstrykket (forklaring i kap. 3.4.2) lettere bygge seg opp, slik at skredene kan løsne ned mot 25° (Norem & Sandersen, 2012). Under denne vinkelen vil friksjonen mot den underliggende bakken vanligvis være for stor til at massene begynner å bevege seg eller skli ut. Det finnes også en øvre grense for hvor bratt man kan forvente at et skred normal vil starte og ligger på rundt 45° (e.g. O'loughlin & Pearce, 1976). I brattere terreng vil det være lite løsmasser som vil skli ut. Grunnen til dette er at det meste av de ustabile løsmassene allerede har blitt fjernet av massebevegelser slik at de mer stabile massene blir igjen (Sidle & Ochiai, 2006).

3.4.2. Stabilitet

Stabiliteten til løsmasser i en fjellside avhenger av flere ulike faktorer. I Figur 3.8 viser Sidle & Ochiai (2006) de faktorene som påvirker stabiliteten til løsmassene. β er helningen glideplanet, og u er vanntrykket under glideplanet når grunnvannshøyden er h . S er skjærstyrken til løsmassene. T er drivende kraft nedover skråningen og N er normalspenningen, som er den kraften som virker 90° på planet under. W er vekten som påvirker løsmassene. Lengden på det aktuelle løsmasselaget er l og høyden er H . Fra figuren ser man at et økt porevannstrykk vil minke normalspenningen. Dette vil i neste rekke redusere skjærstyrken, som er løsmassene sin evne til å henge fast i omkringliggende masse. Blir denne styrken lavere enn skjærspenningen vil løsmassene begynne å skli.



Figur 3.8: Kraftene som virker inn på løsmassene i en gitt skråning. Modifisert etter Sidle & Ochiai (2006)

Formlene under viser hvordan de ulike parameterne fra Figur 3.8 virker inn på hverandre.

$$S = c + (W \cos \beta - u) \tan \varphi \quad (1)$$

I formelen over er c , kohesjonen, eller bindekraften til løsmassene og φ er den interne friksjonsvinkelen i løsmassene. Grunnvannstanden er gitt ved:

$$u = \gamma_w h \cos^2 \beta \quad (2)$$

Der γ_w er enhetsvekten til vann og h er den vertikale dybden grunnvannsspeilet. W , som er vekten som påvirker løsmassene kan finnes ved:

$$W = [\gamma_t(H - h) + \gamma_{sat}h] \cos \beta \quad (3)$$

Hvor γ_t er enhetsvekten til den fuktige (ikke vannmettede) jorda over grunnvannsspeilet og γ_{sat} er enhetsvekten til den vannmettede jorden. H er den vertikale dybden fra overflate til laggrensen. Den drivende kraften T blir bestemt ved å følge denne formelen:

$$T = W \sin \beta \quad (4)$$

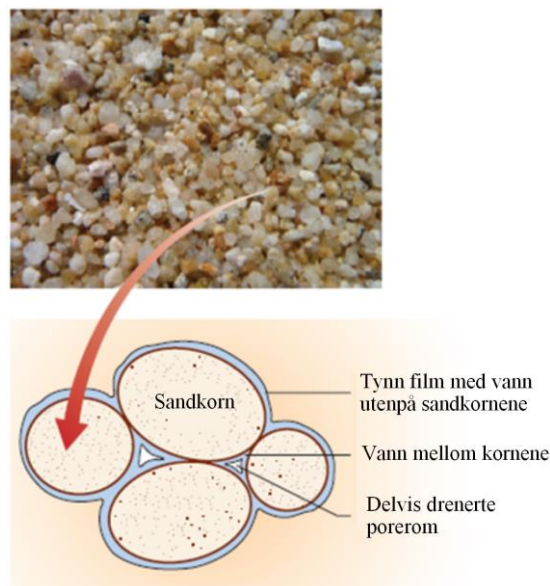
For å finne ut når en skråning kan skli ut blir det beregnet en sikkerhetsfaktor (F_s). Her deler man skjærstyrken (S) på den drivende kraften (T) og får:

$$F_s = \frac{S}{T} \quad (5)$$

$$F_s = \frac{c}{W \sin \beta} + \frac{\tan \varphi}{\tan \beta} - \frac{u \tan \varphi}{W \sin \beta} \quad (6)$$

Når skjærstyrken blir lavere enn den drivende kraften, altså $F_s < 1$ er det sannsynlig at skred vil forekomme. I områder med relativt tynt løsmassedekke, hvor normalkraften er lav, og spesielt hvor det allerede er grunnvann til stede, vil små endringer i kohesjonen kunne gjøre store forandringer i F_s (Sidle & Swanston, 1982; Kronholm & Stalsberg, 2009).

Det er flere faktorer som bestemmer hvor stabile løsmassene i en fjellside er. Ved kraftig nedbør eller snøsmelting vil vann trenge inn i løsmassene, noe som kan øke *porevannstrykket* og dermed minske kohesjonen mellom kornene. Etter hvert som vannmetningen øker ved en fortsettende nedbør, vil kontakten mellom hvert enkelt korn reduseres, og dermed også minske friksjonen mellom kornene (se Figur 3.9). Ved et kritisk tidspunkt vil gravitasjonskreftene bli større enn friksjonskreftene, noe som fører til at masser begynner å skli (Hyndmann & Hyndmann, 2011).



Figur 3.9: Etter hvert som vannmetningen mellom kornene øker vil kontakten og friksjonen minke. På et visst tidspunkt vil gravitasjonskraften på massen være større enn friksjonskraften, og massene vil begynne å skli. Modifisert etter Hyndmann & Hyndmann (2011).

Det er kan også skje at et steinsprang på vannmettet jord skaper en sjokkbelastning på løsmassene, slik at de drivende kreftene blir større enn skjærstyrken (e.g., Cascini et al., 2013). Når løsmassene får denne sjokkbelastningen vil poretrykket øke, som da fører da til at massene begynner å skli. Etter hvert som massene bygger opp et større moment vil det ta med seg mer vannmettede løsmasser nedover fjellsiden. Hvordan skredet utvikler seg videre vil avhenge blant annet av hvordan terrenget fortsetter nedenfor og hvor stort vanninnhold det er i løsmassene.




3.4.3. Vegetasjon

Vegetasjon i skråninger har to positive effekter på stabiliteten;

- 1) Vegetasjonen endrer vanninnholdet i bakken ved opptak gjennom røtter og transport ut i atmosfæren gjennom evapotranspirasjon.
- 2) Vegetasjonen tilfører bindekraft og fungerer som lim mellom røttene og løsmassene (Gray & Megahan, 1981).

Den første faktoren er mindre viktig når det kommer til områder med tynt løsmassedekke eller skred som forekommer som følge av lange perioder med mye nedbør (Sidle, 2005). Vegetasjon med røtter som når dypt ned i jorden har en større totalt potensial for evapotranspirasjon, sammenlignet med vegetasjon med kortere røtter (McNaughton & Jarvis, 1983). Dette vil gjøre at vegetasjonen klarer å tørke opp lenger ned i løsmassene. Nyten med lange røtter vil være liten om løsmassedekket er tynt. Fordelene med røtter er likevel størst i tynne løsmassedekker, hvor de forankrer seg i berggrunnen, der det er sprekker å forankre seg i, eller der det er et mer konsolidert lag under (Sidle, 2005). Hvilken form røttene har vil også ha en betydning for stabiliteten. Den mest ideelle situasjonen for grunne løsmassedekker vil være en kombinasjon av grunne røtter med høy tetthet i det øvre laget, og grovere, dypere røtter som når lenger ned i løsmassene (Reubens et al., 2007). De grunne røttene, da spesielt de røttene som går parallelt med overflaten, vil øke strekkstyrken til de øvre løsmassene (Zhou et al., 1998), mens de dypere røttene kan krysse laggrenser i løsmassene og/eller forankre seg til berggrunnen under. Grove røtter vil kunne motstå bøyning i større grad enn finere røtter, noe som vil være gunstig for røtter som forankrer seg i underliggende løsmassene/berggrunn (Bischetti et al., 2007). I Tabell 3.2 er det listet opp ulike tretyper og hvilke type rotsystem de har. Tar man for eksempel bjørka, så har den en kombinasjon av hjerterot og flatrot, mens grana har flatrot og furua har pålerot (Hageselskapet, 2000).

Tabell 3.2: Denne tabellen viser ulike tre typer og hvilke type rotsystem de har (Hageselskapet, 2000).

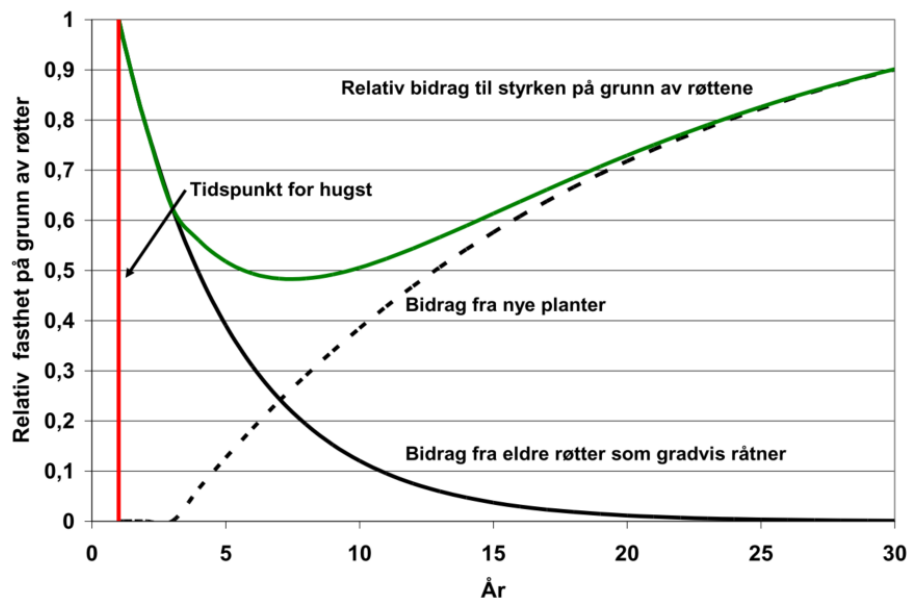
Norsk navn	Latinsk navn	Pålerot	Hjerterot	Flatrot
				
Agnbøk	Carpinus betulus		*	
Alm	Ulmus glabra	*	*	
Ask	Fraxinus excelsior			*
Balsampoppel	Populus balsamifera		*	*
Bjork	Betula verrucosa		*	*
Bøk	Fagus silvatica		*	
Eik	Quercus robur	*		*
Hegg	Prunus padus		*	*
Hestekastanje	Aesculus hippocastanum		*	
Lind	Tilia cordata		*	
Lønn	Acer platanoides Acer pseudoplatanus		*	
Or	Alnus incana		*	
Osp	Populus tremula		*	*
Rogn	Sorbus aucuparia			*
Selje	Salix caprea m.fl.		*	*
Surkirsebær	Prunus avium		*	
Furu	Pinus silvestris	*		
Gran	Picea abies			*
Edelgran	Abies fl.arter			*
Lerk	Larix fl. arter		*	

Ser man på det som ble skrevet over, sammen med rottypene i Tabell 3.2 så vil eksempelvis furu og bjørk fungere godt sammen. Furu vil da forankre seg langt ned i løsmassene og tar til seg vannet lengre ned, mens bjørka binder sammen det øvre løsmasselaget og reduserer porevannet i de øvre lagene. Kombinasjoner med flere av disse tre typene vil med andre ord kunne skape et sterkt nettverk av røtter som binder sammen løsmassene under. I tilfeller hvor det kun er granskog vil dette gi lite stabilitet til underliggende laggrenser, eller om det kun er furu tilstede vil dette gi lite stabilitet til det øvre laget. Dette kan da føre til økt overflateerosjon ved kraftig nedbør (Reubens et al., 2007).

I tempererte områder er det funnet ut at på våren og senhøstes, når det forekommer flest jordskred, er bakken nær vannmetning og evapotranspirasjonen er lav grunnet lite aktive løvverk. Dermed er metningen i bakken kun minimalt påvirket av skogsvegetasjonen (Sidle et al., 1985).

I tillegg til røtters evne til å ta opp fuktighet i bakken og binding av løsmasser er det en annen faktor som gjør at vegetasjon kan være med å forebygge faren for skred, løvtaket. Sidle (2005) nevner at nedbør som blir stoppet av løvtaket, vil redusere mengden vann som trenger ned i bakken under, siden vannet evaporerer direkte opp i atmosfæren. Dette kan da potensielt være

med på å redusere sannsynligheten for at det går jord- og flomskred. Han forklarer også at konvertering av skog til dyrket mark og plantasjer vil ha klart negative konsekvenser for løsmassenes stabilitet på lang sikt (se Figur 3.11), sammenlignet med skogshogst. Grunnen til dette er at skogen får vokse på ny regelmessig ved enkel hogst, mens å gjøre om til dyrket mark er en mer permanent endring av området. I et hypotetisk eksempel gjort av Ziemer (1981) var 90 % av røttene borte 9 år etter at hogsten fant sted. Hvor stort tapet i styrken vil være avhenger videre av type tre, rotstørrelse og hvor hurtige råttnesprosesser er. I Figur 3.10 er det en graf som viser korrelasjonen mellom bindekraften som røtter har til bakken når det blir gjort hogst og planting av ny vegetasjon. I dette tilfellet er perioden mellom fem og ti år den perioden der røttene gir den minste stabiliserende effekten om det kommer opp ny skog. I tilfeller der det ikke kommer ny skog vil den stabiliserende effekten reduseres kraftig de første 10 årene før de flater ut og når null etter mellom 20 og 30 år.



Figur 3.10: Grafen viser hvordan styrken til røtter endres fra hogst og mot dannelsen av nye trær. Styrken som oppstår som følger av røttene vil være svakes i perioden mellom 5 og 10 år etter hogst. Hentet fra Norem & Sandersen (2012)

I følge Golding & Swanson (1986) vil trekronen gjøre mye av den samme nytten for snø, som for regnet, da noe av snøen som legger seg i trærne vil gå bort ved evaporasjon, slik at dette vil redusere mengden vann som blir tatt opp i bakken. Dette vil også avhenge av type tre, og om den har en fyldig trekroner eller ikke. Fjerner man store mengder trær fra et område vil mengden snø som fordampes opppe i trekronen bli redusert, slik at mer væske kan trenge ned i bakken (Berris & Harr, 1987).



Figur 3.11: Jordskred som følge av fjerning av skog i den vestlige delen av Washington (Ace, 2013)

3.4.4. Nedbør og nedbørsintensitet

Ifølge Sandersen et al. (1996) vil det ved norske forhold være fare for jordskred om 8 % av årsnedbøren kommer innenfor en tidsperiode på et døgn. For en periode på 12 timer vil grensen ligge på 5 %. Altså må nedbøren være mer intens når den kommer over en kortere periode. Ut fra dette kan man si at områder som gjennomsnittlig har mer nedbør, vil tåle større mengder nedbør sammenlignet med områder hvor nedbøren kommer sjeldnere og i mindre mengder (Guzzetti et al., 2007).

Det er fire elementer ved nedbøren som er vesentlig for initiering av skred. 1) total mengde nedbør 2) nedbørens intensitet 3) tidligere nedbør og 4) nedbørens varighet. Mengden og varigheten til nedbøren vil påvirke poretrykket i løsmassene. Er det allerede vannmetning i bakken fra tidligere nedbør vil terskelen for utglidning være lavere (se kapittel 3.4.2) (Sidle & Ochiai, 2006). Om nedbøren kommer med høy eller lav intensitet og hvor store mengder nedbør, vil ha stor påvirkning for om det vil gå skred eller ikke. Eksempelvis fant Pasuto & Silvano (1998) at nedbør over lang tid økte faren for skred i tynne løsmasser og at det var en trend med økt nedbørintensitet en til to dager før skredet gikk. Det er dog også funnet at det er kortvarig, men intens nedbør som har størst innvirkning på utløsning av tynne løsmasseskred (Sidle & Swanston, 1982; Larsen & Simon, 1993; Sandersen et al., 1996; Finlay et al., 1997; Fuchu et al., 1999).

Nedbørsintensiteten, eller hvor hurtig nedbøren faller, er altså en viktig faktor å ta i betraktning for å definere sannsynligheten for utløsning av skred. Første gang det ble utviklet en formel (7)

som fant kritisk nedbørintensitet ble gjort av Caine (1980). Formelen han utviklet gjelder tynne upåvirkede løsmasser (mindre enn 2-3 m dyp) og perioder med nedbør på 10 min til 10 dager.

$$I = 14,82D^{-0,39} \quad (7)$$

I er intensiteten i mm/t og D er varigheten i timer. Formelen ble basert på skred over hele verden, og har derfor hentet data fra flere klimasoner som kan være veldig forskjellig fra klimaet vi har i Norge. Fra resultater Meyer et al. (2012) fikk etter lignende forskning av norske skredhendelser viste det seg at verdiene til Caine (1980) er betraktelig høyere. Dette gjelder da de absolutte minimumsverdiene, som blir forklart nedenfor. Sandersen et al. (1996) har også sett på dette temaet, i dette tilfellet er døgnedbøren sett i sammenheng med gjennomsnittlig årsnedbør. Nedbørsgrensene på 5 og 8 % er som nevnt over hentet fra artikkelen til Sandersen, og er basert på følgende formel:

$$P = 1,2 \times D^{0,6} \quad (8)$$

P er den kritiske vanntilførselen presentert som prosentvis andel av årlig gjennomsnittsnedbør og D er varigheten uttrykt i timer. Formelen er basert på 30 flomskredhendelser som har skjedd over hele Norge, men kun de flomskredene som har vært i nærheten av værstasjoner med pålitelige nedbørsdata er tatt med.

Meyer et al. (2012) har gjort et studie med 502 flomskredhendelser (debris flows) i Norge og laget grenseverdier for nedbøren. Det ble da sett på to måter å beregne disse nedbørsgrensene. Den ene baserer seg på den absolutte grensen for intensitet-varighet (IV). Den andre metoden bruker forholdet IV, normalisert med den lokale gjennomsnittsnedbøren på dager med nedbør (PDN). Ved å bruke PDN vil kun dager hvor det er registrert nedbør bli tatt med i beregningene, slik at nedbøren de dagene det faktisk kommer nedbør stemmer best mulig med de dataene man får ut. For å finne PDN forklarer Meyer videre at:

$$PDN = \frac{MAP}{APD} \quad (9)$$

Der MAP er gjennomsnittlig årlig nedbør og APD er gjennomsnittlig antall med nedbørsdager per år. Dette gir større variasjon i resultatene, sammenlignet med den absolutte verdien ettersom

den årlige gjennomsnittsnedbøren fra en lokalitet blir tatt med. Grunnet dette vil tallene sannsynligvis stemme bedre med den lokale nedbøren på lokaliteten man studerer.

For hver av disse metodene ble det satt opp en minimums-, mediums- og maksimumsgrense. Under minimumsgrensen er det veldig lite sannsynlig med skred, mens verdier over maksimumsgrensen vil det nesten alltid forekomme skred (Guzzetti et al., 2007). Meyer et al. (2012) satte da grensen for minimum slik at den ligger lavere enn 90 % av de 502 hendelsene, mediumsverdien ligger på 50 % og maksimumsgrensen de øvre 10 %.

Av disse to metodene er det den normaliserte som har vist seg å være den mest pålitelige og er derfor de som blir presentert nedenfor.

$$I_{MIN}/PDN = 2,18 \times D_{dag}^{-0,24} \quad (10)$$

$$I_{MED}/PDN = 4,51 \times D_{dag}^{-0,51} \quad (11)$$

$$I_{MAX}/PDN = 8,66 \times D_{dag}^{-0,55} \quad (12)$$

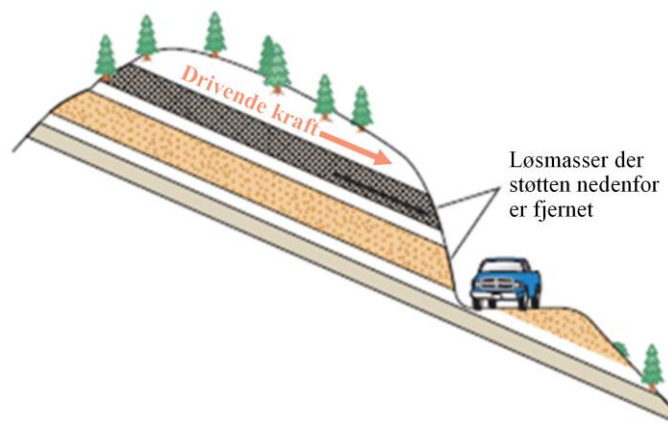
PDN er gjennomsnittsnedbøren på nedbørsdager og D er varigheten til nedbøren. Minimumsverdien varierer fra 6 til 63 mm/dag, mediumsverdien strekker seg fra 7 til 131 mm/dag og maksimumsverdien går fra 12 til 250 mm/dag.

3.4.5. Menneskelig aktivitet

Det er ikke uvanlig at det forekommer jordskred som følge av menneskelig aktivitet. Dette gjelder blant annet skogshogst som ble nevnt i kapittel 3.4.3, men også nye veiskjæringer og massefyllinger som lokalt kan øke helningen mer enn den opprinnelig var. I tilfeller med fyllinger vil det også bli tilført ekstra vekt som kan være med på å gjøre løsmassene ekstra ustabile. Ved bygging av veiskjæringer blir støtten til overliggende masser redusert (se Figur 3.12), noe som kan gjøre at det stabile området over skjæringen blir ustabil grunnnet mangel på støtte under (Guadagno & Revellino, 2005). I forskning gjort av Guadagno et al. (2005) viste det seg at hele 60 % av skredene som har gått i Campania regionen i Italia er på grunn av menneskelige inngrep i fjellsiden. Dette var som nevnt i kapittel 3.2 vulkanske avsetninger og trenger derfor ikke være representativt for norske forhold. I en studie av Di Crescenzo & Santo (2005) som ble utført på 172 skred sør i Italia viste det seg at hele 86 % av skredene startet som

følger av menneskeskapte skjæringer i fjellsiden. 75 % av skredene startet mindre enn 10 m fra skjæringen.

En unormal økning i vekten/load kan også være i form av bygninger, men også av naturlige materialer som snø og vann (Selmer-Olsen, 1980).



Figur 3.12: Figuren viser løsmasselag som følger parallelt med overflaten, der lagene kommer ut i dagen grunnet veiskjæring. Her vil støtten til overliggende masser bli redusert eller fjernet, i tillegg til en skråning på nedsiden av vegen som kan bli konstruert brattere enn den står stabilt i. Modifisert etter Hyndmann & Hyndmann (2011).

Ved konstruering av veger i fjellsider vil det være avgjørende med god drenering, da det ved store nedbørsmengder kan samle seg opp vann mellom dalsiden og vegen. Kommer det store nok mengder vann som ikke blir drenert vekk, vil det kunne føre til utglidninger av løsmasser fra vegen. Eksempel på dette har Guadagno & Revellino (2005), men også ved Nesbyen i Hallingdal har det vært store problemer med dette (Lund, 2013)

Ved de fire lokalitetene i denne oppgaven ser det ikke ut til at det er noen direkte menneskelig påvirkning på øvre del av fjellsidene som er undersøkt i denne oppgaven, og det blir derfor ikke lagt videre fokus på dette. De områdene hvor de analyserte skredene passerte nært vei eller hus er i transport- og avsetningsfasen til skredet.

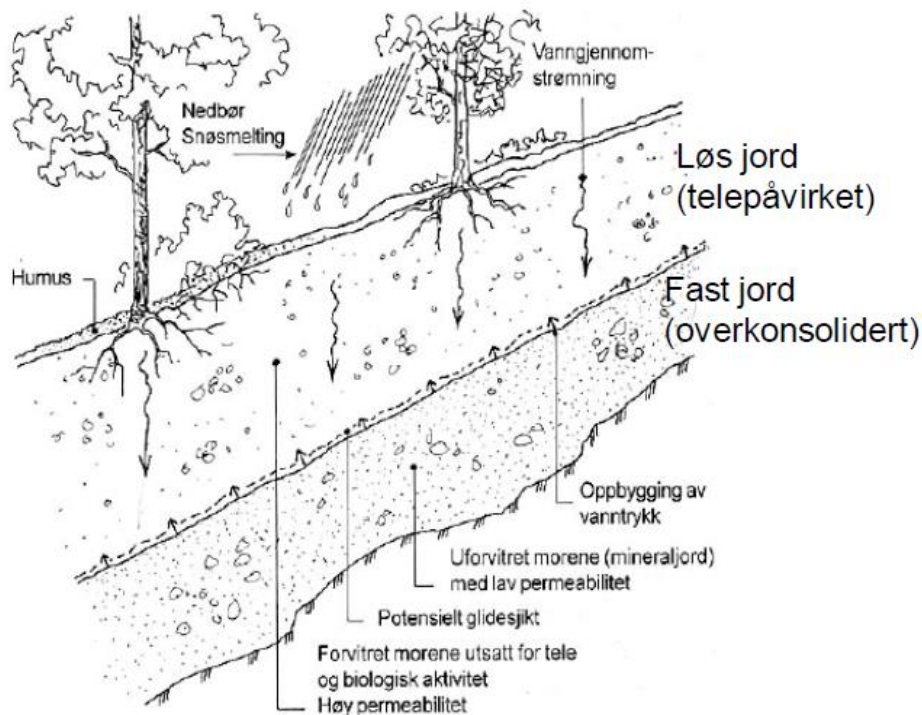
Oppsummert: Den kritiske helningsvinkelen til en skråning er cirka 30° . Om området er ustabilt eller ikke avhenger videre av stabiliteten til løsmassene. Denne blir påvirket av blant annet vannmengde (svækker kohesjonen), helningen og vekten til massene. Hvor store mengder nedbør, samt intensiteten nedbøren har er avgjørende. For utløsning av skred i tynne løsmasser vil kortvarig men intens nedbør gjøre størst påvirkning. Det er også verdt å merke seg at

områder med høy gjennomsnittlig årsnedbør har en høyere nedbørsterskel for utløsning av skred. Eksempel på menneskelige inngrep i naturen kan være i form av veiskjæringer, som fjerner støtten til overliggende masser. En nyanlagt vei kan bli satt opp med en skråning brattere enn hva løsmassene står stabilt i, i tillegg til dårlig drenering av vann under vegen. Videre i denne oppgaven blir faktorene som er nevnt ovenfor vurdert opp mot de lokalitetene som er beskrevet i kapittel 5.

3.5 Utsatte terreng- og løsmassetyper

I Norge er morenemateriale (engelsk; *till*) den dominerende løsmassetypen hvor det går skred, med tanke på total antall skred. Grunnen til dette kan til dels være at det er den mest utbredte løsmassetypen i landet (Trømborg, 2006). I tillegg til morenen er skredavsetninger, forvittringsmateriale og marin leire mye utsatt for skred (Bargel et al., 2011). Marin leire vil ikke bli gjennomgått i denne oppgaven, ettersom trekantskred, som blir vektlagt i denne oppgaven ikke forekommer i marine avsetninger.

Siden forrige istids slutt for ca. 11 000 år siden, da morenen kom frem i dagen har det øvre laget blitt påvirket av tining og frysing. Dette vil da gjøre det øvre laget mer porøst slik at vann lettere kan komme ned i porene. Denne prosessen har jobbet seg nedover i løsmassene siden da, og man regner med at dette laget ligger 0,5-1,0 m dypt (Norem & Sandersen, 2012), avhengig av hvor lenge tine- /fryseprosessene har vært tilstede. Dette laget er gjerne omtalt som det *aktive laget* i området med permafrost. Når nedbøren trekker ned i løsmassene vil de på et tidspunkt nå et vesentlig konsolidert, eller overkonsolidert lag (Figur 3.13). Siden dette laget har dårligere evne til å ta opp vann vil det følge laggrensen mellom lagene. Dette svekker bindingen mellom de, slik at det kan bli et glideplan for et løsmasseskred.



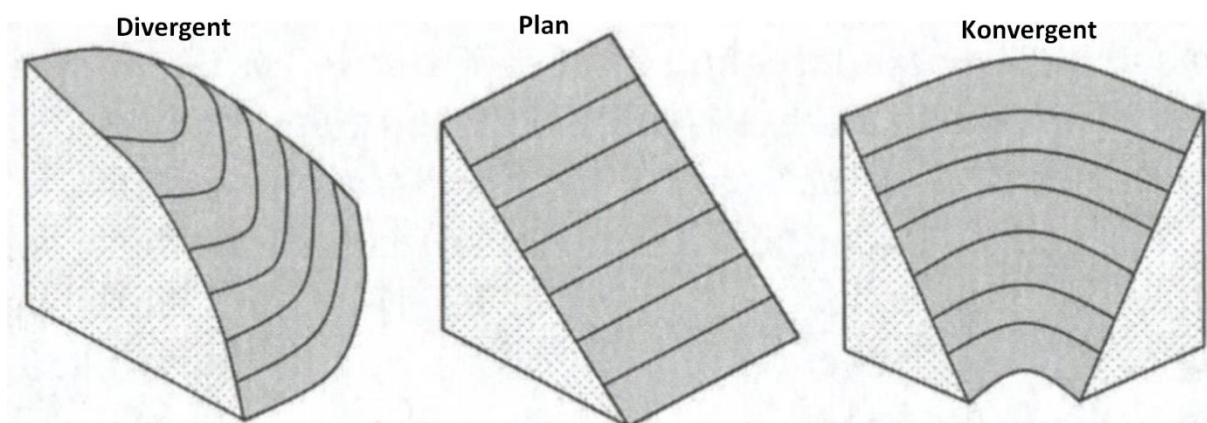
Figur 3.13: Grunnet tining og frysing av det øvre jorddekket er det dannet en grense i løsmassene, som da gjør at vannet vil renne i laggrensen mellom lagene (Bargel et al., 2011).

Som nevnt over kan skred forekomme i forvitningsmateriale. Forvitningsmateriale blir kjemisk, fysisk eller biologisk nedbrutt og finnes i løsmassene eller berggrunnen under, noe som vil si at materialet brytes ned til mindre kornstørrelser. Fysisk, eller mekanisk forvitring vil si at det er en nedbryting av steinen uten at det er en kjemisk eller mineralogisk forandring i sammensetningen. Dette kan være i form av frostforvitring som skjer når vann i sprekker eller porerom utvider seg ved frost. Kjemisk forvitring involverer forandringer som kan påvirke den kjemiske og mineralogiske sammensetningen. Mineralene blir angrepet av vann og oppløste gasser som oksygen og karbondioksid, som gjør at noen av komponentene i mineralene blir oppløst og fjernet fra sammensetningen. Dette sammen med mekanisk forvitring splitter opp steiner og skaper mindre blokker og finkornet forvitningsmateriale (Boggs, 2011). Om man får forvitret berggrunn over fast berggrunn kan dette i enkelte tilfeller fungere som et glideplan (e.g. Neary et al., 1986).

Det er funnet ut at hovedvekten av jordskred og flomskred forekommer i forbindelse med bratte skråninger med hardt berg under og en tynn såle av løsmasser oppå, med nedbør som hovedfaktor. En grunn til at skred i tynne løsmasser over hardt berg er vanlig er at nedbøren ikke blir raskt nok infiltrert i bergartens sprekkesystem, og dermed vil renne i skillet mellom

løsmasser og berg (Savage & Baum, 2005). Det vil gjøre at friksjonen mellom berget og løsmassene reduseres.

Figur 3.14 viser tre terrengformasjoner som gir en indikasjon om terrenget er utsatt for skred. Gitt at andre alle andre variabler er konstant, er divergerende terrengformer de mest stabile terrengformene, etterfulgt av planert terreng (Sidle & Ochiai, 2006). Videre forklarer Sidle & Ochiai (2006) at den minst stabile typen er den konvergerende formen. Dette er fordi vannet i større grad konsentreres i disse terrengformene under kraftig nedbør eller snøsmelte (Montgomery et al., 1997).



Figur 3.14: Tre eksempler på terrengformasjoner og stabiliteten til de. Generelt sett er de divergente terrengformene de mest stabile, etterfulgt av plane og til slutt de konvergente. Modifisert etter Sidle & Ochiai (2006).

Områder hvor det går skred i terreng uten tydelige topografiske kurver kan skje grunnet grunnvann som kommer opp gjennom sprekker i bergflaten og inn i de overliggende løsmassene (Sidle & Ochiai, 2006).

Oppsummert: Den løsmassetypen som er oftest utsatt for skred er altså morenemateriale, etterfulgt av skredmateriale, forvitningsmateriale og marin leire. Av ulike terrengformasjoner er den mest utsatte formen konvergente former og skred i tynne løsmasser over hard berg er en vanlig kombinasjon for jord- og flomskred.

3.6 Sikring mot løsmasseskred

Den beste måten å forhindre skade som følge av jordskred er å unngå plassering av bebyggelse i potensielle utløpsområder. Siden dette er vanskelig å gjennomføre for eksisterende bebyggelse, vil det være nødvendig å gjøre tiltak for å redusere, eller i beste fall fjerne risikoen

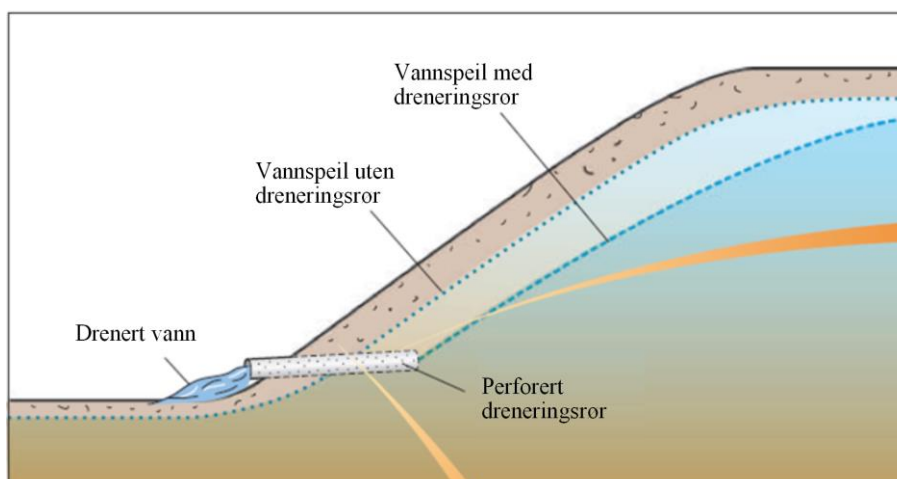
for skade. For å redusere/fjerne faren for et jordskred er man nødt til å ta vekk de tidligere nevnte faktorene for utløsning av jordskred (kapittel 3.4).

- Helning
- Stabilitet i løsmassene.
- Utløsende faktor

Det å redusere helningen kan være et alternativ hvor det er mindre skråninger, og det er gjennomførbart å kutte ned på massene til en akseptabel helning. Hva som er en akseptabel helning vil variere, men generelt vil det være mindre enn 30° (Bargel et al., 2011). Helningen kan ofte være vanskelig å redusere, i tillegg vil det i praksis være lite hensiktsmessig å fjerne all løsmassen. Dermed står man i praksis igjen med disse to faktorene: «stabilitet i løsmassene» og en «utløsende faktor».

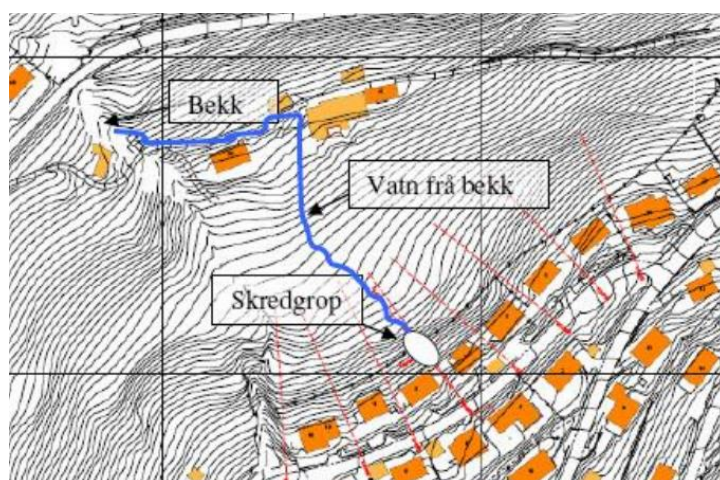
Som nevnt i kapittel 3.4.5 var skredhendelsene i Hallingdal (Lund, 2013) grunnet dårlig drenering av stikkrenner som førte til at det ble utglidning av fyllmassene til en skogsbilveg. Følgelig begynte vannet å trenge inn i løsmassene, slik at de ble ustabile og et skred startet. I dette tilfellet ville kanskje skredene vært unngått om stikkrennene hadde vært av en større dimensjon eller at det ble gjort bedre vedlikehold rundt stikkrennene. En annen metode er å sette opp en rist for å stoppe kvister og sedimenter fremfor stikkrennen (Sæterbø et al., 2010). Om en eller flere av disse punktene ble gjennomført på en god måte ville det vært mindre sannsynlig at stikkrennene ble tettet. Det vil derfor være nødvendig med regelmessig vedlikehold for å holde de åpne. På den måten ville ikke vannet samlet seg opp og tatt «unaturlige» løp ned fjellsiden (Sæterbø et al., 2010). At vannet tar andre løp enn hva man forventer, kan skape store problemer med å forutsi hvor eventuelle skred starter.

Vegetasjon kan absorbere vannet i grunnen og dermed senke vannspeilet noe. Hvor mye, og hvilke type planter som er i et spesifikt område kan også brukes for å få indikasjoner på om det normalt er mye vann i grunnen. Ser man trær i dalsider som normalt krever mye vann, så kan dette være en indikasjon på at denne dalsiden kan være utsatt for en potensiell utglidning (Hyndmann & Hyndmann, 2011). I Figur 3.15 er det vist et eksempel på tiltak som kan gjøres for å senke grunnvannsspeilet i en skråning ved å sette inn dreneringsrør.



Figur 3.15: Eksempel på hvordan effekt det vil være å plassere dreneringsrør. Modifisert etter Hyndmann & Hyndmann (2011).

I Figur 3.16 kan man se vann som har tatt en nytt løp ned fjellsiden. Her var det et gjerde som samlet opp materiale, og «demte» opp bekkeløpet. Dette førte til at vannet tok en ny retning, og påførte løsmassene mye mer vann enn det terrenget normalt fikk tilført, noe som førte til et skred mot bolighus (Moltubak, 2005). Hadde vannet fulgt det opprinnelige bekkeløpet, hadde sannsynligvis ikke problemet oppstått.



Figur 3.16: Blå strek viser vegen vannet tok grunnet blokkering av bekkeløp (Sletten, 2014).

Det finnes også metoder for å stoppe eller redusere skredenes potensielle skade. Dette kan være i form av fangnett, skredvoller, dreneringsløsninger (nevnt over) eller skredoverbygg (Highland & Bobrowsky, 2008). I tilfeller hvor det er steinsprang som er problemet kan partier eksempelvis boltes fast, eller legges et steinsprangnett over fjellsiden. Disse løsningene

fungerer best i terreng hvor man vet at det er et problem med skred. For ikke-kanalisert terreng, vil det være vanskeligere å klart definere utsatte områder.

Oppsummert: For å redusere eller fjerne muligheten for skred må man fjerne faktorene som gjør et område skredutsatt. Disse faktorene er helning, liten/dårlig stabilitet og utløsende faktor. I små skråninger kan en mulighet være å redusere helningen, men ofte er skråningene for store. Dermed er det gjerne stabilitet og utløsende faktor som kan gjøres noe med.

3.7 Jordskred og klima

Definisjonen på klima er en bred sammensetning av gjennomsnittlige værforhold i en region målt i temperatur, mengde nedbør, snø og isdekke, vindretning og vindstyrke over flere år (Ruddiman, 2008). For periodens lengde bruker met.no (2015a) 30 år, som de da kaller *normaler*. Denne termen ble opprinnelig hentet fra *World Meteorological Organization* (WMO). Grunnen til at en periode på 30 år blir brukt er for at tidsrommet skal være så langt at det filtrer ut årlige variasjoner, men kort nok til at det fanger lengre klimatiske trender (WMO, 2015). Den 30-årsperioden som brukes nå er 1961-1990.

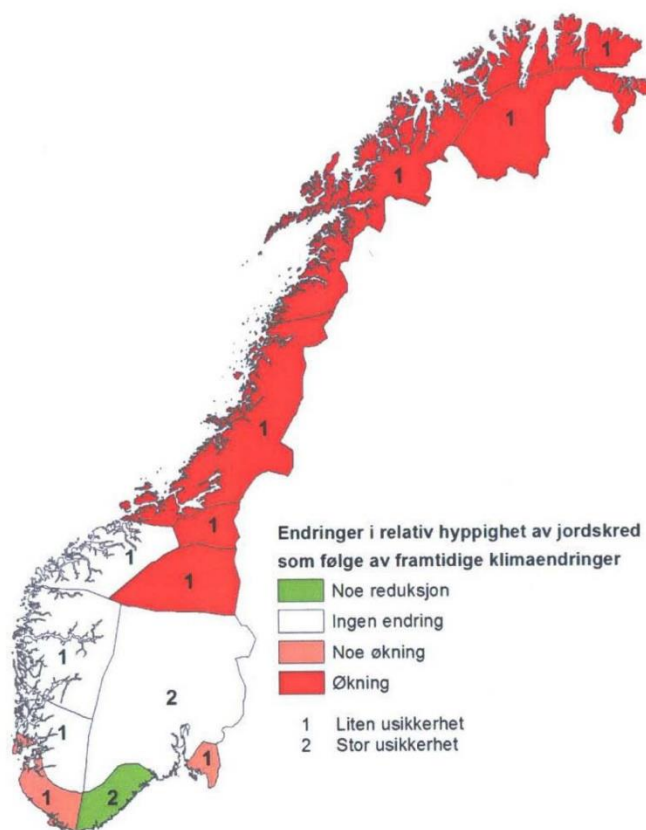
I følge Iversen et al. (2005) vil den årlige gjennomsnittstemperaturen i Norge frem mot 2100 øke med 2,5 til 3,5 °C, der den største økningen vil være i innlandet og i nord. Det er også anslått at temperaturøkningen vil være høyere for vinterhalvåret, sammenlignet med sommerhalvåret. Temperaturstigningen er da anslått til å bli henholdsvis 2,5 – 4 °C for vinterhalvåret og 2 – 3 °C for sommerhalvåret. Om vinteren antas det at temperaturen vil øke mest i Finnmark, mens sommertemperaturen vil øke mest på Sørlandet.

Som følge av et forventet varmere klima i årene fremover vil det også bli mer nedbør, og nedbørshendelsene er også ventet å bli mer ekstreme sammenlignet med det vi har i dag (IPCC, 2014). Som nevnt i kapittel 3.4.4 har nedbørsintensiteten mye å si for utløsningen av jordskred. Derfor vil et varmere klima kunne øke skredaktiviteten, noe som Kronholm & Stalsberg (2009) i prosjektet GeoExtreme (2009) viser i Figur 3.17. Her vises det at det er en forventet økning i skredaktiviteten fra Trøndelag og nordover, mens det er lite eller ingen endring sør for Trøndelag. I følge Jaedicke (2009) skjedde det en endring allerede på 1970- tallet som viste økt nedbør og skredhyppighet.

Av norsk forskning på skredfare og klima finnes GeoExtreme (2009). Dette prosjektet gikk over en periode på fem år og ble avsluttet i 2009. Prosjektet var et samarbeid mellom NGU, Meteorologisk institutt, NGI, CICERO og Bjercknes Centre. Det ble da forsket på sammenhenger

mellom klima og skred, og hvordan dette ville utvikle seg de neste 50 årene. Det ble også sett på hva skred og skredfare koster samfunnet. Konklusjonene som ble gjort for jordskred var at med en økning i antallet døgn med nedbør vil ha en betydning for endringen i hyppighet av jordskred. Som vist i Figur 3.17 regner man med at den største endringen i skredhyppighet vil være fra Trøndelag og nordover, siden kortvarig, men intens nedbør er den viktigste utløsningsfaktoren i disse regionene. Også i de resterende delene av Norge antas det en økning i antall dager med kraftig nedbør med en påfølgende økt hyppighet i antall jordskred.

Områder som får en økning i nedbøren vil også få en økning i det normale porevannstrykket. De kortvarige nedbørsmengdene som da kreves for å utløse et skred vil dermed være mindre enn i dag (Kronholm & Stalsberg, 2009). Med variasjoner fra de ulike landsdelene vil de årlige nedbørsmengdene øke med 5 til 20 %, der den største økningen vil være langs kysten i sørvest og nordover frem mot 2100 (Iversen et al., 2005).



Figur 3.17: Endringer i den relative hyppigheten av jordskred som følge av fremtidige klimaendringer. Røde områder viser en antatt økning i skredhyppigheten, hvit ingen endring og grønn er liten reduksjon. Tallene 1 og 2 viser henholdsvis «liten usikkerhet» og «stor usikkerhet» (GeoExtreme, 2009).

Hvor store skader skred vil gjøre på samfunnet i årene fremover er veldig vanskelig å forutsi. Eksempelvis vil en økt frekvens og størrelse på skredhendelsene til en viss grad kunne oppveies ved økt kompetanse og forebyggende tiltak (Jaedicke et al., 2008). Dette kan være eksempelvis i form av økt kunnskap, samt varslingsystemer eller sikring i eller i bunn av fjellsiden.

Oppsummert: Årene frem mot 2100 er det anslått en temperaturøkning på 2,5 til 4°C for vinterhalvåret og en økning på 2 til 3°C for sommerhalvåret. Med økte temperaturer forventes også mer ekstreme vær-situasjoner. Fra norsk forskning (GeoExtreme, 2009) ble det funnet at en økning i antall døgn med nedbør vil ha en betydning for hyppigheten til jordskred, der den største innvirkningen vil være for Trøndelag og nordover.

4 Metoder

4.1 Feltarbeid

Feltarbeidet for denne oppgaven ble utført over syv dager fra 02.06.14 – 08.06.14. Denne turen ble tatt sammen med NGU. På feltarbeidet ble det brukt én til to dager per skredhendelse der det ble fokusert på hvor det er erosjon og hvor det er deponisjon, type løsmassedekke og tykkelsen på løsmassene i startsoner og underveis i skredløpet. Under feltarbeidet ble det brukt to Panasonic Toughbook datamaskiner, hvor det var installert ArcMap med blant annet topografiske kart, flyfoto og helningskart. Målinger, observasjoner og GPS-punkter ble da lagt direkte inn i kartprogrammet. Dette effektiviserte arbeidet betydelig, sammenlignet med å legge det inn i ettertid. I tillegg ble det brukt håndholdte GPSer for å få mest mulig nøyaktige stedsangivelser. For løsmasseprofiler ble det brukt spade og i noen tilfeller murerskje. For bredde- og dybdemålinger ble det brukt målebånd.

4.2 Databehandling

Koordinatsystemet som er brukt er WGS 1984, UTM sone 32N. Dette gjelder alle kartfigurer som er laget i forbindelse med denne oppgaven. Datamaskinen som ble brukt under feltarbeidet hadde egen GPS installert, men denne hadde en nøyaktighet på cirka 15 m. Det ble derfor valgt å bruke håndholdt GPS for å treffe bedre på den reelle posisjonen. Denne hadde en nøyaktighet på 3-4 m.

4.3 Nedbørsdata

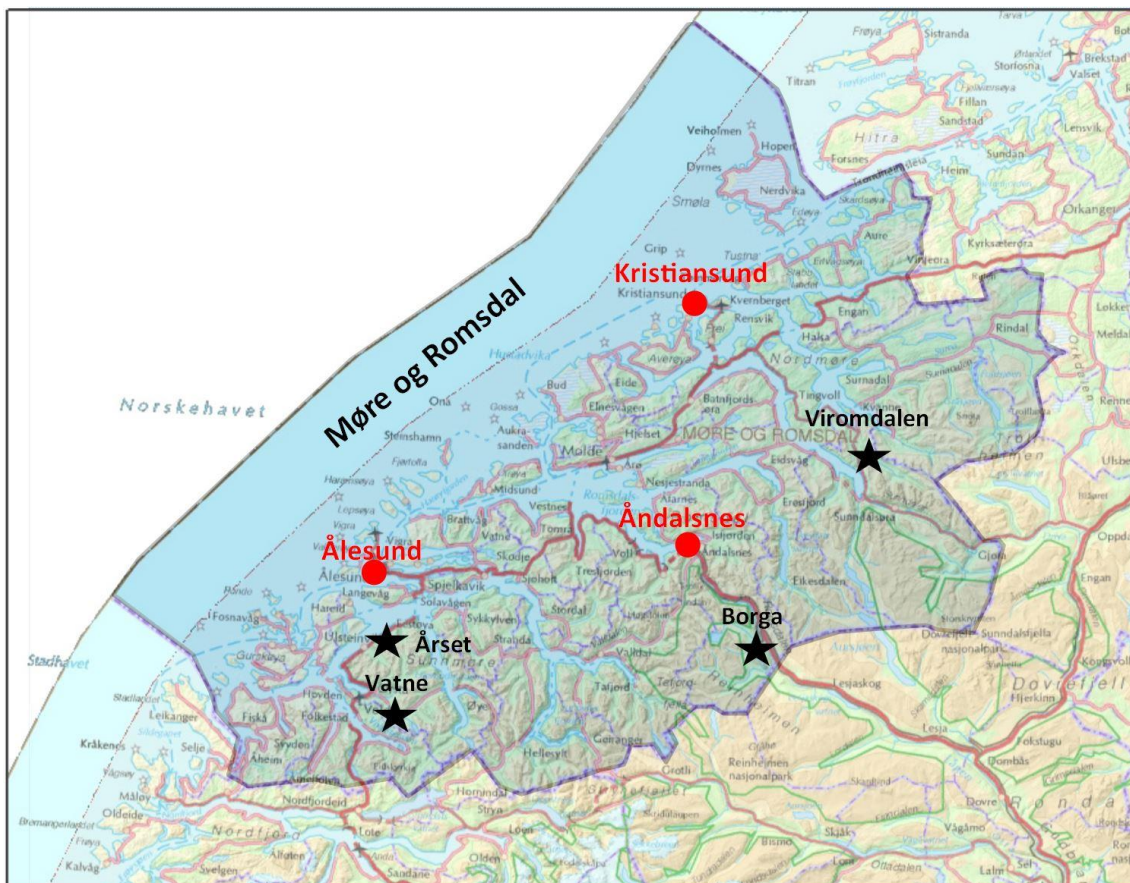
For innhenting av nedbørsdata er det i all hovedsak brukt eklime.met (2014b). Denne internettsiden gir tilgang til Meteorologisk Institutt sine værdata tilbake i tid, og i denne oppgaven er nettsiden brukt for å hente døgnnedbør, normalnedbøren og ekstremnedbøren for de aktuelle områdene, til tidspunktet rundt skredhendelsene. Værstasjonene er valgt ut fra avstand til skredhendelsen og har et værbilde som ligner på det skredlokaliteten har. I tillegg er det en forutsetning at det finnes måledata for skredhendelsen, og helst en tid tilbake. At det finnes lengre periode med måling i forkant av skredhendelsen gjør at man får mer presise nedbørsnormaler. Ideelt sett bør det være mer enn 30 år (se kapittel 3.7).

4.3.1. Ekstrem nedbørsstatistikk

Det finnes som nevnt i kapittel 3.4.4 en rekke metoder for å beregne hva som kan sies å være ekstremnedbør og slike ekstremhendelsers påvirkning på skred. Skal man bruke nedbørsintensitet trenger man nedbørstasjoner som har flere registreringer om dagen. Grunnen

til dette er at nedbøren under ekstreme nedbørhendelser gjerne kommer over en kort tidsperiode. Om nedbøren kun blir registrert en gang om dagen vil denne hendelsen bli fordelt utover et helt døgn, i motsetning til den perioden den faktisk kom over. Eksempelvis kan det komme 50 mm i løpet av to timer, men om det kun er en registrering om dagen vil dette vises som 50 mm over 24 timer.

Nedbørstasjoner med høy oppløsning er en mangelvare i områdene som er sett på i denne oppgaven. Nedbørstasjonene som er brukt er de som ligger nærmest skredhendelsene, men grunnet store avstander vil de sannsynligvis kun gi indikasjoner om nedbørsintensiteten. For Borga og Viromdalen er det hentet nedbørsdata fra Kristiansund (se Figur 4.1 for kart). For Årset og Vatne er det hentet nedbørsdata fra Åndalsnes. Avstanden Kristiansund til Borga er omtrent 90 km, mens avstanden fra Viromdalen til Kristiansund er cirka 55 km. Ser man på avstanden fra skredene ved Årset og Vatne er avstanden til målestasjonen i Åndalsnes henholdsvis 85 og 90 km.



Figur 4.1: Svart skrift er skredlokalitetene som er undersøkt i oppgaven, rød skrift er de nærmeste nedbørstasjonene som registrer korttidsnedbør. Bakgrunnskart er hentet fra Statkart (2014).

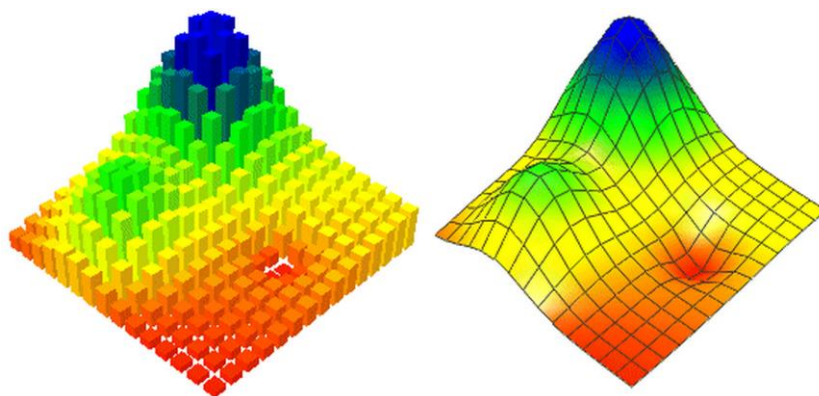
De metodene som er sett på for å definere ekstremnedbør er utarbeidet av Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012).

4.4 GIS- analyser

I denne oppgaven blir det utført ulike typer hydrologiske og topografiske analyser i ArcGIS. De topografiske analysene er kurvatur- og helningsanalyse og de hydrologiske analysene er strømningsretning, flow accumulation og nedbørsfelt. Generelt sett kan man si at disse analysene skal være et hjelpemiddel for å bedre klare å tolke de dataene man har. Eksempelvis kan man manuelt tolke hvor vannet vil dreneres ut fra et topografisk kart. Gjør man derimot dette i ArcGIS, vil tiden det tar å få ut større mengder data bli vesentlig kortere. I tillegg til dette vil også analysene bli gjort 100 % objektivt.

4.4.1. DEM/DHM

Digital Elevation Model (DEM), eller digital høydemodell (DHM), er to begreper for samme sak; nemlig presentasjon av kontinuerlige høydeverdier (z- verdier) for en topografisk overflate. Digitale høydemodeller (som heretter blir nevnt som DEM) blir gjerne brukt for å vise et terrengrelieff (ESRI, 2015). Det finnes ulike tilnærminger for å produsere en DEM. En metode er høydekurver hvor z-verdien er konstant langs kurven. Faren ved bruk av denne metoden er at man kan miste terrengformasjoner. Har man eksempelvis 20 m mellom to høydekurver kan intervallet mellom disse høydekurvene inneholde en 15 m høy klippe, men det kan også være en jevn skråning. Dette kommer delvis fram hvis man ser på de to figurene i Figur 4.2. Sjansen for å miste slik informasjon vil reduseres ved tettere intervaller mellom z-verdiene (Grinderud et al., 2010). En annen metode de beskriver er å bruke en *punktsky*, som er metoden som er brukt i denne oppgaven (se Figur 4.3). Dette er en serie punkter som blir registrert med en x, y og z-verdi. Eksempel på dette kan være manuell registrering av flere punkter med en håndholdt GPS, innenfor det området man ønsker. Ulike metoder for å få en høyoppløst punktsky er en laser skanner eller en Lidar-scan, som blir beskrevet under.



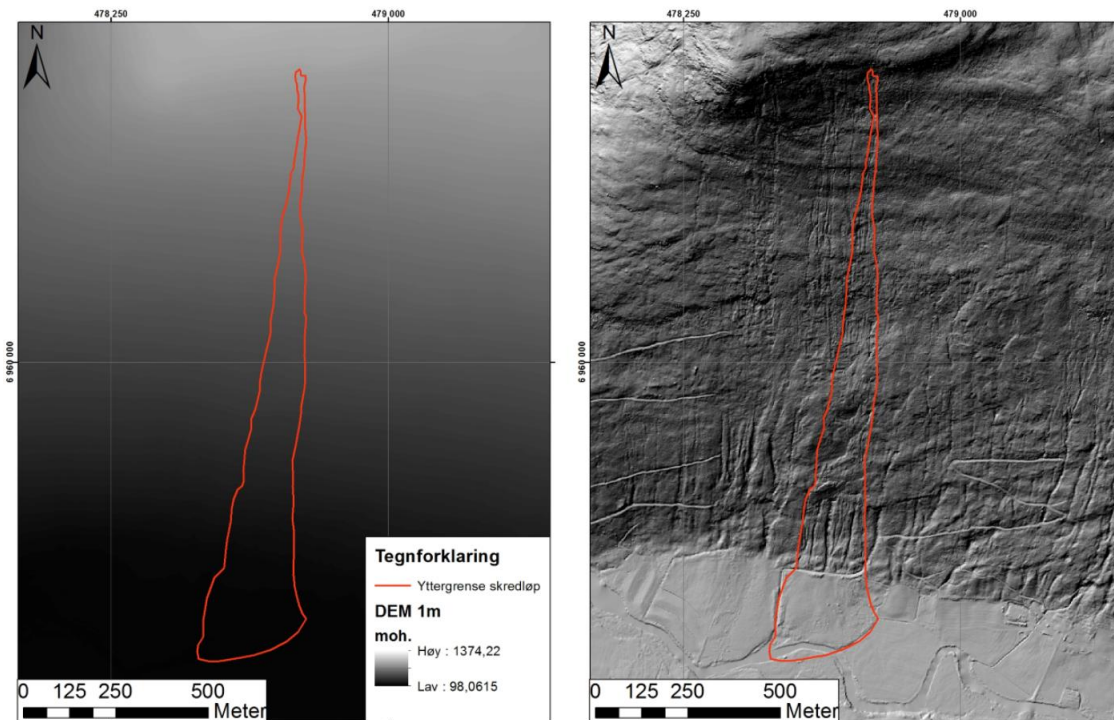
Figur 4.2: Eksempel på en DEM hvor figuren til venstre viser et eksempel på hvordan hver celle er bygd opp av ulike x-, y-, og z-verdier. Figuren til høyre viser en interpolert versjon av figuren til venstre (Kidner et al., 1999).

DEM- filene som er brukt er produsert fra flere Lidar- skanninger (Light Detection And Ranging, (også kjent som ALSM)) som er ekstremt høyoppløst høydedata, med nøyaktighet helt ned i noen cm i horisontal og vertikal retning (Carter et al., 2001). Lidar-skanninger blir gjerne gjort ved hjelp av fly som er utrustet med en laser som måler avstand til bakken, et «differensial Global Position System» (GPS) for å lokalisere flyet, og en «internal measuring unit» (IMU) for å måle flyets orientering (Carter et al., 2001). Laseren gjør en kontinuerlig skanning av terrenget med laserstråler og registrerer strålene når de reflekteres tilbake til sensoren. Laseren kan gjøre målinger med en hastighet på 10 000 – 80 000 laserpulser per sekund og kan i større grad enn vanlig flyfoto penetrere gjennom løvdekket og ned til bakken. Dette gjør at man kan oppdage terrengformasjoner som tidligere har vært gjemt ved konvensjonelle høydedata som er fremstilt analogt fra flybilder (Haugerud et al., 2003).

Om man har DEM- data tatt etter en skredhendelse vil dette kunne vise hvordan glideplanet til skredet er. Dermed vil det med høyoppløst data være mulig å eksempelvis se om dette glideplanet hadde en konveks eller konkav form. Med en DEM produsert før skredet skjedde, vil det kun være overflaten som ble tatt med i skredet som vil være synlig. Siden glideplanet til skredet ikke nødvendigvis har samme form som overflaten vil det være vanskelig å vite hvordan skredet vil kunne utvikle seg.

En DEM kan presenteres på flere ulike måter. To av disse er blant annet «hillshade» og helningsvinkel. «Hillshade» bruker et hypotetisk lys, som skal simulere solen til å gi hver celle en belyningsverdi sett i forhold til nabocellen. Dette gir en forbedret visualisering av en overflate til en analyse eller en grafisk fremvisning. En vanlig posisjon for lyskilden er 315°

fra nord (altså NW) og en høyde på 45° fra horisonten (ESRI, 2011c). Eksempel på hillshade kan sees i Figur 4.3.

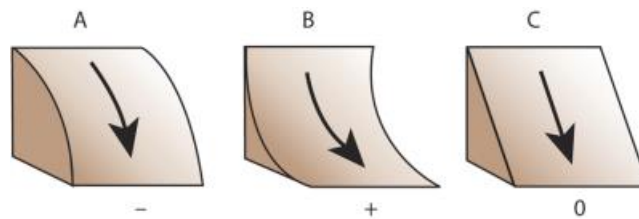


Figur 4.3: Eksempel på samme kartutsnitt av et kart med DEM til venstre og hillshade til høyre. Begge figurenen er med 1 x 1 m oppløsning. Graderingen til DEM-figuren er fra svart til hvit, der svart viser den laveste høyden og hvit er høyest.

Ved beregning av helningsvinkel fra en DEM blir det målt den maksimale verdiforskjellen fra den aktuelle cellen til de åtte rundtliggende nabocellene som da representerer den bratteste helningen. Altså vil høy verdi gi stor helning, mens lav verdi gi lav helning. I denne oppgaven vil skalaen for helningsvinkel være: 0-10°, 10-20°, 20-23°, 23-27°, 27-30°, 30-40° og 40-90°. Grunnen til det høye detaljnivået mellom 20-30° er at dette er de laveste helningene for hvor man kan forvente å se utløsning av jordskred. For mer informasjon om dette se kapittel 3.4.1.

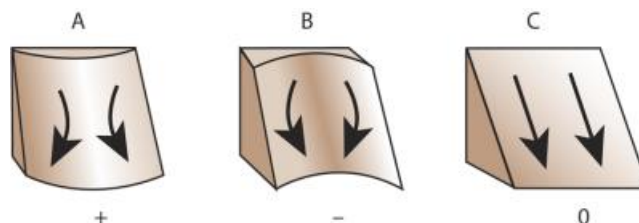
4.4.2. Kurvatur

Analyseverktøyet «Curvature (3D Analyst)» presenterer kurvaturen i landskapet ut fra en DEM. Ved å kjøre analysen kan man få ut tre ulike lag med ulike typer av kurvaturdata (Figur 4.4 - Figur 4.6). Den ene kurvaturen er kalt *profil* (Figur 4.4) og går parallelt med bratteste helning. Denne viser da hvor terrenget blir brattere og hvor det blir slakere. Profilkurvaturen indikerer hvor vannet vil få økt og redusert hastighet, noe som i neste omgang også vil tilsi hvor det potensielt vil foregå en erosjon og hvor det potensielt vil foregå deponisjon (Buckley, 2010).



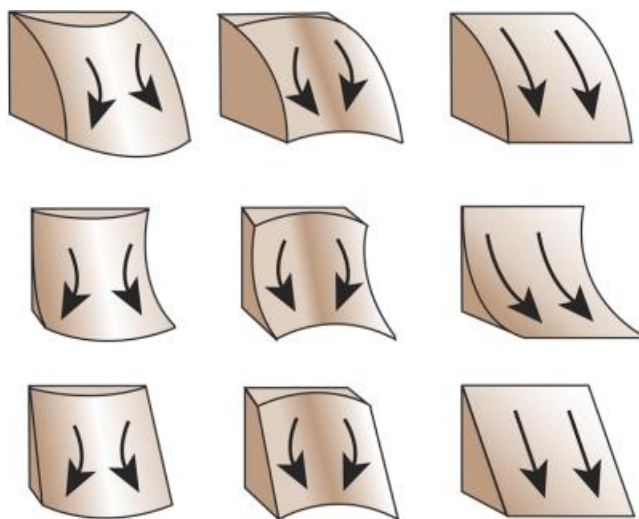
Figur 4.4: Kurvaturen profil viser krummingen i fallretningen. Minustegnet sier at det er en konveks form, plusstegn er en konkav form. Null er plan overflate (Buckley, 2010).

Den andre kurvaturen er kalt *plan*, eller *planform* (Figur 4.5). Denne kurvaturen går vinkelrett på bratteste fallretning og vil da kunne vise hvor det er bekkedaler eller ryggformasjoner, som vil kunne styre et skred å påvirke utviklingen av skredløpet.



Figur 4.5: Kurvaturen plan viser krummingen vinkelrett på største fallretning og egner seg godt til å finne bekkedaler eller ryggformasjoner. Plussverdier vil si forhøyninger i terrenget og minus senkninger i terrenget. Null er plant terreng (Buckley, 2010).

Den siste kurvaturen (Figur 4.6) får man ut et en kombinasjon av de ovenfor, og forståelse av både plan- og profilkurvaturen vil gi en økt forståelse for hvordan vannet dreneres på overflaten (Buckley, 2010).



Figur 4.6: Kombinasjon av begge kurvaturene ovenfor (Buckley, 2010).

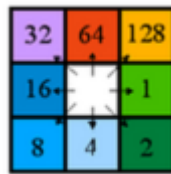
Ulik oppløsning vil vise ulike formasjoner, der 1 m oppløsning viser formasjoner som små bekkedaler, og en oppløsning på 10 m vil dekke formasjoner som større søkk eller ryggformasjoner. Har man en høyoppløst kurvatur vil all informasjonen som vises kunne bli oppfattet som støy, om kartutsnittet er stort. I oppgaven er det valgt å bruke en DEM oppløsning på 3x3 meter for kurvatur-figurene ved Viromdalen og Borga. Denne oppløsningen virker å være den av alternativene (1,3 og 5m) som gir den fineste visuelle fremstillingen, uten at det er noe merkbart tap i informasjon. For Vatne og Årset er det brukt 10m siden det ikke finnes data med høyere oppløsning i området. 10 m oppløsning ble ikke brukt for Viromdalen og Borga siden det var ønskelig å utnytte den høye oppløsningen.

4.4.3. Hydrologisk analyse

Målet med en hydrologisk analyse er å finne ut hvordan vannet beveger seg i området rundt skredene som blir analysert. Dermed kan man få en indikasjon på hvordan vannet har innvirket på utløsning og fremdrift av skredet. Eksempel på analyser er ArcMap- verktøyet *flow direction*, som viser hvilke retning vannet vil renne basert på en DEM. Et annet verktøy er *flow accumulation*, som viser i hvilke områder det vil være størst tilstrømming av vann fra høyereliggende terreng. Den siste hydrologiske analysen som blir brukt i denne oppgaven er *watershed*. Denne analysen finner størrelsen på området som vil drenere inn mot et gitt punkt.

Analyseverktøyet *flow direction* lager en raster med strømningsretning for hver enkelt celle i den bratteste hellingsretningen (ESRI, 2011b). Det er da åtte mulige retninger vannet kan renne. De er presentert i tallkoder, som vist på Figur 4.7, der 64 viser til nord, 4 er sør, 16 er vest og 1

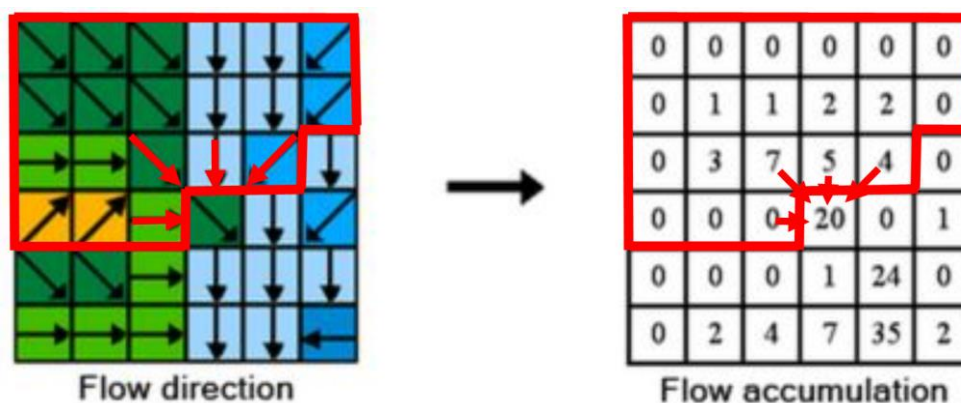
er øst. For lettere å tolke dataene i ArcMap kan disse tallkodene endres til himmelretningen vannet renner mot.



Figur 4.7: Retningen vannet dreneres blir presentert ved disse tallkodene. 64 viser til nord, 4 er sør, 16 er vest og 1 er øst (ESRI, 2011b).

4.4.4. Flow accumulation

I analyseverktøyet «Flow Accumulation» summeres antall celler som drenerer inn i en spesifikk celle. Dermed vil man få markert de "områdene" hvor det ut fra DEM-filen er mest sannsynlig at dreneringsveiene vil ligge. I Figur 4.8 blir det illustrert hvordan analysen «flow accumulation» er koblet sammen med analysen «flow direction».



Figur 4.8: Illustrasjon for hvordan "flow direction" er koblet sammen med "flow accumulation". Tallet «20» i figuren til høyre viser til antall celler som dreneres inn i denne cellen. Modifisert fra ESRI (2011a).

4.4.5. Nedbørsfelt

For å bruke ArcGIS-analysen «watershed», eller nedbørsfelt på norsk tar man utgangspunkt i analysen flow accumulation. For å lage nedbørsfeltene settes det punkter i det området som i flow accumulation har markert som de største dreneringsveiene. For dette kan det brukes en analyse kalt «snap pour point» som vil låse punktet til det området i nærheten med høyest drenering. Ut fra de punktene som er laget kan man kjøre analysen «watershed», som beregner antall celler ovenfor som vil drenere inn til det aktuelle punktet. Ut fra dette kan man sammen

med nedbøren finne hvor mye vann som er sannsynlig at vil dreneres ut fra dette punktet i ulike nedbørsituasjoner. I denne oppgaven ble det satt punkter i de største dreneringsveiene i området rundt skredet, samt fra utløsningspunktet.

4.5 Laboratorieundersøkelser

I denne oppgaven er det sett på 11 sedimentprøver som er våtsiktet for så å bli gjennomført en coulter-test, som blir forklart i kapittel 4.5.2. Labtestene er gjort av laben til NGU. Målet med testene var å finne hvilke løsmassetype som fungerte som glideplan og hvilke løsmassetype som gled ut.

4.5.1. Våtsikting

Denne målingen går ut på at man har en rekke sikter med ulik størrelse på maskene, der målet er å finne fordelingen av kornstørrelser. Fra dette kan det videre lages en kornfordelingskurve og man kan finne hvilke kornstørrelser som er de dominerende i den aktuelle prøven. Maskestørrelsene som ble brukt er 19 000 μm , 16 000 μm , 8 000 μm , 4 000 μm , 2 000 μm , 1 000 μm , 500 μm og <500 μm . 1 μm tilsvarer 0,001 mm.

4.5.2. Coulter- test

En annen metode som er blitt brukt for bestemmelse av kornfordelingen er en Coulter LS 13320. Dette instrumentet bruker laserdiffraksjon for å bestemme størrelsen på løsmassekornene. Prinsippet går ut på at lys bøyes av med en viss vinkel når de treffer partikler av en gitt størrelse. Vinkelen lyset blir bøyd av vil øke ved en reduksjon i kornstørrelsen (Beuselinck et al., 1998). Maskinen bruker en 5mW laserdiode med en bølgelengde på 750 nm, som den primære lyskilden. Lyset som blir avbøyd, blir fanget opp av 126 forskjellige detektorer plassert med cirka 35 graders vinkel fra lyskilden (Beckman Coulter, 2011).

Kornfordelingen blir målt mens den flyter i en suspensjon som kontinuerlig blir pumpet rundt. Dette blir gjort for å forsikre seg om at enkeltkornene har en tilfeldig orientering mot lysstrålen (Beuselinck et al., 1998). Videre blir kornfordelingen bestemt ut fra et sett med individuelle nummer, et for hver størrelsesklasse, som da representerer det relative volumet av korn med lignende størrelse (Beckman Coulter, 2011). I testene som er brukt i denne oppgaven er det 86 størrelsesklasser, fra 0,375 μm og opp til 22 000 μm . For å se rådataene fra Coulter-målingene se vedlegg.

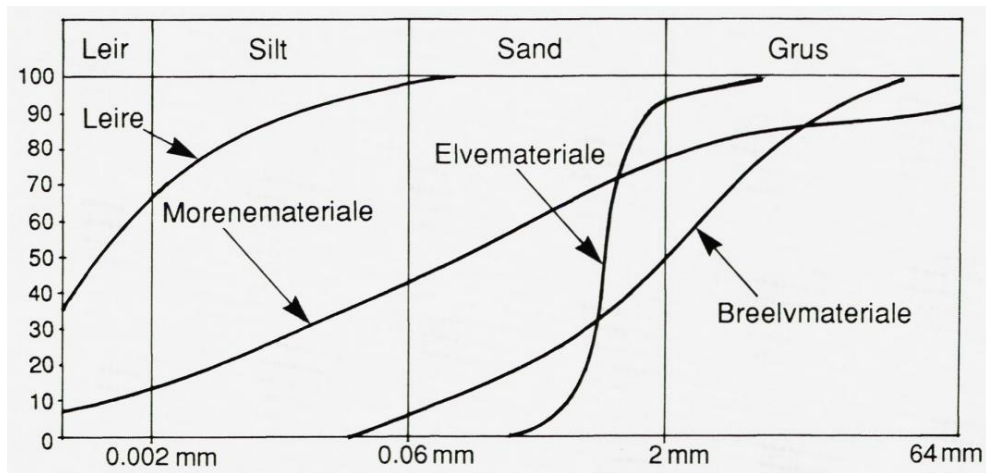
4.5.3. Kornfordeling

For å gjøre det enklere å lese er dataene videre delt inn i standardiserte klassifiseringer som leir, silt, sand osv. i figurene. Selve klassifiseringen kan sees i Tabell 4.1 og er en modifisering av en figur til SVV (2005).

Tabell 4.1: Denne tabellen viser de ulike kornstørrelsene og hvilken inndeling de har. Figuren er modifisert fra SVV (2005).

kornstørrelse [mm]	Grovinndeling	Fininndeling	Prosentvis innhold	Navn
<0,002	Leir		≥ 30 %	Leire
			15 - 30 %	Leire + øvrige fraksjoner i adjektivform
			5 - 15 %	Leirig -
0,002-0,0063	Silt	Fin	≥ 45 %	Siltig + øvrige fraksjoner i adjektivform
0,006-0,02		Middels	15 - 45 %	Siltig -
0,02-0,06		Grov		Angis ikke
0,06-0,2	Sand	Fin	≥ 60 %	- Sand
0,2-0,6		Middels	20 - 60 %	Sandig -
0,6-2		Grov		
2-6	Grus	Fin	≥ 60 %	- Grus
6-20		Middels	20 - 60 %	Grusig -
20-60		Grov		
60-600	Stein		≥ 60 %	- Stein
			20 - 60 %	Steinig -
>600	Blokk			Blokk

Ulike eksempel på hvordan en kornfordelingskurve kan se ut kan sees i Figur 4.9. Dette er en akkumulert kornfordelingskurve som viser den prosentvise kornfordeling på y-aksen og kornstørrelsen på x-aksen. Som vist på figuren vil prøver med høyt leirinnhold være bratt i begynnelsen, mens prøver med grovere fraksjoner vil få en brattere parti lengre til høyre på x-aksen. Om sedimentene er dårlig sortert vil kurven generelt ha en slakere helning sammenlignet med en godt sortert prøve (Boggs, 2011)



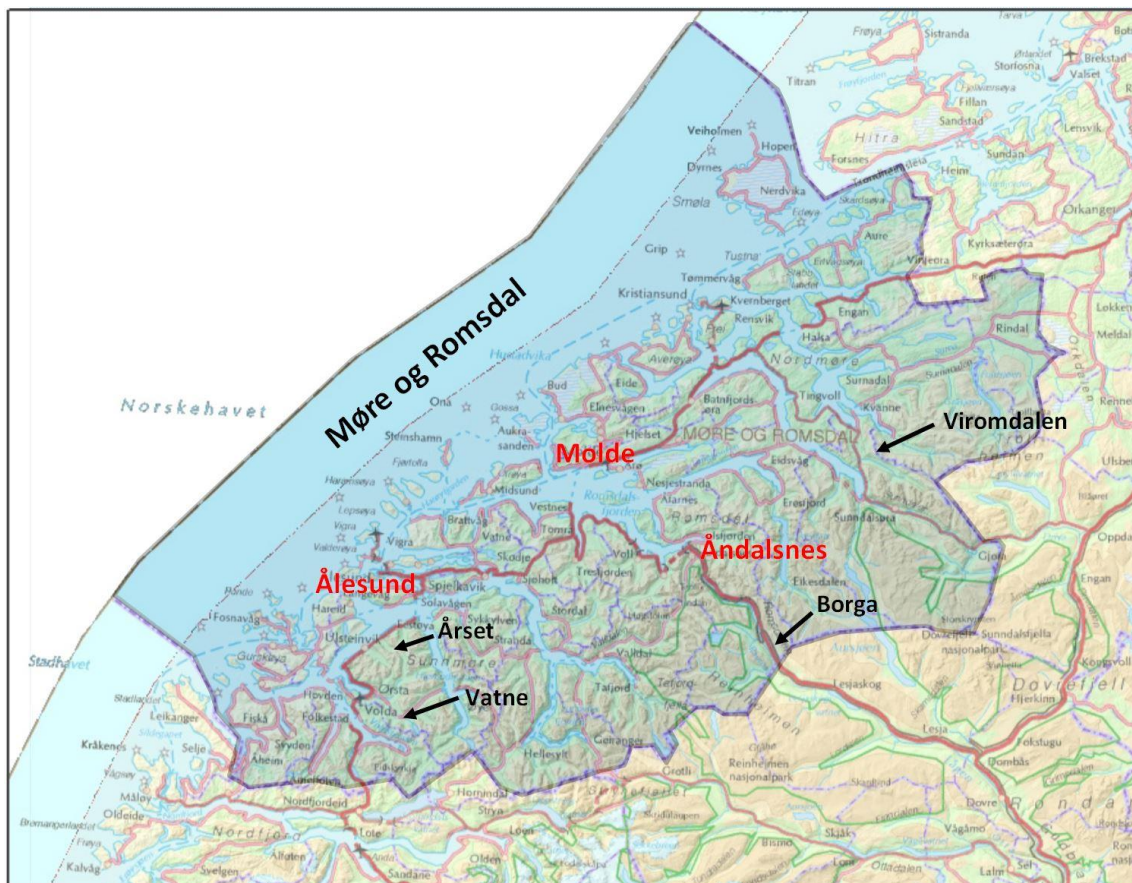
Figur 4.9: Eksempel på hvordan fire typiske kornfordelingskurver kan se ut, der x-aksen viser kornstørrelse og y-aksen viser %-mengden (Neeb, 1992).

En annen måte å presentere kornfordeling er ikke-kumulativt (absolutte verdier). Dette kan gjøres både ved hjelp av stolpediagram eller kurver, alt ettersom hvor mange punkter som skal presenteres.

Ved å bestemme fordelingen av kornstørrelse og løsmassetypen kan man forhåpentligvis finne årsaken til hvorfor skredet startet på denne dybden, og om det er en spesifikk laggrense som virker å være ekstra utsatt for utglidninger. Kanskje er det en spesiell type løsmasse som går igjen i alle skredene som blir undersøkt.

5 Områdebeskrivelse

Løsmasseskredene som blir sett på i denne oppgaven ligger alle i Møre og Romsdal, og som vist på Figur 5.1 er skredene spredt utover store deler av fylket. Tabell 5.1 viser detaljer om de ulike skredene der Borga ligger i Rauma kommune, Årset og Vatne ligger i Ørsta kommune, og Viromdalen befinner seg i Sunndal kommune. Skredet ved Borga gikk i 09.06.2011, skredet ved Årset og Vatne gikk 15.11.2013 og skredet i Viromdalen gikk 14.08.2003.



Figur 5.1: Oversiktskart over de ulike skredhendelsene (svart skrift) som blir beskrevet i denne oppgaven (Statkart, 2014).

Tabell 5.1: Denne tabellen viser ulike detaljer ved skredhendelsene som ble analysert i denne oppgaven.

Lokalitet	Kommune	Nærliggende tettsted	Himmelretning på dalsiden	Løsnetidspunkt	Løsnehøyde	Helning på løsnepunkt	Høydeforskjell	Største bredde	Berggrunn	Areal på skredløp
Borga	Rauma	Åndalsnes (30 km NV)	NØ	09.06.11 kl. 20:30	900 moh.	>40°	600 m	130 m	Diorittisk til granittisk gneis	136 000 m ²
Årset	Ørsta	Ørsta sentrum (10 km S)	S	15.11.13 kl. 22:30	630 moh.	36°	560 m	190 m	Diorittisk til granittisk gneis	76 000 m ²
Vatne	Ørsta	Ørsta sentrum (10 km NV)	NV	15.11.13 kl. 22:00	560 moh.	37°	473 m	100 m	Diorittisk til granittisk gneis	85 000 m ²
Viromdalen	Sunndal	Sunndalsøra (10 km S)	S	14.08.03 kl. 14-15	910 moh.	39°	710 m	190 m	Diorittisk til granittisk gneis	124 000 m ²

5.1 Geologi

I løpet av kvartærperioden, altså de siste 2, 6 millioner årene (Pillans & Naish, 2004) har stor breerosjon i Skandinavia formet det landskapet vi har i dag. Spesielt tydelig er dette i Norge, og kanskje tydeligst langs vestkysten. Her har breene bygd seg opp i forsenkninger i terrenget, gjerne tidligere fluviale (v-formede) daler (Fredin et al., 2013). Det er også sannsynlig at iserosjonen har brukt eksisterende svakhetssoner i berggrunnen og fulgt disse (Gabrielsen et al., 2002). Ettersom breer begynner å erodere ned i berggrunnen vil større ismengder samle seg, noe som vil øke kraften breene eroderer med (Dowdeswell et al., 2006). Siden breerosjonen er avhengig av istykkelsen vil derfor isbreen ha størst erosjonskraft i bunnen, sammenlignet med sidekantene i dalsøkk. Dette skaper da den karakteristiske u-formede dalen man gjerne finner langs vestlandet. Det landskapet man kan se i dag er resultatet av en rekke større og mindre istider gjennom hele Kvartær (Fredin et al., 2013).

Dalsidene som ble dannet, har enkelte steder en høyere helningsvinkel enn hva de står stabilt i. Dette starter skråningsprosesser i form av skred som reduserer helningen mot skråningens «likevektspunkt». Denne helningsvinkelen er for løsmasser cirka 30° (Bargel et al., 2011). Med en helning brattere enn dette vil det være fare for skred. I årene etter at isen har trukket seg tilbake er gjerne skredaktiviteten en del høyere, før vegetasjonen kommer og binder løsmassene sammen (Ballantyne, 2002)

Alt materialet som blir transportert av isbreene, men ikke er sortert i brevann blir kalt morene. Morenen kan forekomme som en rekke ulike strukturer og inneholder alle kornstørrelser, fra leire til store blokker. En av de vanligste morenetypene er bunnmorenen (Trømborg, 2006). Dette er løsmassene som blir avsatt under isen og kan dermed bli kraftig konsolidert av de tunge overliggende ismassene. Denne løsmassetypen er også dominerende ved de lokalitetene som blir sett på i denne oppgaven.

5.2 Lokalbeskrivelser for Borgaskredet

Dette analyserte trekantskredet skjedde på nord-østsiden av fjellet Borga i Rauma kommune, Møre og Romsdal. Lokaliteten ligger i Romsdalen ved kommunegrensen mellom Rauma og Lesja, 30 km SØ fra Åndalsnes. Fjellsiden er NØ- vendt og utløsningspunktet ligger rett over 900 moh. og der skredet nådde elva er høyden 300 moh. (se Figur 5.2). Skredet skjedde 9. juni 2011 kl. 20:30. Opplisting av detaljer om de ulike skredlokalitetene kan sees i Tabell 5.1.



Figur 5.2: Oversikt fra bunn av skredet. Utløsningspunkt kan sees i bakgrunnen og rød stiplet linjer markerer yttergrensen for skredet. For skredlokalitetens plassering i Møre og Romsdal se Figur 5.1. For å se plassering av foto i forhold til skredet se Figur 5.3. (02.06.14)

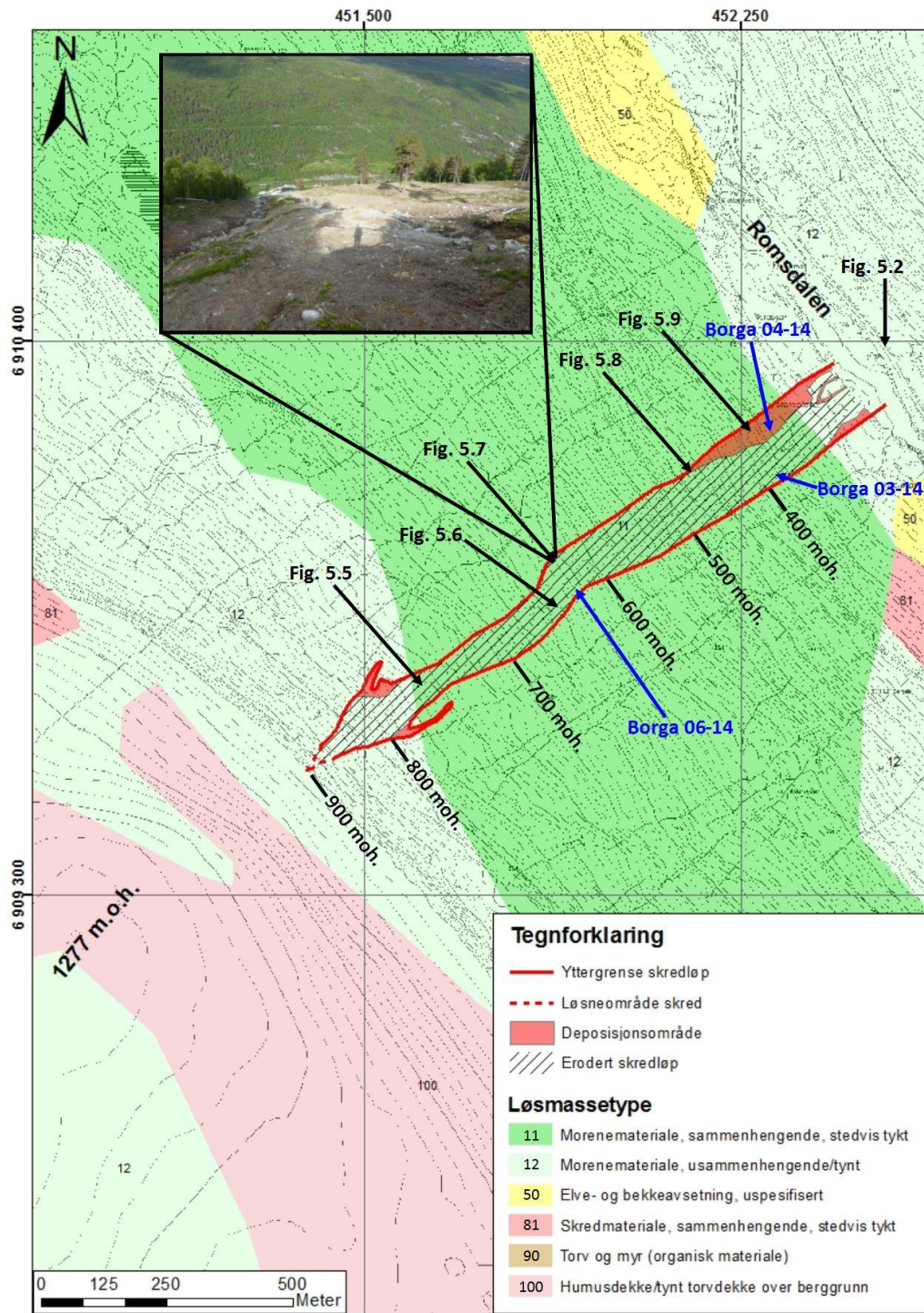
5.2.1. Berggrunn

Berggrunnen i området rundt Borga er ifølge berggrunnskartet til NGU (2014a) bestående kun av «diorittisk til granittisk gneis, migmatitt». Dette ser ut til å stemme godt med observasjoner gjort i felt.

5.2.2. Løsmasser

Skredet ved Borga har i all hovedsak gått i morenemateriale (Figur 5.3). Nedre del av skredløpet er «sammenhengende, stedvis tykt» (NGU, 2014b). Øvre del og utløp har et tynnere morenedekke. Noe ovenfor der skredet startet er det på løsmassekartet registrert humusdekke/torvdekke over berggrunn. Basert på befaringen, strekker dette område seg lengre

ned fjellsiden. Ser man på Figur 5.5 kan man se at det er et tynt mosedekke videre ned under løsnepunktet for skredet.



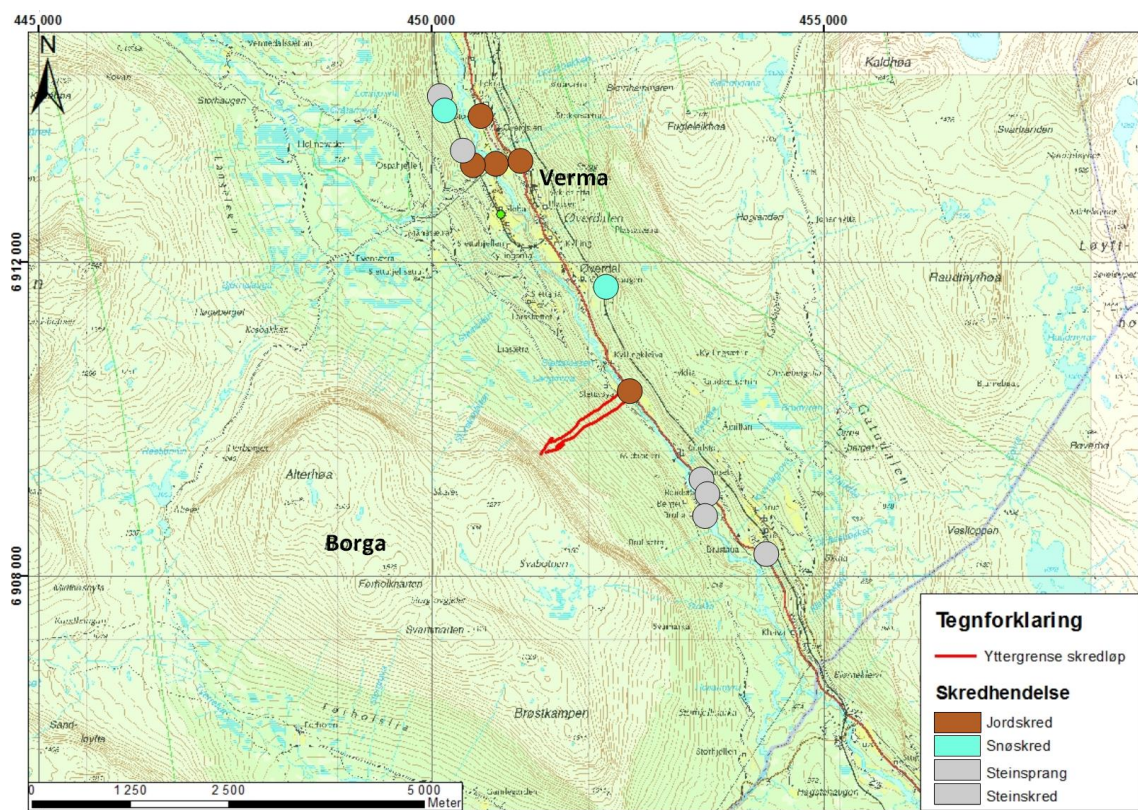
Figur 5.3: Løsmasseskart for skredet som gikk NØ for fjellet Borga i Romsdalen (NGU, 2014b). Streket felt er område som ble erodert av skredet og rødt er deposisjon. Ved siden av skredbanen er det markert høyde over havet, i tillegg til stedene som de ulike figurbildene er tatt. Blå skrift og pil viser plassering til sedimentprøvene som er tatt. Disse blir sett på i kapittel 6.3.1. Bilde i figur er tatt av Gro Sandøy, NGU.

5.2.3. Vegetasjon

Vegetasjonen i øvre del av skredløpet består i all hovedsak av fjellbjørk, mose og vier. Det ble også observert spredte furuer nedover rundt og i skredløpet. I nedre del av skredløpet ble det sett bjørk, rogn, or, gress og mose utenfor skredløpet.

5.2.4. Kjente skredhendelser nært Borga-skredet

I Romsdalen har det gått en rekke skred opp gjennom årene og det totale antallet registrerte skredhendelser er derfor stor (NVE, 2014). Ved denne skredhendelsen er det derfor satt en avgrensning på skredhendelser innenfor 5 km fra utløpet til skredet ved Borga se Figur 5.4. Det er verdt å merke seg at skredhendelsene fra skrednett.no kun har de skredene som er dokumentert i nyere tid. Nyere tid er i dette tilfellet de siste hundre årene, med enkelte historiske hendelser opp til 1 000 år tilbake (NVE, 2013b). Dermed kan det være tidligere skred som ikke er registrert i databasen.



Figur 5.4: Skredene som er registrert innenfor 5 km fra skredet ved Borga på skrednett.no er her markert som sirkler. Modifisert fra NVE (2014).

På Nordvestlig side av borga-skredet er det registrert åtte hendelser i skreddatabasen. Fire jordskred, to snøskred, et steinsprang og et steinskred. Av jordskredene er det et som er

registrert at gikk 09.06.1926 og startet fra Fugleleikhøa og tok med seg jernbanelinja og deler av Ormheim hotell. Det var også et kontor til Raumabanen som ble tatt. En skredarm til skredet tok også med seg et to etasjes kontorlokale. Skredet skal ha løsnet omtrent 1000 moh. og fulgte et bekkefar hvor det også gikk et skred i 1924. Bredden på skredet var 100 m og skredet skal ha vekslet mellom to og tre skredløp og volumet er estimert til 60 000m³. Det ble ikke registrert noen drepte. Skredet i 1924 gikk den 27.06 og fulgte som nevnt samme bekkefar som det i 1926, men her ble det kun gjort skade på veg, jernbane og mark. 05.07.2005 gikk det et skred 3,5 km fra skredet ved Borga. Her er det registrert skade på jernbane, men ingen informasjon utover dette. Det siste av de fire jordskredene gikk 18.05.1849 og gikk over garden Stokke på Verma. Skredet tok mark og uthus. Det blir også nevnt at det gikk et skred 23.05.1849 over garden Lille Rødstøl på Verma som gjorde stor skade på skog og mark (NVE, 2014).

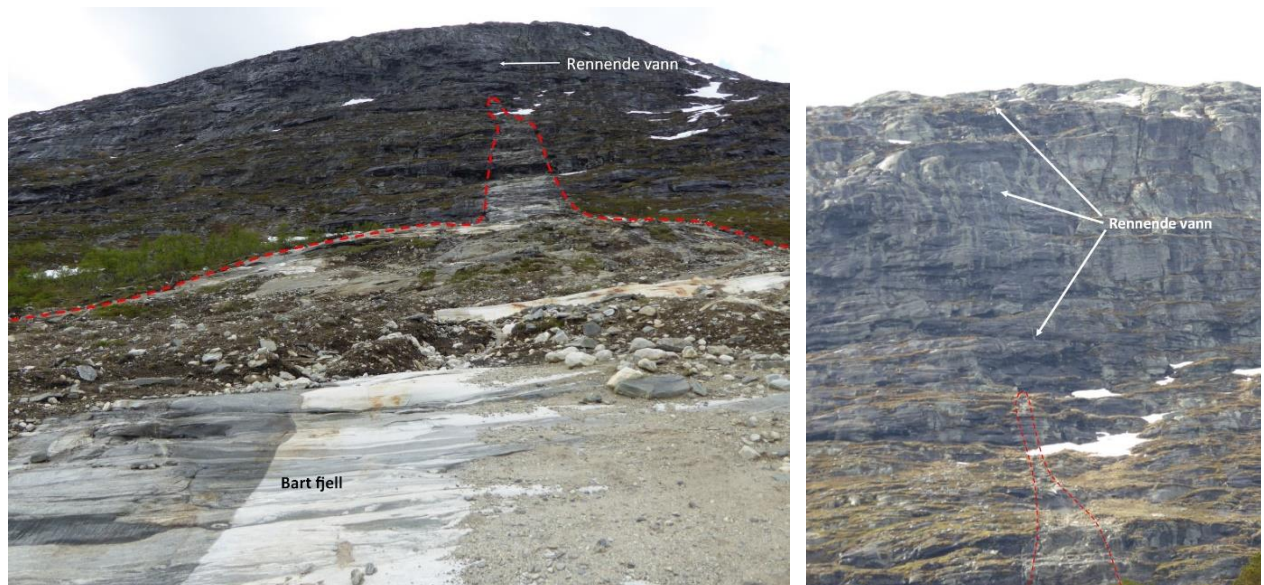
Det ene snøskredet er registrert 29.04.1995 og traff jernbanen. Det andre snøskredet gikk 23.07.1995. Steinskredet som er registrert løsnet 27.06.1984. Det registrerte steinspranget skjedde 30.05.1997 (NVE, 2014).

På sørøstlig side av borga-skredet er det registrert tre skredhendelser. Alle disse hendelsene var steinsprang, mindre enn 100 m³ og to av disse gikk samtidig, den 05.09.2013. Den siste av de tre steinsprangshendelsene skjedde 18.06.1833

Ut fra flyfoto er det vanskelig å se noen tydelige spor etter tidligere skredhendelser, men vegetasjonen er tett i denne delen av dalen, med store arealer med gran og furu, som er vanskelig å se "gjennom". Den totale mengden skredavsetninger kan derfor være større enn det man ser ved første blikk.

5.2.5. Skredløpet

Løsnepunktet til Borgaskredet ligger like over 900 moh. og som vist i Figur 5.5 startet skredet i veldig bratt terreng (>40°), noe som gjorde det umulig å komme seg helt opp til løsnepunktet ved befaringen. Fra avstand kunne det se ut som at skredet startet like over et punkt der det under feltarbeidet befant seg en mindre snøfonn. Ovenfor skredpunktet var det tydelig vått, og det kunne se ut som at det ble drenert en del vann ned til utløsningspunktet. Det er dog tydelig av skredet løsnet i et område hvor det ikke finnes løsmasser. Man kan se at lav- og mosedekket i fjellsiden er blitt skrappt, noe som tyder på at det var noe oppå som startet skredet, altså snø- eller sørpeskred.



Figur 5.5: Utløsningspunktet til skredet på Borgaffjellet. Grunnet hellningen og det bare fjellet lot det seg ikke gjøre å ta seg hele vegen opp. Ovenfor utløsningspunktet kunne man tydelig se at vann drenerte ned mot området hvor skredet gikk. Foto: Gro Sandøy, NGU (03.06.14)

Fra løsnepunkt og ned til 870 moh. (se Figur 5.3 for høyde over havet) er det en slak utvidelse av den eroderte skredbanen, før skredet utvider seg markant nedenfor dette (se Figur 5.5). Denne utvidingen skjer hvor det også er en overgang fra brattere ($>40^\circ$) til slakere terreng (cirka 25°).

Ved 800 moh. går det en skredtunge ut på nordlig side av skredbanen. Denne ser ut til å ha blitt styrt i denne retningen av en ryggformasjon som adskiller denne skredtungen fra hovedløpet. På sørlig side av hovedløpet er det også en skredtunge som skilt seg fra hovedløpet, men som også den stoppet, cirka 30 høydemeter nedenfor

I øvre del fra løsnepunkt og ned til omtrent 850 moh. er det kun torvdekket som ligger over fjell som er erodert bort. Fra 850 – 550 moh. ligger det løsmasser under torvdekket. Også her er erosjonen i all hovedsak torvdekket, men med noen kanaler hvor erosjonen var større. Enkelte punkter har skredet erodert helt ned til fast fjell. Hellningen i dette området varierer fra $10-27^\circ$, med enkelte partier som er opp til 30° . I dette området ble det funnet bunnmorene som ser ut til å ha fungert som et glideplan og hadde en tykkelse på 30-50 cm.

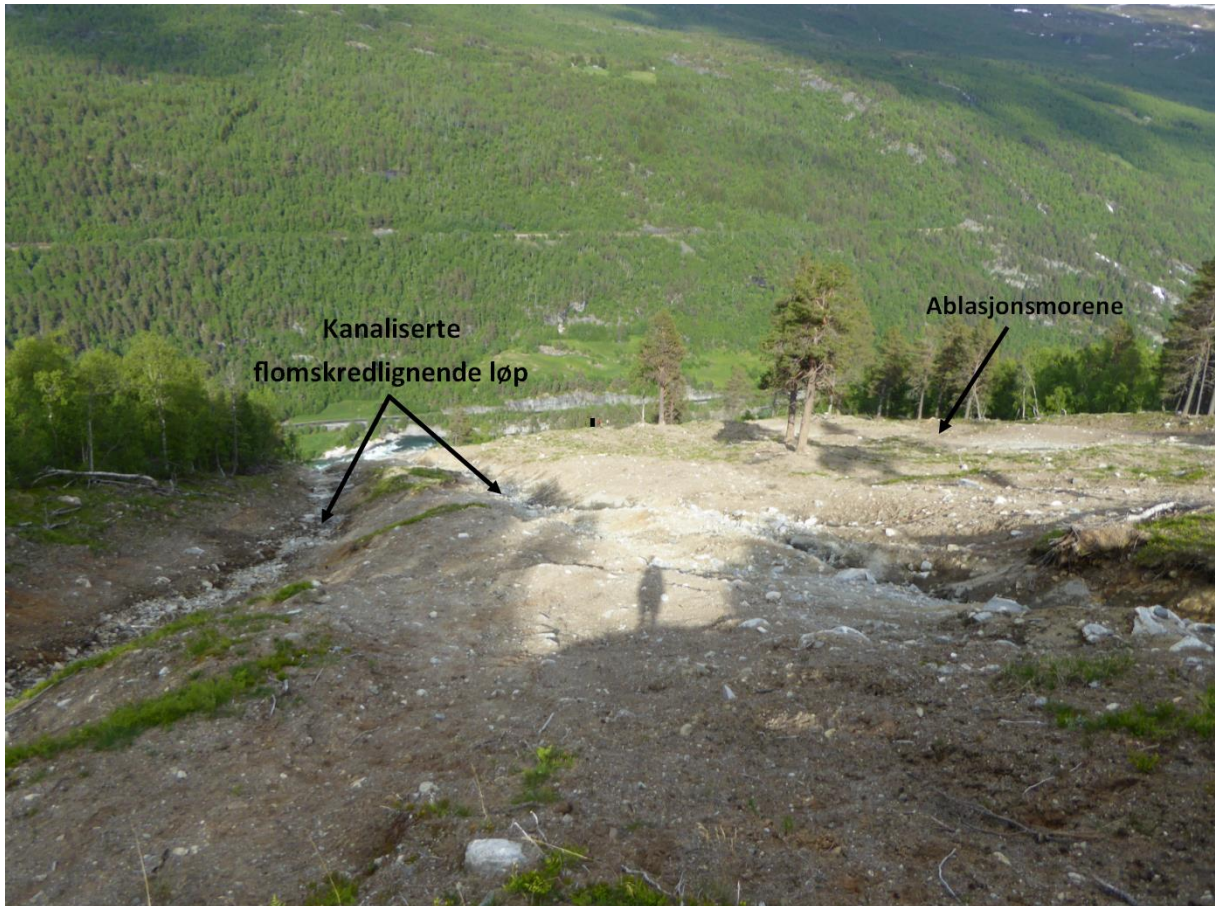
Ved 650 moh. er det tre morenerygger (Figur 5.6) som ligger ovenfor hverandre, litt på skrå mot høydekurvene. De kan tolkes som små lateralmorener tilhørende en bretunge i Romsdalen som heller ned mot Åndalsnes. I dette området dreide skredet noe i nordlig retning og man kan

se fra topografisk kart at det går en svak ryggformasjon i NS- retning. Disse formasjonene har nok en stor påvirkning på retningsendringen til skredmassene i dette området.



Figur 5.6: tre morenerygger som mest sannsynlig har medvirket til en liten dreining for skredmassene, mot NV, nedstrøms Romsdalen. Skala i form av personer, litt til venstre for midten av bildet og til høyre i bildet. Foto: Gro Sandøy, NGU (03.06.14)

Ved 625 moh. (Figur 5.7), kommer bekkeløp inn i skredløpet. Her ser det ut til at det har startet et mer flomskredslignende skredløp inne i det store skredet. Dette flomskredet har så fulgt en forsenkning i terrenget (muligens en tidligere bekk) videre nedover skredløpet. Like til høyre er det et løp som skrår inn, og lengre nede kobler seg sammen til et større skredløp. Den observerte dybden på forsenkningene var opp mot 4 m dyp på det meste, men det ble ikke observert fast fjell ved dette punktet. Like under dette området delte skredløpet seg inn i flere mindre skredløp der bredden varierer fra 3 til 20 m og dybde opp til 4 m. I det største løpet ble det også erodert med forvitret fjell. I området rundt 575 moh. gravde det seg et bekkeløp ned i løsmassene som så ut til å være ablasjonsmorene. Løsmassene var blokkfattig og løst konsolidert, dominert av sand, men lite av de minste kornstørrelsene.



Figur 5.7: Midtre del av skredløpet før skredmassene begynner å kanalisere seg i større grad. Midt i bildet står to personer markert med svart strek. Foto: Gro Sandøy, NGU (03.06.14)

Ved 550 moh. sørøstlig side (til venstre i Figur 5.2) kommer det en bekk ut i skredløpet. Fra dette punktet har det startet et flomskred. Dette skredløpet går langs med yttergrensen til hovedskredet.

Fra omtrent 475 – 425 moh. er det en brattkant på 30-40° der skredet har erodert ned til glatt, uforvitret fjell. Brattkanen går på tvers av hele skredløpet, med enkelte parti hvor helningen er >40°. Her har det samtidig begynt avsettes skredmasser på nordlige siden om skredløpet – dvs. stor erosjon i midten, men liten nok energi i kantene at det begynt avsettes materiale. Grunnen til dette kan muligens være at vegetasjonen her er høyere og kraftigere sammenlignet med lenger oppe. Dette vil øke friksjonen skredet møter, som igjen vil bremse massene. Ved 390 moh. og nedover ble det funnet in-situ morene/forvittringsmateriale inne i skredløpet, med bare et par cm skredmateriale over. Helningen i dette området var rundt 20°.

I nedre del av skredløpet kan man se at det er mer løsmasser på NV- siden (se Figur 5.8). Det kan ha sin forklaring i at det kanskje har gått et skred på SØ- siden tidligere, og dermed er

mindre løsmasser igjen på den siden – eller at det er et ujevnt løsmassedekke. Helningen i nedre del veksler hovedsakelig mellom 30 og 10°. I nedre del er det lite tegn til vann som hadde erodert i skredmassene, i form av markerte bekkeløp. Dette kan tyde på at det var snø involvert. Det at man har trær i ytterkant av skredbanen uten masser rundt stammen støtter denne teorien. I områder hvor man har ujevnt fordelte løsmasser med små kornstørrelser og organisk materiale som ligger på sva taler dette for at det har vært en passiv utsmelting fra snømassene fremfor en avsetning av et jord- eller flomskred (se Figur 5.9). Enkelte steder er det altså ingen tegn til fluvial sortering, som da indikerer at det har vært snø involvert. Det er heller ingen tegn til bekkeløp i det aktuelle området som det ville være om det var en avsluttende fluviale fase av et jordskred.



Figur 5.8: På nordvestlig side var det et tykkere løsmassedekke, sammenlignet med sørøstlig side. En forklaring på dette kan være at det har gått skred SØ-side før. (03.06.14)

I bunnen 100 m NV for ytterpunktet av skredløpet (ved hus) ble det funnet en maskinelt gravd skjæring i løsmassene som dekker denne siden av dalbunnen. Her kunne man se at det var sortert, trolig glasifluvialt, materiale med diamikt (usortert) materiale øverst. Det øvre diamikte laget er sannsynligvis skredavsetninger (jord-/flomskred). Dette laget kunne også vært morenemateriale, men det å finne morene over sortert materiale i denne typen terreng/landskap med en tilbaketrekkende dalbre er lite sannsynlig. Derfor er skredavsetninger det mest realistiske. Ved huset ser det ut til at det normalt er mye vann i skråningen, da det har vært en

tørr periode før feltarbeidet, men allikevel er grunnvannet høyt, og det siver ut vann flere steder. Dette kan indikere tette masser eller dårlig drenering nedover i massene. Dette viser at slike forutsetninger kan gi jordskred – eller gjøre at sørpeskred lettere kan få erodert løsmasser som lett blir vannmettede grunnet geologiske forhold i stratigrafien.

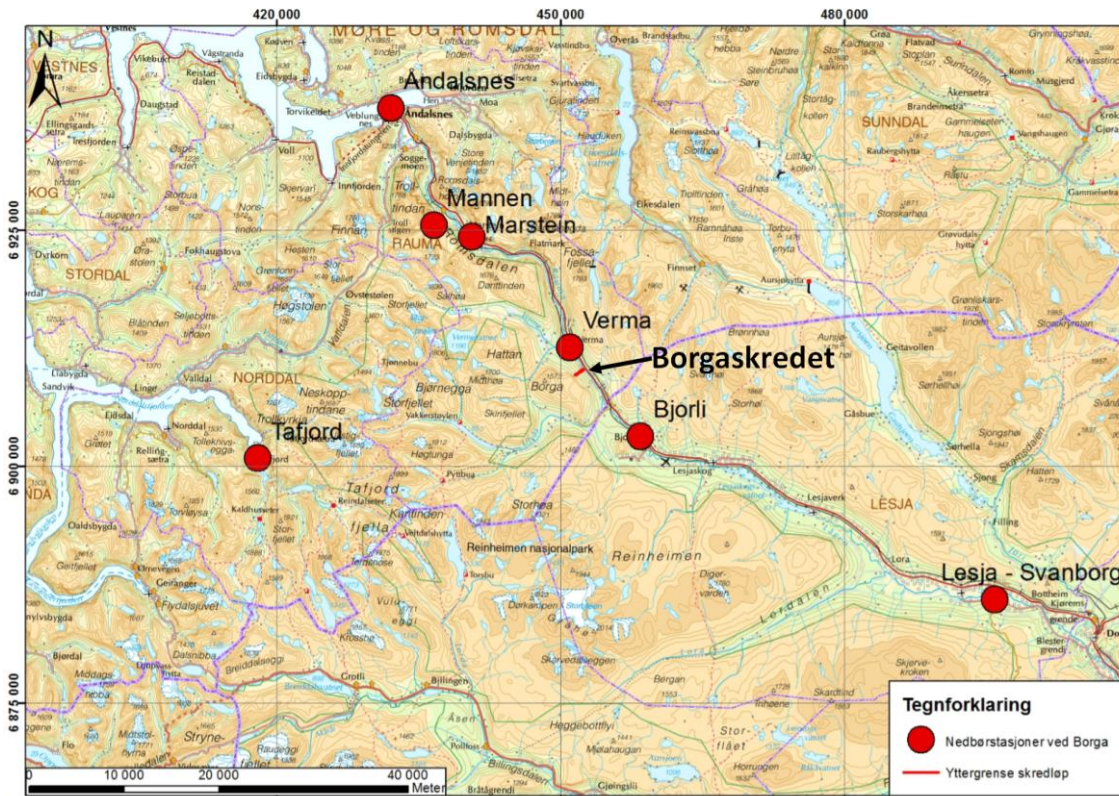


Figur 5.9: tynt løsmassedekke på fjell. (03.06.14)

5.2.6. Klimadata

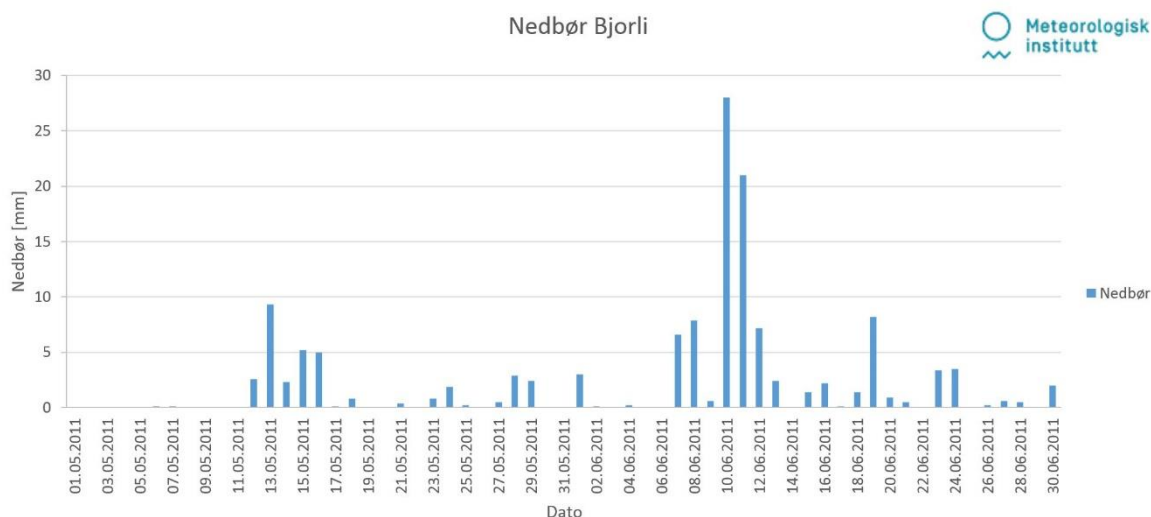
Det er valgt å bruke den meteorologiske stasjonen Bjorli (Figur 5.10) for nedbøren (eklima.met, 2014b) ved Borga-skredet i perioden rundt skredhendelsen. Stasjonen ligger i Lesja kommune, 9 km fra skredløpet på omtrent 600 moh. (Figur 5.11). Stasjonen har kun målinger tilbake til februar 2010 da den ikke var i bruk før det. Det har derfor ikke vært mulig å hente noen nedbørsnormal fra denne lokaliteten. For å finne frem en mulig nedbørsnormal er det derfor valgt å bruke en stasjon i Verma (Figur 5.12). Denne ligger 3 km fra skredhendelsen, men her ble målingene stoppet i mai 2009, slik at den ikke kan brukes for å rekonstruere nedbørsituasjon og temperatur under skredhendelsen. Værstasjonen er plassert i dalbunnen på cirka 250 moh. De nærmeste værstasjonene hvor man kan hente både nedbørsnormal og nedbøren i forkant av skredhendelsen ved Borga er Tafjord (36 km i luftlinje vest for skredet) og Lesja – Svanborg

(50 km i luftlinje SØ for skredet). Disse ligger veldig langt vekk fra skredløpet og det blir stor usikkerhet i likheten mellom nedbøren ved Borga.

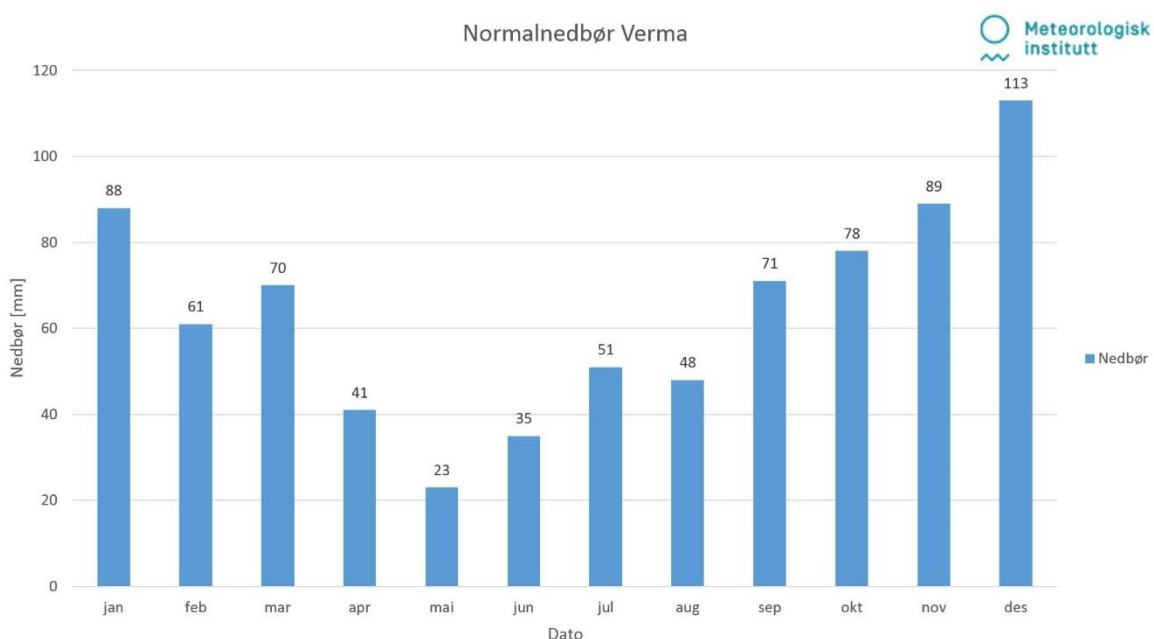


Figur 5.10: Røde sirkler markerer de nedbørstasjonene som ligger nærmest skredet ved Borga. Rød strek på kartet er yttergrensene til skredløpet. Bakgrunnskartet er hentet fra Statkart (2015)

10. juni kom det 28 mm nedbør i Bjorli. Om man sammenligner dette med normalnedbøren som er hentet fra målestasjonen i Verma blir dette 31 % av det som kom den måneden, og 80 % av normalen for juni. Sammenligner man det med årsnedbøren tilsvarer den 3,6 % av all nedbøren. Grunnen til at nedbøren er registrert den 10. juni og ikke 9. juni kan være at «nedbørsdøgnet» går fra kl. 07:00 til 07:00 dagen etter. Dermed kan nedbøren som kommer i løpet av dagen først bli lest av dagen etterpå (eklima.met, 2014a).



Figur 5.11: Nedbøren som falt i Bjorli dagene før og etter skrede ved Borga. Skredet gikk 9. juni (eklima.met, 2014b).



Figur 5.12: Normalnedbøren for hver måned ved målestasjonen i Verma. Nedbørsnormalen for juni, da skredet gikk er 35 mm (eklima.met, 2014b).

Tabell 5.2 viser 10 eksempler på ekstremnedbør for stasjonen Verma der det kraftigste nedbørstilfellet ligger på toppen, og minkende nedover. Hvor godt sammenligningsgrunnlag dette har med værdene fra Bjorli er usikkert, men det blir likevel brukt for å gi en indikasjon. Høydeforskjellen mellom Bjorli (600 moh.) og Verma (250 moh.) er 350 høydemeter, i tillegg til at Bjorli ligger omtrent 10 km lenger inn i dalen, sammenlignet med Verma. Det vil derfor ikke være urimelig å anta at det vil være en forskjell i nedbøren som kommer på de to

stasjonene. Nedbørstasjonen i Verma og Bjorli har ikke vært i drift på samme tidspunkt, slik at det ikke lar seg gjøre sammenligne nedbøren direkte på spesifikke dager. Fra værstasjonen i Verma ble satt i drift i 1957 og frem til 2009 er det 139 dager som har registrert mer nedbør enn det som kom 10.06.11 (28 mm). Dette tilsvarer 0,73 % av alle dagene har hatt like mye eller, mer nedbør.

Tabell 5.2: Tabellen viser de 10 største ekstremnedbørstilfellene, regnet over et døgn og utgjørende 7 - 11 % av årsnedbøren hos stasjonen i Verma, rangert etter millimeter nedbør. Den totale Perioden med målinger er fra 1957 og frem til stasjonen stoppet målingene i mai 2009, 52 år senere (eklima.met, 2014b).

Stnr	Dato	Nedbør[mm]
61550	18.09.1978	82,8
61550	14.12.1991	80,2
61550	06.12.1974	65,1
61550	07.10.1975	62,0
61550	13.11.2001	59,4
61550	26.10.1974	57,2
61550	05.12.1958	55,5
61550	15.09.1977	55,5
61550	31.08.1964	53,5
61550	09.10.1992	53,5

Snøsmeltingen er ikke tatt med som en faktor i denne delen, men blir tatt med i diskusjonskapittelet.

5.3 Lokalbeskrivelse av skredet ved Årset

Det analyserte trekantskredet ved Årset startet på den nord-østlige dalsiden av Årsetdalen i Ørsta kommune, Møre og Romsdal. Skredløpet nådde veien ca. 2 km inn i dalen. Skredet starter på 630 moh. og fortsatte ned til 70 moh, hvor den nådde Storelva. Skredhendelsen (Figur 5.13) skjedde 15.11.13, omtrent kl. 23:30, og skredmassene begynte å roe seg etter 10-15 min. I forkant (30-60 min) kom det en del vann som tok ei oppkjørsel like i nærheten. Oppstilling av detaljer om de ulike skredlokalitetene kan sees i Tabell 5.1.



Figur 5.13: Oversiktsbilde for skredet i Årsetdalen. Bildet er tatt fra veien, men skredet fortsatte videre ned til elva. Ved punktet der bildet ble tatt er bredden cirka 190 m. (04.06.14)

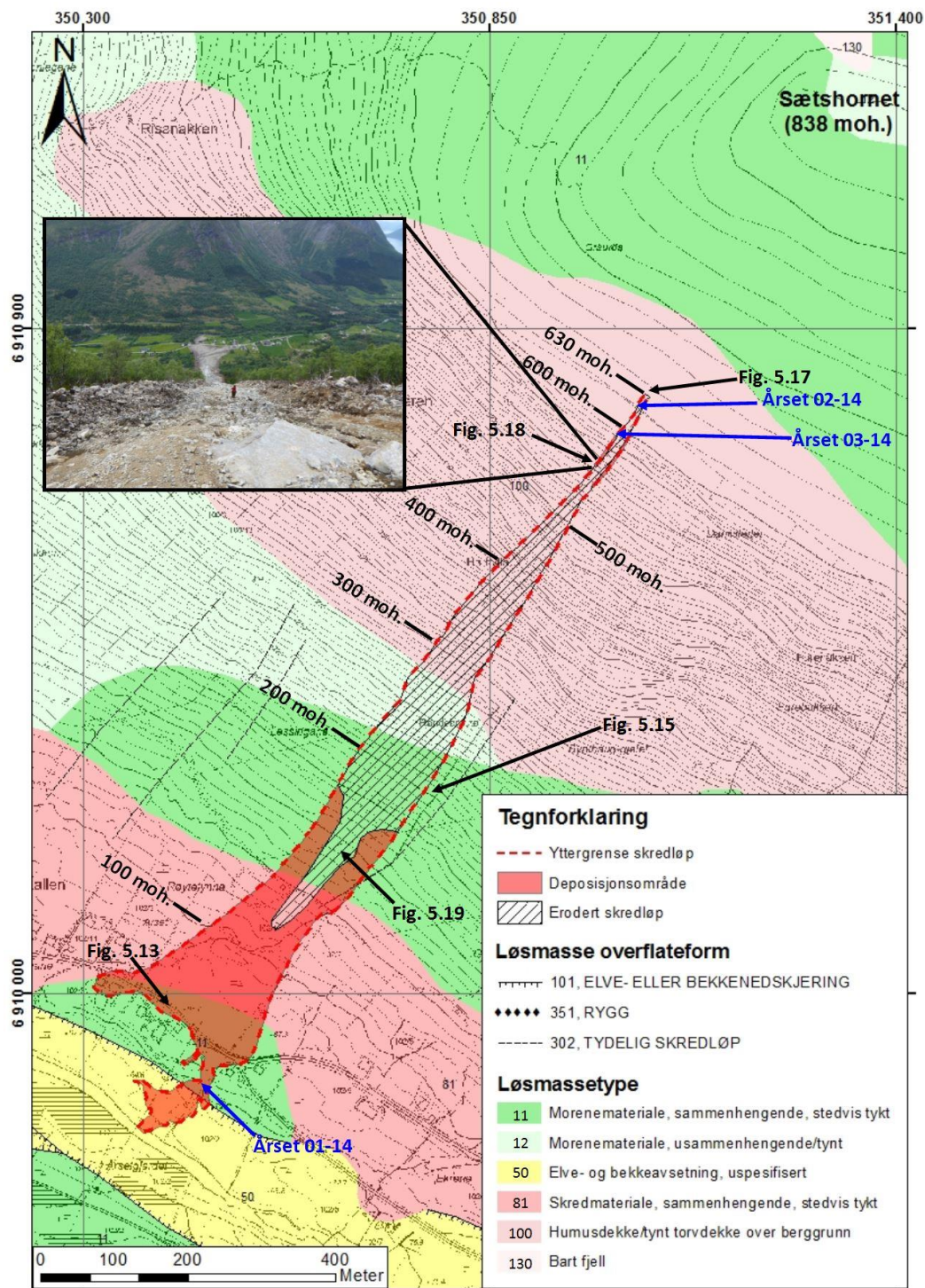
5.3.1. Berggrunn

I følge berggrunnskartet til NGU (2014a) består området kun av diorittisk til granittisk gneis. Dette stemmer godt med observasjoner fra felt.

5.3.2. Løsmasser

Løsmassekartet til NGU (2014b) har satt løsmassedekket i øvre del av skredløpet til å være «humusdekke/ tynt torvdekke over berggrunn». Dette er samme observasjon som ble gjort i felten. Nedenfor berghammeren er det registrert morenedekke, hovedsakelig tykt. Ved veien er

det registrert gammelt skredmateriale før det igjen er morenemateriale i bunn mot elva. Dette stemmer med observasjonene som ble gjort under feltarbeidet.



Figur 5.14: Løsmassedekket ved Årset (NGU, 2014b). Streket felt er område som skredet eroderte, og rødt er deposisjon. Mellom 600 og 500 moh. er det et tynt bånd med avsetning i kantene som kommer dårlig frem i figuren. Ved siden av skredbanen er det markert høyde over havet. Bilde i figur er tatt av Gro Sandøy, NGU.

5.3.3. Vegetasjonen

Løsnepunktet til skredet ved Årset startet helt i grensen for hvor det vokser bjørk. Ovenfor er det kun spredte bjørketrær, noe einerbusker og lyng, mens det er tettere vegetert videre ned. I det midtre partiet (se Figur 5.13) er det et belte med grantrær. Det ble på begge sider av skredløpet gjort en grov undersøkelse av tettheten til disse grantrærne:

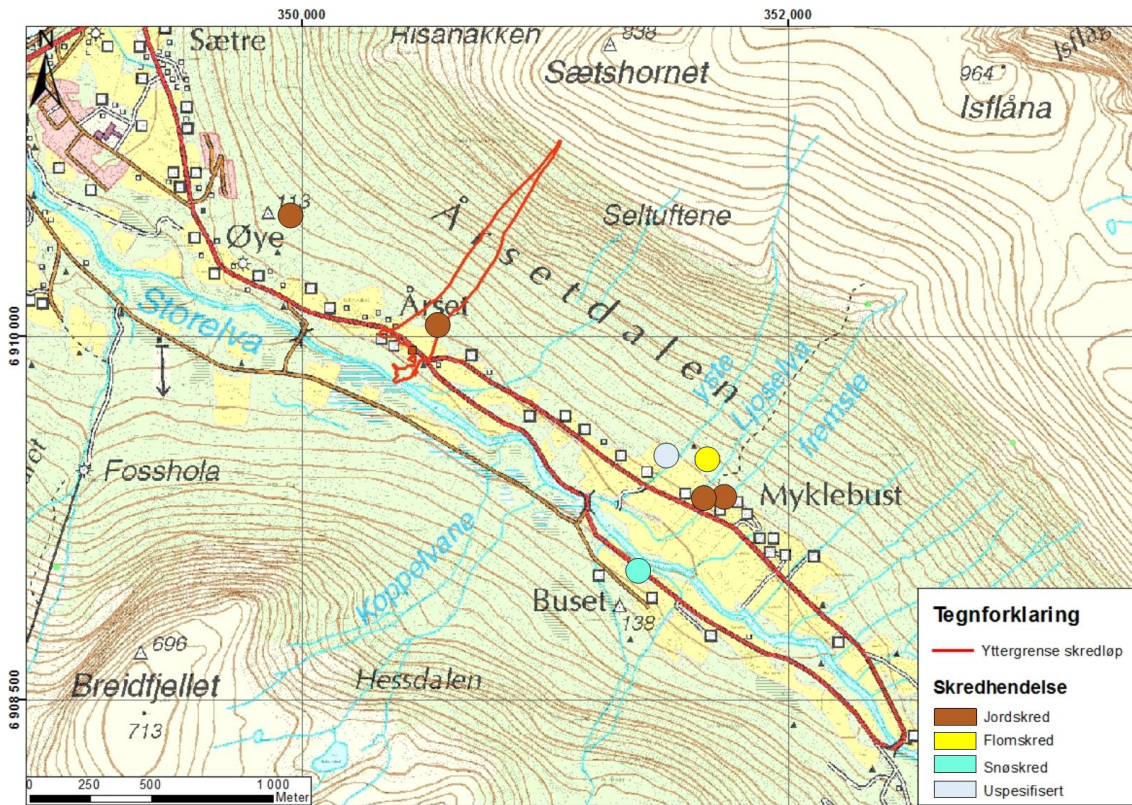


Figur 5.15: Målinger av tettheten, tykkelsen og høyde til trærne på begge sider av skredbanen. Venstre bilde er på NV-side, mens høyre bilde er SØ-side (04.06.14).

På venstre side av skredet ble det telt 27 trær innenfor et areal på 10 x 10 meter, altså 2,7 trær per m². På høyre side ble det telt 37 trær, altså 3,7 trær per m².

5.3.4. Kjente skredhendelser nært skredet ved Årset

I Årsetdalen er det registrert flere skredhendelser (se Figur 5.16) i skreddatabasen (NVE, 2014). En av disse er skredhendelsen som gikk 15.11.2013 ved Årset. 700 meter NV fra skredet som er beskrevet i oppgaven er det registrert en skredhendelse den 15.11.2013, altså med samme hendelsestidspunkt. Her står det også at nøyaktigheten er ± 500 m, slik at det muligens er den samme skredhendelsen som ved Årset. Ved Myklebust, 1,5 km innover dalen er det registrert et jordskred fra 22.08.1980. Dette skredet skjedde ifølge NVE (2014) så nært som 20 meter fra et gardstun, og de som bodde på garden ble evakuert. Skredet kom sammen med kraftig nedbør. Ved samme lokalitet ble det 26.12.2011 evakuert personer fra to hus. Skredet startet øverst i Fremste Ljoselva og fulgte et bekkeløp, hvor det dro med seg store mengder stein, jord og vegetasjon. Like ovenfor det ene huset var det bygd en ledevoll som førte massene vekk fra bebyggelse. I forkant av skredet ble det observert kraftig nedbør.



Figur 5.16: Skredene som er registrert i Årsetdalen på skrednett.no er her markert som sirkler. Som man kan se i figuren er de fleste skredene samlet i samme området, ved Myklebust. Modifisert fra NVE (2014).

I 1696 gikk det et skred (fonn) ved Guttormsgarden. Det er ikke beskrevet hvilken type skred, eller om noen mistet livet. Det registrerte punktet befinner seg 1 km videre inn i dalen, men eksakt plassering er ifølge NVE (2014) usikkert.

Det gikk også et flomskred ved Myklebust omtrent klokken 18:00 den 15.11.13 som traff et hus. Dette ble det ikke nevnt noe om under samtale med de fastboende. I registreringen står det at posisjonen ikke er eksakt, slik at denne hendelsen muligens kan være samme den samme som skredet ved Årset.

5.3.5. Skredløpet

Ovenfor Årsetskredet var det blokkrikt og på gresset kunne man tydelig se at det tidligere har kommet store mengder vann. Her var gresset stedvis "klistret" til bakken med fallretningen. Rett ovenfor utløsningspunktet ligger det en stor stein, som det ser ut til at det har drenert vann under og inn i massene som skled ut (Figur 5.17). Det var også spor etter overflatevann som kom ut under et tre som sto en halv meter ovenfor den nevnte steinen.



Figur 5.17: Løsnepunktet til skredet ved Årset.

Terrenget hvor skredet startet har en konveks, undulerende form og det ser ut som at det blir noe slakere like ovenfor der skredet startet. Helningen på skråningen over skredløpet er 33° , og i øvre del av selve skredløpet er helningen 36° . Bredden på skredet var ved utløsningspunktet 6 m. Omtrent 10 m nedenfor utløsningspunktet får terrenget en konkav form, her ser det ut til at skredet snevres noe inn, før det utvides like etterpå. Dette kan også være grunnet en steinur som lå i skredbanen. Skredet startet i grensen for hvor det slutter å vokse bjørk. Ovenfor dette var noen spredte bjørketrær og lyng.

Omtrent 15 meter nedenfor utløsningspunkt er erosjonen på SØ side økt til 1,7 m dybde, mens erosjonen på NV side er 0,7 m. Erosjonen er altså størst på SØ- siden. Cirka 20 meter nedenfor løsnepunktet på østsiden av skredbanen står det igjen en ansamling blokker som det kan se ut til at skredet har tatt med deler av.

Glidleplanet som skredet skled på består av fin sandig matriksstøttet grus med mindre steiner i, som muligens er morenemateriale. Laget er hardt, men det er mulig å pirke ut med fingrene, og analysen av prøven som ble tatt (Årset 03-14) kan sees i kapittel 6.3. Denne observasjonen ble gjort 610 moh. Fra dette punktet og ned mot berghammer (450 moh.) ble det målt en helning på 38° , mens helningen opp mot bruddkant er 37° . Erosjonen ved 600 moh. er 0,5 m på NV-siden, og 1 m på SØ- side. I dette området kom det under feltarbeid ut vann ut som rant på et hardere løsmasselag, muligens bunnmorene. Formen til dette løsmasselaget var konveks med høyeste punkt nær midten av skredløpet. Ved 560 moh. er erosjonen på SØ-side ca. 2 m, sammenlignet med NV-side som har en erosjon på 0,3-0,4 m (Figur 5.18). På NV-side ser det ut til at skredet kan ha nådd ned til fast fjell. Ved 550 moh. er det forvitret fast fjell og terrenget har en konveks form. Erosjonen er fortsatt kraftigst i SØ med erosjon på 2m, mot NV-side som har omtrent 0,3 m erosjon. I området mellom 520 moh. og 310 moh. er det ikke blitt befart. Dette er området som man i Figur 5.13 kan se en markant berghammer.



Figur 5.18: Bilde tatt i overkant av 100 m nedenfor utløsningspunktet. På sidene ble det i dette området dannet leveer, og skredløpet hadde en konkav form. Lenger nede kan man se utløpet. Foto: Gro Sandøy, NGU.

Ved 310 moh., like under berghammer er det en sandig matriksstøttet morene, med en tykkelse på 2 m, muligens ablasjonsmorene. Morenen er ikke konsolidert, men hard, og det er mulig å pirke ut løsmassene med makt. På SØ-side ligger det et flomskredløp, som deler seg i 2 omtrent 30 m nedenfor, og eroderer seg ned til bunnmorenen. Ved 280 moh. er det en liten blokkansamling, og en helning på cirka 30°, mens ved 260 moh. kan man finne en lateralmorene, som speiler en synkelende bretykkelse. Ved 200 moh. er det tre individuelle flomskredløp der erosjonen er mellom 1,5-2 m.

Ny lateralmorene ved 180 moh. denne har innslag av fin silt. Det ligger 5 cm skredavsetninger over 1,5 – 2 m morene på dette punktet. Helningen i dette området er her 29°. Like under dette punktet begynner en fjellblotning som strekker seg 100 m nedover skredløpet. Bredden på fjellblotningen er 30 m på midten, med flere spredte blotninger i området nedenfor dette.

Ved 120 moh. ligger det skredavsetninger på cirka 20 cm, over bunnmorene som ligger på fjell. Det ble også observert at skredet hadde plukket med seg oppsprukket fjell i dette området (Figur 5.19). I området rundt 100 moh. er det en tett morene som har fungert som glideplan, altså er det ikke erodert der. Avsetningen i området er blokkrik og tykkelsen er omtrent 0,7 m. Det virker som at skredet har kommet i flere pulser der første skredet har vært vannmettet, for så at pulser med grovere masser og mindre vann som har stoppet rundt 100 moh. Terrenget har en konveks form og med rundt 4 m avsetning der de blokkrike avsetningene stoppet mer som et jordskred når det ble flatere. I dette området utvider skredet seg på grunn av topografien som sprer det ut, der bredden ved 100 moh. er 130 m, mens like ovenfor vegen er bredden 190 m.



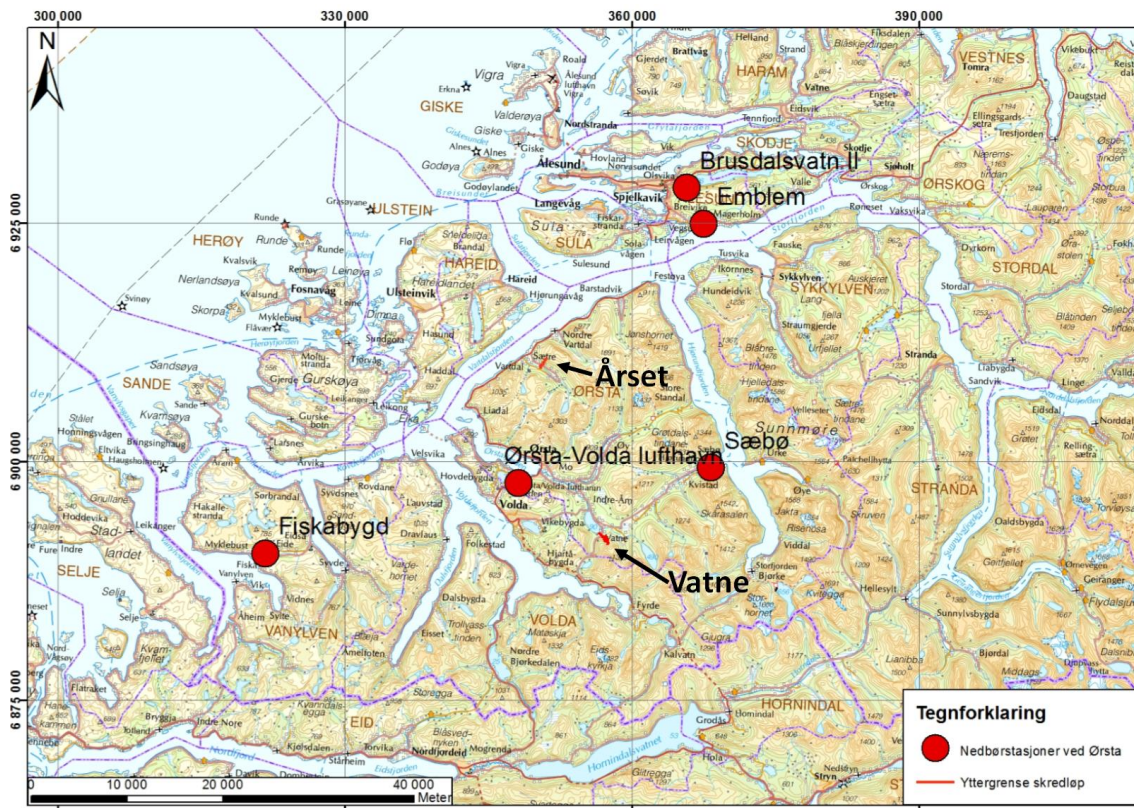
Figur 5.19: Bilde tatt fra parti med bart fjell ovenfor kan man så vidt se løsnepunkt, samt fjellhammeren.

Der skredløpet passerer hus er erosjonen i bekkefareet omtrent 30 cm, og 1 m rett før skredløpet kommer ut på jordet nedenfor. Helningen i denne bakken er mellom 10 - 20°. Siste delen av skredløpet ned mot elva er det kun deponisjon.

5.3.6. Klimadata

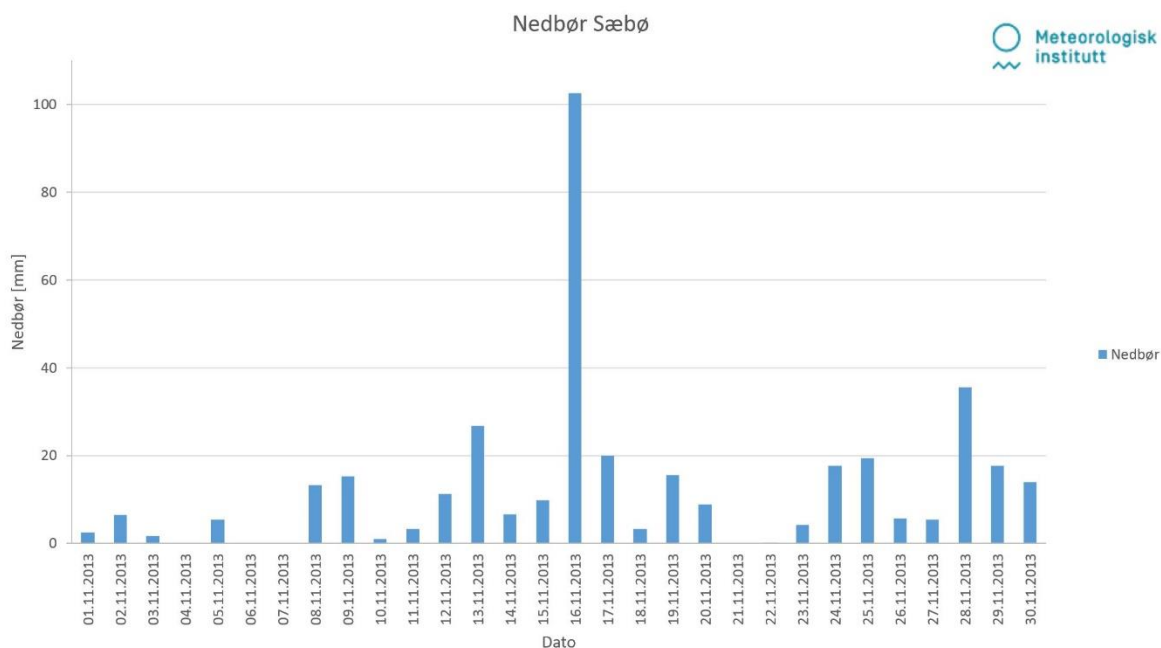
Nedbørstasjonen som er valgt å bruke for skredene i Ørsta ligger i Sæbø (Figur 5.20). Dette er den nærmeste stasjonen til skredhendelsene som måler nedbør. Værstasjonen som ligger ved Ørsta – Volda lufthavn er den nærmeste til begge skredhendelsene, men her registreres ikke nedbør.

Som vist i Figur 5.21 var det relativt stabile nedbørsmengder gjennom måneden, med unntak av 16.11.13, hvor det kom 102 mm nedbør. Summeres nedbøren opp gjennom hele måneden blir dette 373 mm. Altså kom 27,5 % av den totale nedbøren denne måneden i løpet av et døgn, og 44 % av normalnedbøren for november (se Figur 5.22). Sammenlignes nedbøren 16.11.13 med årsnedbøren til Sæbø tilsvarer dette 5 % av den totale nedbøren. Dette er den grensen Sandersen et al. (1996) har satt som grenseverdi for jordskred innenfor 12 timer. I Figur 5.20 er det en oversikt over hvor nedbørstasjonene som er brukt ligger.

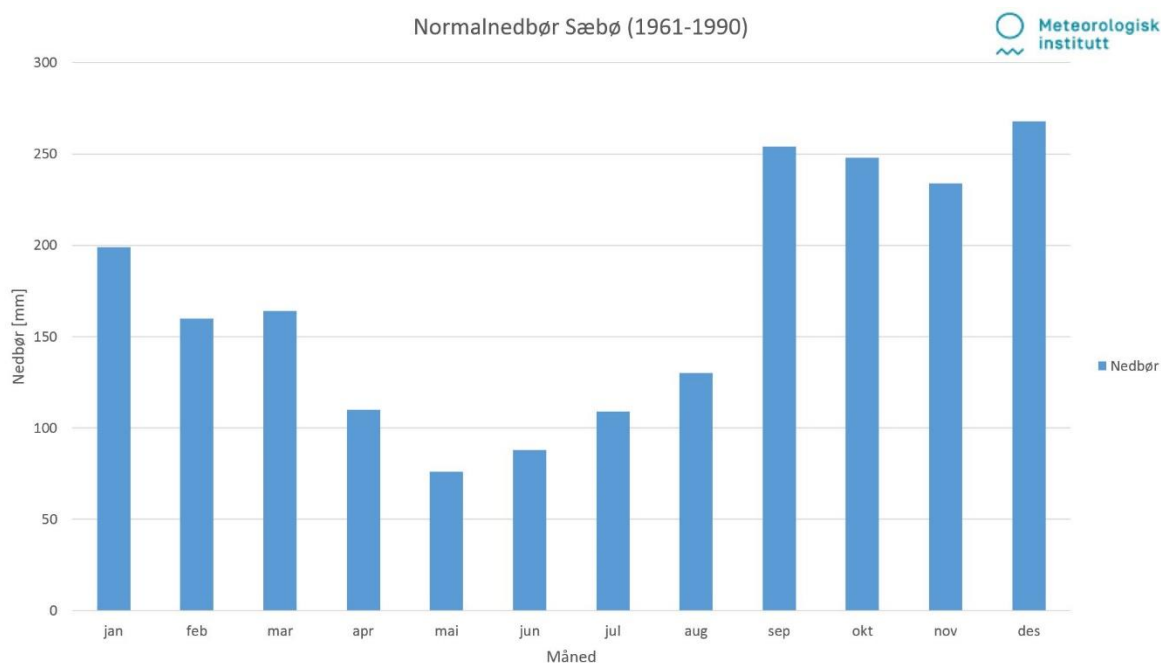


Figur 5.20: Røde sirkler markerer de nedbørstasjonene som ligger nærmest skredene i Ørsta. Rød strek på kartet er yttergrensene til skredløpet. Bakgrunnskartet er hentet fra Statkart (2015).

Det er verdt å merke seg at værstasjonen i Sæbø startet målinger i 1972. Dette vil si at den ikke har data gjennom hele perioden som blir brukt for å beregne normalnedbør, som er fra 1961-1990 (met.no, 2015b). Dermed blir det gjort en interpolering, der det beregnes cirkaverdier for de årene som mangler.



Figur 5.21: Døgnetnedbør for værstasjonen i Sæbø i dagene rundt skredet på Årset (eklima.met, 2014b).



Figur 5.22: Normalnedbøren for værstasjonen i Sæbø (eklima.met, 2014b).

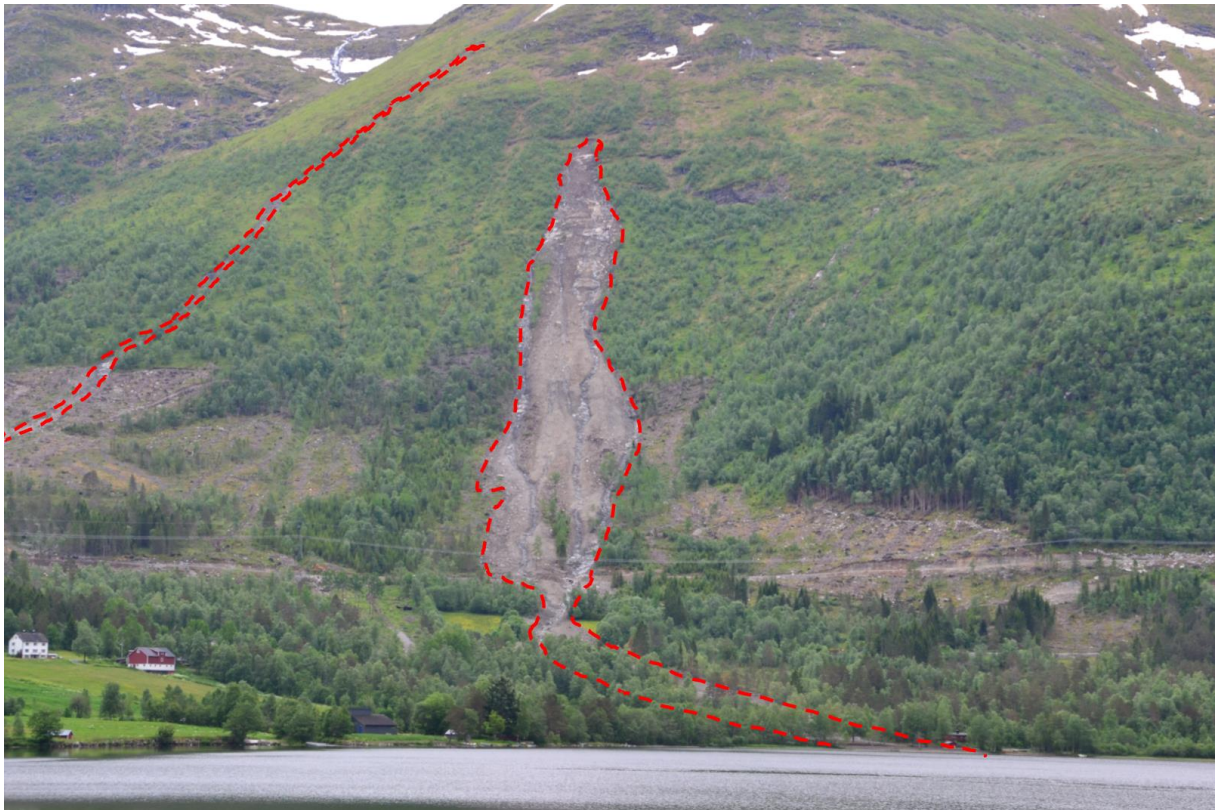
I Tabell 5.3 er det listet opp 10 eksempler på de dagene med mest nedbør fra målestasjonen ved Sæbø, der de kraftigste ligger på toppen med minkende nedover. Listen gjelder fra nedbørstasjonen ble satt i drift i 1972, og frem til skredet gikk i november 2013. Her kan man se at det kun har vært to dager med mer nedbør.

Tabell 5.3: Tabellen viser de 10 største ekstremnedbørstilfellene, regnet over et døgn og utgjørende 4 - 5 % av årsnedbøren hos stasjonen i Sæbø, rangert etter millimeter nedbør. Den totale Perioden med målinger er fra 1972 og frem til 2013, 41 år senere (eklima.met, 2014b).

Stasjonsnr.	Dato	Nedbør (mm)
59900	31.03.1997	105
59900	18.09.1978	102,9
59900	16.11.2013	102,6
59900	11.01.1992	102,2
59900	22.03.2011	101,5
59900	07.10.1975	98,7
59900	19.01.1989	93,6
59900	21.01.1983	88,6
59900	05.11.1981	88,1
59900	26.09.2003	85,1

5.4 Lokalbeskrivelse av skredene ved Vatne

De analyserte skredene ved Vatne ligger 10 km i SØ retning fra Ørsta og dalsiden har en NV-ventd orientering. Det største skredet gikk fra 560 moh. og ned til Vatnevatnet på 87 moh. Det minste skredet gikk fra 675 moh. og ned mot 180 moh. Figur 5.23 viser skredene som gikk ved Vatne, markert med rød stiplet linje, der det er valgt å kalle det største skredet for Vatne 1, og det minste for Vatne 2. Begge hendelsene skjedde 15.11.13, og Vatne 1 ble det oppgitt at løsnet rundt kl. 22 (Møre-Nytt, 2014). Oppstilling av detaljer om de ulike skredlokalitetene kan sees i Tabell 5.1.



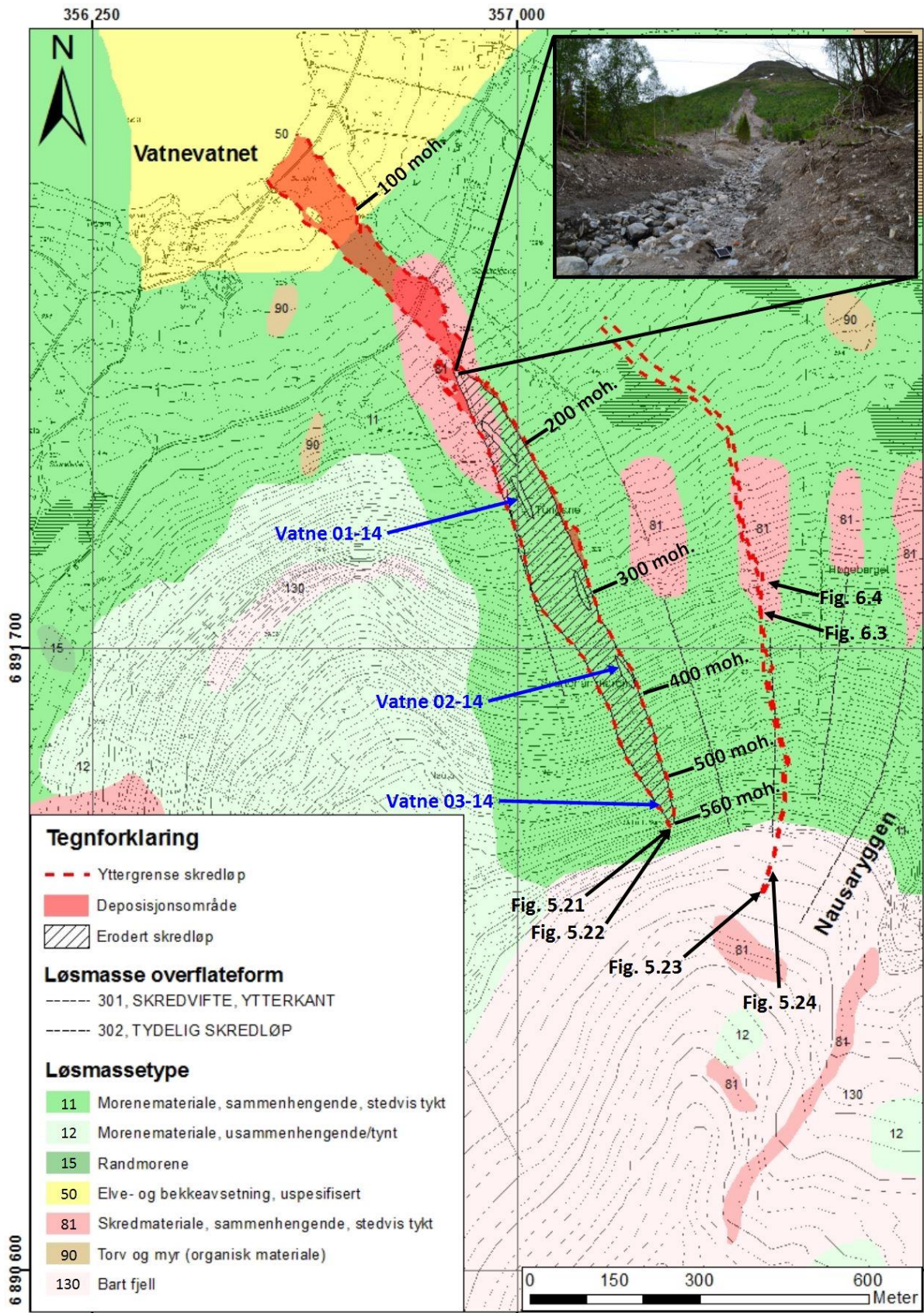
Figur 5.23: Oversiktsbilde over skredene som gikk på Vatne. Det største skredet nådde vannet like til venstre for den røde hytta nede til høyre i bildet. Rød stiplet linje markerer yttergrensene til skredene. (05.06.14)

5.4.1. Berggrunn

Området rundt skredene ved Vatne ligger ifølge berggrunnskartet (NGU, 2014a) utelukkende i «diorittisk til granittisk gneis, migmatitt». Dette stemmer bra med de observasjonene som ble gjort i felt.

5.4.2. Løsmasser

Skredet på Vatne gikk ifølge løsmassekartet (NGU, 2014b) hovedsakelig i tykt morenedekke (Figur 5.24), med et parti som er kategorisert som skredmateriale. I området rundt skredbanene er det flere steder som også er markert med skredmateriale, med et overliggende skredløp. Vatne 2 starter i et område som er markert som bart fjell. Dette vil ifølge NGUs løsmassekart si at området stort sett mangler løsmasser, eller at mer enn 50% av arealet er fjell i dagen (NGU, 2014b). Ut fra observasjoner gjort i felt var det et kontinuerlig løsmassedekke av samme type som ved løsnepunktet til Vatne 1. Om løsmassedekket var tynnere sammenlignet med Vatne 1 ble ikke undersøkt.



5.4.3. Vegetasjonen

I øvre del av skredløpet rundt Vatne 1 er det i all hovedsakelig bjørkeskog i tillegg til gress, mose og noe annen mindre vegetasjon, og enkelte grantrær lengre nede. I området hvor skredet snevres inn var det tettere vegetasjon, og man kunne finne blant annet bjørk, gran og muligens selje i tillegg til mindre vegetasjon som gress og bregner.

5.4.4. Kjente skredhendelser nær skredet ved Vatne

Hos NVE (2014) er det registrert to skredhendelser i området. Begge disse er fra skredet 15.11.13, der ene registreringen er gjort av NVE og den andre er gjort av Statens Vegvesen.

Ut fra løsmassekartet til NGU (2014b) er det flere tidligere skredløp i området hvor Vatne 1 og Vatne 2 skjedde (se Figur 5.24). Et av disse er markert langs med vestkanten av Vatne 1. De øvrige er fordelt mellom skredene fra 2013 og østover mot Nausaryggen. Det ble under feltarbeid også funnet avsetninger fra tidligere skred som lå over hverandre, muligens to skred. Denne observasjonen er gjort i området hvor løsmassekartet til NGU har markert skredavsetning i skredløpet til Vatne 1.

5.4.5. Skredløp

Vatne 1

I de 50 øverste meterne av skredbanen har terrenget en konveks form, mens i den resterende delen av skredløpet er formen mer konkav. Erosjonen ved løsnepunktet er i all hovedsak i det øvre torvlaget (Figur 5.25). Brattheten i de 10 øverste meterne fra utløsningspunktet er 37°. Gresset i området rundt utløsningspunktet lå flatt, noe som tyder på kraftig nedbør og stor overflateavrenning. Det er også mange baksprekker i området rundt bruddkanten. Glideplanet i det øvre løsnepunktet er forvitret fjell. Løsmassene var usortert og hadde kornfraksjon fra siltig størrelse til steiner på noen centimeter i diameter. I øvre parti er det hovedsakelig erodert det øvre torvlaget og det er noen steder hvor vegetasjonen står igjen, samt fjellparti med mosedekke.



Figur 5.25: Bildet viser bruddkanten sett nedenfra. (06.06.14)

Like under utløsningspunktet ser det ut til at det kan ha vært to sekundære utglidninger under og på østsiden av berghammeren (Figur 5.26). Glideplanet er tolket til å være forvitret berg over fast fjell. Erosjonen i øvre del av skredet, før terrenget flater ut, ligger mellom 10-50 cm.



Figur 5.26: Bildet viser skredet og er tatt fra SØ- siden av utløsningspunkt. (06.06.14) Foto: Gro Sandøy, NGU

Under befaringen var det øvre partiet veldig bløtt grunnet nedbør natten i forveien og det var til tider problematisk å gå i massene som var veldig gjørmete.

Ved 325 moh. (se Figur 5.24 for plassering i skredløp) kommer det et bekkeløp inn fra vestlig side. Her utvider skredbanen seg og følger det tidligere bekkeløpet. Ved anleggsvei (Vei som krysser skredet i nedre del av skredløp på Figur 5.26) var løsmassene ukonsolidert med tidligere skred som har lagt seg oppå hverandre. Dette er muligens snø- og sørpeskred. Løsmassene er morene som er transportert av skred, noe som stemmer godt med skredløpene og skredavsetningene som er registrert i løsmassekartet (Figur 5.24).

Der skredet snevrer inn (lite bilde i Figur 5.24) er det avsatt 10-20 cm løsmasser. Det ble i dette området avsatt flere små løber på vestsiden, hvor tykkelsen kan ha vært enda større. Nedenfor dette området har det i all hovedsak vært deposisjon fra skredet.

Vatne 2

Dette er et tynnere skred som gikk øst for «Watne 1» og har utløsningspunktet noe høyere (675 moh.) i fjellsiden, men utvidet seg ikke i samme grad som det skredet vestenfor gjorde (Figur 5.27). Dette er sannsynlig vis fordi det tynnere skredet fant en bekkedal hvor den kunne erodere ned i løsmassene fremfor å utvide seg lateralt.



Figur 5.27: Bilde tatt fra utløsningspunktet og ned skredbanen. (06.06.14) Foto: Gro Sandøy, NGU

I utløsningspunktet var det forvittringsmateriale som massene skled på og dybden var rundt 25 cm. Like under gresstusta på Figur 5.27 er det tydelige spor etter en relativt stor stein på muligens 1 m³ som har sklidd ut. Rett i bakkant av dette såret er det også åpne punkter uten gress, der det kan ha kommet vann inn. Dette kan videre ha ført til at det lettere har kommet seg vann ned til det som ble glideplanet. Det var også mye punkterosjon i øvre del (Figur 5.28). Størrelsen på punkterosjonen var fra cirka en halv meter og opp til et par meter og dybden var opp mot 40 cm. Opprinnelsen til disse kan muligens være blokker som har blitt presset ned i løsmassedeppet av skredmassene, hvor da vannet får mulighet til å erodere videre.



Figur 5.28: Punkterosjon i skredbanen til Vatne 2. (06.06.14)

5.4.6. Klimaet

Klimadelen til Årset (kapittel 5.3.6) er også brukt for lokaliteten ved Vatne.

5.5 Lokalbeskrivelser for Viromdalen

Trekantskredet i Viromdalen ligger 10 km nord for Sunndalsøra i ei sørvendt dalside. Skredet løsnet på 910 moh., omtrent 100 høydemeter under Børsetkjerringa og fortsatte ned til 170 moh., hvor det gikk over et jorde og bort til Ålvundelva. Bredden på skredet er omtrent 190 m der det treffer jordet. Skredet løsnet 14.08.03 der det delvis demte opp dalføret, men det ble

gravd en ny dreneringsvei før vannet rakk å gjøre skade på annet enn jorder (NVE, 2014). Opplisting av detaljer om de ulike skredlokalitetene kan sees i Tabell 5.1.



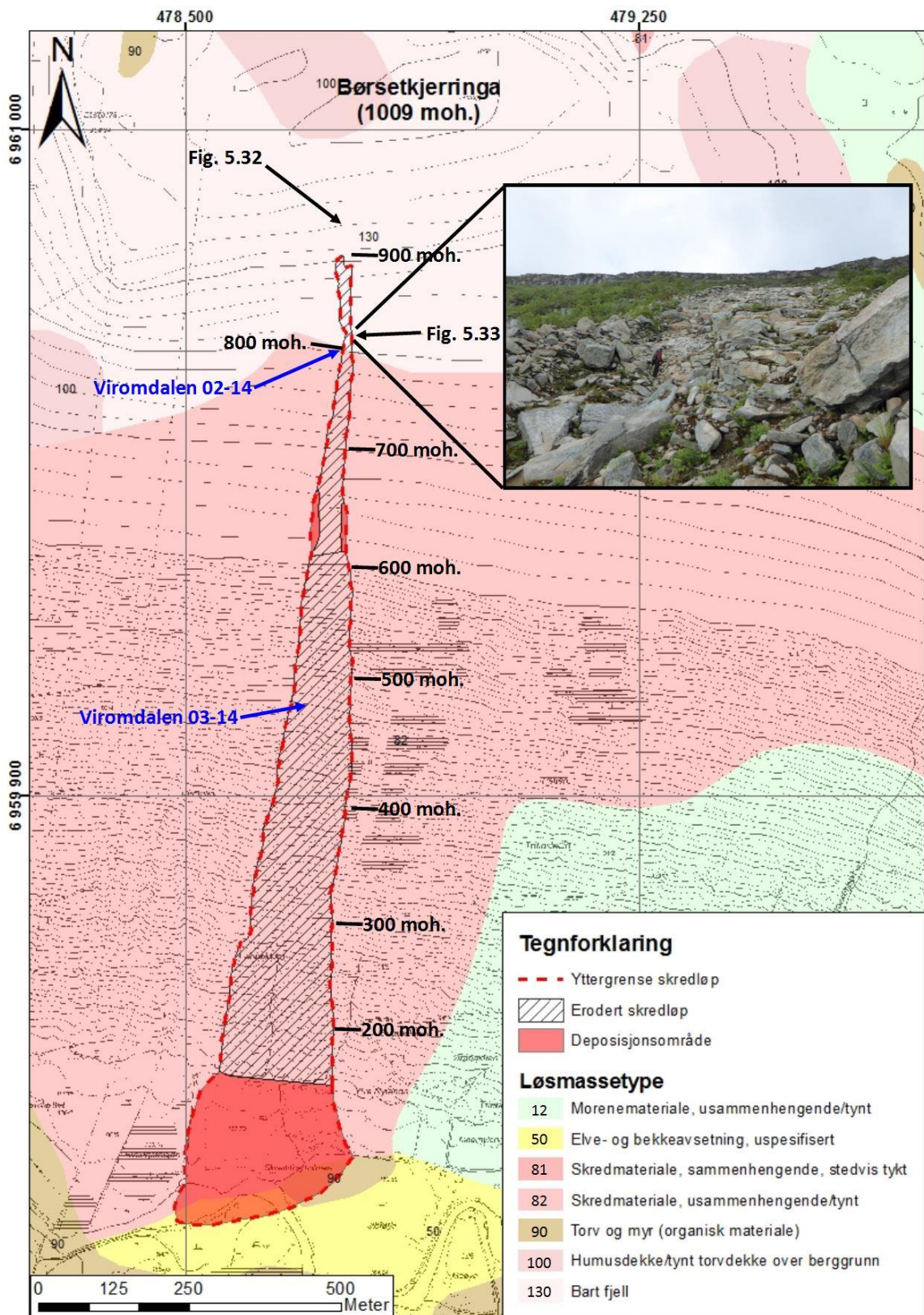
Figur 5.29: Bilde tatt fra vegen på andre siden av dalen, mot skredløpet. Bredden der terrenget flater ut er 190 m. Foto: Gro Sandøy (NGU)

5.5.1. Berggrunnen

Berggrunnen i området rundt skredet i Viromdalen er ifølge berggrunnskartet til NGU (2014a) utelukkende diorittisk til granittisk gneis. Dette stemmer bra med de observasjonene som ble gjort i og ved skredløpet.

5.5.2. Løsmassene

Ifølge løsmassekartet til NGU (2014b) skal øvre del av skredløpet være bart fjell og nedre del av skredløpet være «skredavsetninger, sammenhengende, stedvis tykt» (se Figur 5.30). Observasjoner som ble gjort i felt tilsier at løsmassedekket var hovedsakelig av samme type i øvre og nedre del.



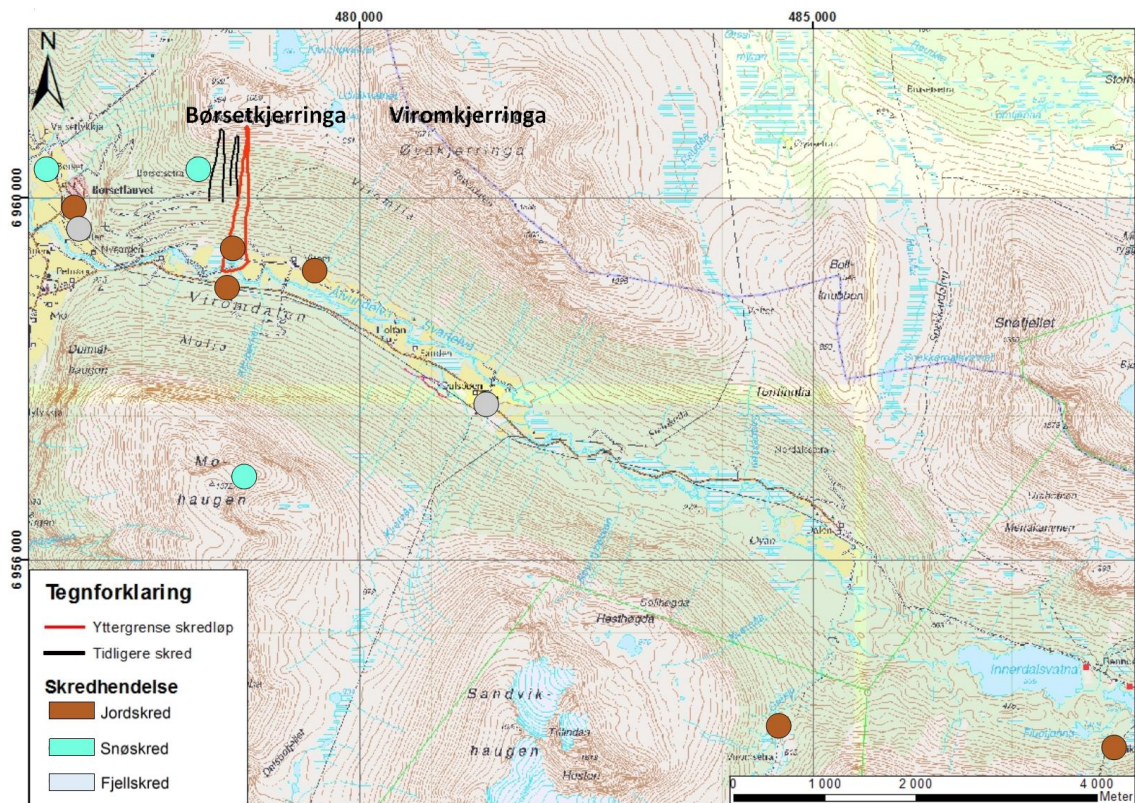
Figur 5.30: Løsmassekart for skredet i Viromdalen (NGU, 2014b). Streket felt er område som skredet eroderte, og rødt er deposisjon. Ved siden av skredbanen er det markert høyde over havet. Svarte piler viser plasseringen av de ulike bildene som er tatt og blå piler viser plasseringen av prøvene som er tatt. Bilde i figur er tatt av Gro Sandøy, NGU.

5.5.3. Vegetasjonen

I området rundt øvre del av skredløpet er det hovedsakelig mose, lyng og i tillegg til småbusker, muligens or. Videre nedover er sidene på skredløpet dominert av bjørk med noe or og i nedre del på østsiden av skredet er det et belte med granskog, men det ser ikke ut til at dette beltet nådde helt bort til skredløpet.

5.5.4. Kjente skredhendelser i Viromdalen

I NVE (2014) sin database er det registrert flere skredhendelser, der de fleste skredene ligger innenfor de ytterste 5 km av dalføret (se Figur 5.31). Alle data i dette delkapittel er hentet fra den databasen. Skredet som gikk i 2003 er registrert, og i tillegg er det beskrevet at det her har gått tidligere skred i 1743 og 1848. Skredet i 1848 gikk trolig 11. august og kom sannsynligvis fra Viromkjerringa, Krokfonna eller Kvenbekkedalsfonna. Jordene har ved flere tilfeller fått skader som følger av skred (1848, 1743, 1944 og 2003). Like vest for skredet fra 2003 er det registrert et snøskred hvor én person omkom. Dette skredet gikk 18. mars 1962, men det står ingenting om størrelsen på skredet. Ut fra plasseringen av hendelsen og markeringen av tidligere skred (svarte streker på kartet) kan disse to muligens være det samme skredet.



Figur 5.31: Skredene som er registrert i Viromdalen på skrednett.no er her markert som sirkler. Vest for skredet som er sett på i denne oppgaven ser det ut til at det har gått to skred med veldig lik form. Modifisert fra NVE (2014).

På motsatt side av dalsiden er det registrert et skred som gikk i 1980. Dette skal ha passert vegen mellom Kleivhalsen og Virum, og gjorde kun skade på vei og skog.

Ved Dalsbøen er det en skredhendelse som er merket som fjellskred. Dette skredet løsnet på nordvendt dalside og skjedde trolig i 1738. Det er også sagt at det er noe uklart om det var et fjell- eller jordskred. Andre skred som har gått i området gikk i 1816, 1829, 1859 og 1879, men det står ikke noe mer informasjon om de. Like sør for garden Dalen startet et jordskred i 1731 som gikk ned i elva (under målestokken i Figur 5.31) og demte den opp. Når jordmassene bristet dro den med seg en gard, men det er ingen informasjon om personskader. I 1848 kom det et jordskred fra Innerdalstårnet som knuste flere seterhus og tok livet av to seterjenter, samt 20 storfe.

2 km vest for skredet fra 2003 er det registrert tre andre skredhendelser like ved Ålvundseidet. Dette dalføret går i N-S retning. Dette er et fjellskred, et jordskred og et snøskred. Snøskredet skjedde 12. april 1858 der det var to omkomne. Jordskredet var cirka 1665 der garden Børset

ble tatt av skredet, og ble satt opp på det stedet der den står i dag. Der garden tidligere sto er det i dag åker. Det antas at tre personer døde. Fjellskredet gikk i 1738, der et fjellparti løsnet og falt ned i elva.

Området er som beskrevet over veldig skredutsatt og i tillegg til dokumenterte skredhendelser fra NVE (2014), kan man fra flyfoto se en rekke andre skredhendelser i områdene rundt skredhendelsen fra 2003. I underkant av 300 m vest for 2003-skredet er det spor etter tidligere skred med trekantform (Figur 5.31). Dette starter i omtrentlig samme høyde, men ser ut til å stoppe omtrent ved 550 moh. Dette kan muligens være snøskredet som ble beskrevet tidligere. I tillegg er det noe som ser ut som et tidligere skred, som ikke er synlig i flyfotoet, men kan sees ved hjelp av lidar-data. Dette skredet ligger omtrent 100 m vest for 2003-skredet og 70 høydemeter under. Også dette ser ut til å ha en trekantform.

Fra Viromkjerringa og langs den NV-SØ gående ryggformasjonen er det en rekke skredhendelser som har kanalisert seg ned mot dalbunnen. Basert på flyfoto ser det ut til at den sørvendte dalsiden har hatt en større skredaktivitet sammenlignet med nordvendt siden.

5.5.5. Skredløp

Skredet i Viromdalen starter der terrenget har en konkav form (Figur 5.32). Denne formen fortsetter ned omtrent 100 m til der skredbanen når bart fjell. Utløsningspunktet ligger 120 m ovenfor ei steinur (Figur 5.33) hvor skredet snevrer seg kraftig inn. Vest for skredet ligger det noen spredte blokker, mens på østlig side ligger det et tettere belte med blokker. Området rundt løsnepunktet har lite vegetasjon hovedsakelig bestående av mose, lyng og noen mindre busker, muligens or.

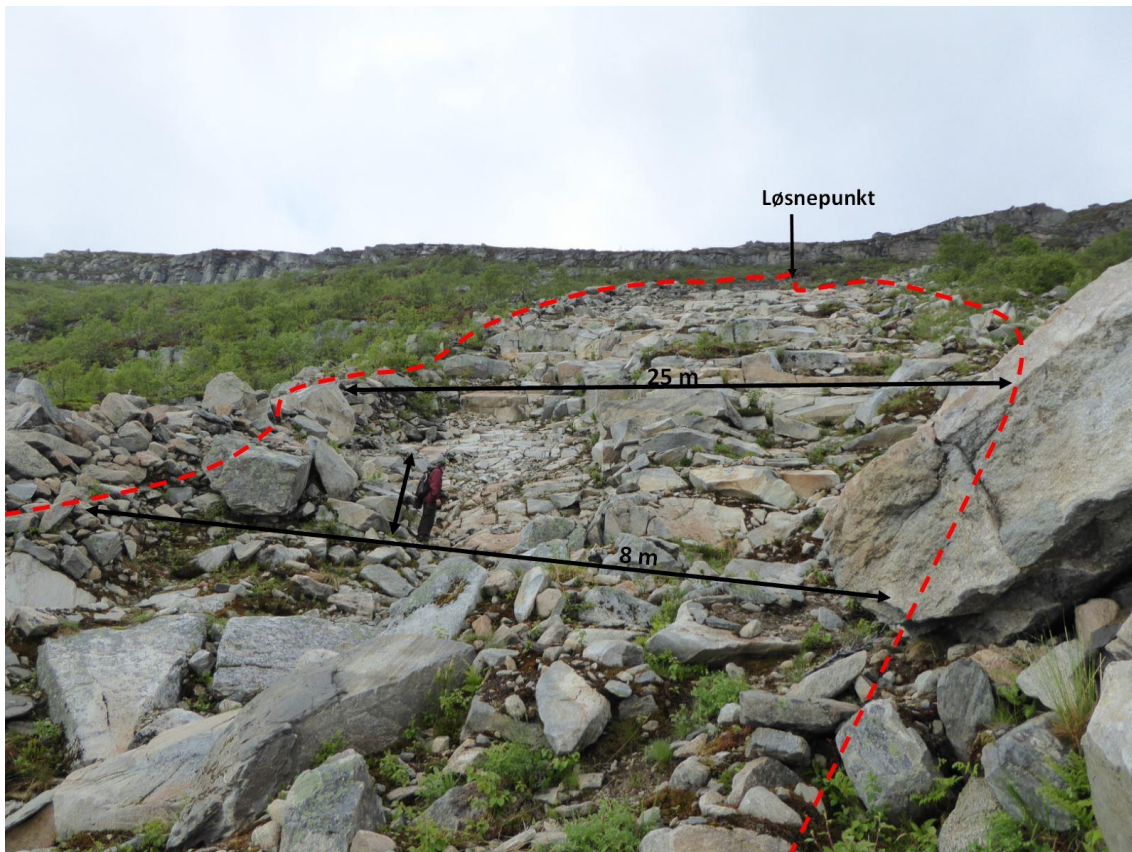
Omtrent 20 m ovenfor utløsningspunktet ligger det en bergknaus hvor man kunne se en tidligere vannvei. Et stykke ovenfor denne bergknausen kunne man følge et bekeleie som gikk ned og inn i utløsningspunktet (Figur 5.32). Det rant ikke vann der under feltarbeid, så det kan tyde på at denne kun er aktiv i forbindelse med kraftig/langvarig nedbør eller snøsmelte. Fra berghammeren er det ikke tydelig ferske spor til løsnepunktet.

I øvre del av skredløpet er det en tynn erosjon og glideplanet til utløsningspunktet ligger på løsmasser som er dominert av finstoff. Helningen på utløsningspunktet er 39° og bruddkanten var 30 cm tykk. Over utløsningspunktet var det en helning på 40 grader.



Figur 5.32: Bilde tatt fra bergknaus like over utløsningspunkt. Hvit strek markerer en dreneringsvei som kom ned fra berghammer inn i løsnepunktet. Svarte streker markerer bredde og rød stiptet linje viser yttergrense av skredløp. (07.06.14) Foto: Gro Sandøy, NGU

Like under løsnepunktet er det ei ur (Figur 5.33), der bredden på skredbanen blir på det tynneste ca. 5-6 m forbi dette punktet. Det er lite erosjon, men ura er skjøvet ut til siden til en levée, og skredet gikk gjennom ytterkanten av ura, eller muligens like utenfor. Skredet klarte i liten grad å flytte på massene, noe som resulterte i at skredet ble snevret inn. Mektigheten til ura øker nedover skråningen og er på det meste 2-3 m høy. Det er større blokker på V- siden av skredet sammenlignet med den østre siden og det ser ut til at skredmassene konsentreres på V- siden, men jobber seg mer mot øst grunnet de store tunge blokkene på vestre side. Like ovenfor steinura er erosjonen 30-40 cm.



Figur 5.33: Innsnevring 120m nedenfor løsnepunkt. Svarte streker viser bredden (25 og 8 m) før og etter innsnevring. Foto: Gro Sandøy, NGU

Dalsiden går trinnvis nedover, med vekslende slakere og brattere partier. Ved 790 moh. går skredløpet over en berghammer, der erosjonen er ca. 20-30 cm. Skredløpet utvider seg fra 14 til 21 m når det kommer ut på bart fjell like nedenfor dette, og helningen i dette området ble målt til 42°.

Ved 760 moh. kan man finne in-situ materialer. Her har det erodert omtrent 30-40 cm, og det står igjen ei blokk på cirka 1,5 m³, som skredet ikke har hatt høy nok energi til å ta med seg. Helningen i området ligger rundt 30° og løsmassene skredet har sklidd på er matrixstøttet og inneholder mye grus og sand (prøve Viromdalen 02-14).

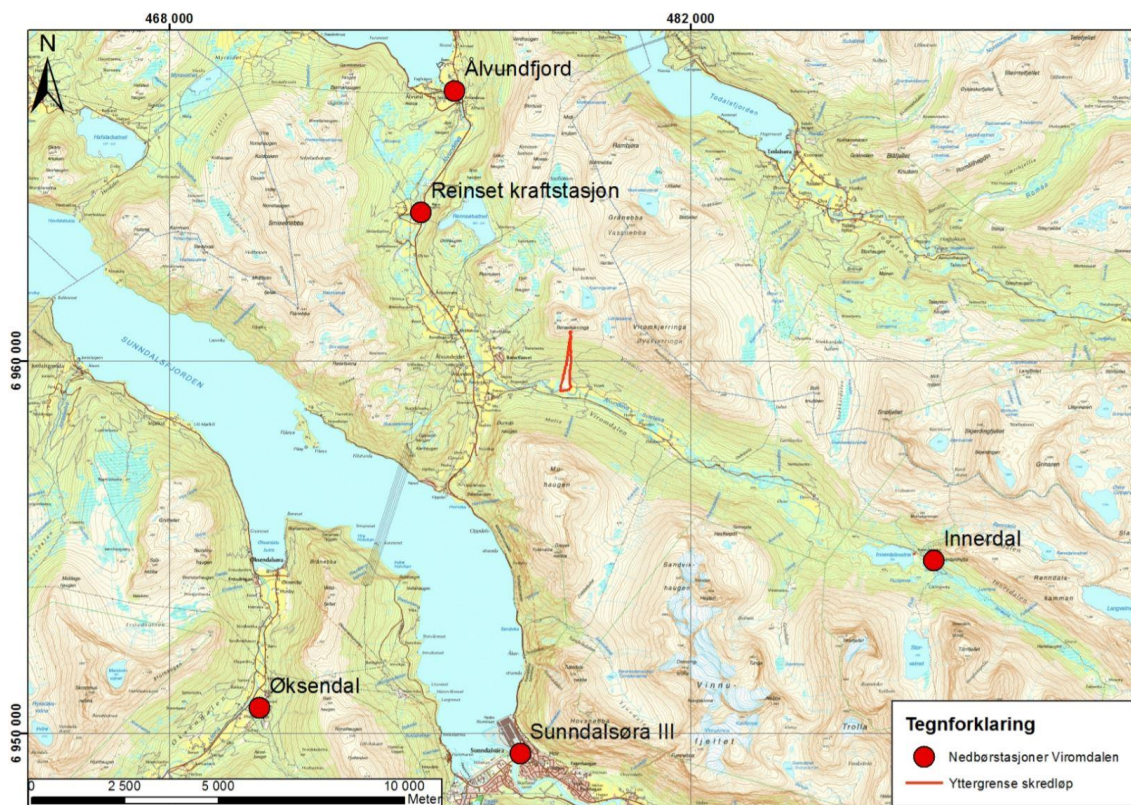
Ved 650 moh. er det ei strekke med deponisjon i sidene, før skredløpet kommer inn på bart, glattpolert fjell (610 moh.). Fra dette punktet er det jevn utviding ned mot dalbunnen. Øvre del av skredet hvor berget er oppsprukket går skredmassene relativt rett ned uten å utvide seg. Når massene treffer glatt berg virker det som at massene utvider seg i mye større grad.

Like under området hvor skredet kommer inn på bart fjell, drenerer et bekkeløp inn fra øst (570 moh.) og følger østre ytterkant videre nedover. Ved 480 moh. er det et område med avsetninger, og tykkelsen på dette laget ser ut til å være cirka 40 cm.

Løsmassene ved nedre del (280 moh.) var løs med organisk, sandige avsetninger. I følge tidligere feltarbeid (Storbråten, 2010) ble løsmassene i nedre del betegnet som bunnmorene. Dette ble ikke funnet under feltarbeidet i juni, men ble funnet ved senere feltarbeid av NGU.

5.5.6. Klimaet

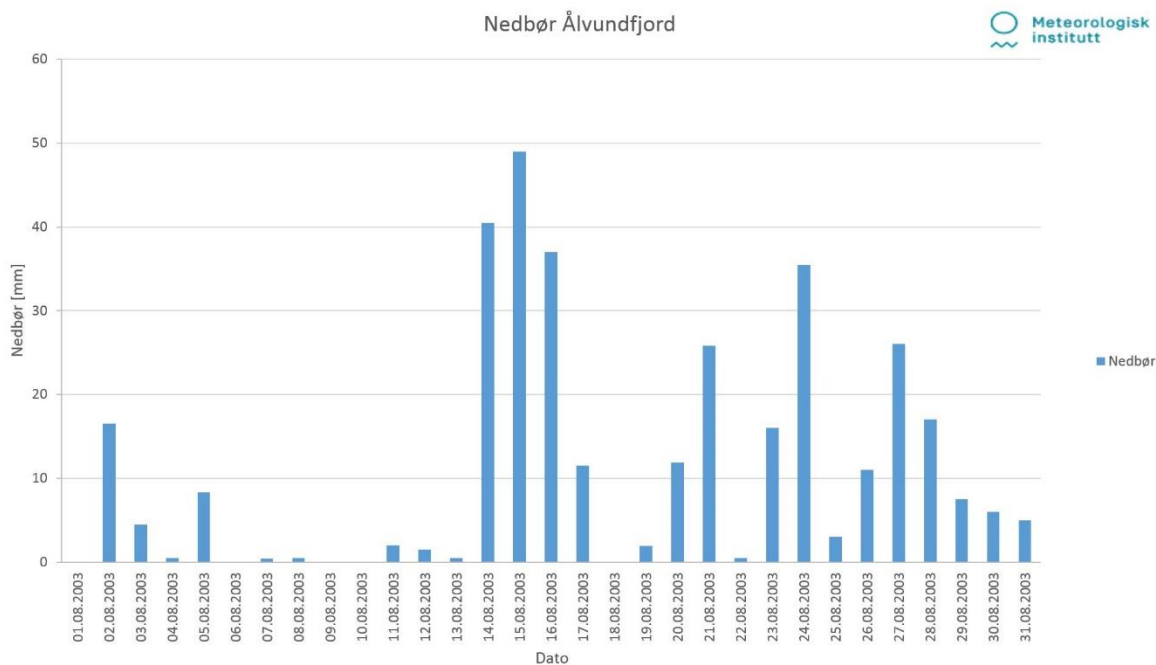
Nedbøren i Viromdalen er vanskelig å gjøre et godt anslag på, med de nedbørstasjonene som er i området. Alle stedene med nedbørsmåling viser en klar nedbørstopp 14. og 15. august, men nedbørsmengden og prosenten av normalnedbøren varierer stort mellom nedbørstasjonene. Nedbørstasjonen som ble valgt er Ålvundfjord, som er den stasjonen som ligger nærmest skredet i Viromdalen (Figur 5.34) og gjorde registreringer de datoene.



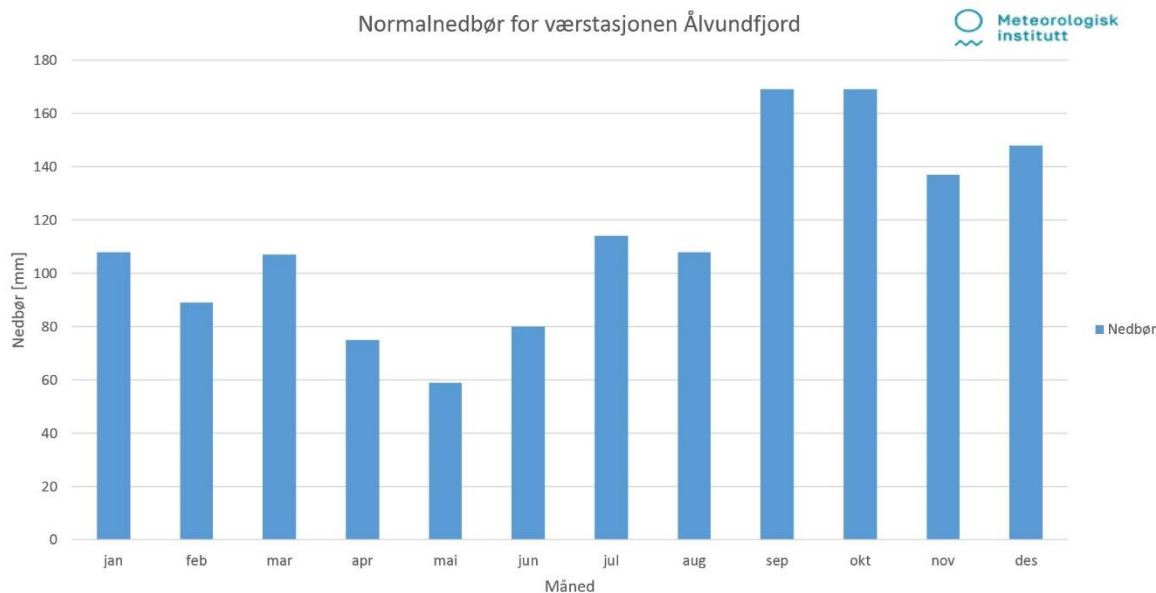
Figur 5.34: Røde sirkler markerer de nedbørstasjonene som ligger nærmest skredet i Viromdalen. Rød strek på kartet er yttergrensene til skredløpet. Bakgrunnskartet er hentet fra Statkart (2015)

Figur 5.35 viser nedbøren som kom i august 2003, der skredet gikk 14. august. Nedbøren som falt den 14. er 37,5 % av nedbørsnormalen for august måned, og 2,9 % av årsnedbøren for værstasjonen i Ålvundfjord. Til sammenligning fikk værstasjonen i Sunndalsøra (se vedlegg)

80 % av nedbørsnormalen (Figur 5.36) for august den 14. august og 7,2 % av årsnedbøren. Nedbøren som kom i Ålvundfjord og Sunddalsøra 3 14. august er henholdsvis 40,5 mm og 49,4 mm.



Figur 5.35: Nedbøren registrert i august 2003, ved værstasjonen i Ålvundfjord



Figur 5.36: Nedbørsnormalen for værstasjonen Ålvundfjord i perioden 1961-1990.

Nedbøren som falt på dagene 14. og 15. august i Ålvundfjord er et godt stykke under (Tabell 5.4) de høyeste registrerte nedbørsdagene (nr. 35 og 81). Ved værstasjonen i Sunndalsøra har 14. og 15. august den 3. og 6. høyest registrerte nedbøren i perioden med målinger (Se vedlegg).

Tabell 5.4: Tabellen viser de 10 største ekstremnedbørstilfellene, regnet over et døgn og utgjørende 5 - 9 % av årsnedbøren hos stasjonen i Ålvundfjord, rangert etter millimeter nedbør. Den totale Perioden med målinger er fra 1959 og frem til skredet i 2003, 44 år senere (eklima.met, 2014b).

Stasjons nr	Dato	Nedbør (mm)
64580	18.09.1978	124
64580	31.03.1997	99
64580	26.10.1976	91,1
64580	04.02.1993	85
64580	14.09.1997	85
64580	22.07.1999	82
64580	01.04.1990	79,5
64580	27.10.1983	76,7
64580	20.03.1975	74,7
64580	08.10.1973	74,2

6 Resultater

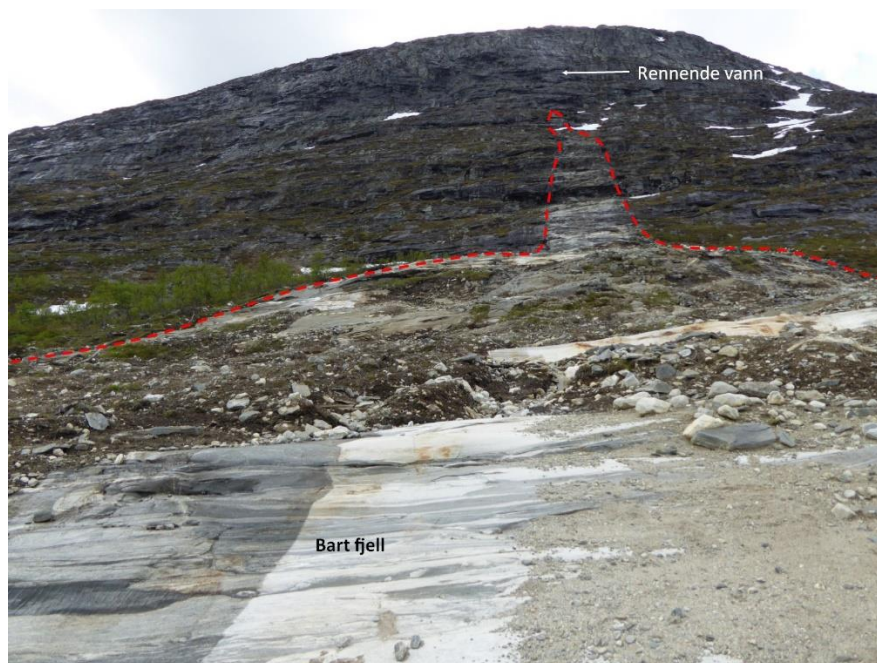
I dette kapitlet blir det presentert konkrete observasjoner som ble gjort under feltarbeidet, i tillegg til analyser og prøver som er gjort. Siden dette er resultater fra feltanalyse vil dette kapitlet bære preg av tolkninger som er gjort.

6.1 Utvidelse og innsnevring langs skredløpene

En del av målet med denne oppgaven har vært å finne ulike faktorer som påvirker utvidelsen av trekantskred. I dette delkapitlet blir det derfor gått gjennom ulike observasjoner som ble gjort under feltarbeidet, og som har kommet i forbindelse med utvidelse og innsnevring av skredløpet. Med dette som utgangspunkt er det delt opp i to deler der den første tar for seg terrengformasjoner og den andre delen fokuserer på løsmasser og berggrunn.

6.1.1. Terrengformer i skredbanene

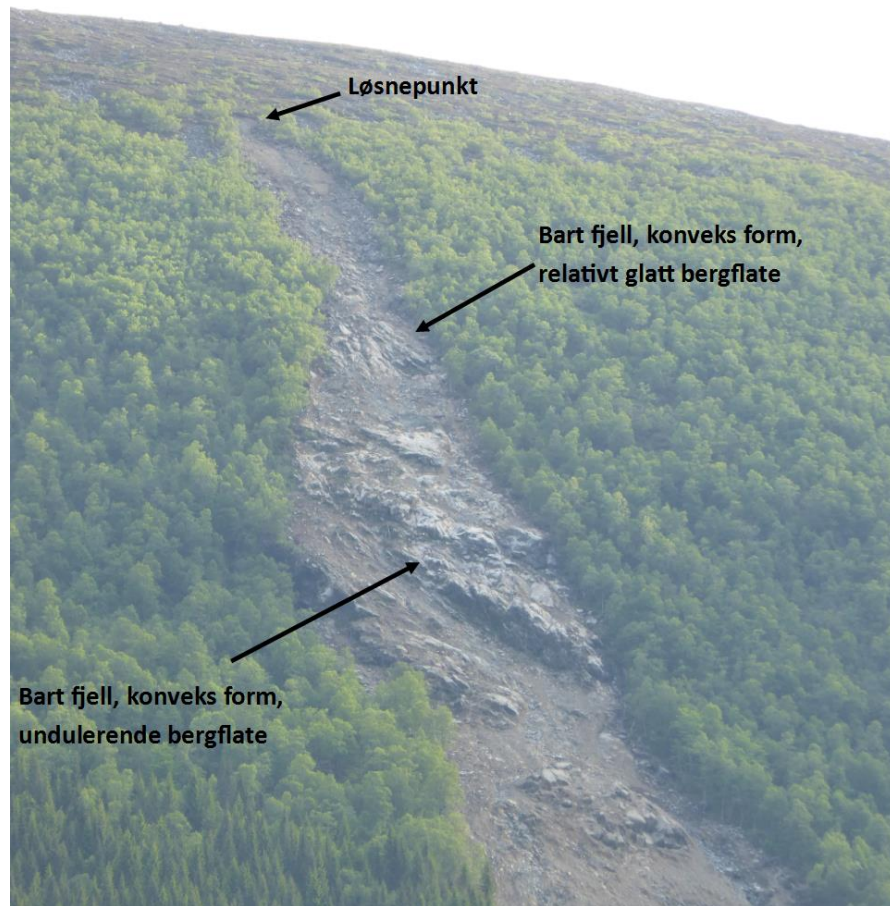
Ved lokalitetene som er sett på i denne oppgaven har skredene hatt en tendens til å utvide seg noe i terreng som har gått fra *brattere til slakere* helning. Eksempel på dette kan sees i Figur 6.1. Her gikk helningen fra over 40° i det øvre henget hvor skredet startet, før det nådde et slakere parti på $20\text{-}25^\circ$, hvor det ble en markant utvidelse. I Figur 6.6 kan man også se dette.



Figur 6.1: I punktet der det flater ut fra bergskrent er det en markant utvidelse av skredet. Helningen går fra $>40^\circ$ til omtrent 25° .

De områdene hvor skredet kommer inn i et *brattere parti sammenlignet med terrenget ovenfor* virker det som at skredmassene i liten grad utvider seg, men istedenfor har en mer konstant bredde. Dette ble observert under feltarbeidet ved Viromdalen, og tegn på dette kan sees like under innsnevringen på toppen av skredbanen (se Figur 6.9), hvor skredet utvider seg i slakere terreng før det holder en relativt konstant bredde ned brattkanten nedenfor. Videre begynner det å utvide seg igjen på det slakere partiet nedenfor. Helningsgraden i de slakere partiene var $\pm 27^\circ$ og det brattere partiet hadde en helning på $30\text{-}40^\circ$. Ved Borga kan man også se antydninger til dette på helningskartet (Figur 6.6). I nedre del rett under der Borgaskredet får en nordlig dreining, har skredbanen en svak utvidelse. Videre snevres det noe inn i et brattere parti, for så å utvide seg noe igjen mot siste del av skredløpet.

Under feltarbeidet ble det observert at steder hvor terrenget hadde en *lateralt konveks form* har skredmassene en tendens til å øke i bredde nedover dalsiden. Dette kan man se eksempel på i Figur 6.2. Her er det to punkter hvor skredet når bart fjell med en konveks form, der skredet hadde en utvidelse lateralt. Hadde derimot terrenget en mer konkav form ble skredmassene i større grad mer konsentrert i bredden.



Figur 6.2: Den øvre bergflaten har en helning på 30-40° og den nedre bergpartiet har en helning på >40°. Bildet viser øvre del av skredløpet på Årset. Foto: Gro Sandøy, NGU

6.1.2. Løsmassedekke og berggrunn langs skredbanene

De områdene hvor berggrunnen hadde en *undulerende*, eller ujevn karakteristikk ble det observert mindre utvidelse sammenlignet med områder hvor det var en glatt og jevn bergflate Figur 6.3 og Figur 6.4.



Figur 6.3 eksempel på område hvor skredet utvidet seg i nærheten av bart fjell. For plassering på kart se Figur 5.24. Foto: Gro Sandøy, NGU

I områder hvor løsmassedekket er relativt tykt >50 cm virker det som at skredmassene gjerne eroderer seg ned i løsmassene, fremfor å vie seg lateralt ut. Dette var spesielt tydelig ved Vatne 2, hvor skredet i all hovedsak fulgte et tidligere bekkeløp. Dette skredet spredte seg mer ut når det kom i et mer åpent terreng uten kanalisering fra bekkeleiet, i nedre del av skredløpet like før den passerte en skogsbilveg.

Noe som har vært felles for alle skredene, med unntak av Vatne 2, er at løsmassedekket som har blitt erodert har generelt vært veldig tynt (<50 cm) langs skredbanene, da spesielt ved Viromdalen. Det ble også observert at skredene gjerne utvider seg noe når de kommer inn i disse områdene med tynne løsmasser.



Figur 6.4: ved begge breddemålingene nådde skredet ned til bart fjell. For plassering på kart se Figur 5.24. Foto: Gro Sandøy, NGU

Eksempel på tilfeller hvor skredet har snevret seg inn i områder hvor det er tykt løsmassedekke har man ved Vatne 1 (Figur 6.5). Her var bredden på skredet omtrent 55 m før innsnevringen og 11 m på det smaleste. Det ble ikke observert bart fjell ved dette punktet. Eksempel på akkurat dette er også gjort av Neary et al. (1986), der han beskriver at steder med dype colluviale avsetninger gjerne graver dype, og relativt smale løp.



Figur 6.5: Eksempel på tilfeller for skredet har blitt snevret inn, og graver seg ned i et område hvor det er et tykt løsmassedekke. Se thoughbook i bunn av bilde for skala. Lokaliteten er Vatne 1.

Alle områdene som ble undersøkt til denne oppgaven befant seg på diorittisk til granittisk gneis. Om dette har hatt en innvirkning på om skredet har utvidet seg eller ikke er ikke undersøkt.

6.2 GIS-analyser

I GIS-analysene som er gjort i denne oppgaven er to av lokalitetene analysert med 1 m oppløsning på DEM-filen og de to siste med 10 m oppløsning (Tabell 6.1). Grunnen til dette er at det ikke finnes høyoppløselig høydedata for hele skredbanen for to av skredene. De to høyoppløselige DEM-filene er fra etter at skredet gikk, mens de to med 10 m oppløsning er tatt en gang før skredene skjedde. Har man lokale vannveier som er mindre enn 10 m, risikerer disse å bli utydelige eller helt borte med den laveste oppløsningen.

Tabell 6.1: I denne tabellen er det presentert den beste DEM-oppløsningen som er tilgjengelig for lokalitetene som er sett på i denne oppgaven i tillegg til om DEM-en er laget før eller etter at skredet skjedde.

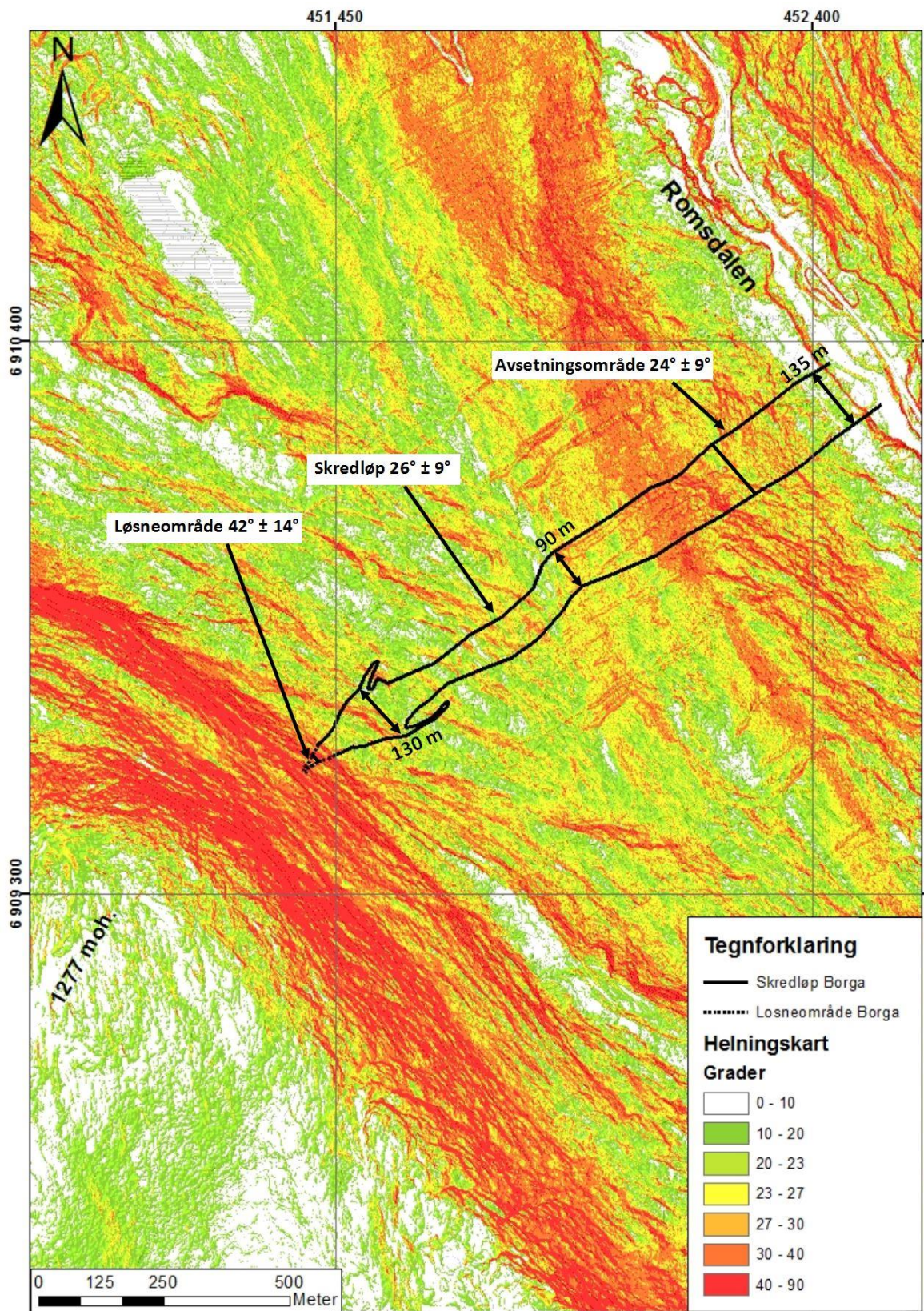
Lokalitet	10 m DEM	1 m DEM	Før/etter skred
Borga		X	Etter
Årset	X		Før
Vatne	X		Før
Viromdalen		X	Etter

6.2.1. Helningskart

Helningskartene som er presentert under er laget med en oppløsning på 10 m ved Årset og Vatne og ved Borga og Viromdalen er oppløsningen 1 m. De to sistnevnte skredene er skannet ved hjelp av en Lidar-scann og i begge tilfellene er de skannet i etterkant av skredhendelsene.

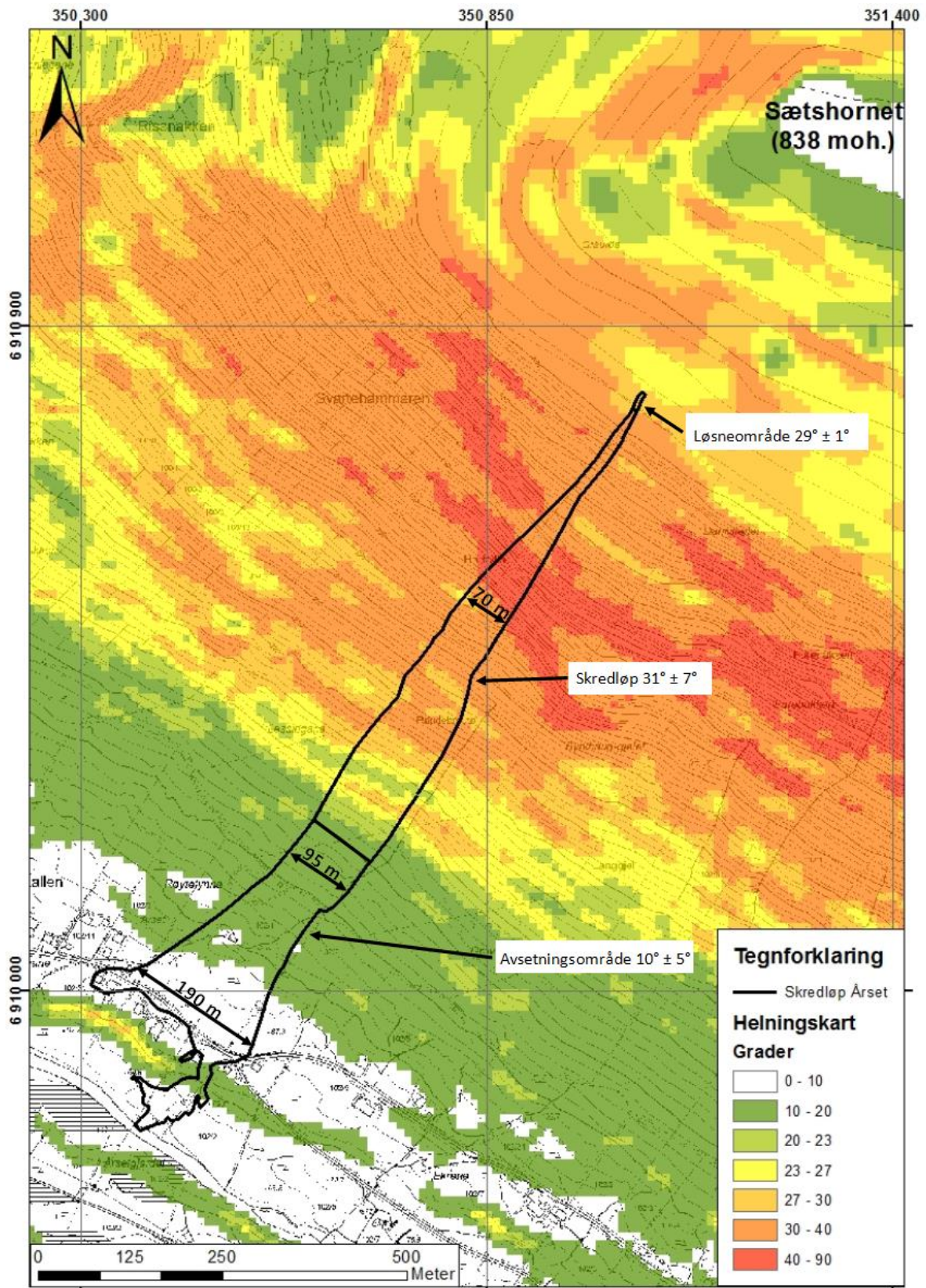
Grensen mellom avsetningsområde og skredløp er satt i overgangen mellom der det ble observert erosjon og der det ble funnet skredavsetninger. Som vist i Figur 5.3, Figur 5.14, Figur 5.24 og Figur 5.30 er det ikke nødvendigvis et klart definert skille, men det gir uansett en indikasjon til hvor sonen begynner.

Borga



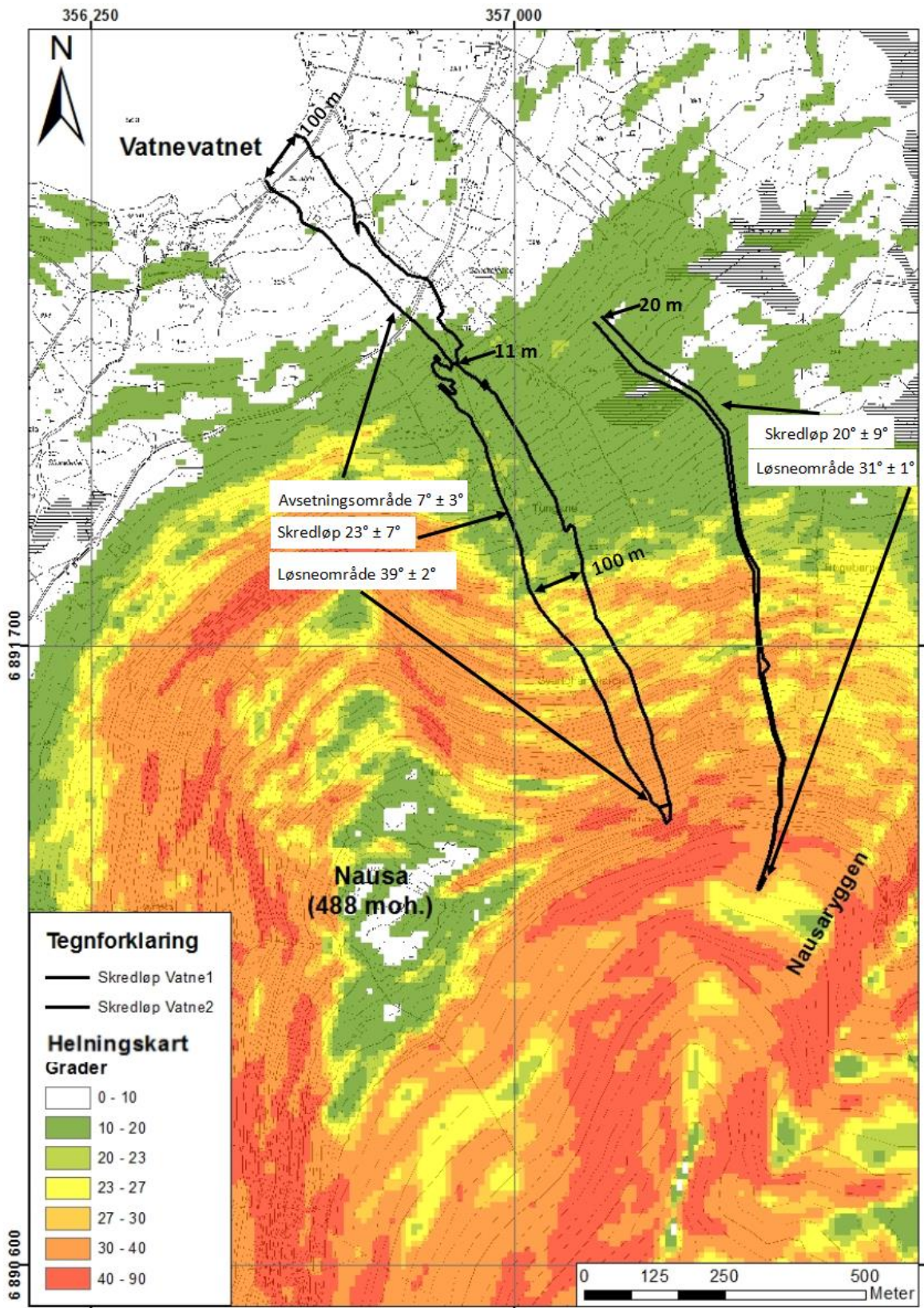
Figur 6.6: Helningen til terrenget ved Borga er presentert i form av en fargeskala der hvit er lavest gradient og rød er høyest gradient. Hvit tekstboks viser gjennomsnittshelning og standard avviket. Oppløsningen ved Borga er 1 m.

Årset



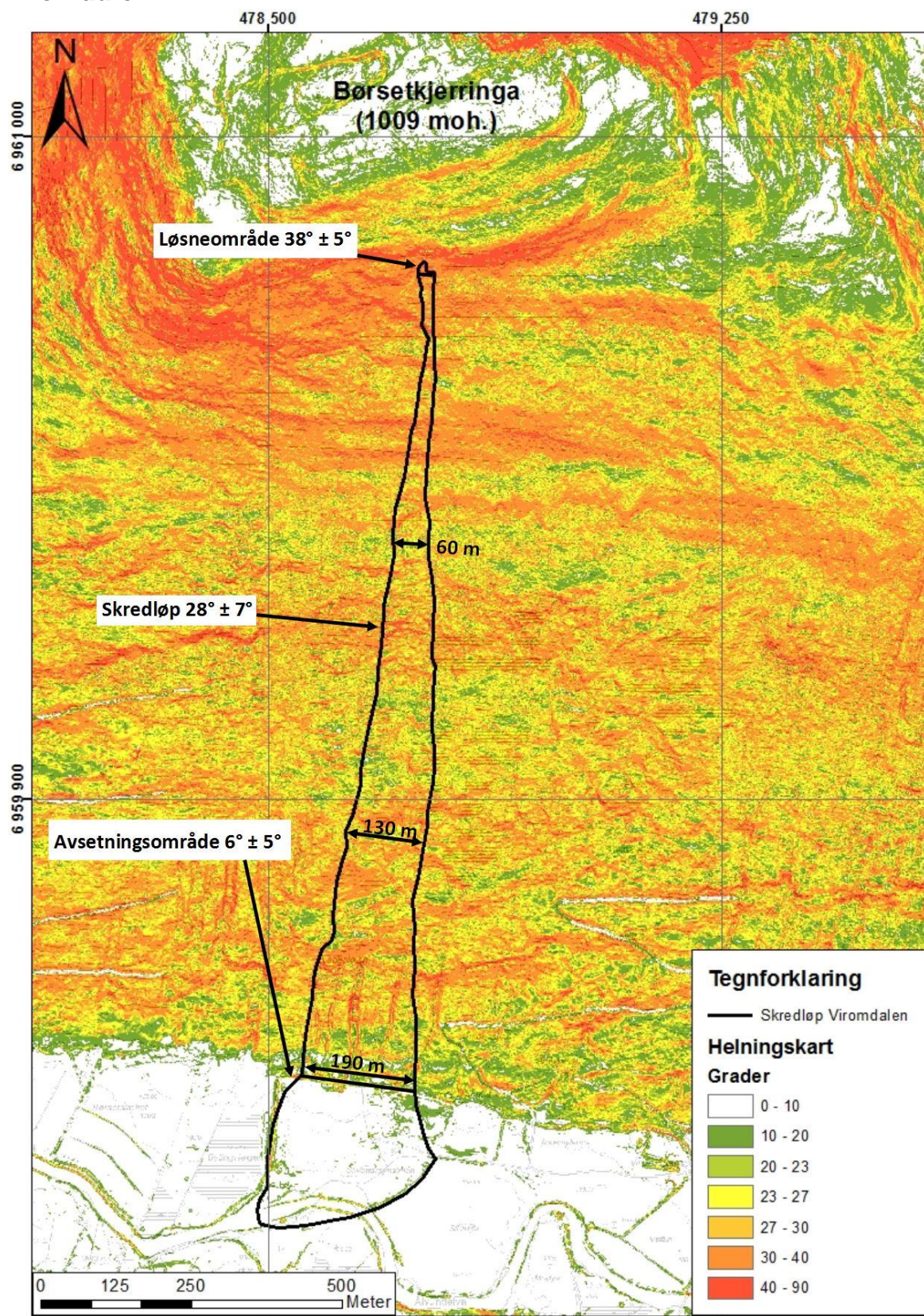
Figur 6.7: Helningen til terrenget ved Årset er presentert i form av en fargeskala der hvit er lavest gradient og rød er høyest gradient. Hvit tekstboks viser gjennomsnittshelning og standard avviket. Oppløsningen ved Borga er 10 m.

Vatne



Figur 6.8: Helningen til terrenget ved Vatne er presentert i form av en fargeskala der hvit er lavest gradient og rød er høyest gradient. Hvit tekstboks viser gjennomsnittshelning og standard avviket. Oppløsningen ved Borga er 10 m.

Viromdalen



Figur 6.9: Helningen til terrenget ved Viromdalen er presentert i form av en fargeskala der hvit er lavest gradient og rød er høyest gradient. Hvit tekstboks viser gjennomsnittshelning og standard avviket. Oppløsningen ved Borga er 1 m.

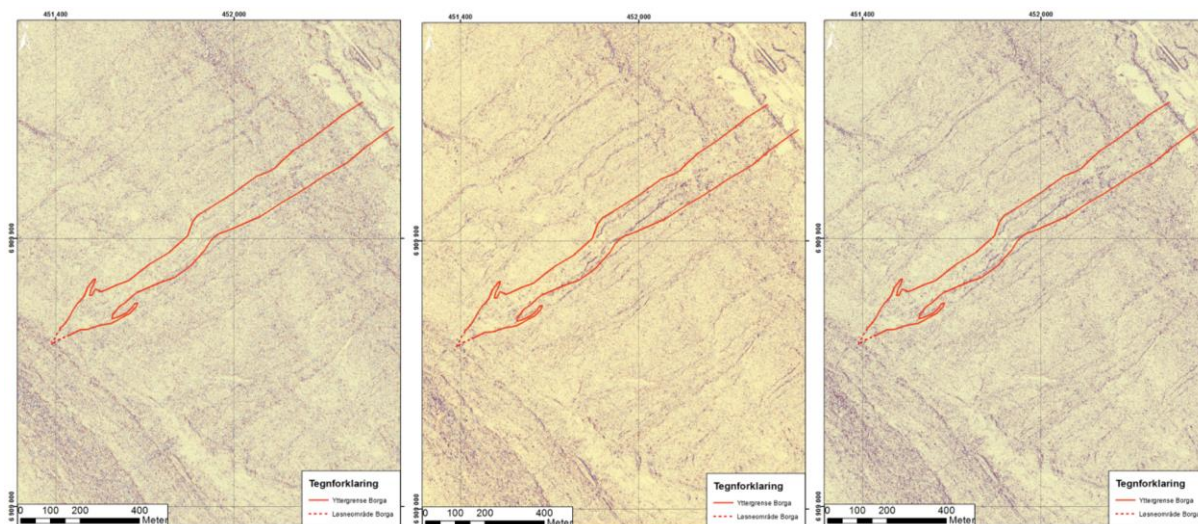
6.2.2. Kurvatur

For skredene ved Borga og Viromdalen er kurvaturanlysene basert på DEM- data hentet etter at skredene gikk, mens for Årset og Vatne er DEM- dataene fra før skredene gikk. Tidligere ble det nevnt at det er en høyere grad av utvidelse i partier hvor terrenget hadde en konveks form, mens det samlet seg mer i konkave formasjoner.

På figurene Figur 6.10 - Figur 6.13 blir kurvaturen for de fire lokalitetene presentert. Der man har profil til venstre, plan i midten og en kombinasjon av de til høyre. Profil- kurvaturen viser krummingen i fallretningen og plan- kurvaturen viser krummingen vinkelrett på fallretningen. Den siste kurvaturen kombinerer begge disse. Borga og Viromdalen er laget med en oppløsning på 3 m, mens Årset og Vatne er laget med 10 m oppløsning. **OBS!** figurer i større skala for Borga og Viromdalen kan sees i vedlegg.

Borga

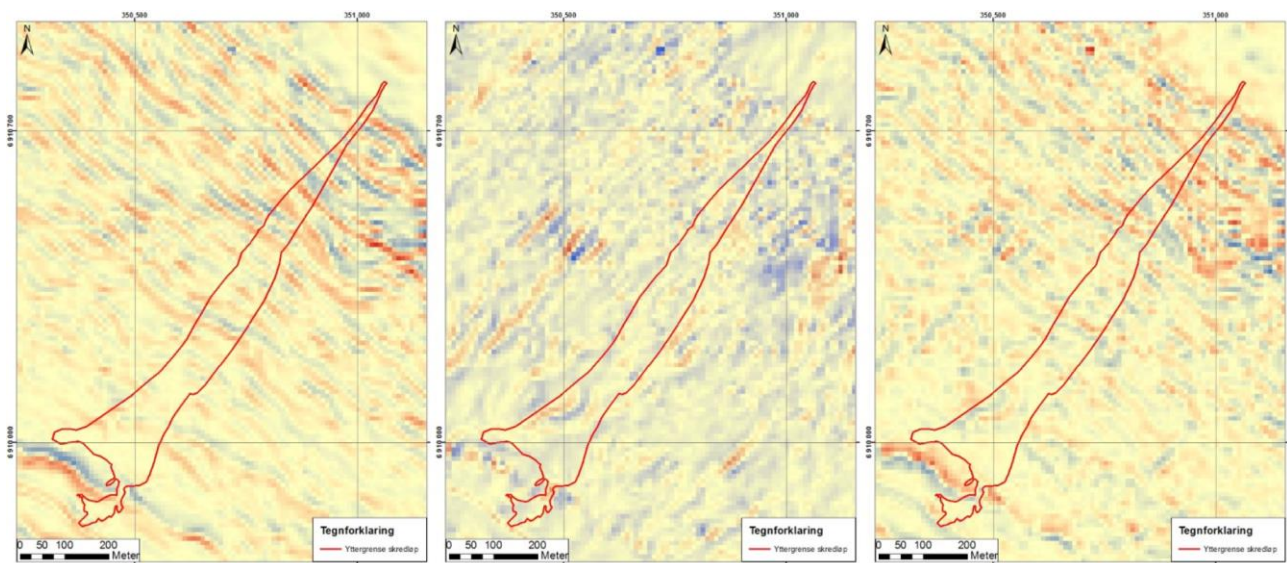
Analysen som ble gjort ved Borga har store mengder støy (Figur 6.10), noe som gjør det vanskelig å lese figuren. Mest støy er det i profil- figuren (venstre). I figuren i midten kan man se noen kanaler og bekkeløp i skredbanen, men det er vanskelig å se så mye utover det. Som nevnt tidligere er DEM-en tatt etter at skredet gikk, slik at det er glideplanet i skredløpet som vises. **OBS!** Større figurer kan sees i vedlegg.



Figur 6.10: Figurene viser henholdsvis profil, plan og til høyre er begge kombinert i samme. Blå er + og rød er -, altså vil blå være en konkav lateral form, mens rød er lateralt konveks. Oppløsningen er 3 m. **OBS!** se vedlegg for større figurer.

Årset

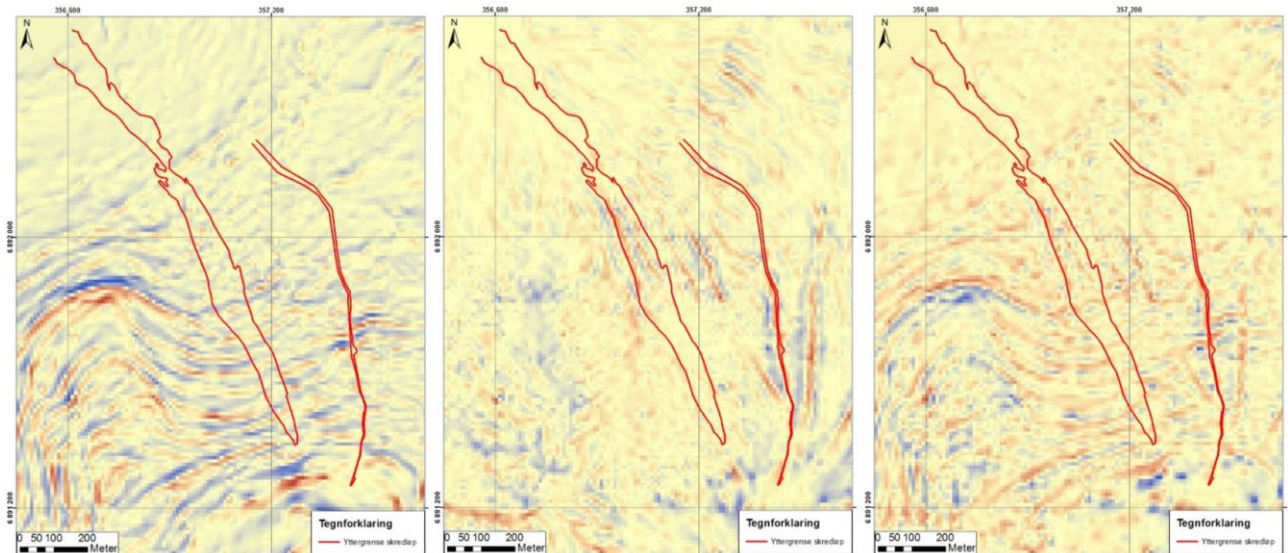
Ut fra figuren til venstre i Figur 6.11 kan man se at øvre del av skredløpet varierer hyppig mellom konvekse og konkave formasjoner i fallretningen, men fra berghammeren er det imidlertid mindre variasjoner. Planfiguren i midten viser at skredløpet i all hovedsak har en konkav form ned store deler av lengden, med kun få innslag av konvekse former. Denne DEM-en er tatt i forkant av skredhendelsen, slik at det kun er overflaten av det som skred ut som vises. Oppløsningen er riktig nok 10 m, slik at det ikke nødvendigvis vil være noen stor forskjell fra før og etter skredet.



Figur 6.11: Figurene viser henholdsvis profil, plan og til høyre er begge kombinert i samme. Blå er + og rød er -, altså vil blå være en konkav lateral form, mens rød er lateralt konveks. Oppløsningen er 10 m.

Vatne

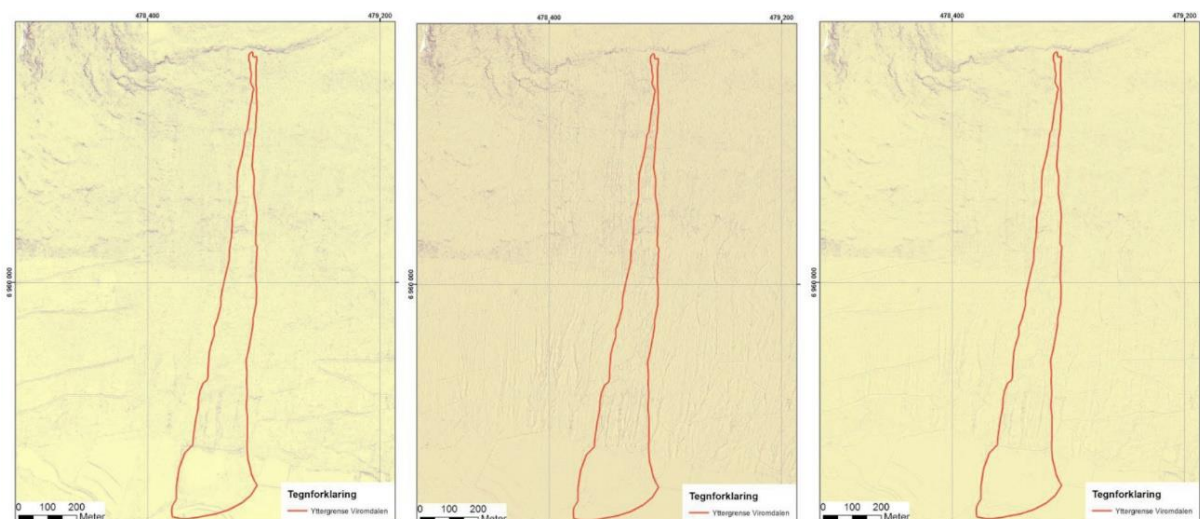
Fra profilfiguren til venstre i Figur 6.12 ser det ut til at den øvre delen av skredløpet er dominert av konkave og nær til plane formasjoner. Fra innsnevringen av skredløpet og ned er terrenget relativt plant. I planfiguren er terrenget nær til helt plant i øvre del av skredløpet, før det snevres inn midtvegs i løpet og får en variasjon mellom konkave og konvekse formasjoner. Dette er de dype bekkeløpene som ble observert under feltarbeidet (Figur 6.5). Nedenfor innsnevringen er terrenget plant. Oppløsningen som er brukt her er 10 m og DEM-en er tatt i forkant av skredhendelsen. Dette vil si at kurvaturen for skredløpet gjelder overflaten av skredmassene som ble tatt med i skredet.



Figur 6.12: Figurene viser henholdsvis profil, plan og til høyre er begge kombinert i samme. Blå er + og rød er -, altså vil blå være en konkav lateral form, mens rød er lateralt konveks. Oppløsningen er 10 m.

Viromdalen

Ut fra Figur 6.13 er det veldig vanskelig å se noen utpregede terrengformer i skredløpet. Mye av grunnen til dette er sannsynligvis at dalsiden er relativt jevn, noe som igjen vil gjøre at det blir lite utslag på disse figurene. Det er riktig nok mulig å se en del formasjoner i den midterste plan- kurvaturen, der det går dreneringsveier med fallretningen i nedre del av skredløpet. Dette kommer delvis frem i figuren under, men for et tydeligere bilde se vedlegg. Kurvaturen som er laget for Viromdalen er som nevnt med 3 m oppløsning og selve DEM- en er produsert i etterkant av skredhendelsen.



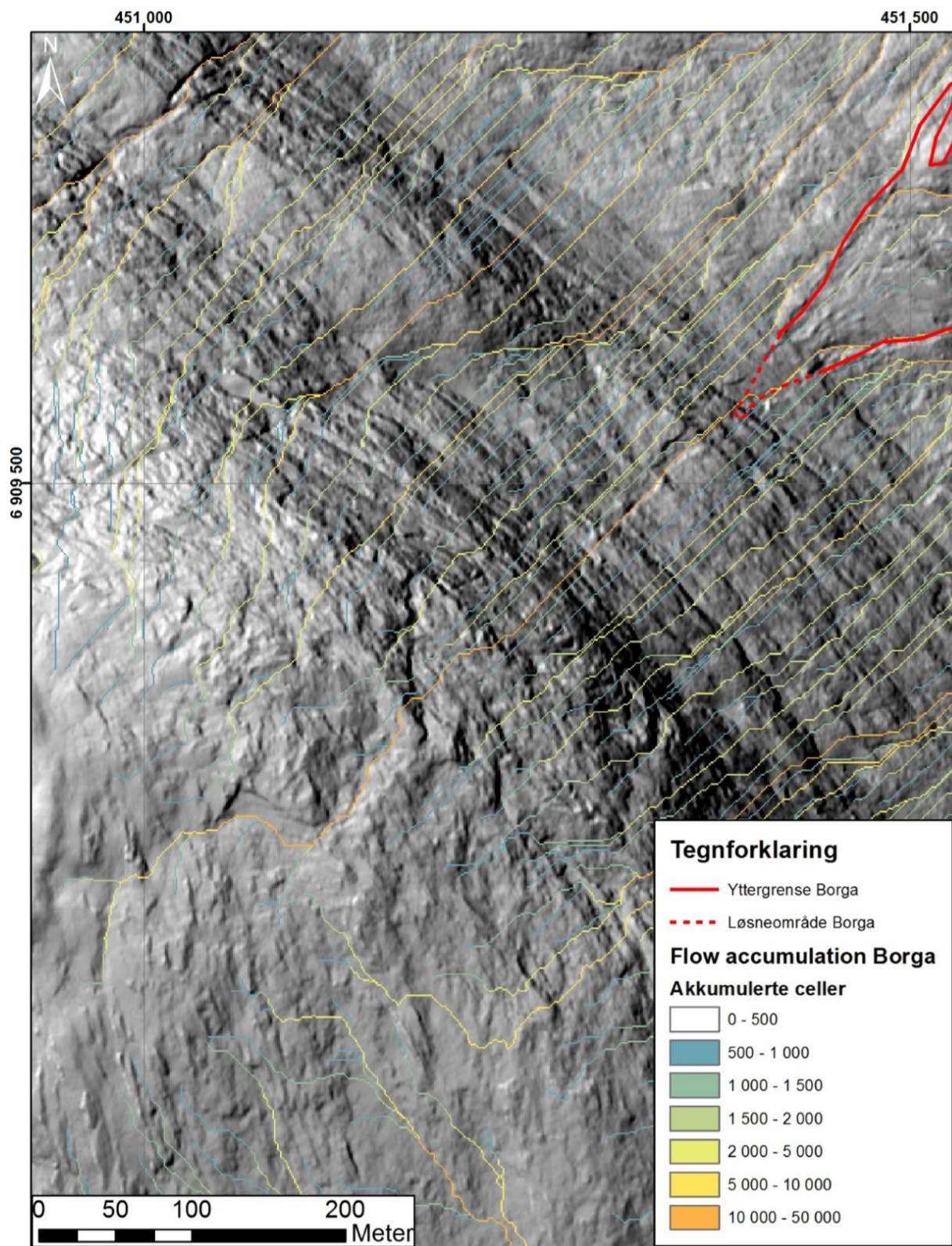
Figur 6.13: Figurene viser henholdsvis profil, plan og til høyre er begge kombinert i samme. Blå er + og rød er -, altså vil blå være en konkav lateral form, mens rød er lateralt konveks. Oppløsningen er 3 m. **OBS!** Se vedlegg for større figurer.

6.2.3. Flow accumulation

For flow accumulation vil det bli fokusert på dreneringsveien inn i øvre del av skredet siden det er her vanntilførselen er mest kritisk for utløsningen av skredet.

Borga

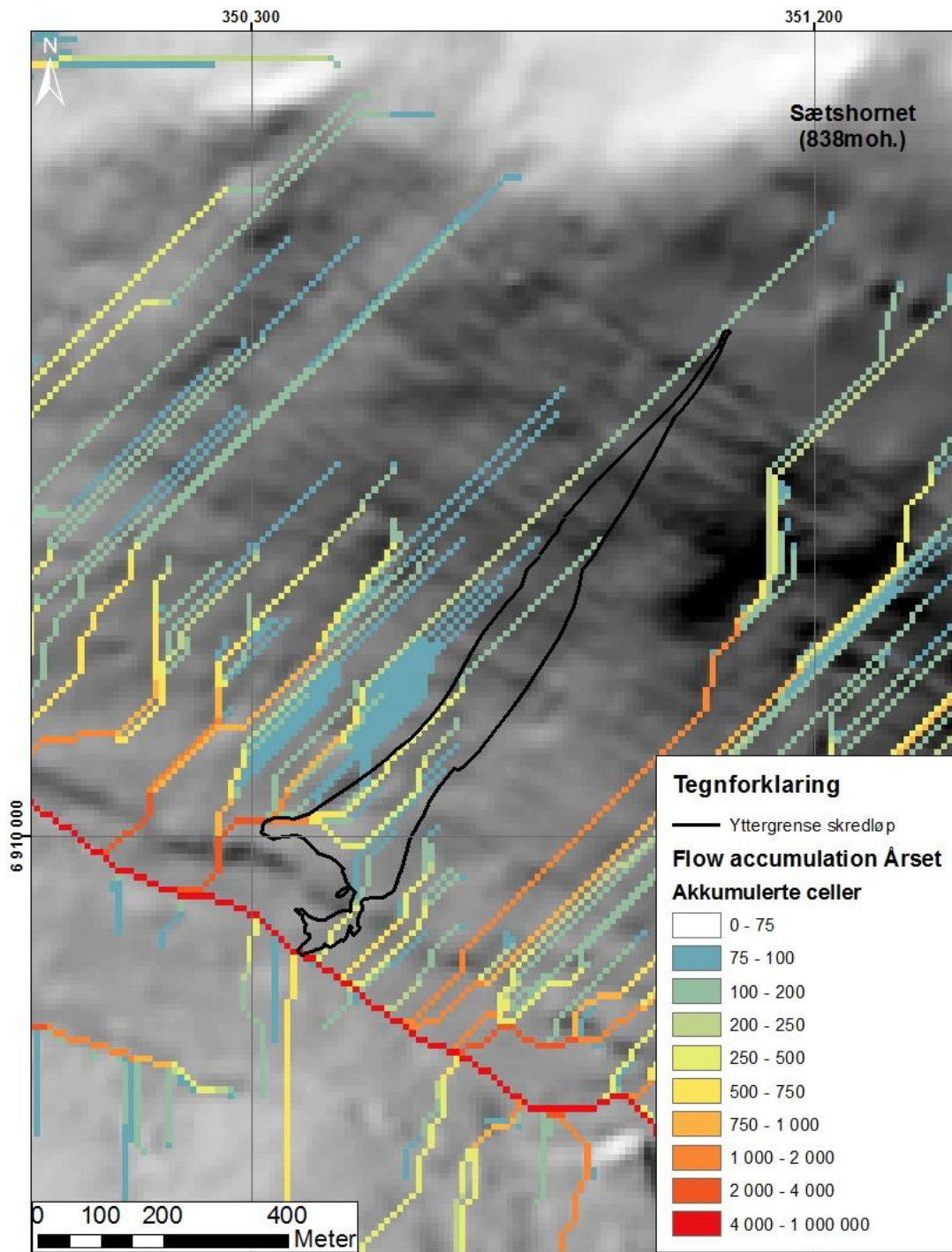
I Figur 6.14 kan man se en dreneringsvei som starter litt under midten av figuren og fortsetter inn i løsnepunktet til skredet. Ut fra figuren kan det se ut til at det ikke er noen områder i nærheten av skredet som har like stor akkumulasjon så høyt i dalsiden.



Figur 6.14: Denne analysen ble tatt med 1m høydedata og orange felter viser områder med høy akkumulering av vann og grønn er lav. Konsentrasjonen ved utløsningspunktet er 23 888, altså antall celler som dreneres til dette punktet.

Årset

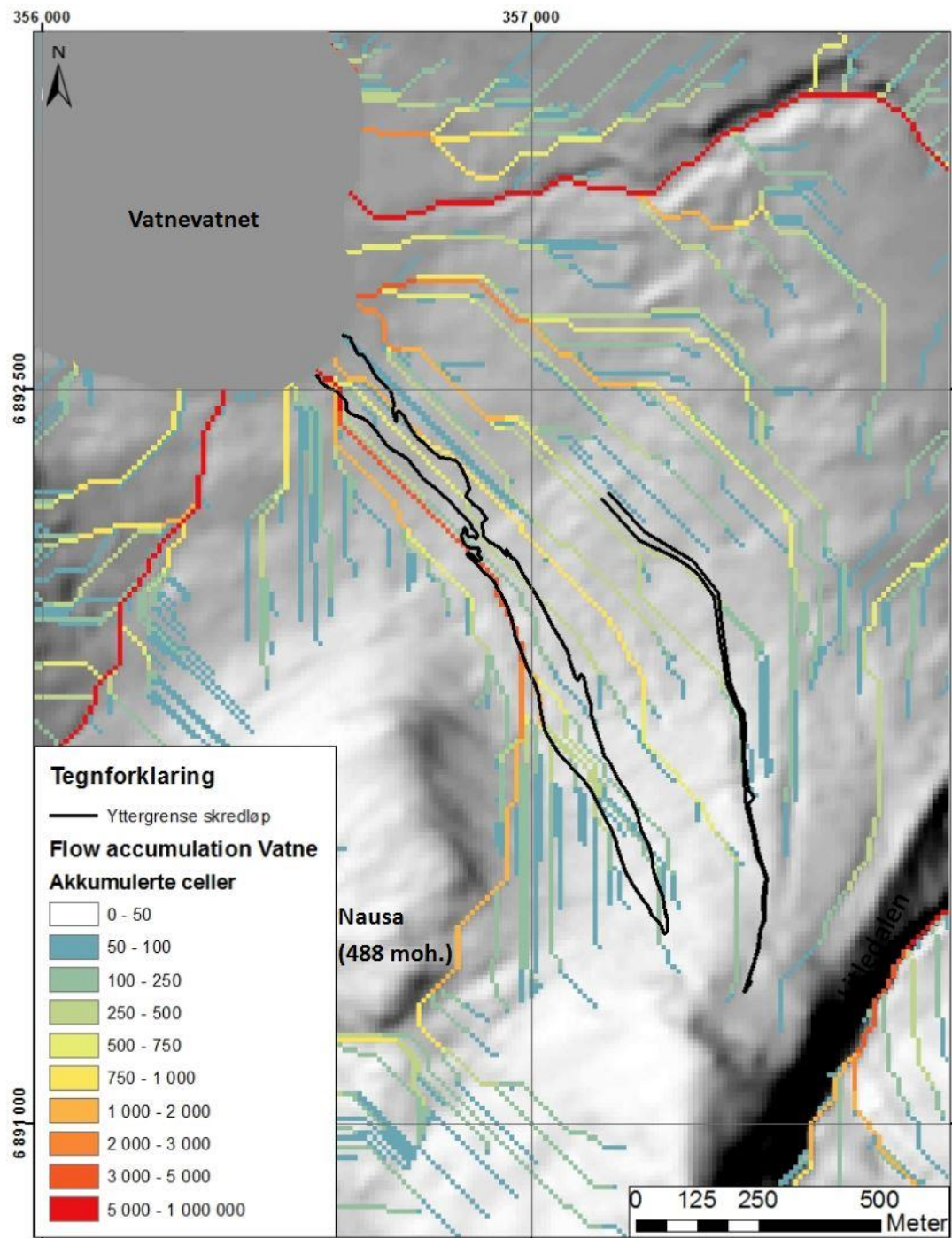
Med en så grov oppløsning er det vanskelig å vurdere noe ut fra Figur 6.15, men man kan tydelig se at det er lagt en dreneringsvei ned fra Sætshornet og forbi utløsningspunktet.



Figur 6.15: Denne analysen ble tatt med 10m høydedata og røde felter viser områder med høy akkumulering av vann og grønn er lav. Konsentrasjonen like ved utløsningspunktet er 178, altså antall celler som drenerer inn til dette punktet.

Vatne

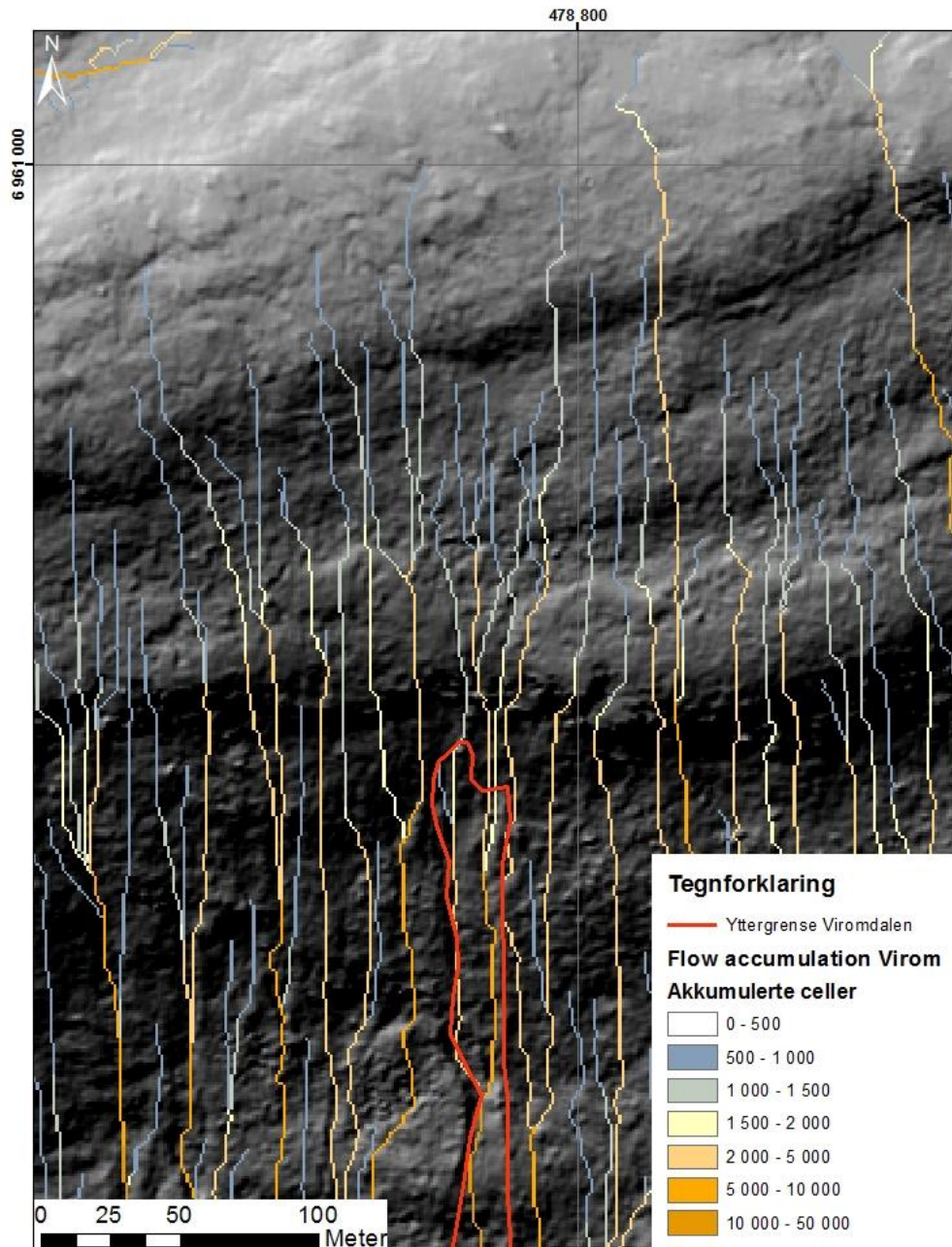
Også for Vatne er det vanskelig å gjøre noen vurderinger med så grove data som er brukt i Figur 6.16. Det man tydelig kan se er at det er en oppsamling av vann i området det skredløpet begynner å slake ut. Det er også en vannvei som kommer inn like i nærheten av løsneområdet.



Figur 6.16: Denne analysen ble tatt med 10m høydedata og røde felter viser områder med høy akkumulering av vann og grønn er lav. Konsentrasjonen like ved utløsningspunktet er 108, altså antall celler som drenerer inn til dette punktet.

Viromdalen

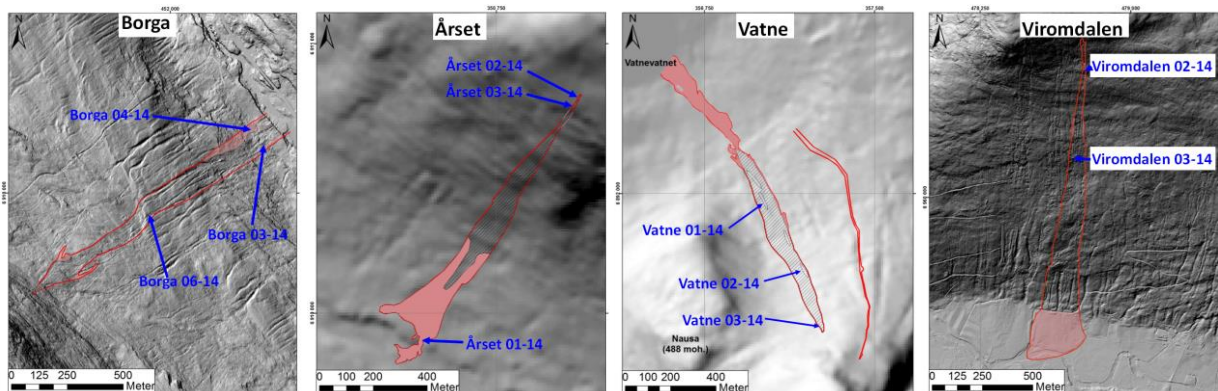
I Figur 6.17 kan man se at det er en dreneringsvei direkte inn i løснеområdet til skredet. I tillegg er det to dreneringsveier som kommer inn omtrent 20 m nedenfor. I områdene rundt kan det se ut som at det er flere områder hvor det ifølge analysen skal være større akkumulasjon av vann på samme høyde som løsnepunktet ligger.



Figur 6.17: Denne analysen ble tatt med 1m høydedata og orange felter viser områder med høy akkumulering av vann og grønn er lav. Konsentrasjonen inn i selve utløsningspunktet er 1503, altså antall celler som drenerer inn til dette punktet. Området hvor det dreneres vann inn i skredløpet 20 m nedenfor har en konsentrasjon på 6 016.

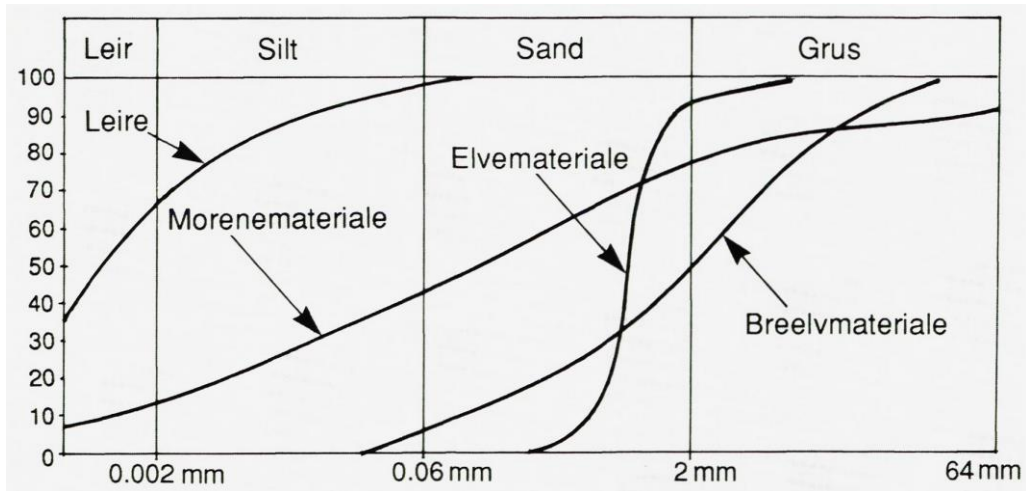
6.3 Sedimentprøver

Det ble under feltarbeidet i juni tatt sedimentprøver fra ulike steder ved skredlokalitetene som videre ble sendt til NGU sin lab for analyse av kornfordeling ved våtsikting og coulter-test. Prøvene ble tatt av materiale mindre enn cirka grus-størrelse, og vil derfor ikke representere de groveste fraksjonene. Grunnen til dette er at store steiner kan bli veldig dominerende i en prøve. Plasseringen av disse prøvene kan sees i Figur 6.18. Målet med sedimentprøvene har vært å finne ut hvilke løsmassetyper som har vært involvert i skredet, da spesielt det som initialt kollapset og raste ut og det som virket som glideplan for skredet videre nedover. I dette kapitlet vil resultatene bli presentert, i tillegg blir det gjort tolkning av løsmasstypene. For diskusjon om prøvene og eventuelle tolkninger av blandingsmaterialer i prøvene se kapittel 7.4.



Figur 6.18: Plasseringen av de ulike løsmasseprøvene er markert med blå streker. Rød strek markerer yttergrensen til skredløpet og rosa felt er avsetningsområdet. Bakgrunnen er hillshade med 1 m (Borga og Viromdalen) og 10 m (Årset og Vatne) oppløsning

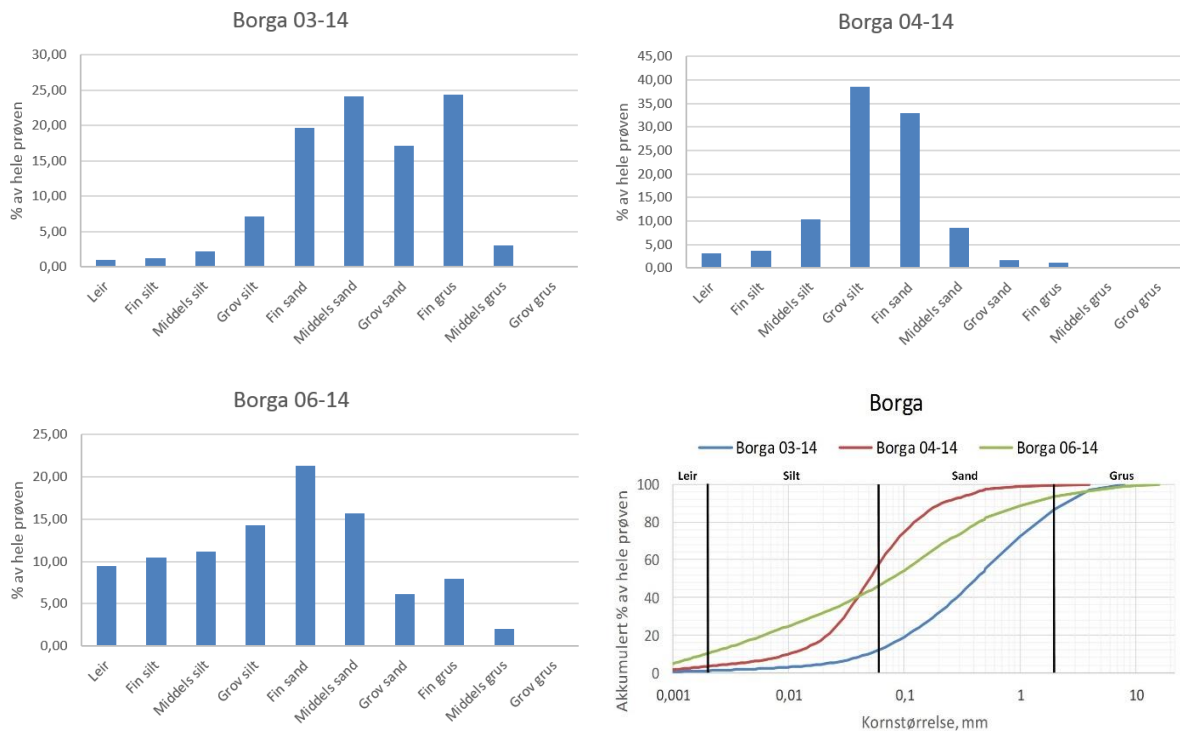
De numeriske resultatene er vist som ikke-kumulative kornfordelingsfigurer, men det blir også vist en kumulativ graf med alle kurvene for hver lokalitet i samme figur. Det er blitt delt inn i leire, silt, sand og grus, for å lettere kunne visualisere kornstørrelsefordelingen og finne ut hvilken type løsmasse det er. Rådata med kumulative kornfordelingskurver kan sees i vedlegg. Eksempel på kornfordelingskurver for ulike avsetningsmiljøer kan sees i Figur 6.19.



Figur 6.19: Eksempel på hvordan fire typiske kornfordelingskurver kan se ut, der x-aksen viser kornstørrelse og y-aksen viser %-mengden (Neeb, 1992).

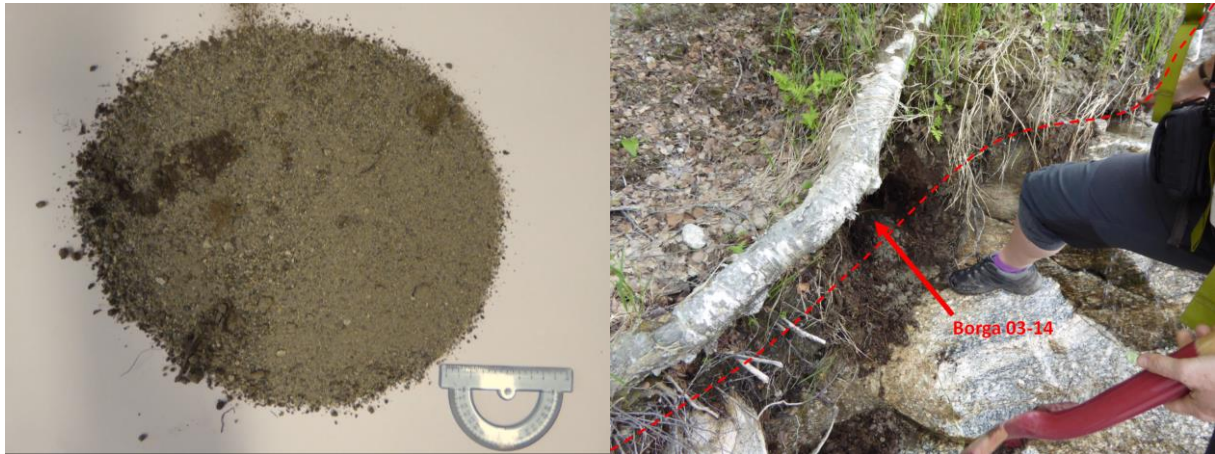
6.3.1. Borga

Ved Borga ble det analysert tre ulike prøver (Figur 6.20) fra skredløpet. Borga 03-14 og Borga 04-14 ble tatt i utløpsområdet til skredet og Borga 06-14 ligger ved moreneryggene ved 640 moh. Siden det ikke var løsmasser i løsnepunktet er det ikke tatt prøver derfra. Plasseringen i skredløpet kan sees i Figur 6.18.



Figur 6.20: Borga 03 og 04 er begge tatt fra utløpsområdet til skredet, mens Borga 06 er tatt like ved en morenerygg ved 640 moh. Figur nede til høyre viser en kumulativ kornfordeling av de tre prøvene

Borga 03-14 har en relativt konstant fordeling fra fin sand til fin grus, med høyest prosentandel innenfor middels sand og fin grus. Prøven er altså i all hovedsak bestående av sand, noe som er typisk for elveavsetninger. Samtidig er det en god spredning i kornstørrelse noe som ofte kan være tilfelle for breelvavsetninger, noe også den kumulative kurven indikerer ved å sammenligne med Figur 6.19. Prøven blir derfor vurdert til å være breelvavsetninger



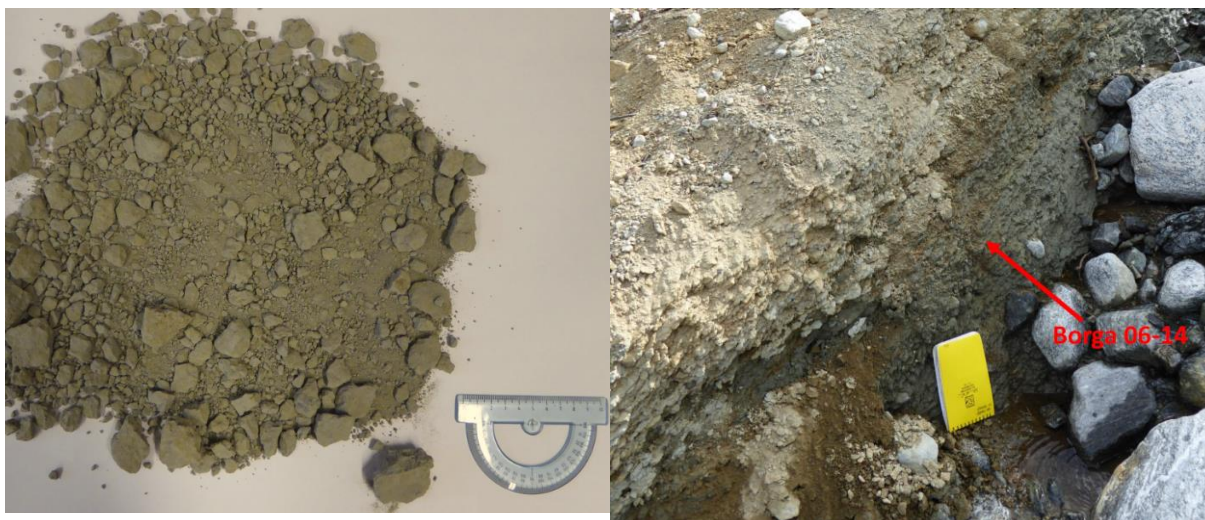
Figur 6.21: Figur til venstre viser Borga 03-14 i tørket tilstand. Rød pil viser hvor prøven Borga 03-14 er tatt og stiptet linje viser yttergrensen for skredløpet. Foto: Gro Sandøy, NGU

Borga 04-14 er godt sortert med stor overvekt innfor grov silt og fin sand. Siden det er så godt sortert kan det tyde på at det er elv-/ breelvavsetninger. Etersom plasseringen av prøven ligger 50 høydemeter høyere enn elva, er det mest sannsynlig at materialet er breelvavsetninger. Oppå laget som det ble tatt prøve fra ligger det skredavsetninger, men disse ble ikke tatt med i prøven.



Figur 6.22: Figur til venstre viser Borga 04-14 i tørket tilstand. Prøven Borga 04-14 ble tatt i in-situmateriale. Foto: Gro Sandøy, NGU

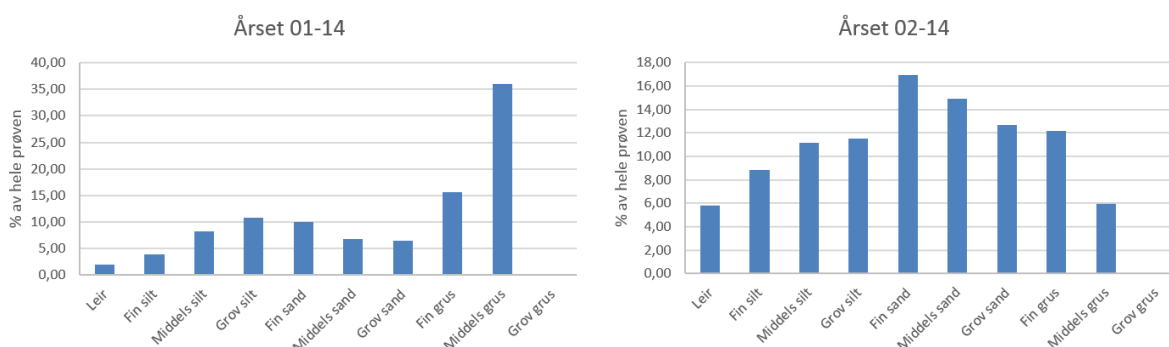
Borga 06-14 har god fordeling av alle kornstørrelser opp til middels grus, med en topp på fin sand. Dette er altså en relativt heterogen prøve og minner veldig om det man kan finne i morenemateriale. I tillegg til det som ble tatt med i prøven var det mange steiner (Figur 6.23) som var større enn de som ble med. I realiteten ville løsmassene hatt en større andel av den grove fraksjonen sammenlignet med det som blir presentert her.

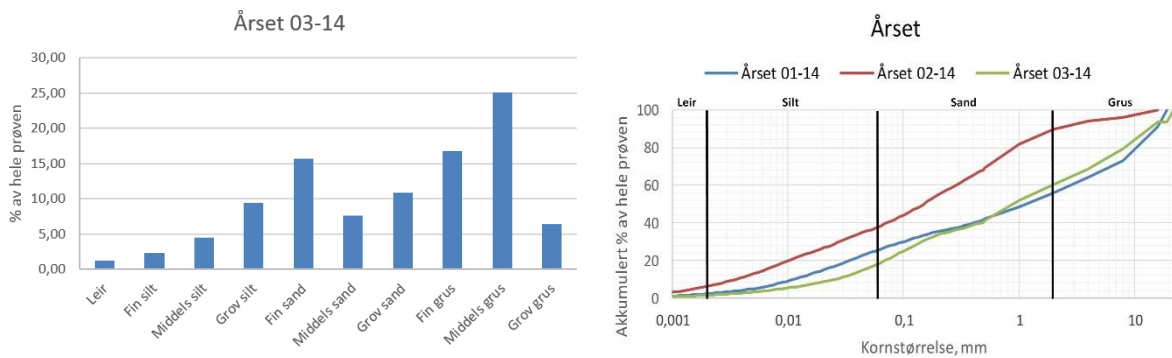


Figur 6.23: Figur til venstre viser *Borga 06-14* i tørket tilstand. Prøven *Borga 06-14* ble tatt fra et glideplanet til skredmassene, og i felt ble det tolket at det er bunnmorenen. Foto: Gro Sandøy, NGU

6.3.2. Årset

Ved Årset er Årset er prøve 02-14 og 03-14 (Figur 6.24) tatt i området like nedenfor løsnepunktet. Årset 01-14 er tatt i utløpssonen like SØ for bolighuset som ble truffet av skredmassene. Årset 02-14 er en del av løsmasselaget som skled ut, og Årset 03-14 er en del av glideplanet til skredet. Plasseringen av prøvene i skredløpet kan sees i Figur 6.18.





Figur 6.24: Prøve 01 er tatt i utløpssonen like SØ for skadet bolighus. Prøve 02 og 03 er fra løснеområdet og representerer henholdsvis løsmasselaget som skled ut og glideplanet. Figur nede til venstre viser kumulativ kurve for de tre prøvene.

Årset 01-14 har en relativt jevn fordeling av kornstørrelser med en kraftig dominans av fin og middels grus. Det skal også merkes at det er to topper, der ene toppen er grov silt og den andre toppen er middels grus. Dette kan være indikasjoner på at det har vært mikst fra to ulike kilder eller prosesser (e.g. Sun et al., 2002). Eksempel på prosesser som kan blande seg slik kan være skredmateriale, vindtransporterte materialer, forvitningsmateriale, eventuelt vegetasjon eller insekter som mikser ulike løsmasselag med hverandre. Ut fra prøven kan det tyde på at det er morenemateriale, dominert av den grove fraksjonen. I tillegg til dette er det verdt å merke seg at det var flere store steiner som ikke ble med i prøveposen (se Figur 6.25). Diskusjon om blandingsmaterialet kan leses i kapittel 7.4.



Figur 6.25: Figur til venstre viser Viromdalen 01-14 i tørket tilstand. Årset 01-14 ble tatt i bekk like nedenfor skadet hus. De øvre 10-20 cm er skredmateriale.

Årset 02-14 har litt den samme fordelingen som Borga 06. I denne prøven er det en veldig heterogen fordeling fra leir til middels grus, med en topp på fin sand. Også denne virker å være morenemateriale, riktig nok finere korndominans enn hva Årset 01 har. I tillegg til det som kom

med i prøveposen var det en del større steiner i løsmassene som ikke ble tatt med, noe som tyder på at løsmassene har en noe større andel av de grovere fraksjonene.



Figur 6.26: Figur til venstre viser Årset 02-14 i tørket tilstand. Årset 02-14 ble tatt i siden på skredløpet. Stiplet linje viser ytterkant på skredløpet. Rød pil viser plasseringen til prøven. Foto: Gro Sandøy, NGU

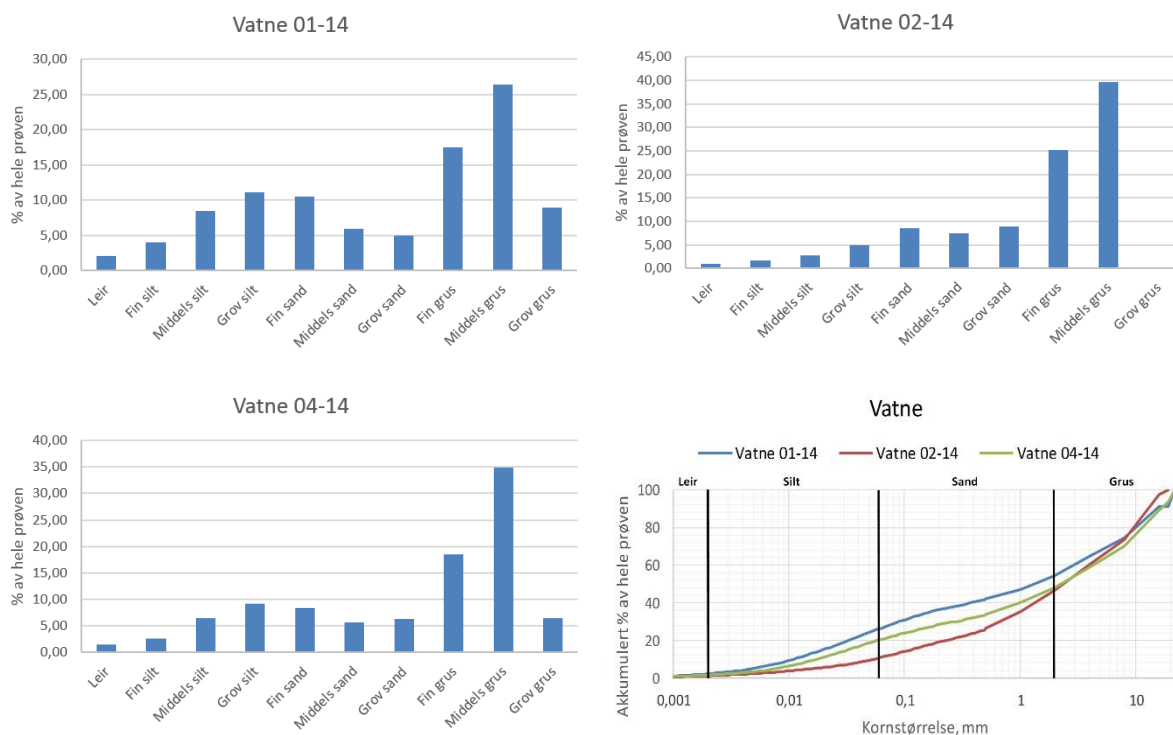
Årset 03-14 har som Årset 01-14 to toppunkter, men med jevnere fordeling mellom de grove og fine fraksjonene, og med toppunktene på fin sand og middels grus. Også denne kan se ut til å være morenemateriale. I denne prøven var det flere steiner som ikke ble med i prøven, noe som også kommer tydelig frem i Figur 6.27.



Figur 6.27: Figur til venstre viser Årset 03-14 i tørket tilstand. Prøven Årset 03-14 ble hentet fra glideplanet. Foto: Gro Sandøy, NGU

6.3.3. Vatne

Prøve 01-14 (Figur 6.28) ved Vatne er tatt like ovenfor en skogsbilveg ved 180 moh. Prøve 02-14 er tatt på NØ side av skredbanen ved 330 moh. Prøven 04-14 er tatt ved en sekundær utglidning omtrent 30 m nedenfor det øvre løsnepunktet.



Figur 6.28: Prøve 01 er tatt fra like ovenfor skogsbilveg i skredløpet, prøve 02 er fra skredløpet ved 330 moh og prøve 04 er fra en sekundærutglidning 30 m nedenfor det øvre løsnepunktet. Figuren nede til høyre viser de kumulative kurvene til de tre prøvene.

Felles for alle prøvene, inkludert *Vatne 01-14* er at det er en dominans av de grove fraksjonene, fin og middels grus. I tillegg har *Vatne 01-14* en topp på grov silt. Som nevnt tidligere kan dette tyde på at det er flere kilder eller prosesser som har virket inn på løsmassene. Ut fra figuren ser dette ut som morenemateriale, men fra feltobservasjoner og løsmassekart er det registrert en del skredhendelser i området også. Basert på dette er det ikke usannsynlig at det er skredmateriale bestående av tidligere morenemateriale. I tillegg til det som kommer frem i prøven, så var det en vesentlig andel av grovere steiner og blokker (Figur 6.29).



Figur 6.29: Figur til venstre viser Vatne 01-14 i tørket tilstand. Prøven vatne 01-14 ble tatt i det som under feltarbeid ble tolket til å være bunnmorene. Foto: Gro Sandøy, NGU

I prøven *Vatne 02-14* er det en veldig klar dominans av de grove fraksjonene, med en marginal ekstra topp ved fin sand. Muligens morenemateriale, men den har også litt form som kan minne om breelavsetning. Som vist i Figur 6.30 er det en rekke store steiner i området rundt prøven som ble tatt. Disse er ikke tatt med i selve prøven, men ville da økt andelen grovt materiale betraktelig. Ut fra dette vil det være mest sannsynlig at det er morenemateriale.



Figur 6.30: Figur til venstre viser Vatne 02-14 i tørket tilstand. Prøven Vatne 02-14 ble hentet fra ytterkanten på skredløpet. Foto: Gro Sandøy, NGU

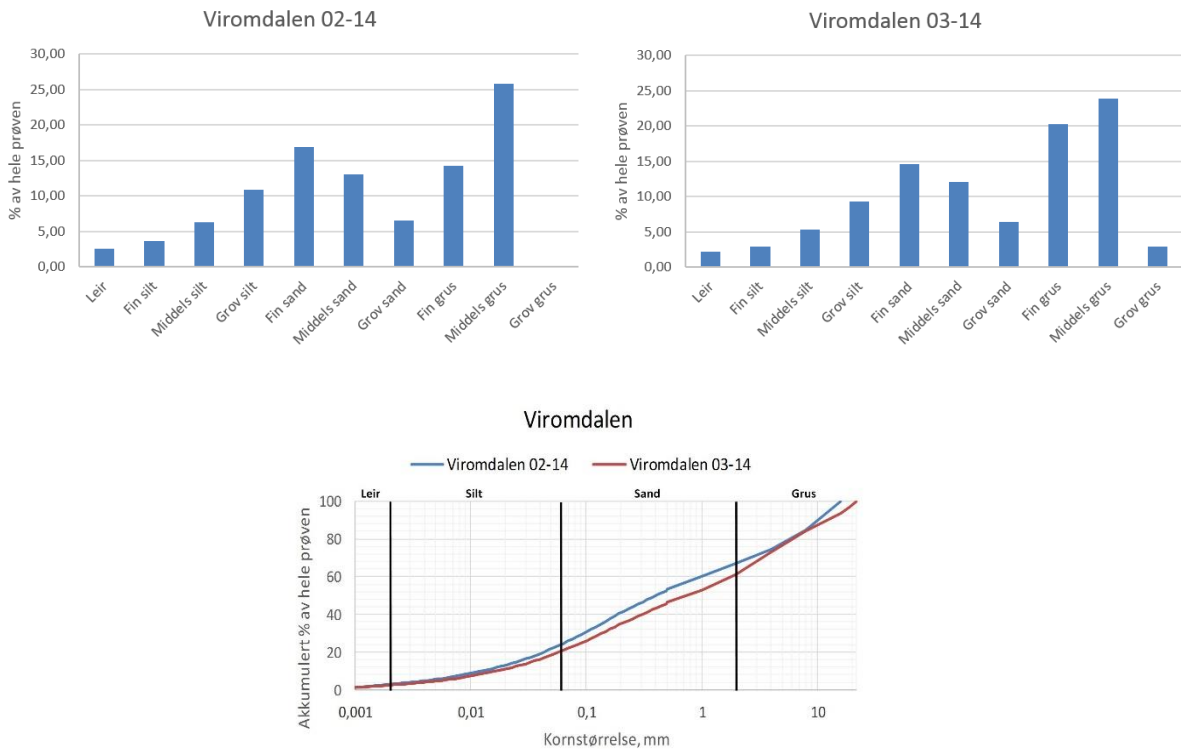
Vatne 04-14 har i stor grad den samme fordelingen som *Vatne 01-14*, men med større dominans av grusfraksjonene. Også denne virker til å være morenemateriale. Her var det en stor andel av grovere steiner som ikke ble tatt med i prøveposen.



Figur 6.31: Figur til venstre viser Vatne 04-14 i tørket tilstand. Prøven Vatne 04-14 ble tatt i et sekundært løsnepunkt. Rød pil markerer plasseringen av prøven og stiplede linje markerer yttergrensen til skredet. Foto: Gro Sandøy, NGU

6.3.4. Viromdalen

Viromdalen 02-14 (Figur 6.32) er tatt 25 m nedenfor innsnevringen i toppen av skredbanen, 805 moh. Dette er materiale som ligger igjen i skredløpet, men er ikke skredmateriale. Prøve 03-14 er skredmateriale som ligger igjen fra skredet. Prøven er altså tatt i en depositionsone 480 moh.



Figur 6.32: Prøve 02 er hentet 25 m nedenfor innsnevring i øvre del av skredbanen og prøve 03 er hentet fra område hvor det ble funnet avsatt materiale fra skredet, 480 moh. Den nederste figuren viser en kumulativ kurve av de to prøvene.

Viromdalen 02 og Viromdalen 03 har omtrent identisk kornfordeling, med unntak av at 03-14 har like i underkant av 5 % med grov grus og noe høyere andel av fin grus. Begge ser ut som at det kan være morenemateriale ut fra fordelingen av kornstørrelser. Som vist i Figur 6.33 og Figur 6.34 er det en betydelig andel av større steiner som ikke ble tatt med i prøven, slik at de grovere størrelsene egentlig er mer dominerende i løsmassedekket.



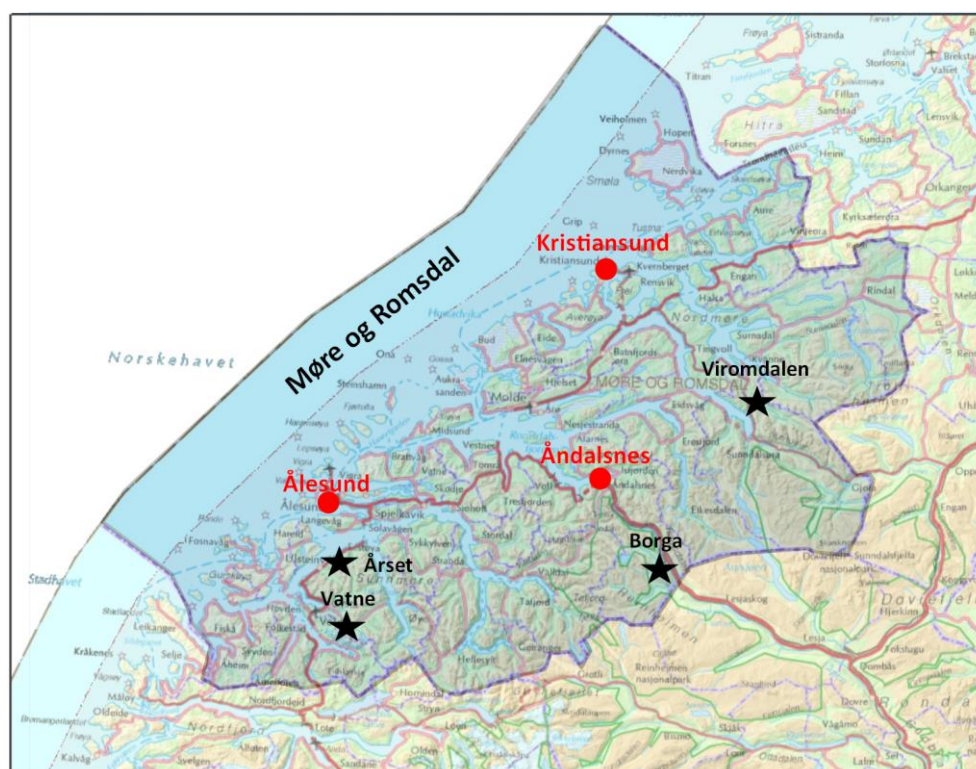
Figur 6.33: Figur til venstre viser Viromdalen 02-14 i tørket tilstand. Figur til høyre viser prøven Viromdalen 02-14 med skala i form av fot nede til høyre i bildet. Foto: Gro Sandøy, NGU



Figur 6.34: Figur til venstre viser Viromdalen 03-14 i tørket tilstand. Figur til høyre viser plassering av prøven Viromdalen 03-14. Foto: Gro Sandøy, NGU

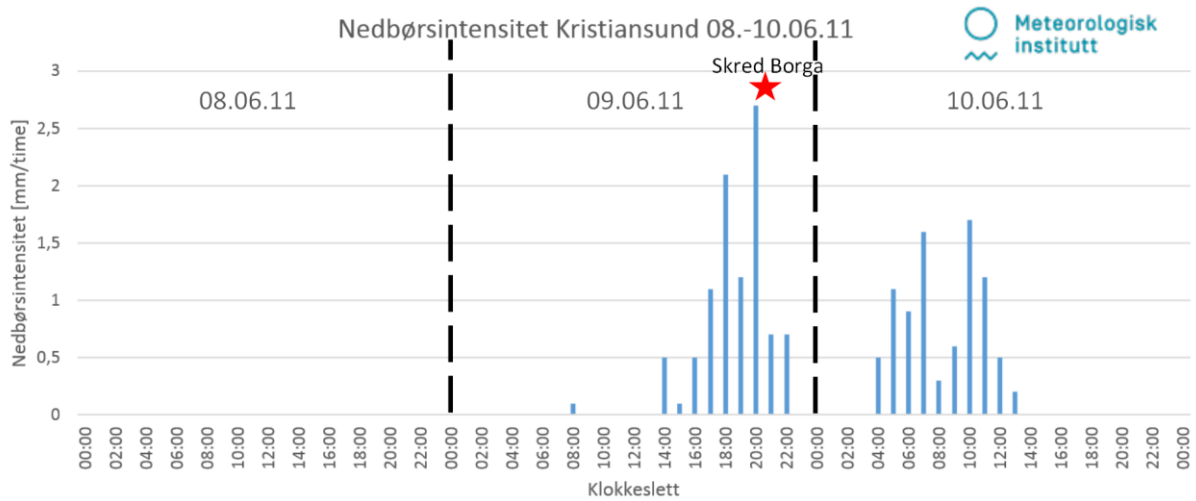
6.4 Nedbør og nedbørintensitet

Som nevnt var det ikke alltid mulig å hente nedbørsdata fra nærmeste stasjon og Figur 6.35 viser de nedbørstasjonene som ligger nærmest skredene. De værstasjonene det ble hentet korttidsnedbør fra gjør en registrering hver gang det kommer 0,1 mm nedbør. Om det ikke kom noe nedbør i løpet av en time ble det registrert som null mm den aktuelle timen. Dette betyr i praksis at i løpet av en time kunne være fra én registrering og oppover. For å gjøre dataene enklere å lese er dataene plottet for hver time, der den aktuelle timen har en summert verdi for all nedbøren som falt i det tidsrommet. For de fire skredhendelsene er det hentet korttidsnedbør fra Kristiansund og Åndalsnes

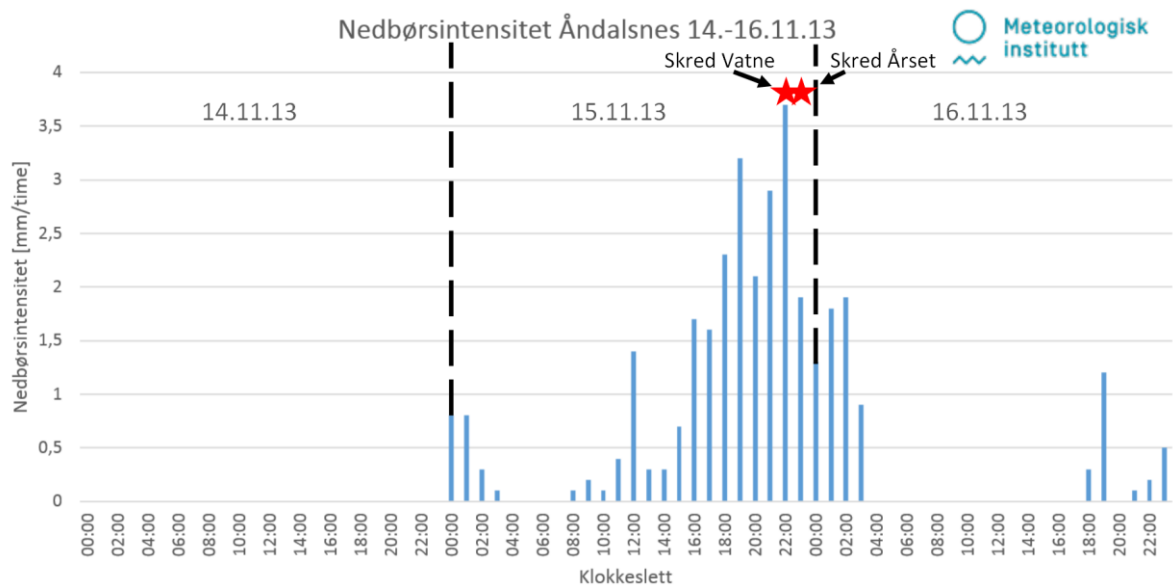


Figur 6.35: Svart skrift er skredlokalitetene som er undersøkt i oppgaven, rød skrift er de nærmeste nedbørstasjonene som registrer korttidsnedbør. Bakgrunnskart er hentet fra Statkart (2014).

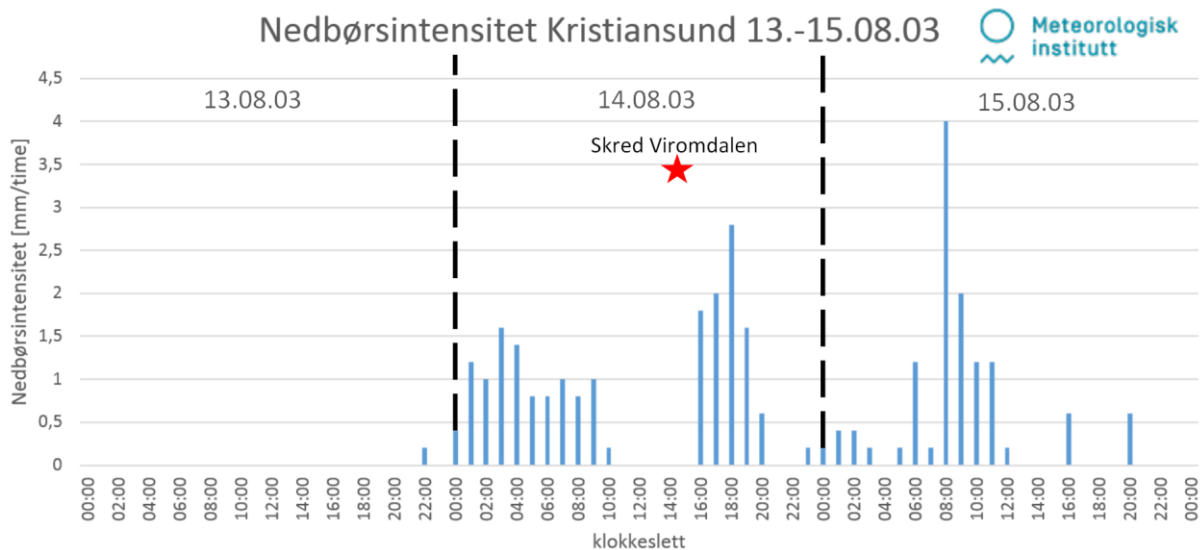
Som nevnt i kapittel 5 hadde alle de meteorologiske stasjonene temmelig høye nedbørsverdier, sammenlignet med normalen i periodene før skredhendelsene. Dette trenger nødvendigvis ikke å si noe om nedbørsintensiteten for løsnepunktet for skredene. I Figur 6.36 - Figur 6.38 er det presentert nedbørsintensiteten fra den nærmeste målestasjonen med data for perioden



Figur 6.36: Nedbørsintensiteten ved Kristiansund for dagene rundt utløsningen av skredet ved Borga.



Figur 6.37: Nedbørsintensitet for værstasjonen i Åndalsnes på samme tidspunkt som skredene i Ørsta gikk.



Figur 6.38: Nedbørintensiteten som ble målt ved Kristiansund i dagene rundt skredet i Viromdalen gikk.

Avstandene mellom skredlokalitetene og målestasjonene er generelt veldig store. Beregning av terskelverdier for nedbørintensitet basert på disse dataene vil derfor bli så store at det ikke vil gi så mye mening.

6.4.1. Kritisk nedbørsmengde (døgnnedbør)

Som nevnt i kapittel 3.4.4 er det sett på metodene som ble utarbeidet av Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012). Begge disse tar utgangspunkt i døgnnedbøren, noe som betyr at det kan brukes nedbørstasjoner som ligger nærmere skredhendelsene. I Tabell 6.2 er det listet opp prosenten av årsnedbør som må komme innenfor de ulike tidsintervallene, i tillegg er det listet opp hvor store mengder nedbør dette vil si for de ulike lokalitetene.

Tabell 6.2: Denne tabellen viser hvor store nedbørsmengder det ifølge Sandersen et al. (1996) må komme innenfor ulike tidsintervaller for å utløse flomskred.

Timer	%	Kritisk nedbørsmengde (mm)		
		Borga	Ørsta	Viromdalen
12	5,3	40,9	108,7	72,6
24	8,1	62,0	164,8	110,1
48	12,2	94,0	249,8	166,9
72	15,6	119,9	318,6	212,9

Metoden som ble utviklet av Meyer et al. (2012) er beskrevet mer i detalj i kapittel 3.4.4, og i denne oppgaven er det som nevnt valgt å bruke de normaliserte verdiene. Resultatene fra de

beregningene kan sees i Tabell 6.3 der skredet ved Borga er listet opp til venstre, skredene i Ørsta (Årset og Vatne) i midten og Viromdalen til høyre. Klassifiseringen I_{min} , I_{med} , I_{max} er bygd opp slik at under minimumsverdien vil det normalt ikke kunne gå skred, og over maksimumsverdien vil det nesten alltid gå skred.

Tabell 6.3: Normaliserte grenseverdier for døgngnedbør for de fire lokalitetene som er sett på i denne oppgaven. Metoden er hentet fra Meyer et al. (2012) der I_{min} skal fange opp 90 % av hendelsene som ble undersøkt, I_{med} skal fange opp 50 % og I_{max} de øvre 10 %.

PDN (Bjorli)			3,25	PDN (Sæbø)			9,23	PDN (Ålvundfjord)			6,43
Borga (Værstasjon Bjorli)				Ørsta (Værstasjon Sæbø)				Viromdalen (Værstasjon Ålvundfjord)			
dager	I_{min} [mm/dag]	I_{med} [mm/dag]	I_{max} [mm/dag]	dager	I_{min} [mm/dag]	I_{med} [mm/dag]	I_{max} [mm/dag]	dager	I_{min} [mm/dag]	I_{med} [mm/dag]	I_{max} [mm/dag]
1	7,09	14,67	28,16	1	20,13	41,64	79,96	1	14,02	29,01	55,70
2	6,00	10,30	19,24	2	17,04	29,24	54,62	2	11,87	20,37	38,05
3	5,45	8,38	15,39	3	15,46	23,78	43,70	3	10,77	16,57	30,44
4	5,08	7,23	13,14	4	14,43	20,54	37,30	4	10,05	14,30	25,99
5	4,82	6,45	11,62	5	13,68	18,33	33,00	5	9,53	12,77	22,98
6	4,61	5,88	10,51	6	13,09	16,70	29,85	6	9,12	11,63	20,79
7	4,44	5,44	9,66	7	12,62	15,44	27,42	7	8,79	10,75	19,10

7 Diskusjon

I denne oppgaven er det sett på utløsningsområdet, skredløpet og avsetningsområdet til de fire skredlokalitetene. Hovedfokuset under feltarbeidet var å se på løsneforhold, løsmassetykkelse, erosjon/deposisjon samt utvidelse av skredløpet. Under feltarbeidet ble det tatt en rekke løsmasseprøver, der 11 av disse er analysert i denne oppgaven. Det er også gjort topografiske- og hydrologiske analyser av skredhendelsene ved hjelp av ArcGIS. I forbindelse med skredene er det hentet inn nedbørsdata, både i form av døgnregistreringer og korttidsnedbør.

I dette kapittelet vil det bli tatt opp:

- Valg av nedbørstasjoner og feilkilder som kan komme i den forbindelse.
- Hvordan korrelerer nedbøren med skredhendelsene?
- GIS-analysene
 - Fungerte de som ønsket, eller kunne det bli gjort noe annerledes for å få bedre resultat?
- Hva viser sedimentprøvene?
- Hvorfor startet skredene?
- Er det noen likhetstrekk mellom skredene?
- Er det noen av «utvidelsesfaktorene» som er ekstra viktig for utvidelsen?
- Hvilke tiltak kan gjøres for å unngå trekantskred?
- Feilkilder; hva gikk galt og hva kunne vært gjort annerledes

Målet med det arbeidet som er gjort i denne oppgaven har vært å finne faktorer som har virket inn på utløsningen av skredet samt utvidelsen som skredene har hatt nedover skredløpet.

7.1 Korrelasjon av meteorologiske data med skredhendelsene

I områdene rundt skredhendelsene er det relativt begrenset med nedbørstasjoner som måler nedbøren oftere enn en gang i døgnet. Dermed vil valgmulighetene bli temmelig begrenset, og sannsynligheten for å finne en nedbørstasjon som er representativ vil også minke. De nedbørsstasjonene som er blitt sett på for nedbørsintensiteten ligger ved Ålesund (15 moh.), Åndalsnes (4 moh.) og Kristiansund (39 moh.). For kart se Figur 6.35.

7.1.1. Borga

For Borga er det brukt data fra Kristiansund, da målestasjonen ved Åndalsnes, som er fysisk nærmere, ikke var satt i drift på dette tidspunktet. Siden avstanden til Kristiansund (90 km) er kortere i luftlinje fra Borga, sammenlignet med Ålesund sine 100km ble nedbørstasjonen ved Kristiansund valgt. Høydeforskjellen mellom Kristiansund (39moh.) og løsnepunktet ved Borga (900moh.) er 861 høydemeter, noe som kan ha en stor påvirkning på mengden nedbør som kommer, siden mengden nedbør gjerne øker med høyden (Sandersen et al., 1996).

7.1.2. Årset og Vatne

For skredhendelsene i Ørsta lot det seg ikke gjøre å få korttidsnedbøren fra Ålesund, slik at Åndalsnes ble det nærmeste for disse lokalitetene. Årsaken til at det ikke lot seg gjøre å få tak i korttidsnedbøren fra Ålesund er usikkert. Målestasjonen har vært i drift fra 2009 og frem til i dag, men i perioden rundt skredhendelsene i Ørsta er det ikke gjort noen registreringer. Høydeforskjellen mellom nedbørstasjonen i Åndalsnes (4 moh.) og skredene ved Årset (630 moh.) og Vatne (560 moh.) er henholdsvis 626 og 556 høydemeter. Grunnet den store høydeforskjellen kan derfor mengden nedbør som kom være stor.

7.1.3. Viromdalen

For Viromdalen er det valgt å bruke målestasjonen i Kristiansund siden dette er den nærmeste nedbørstasjonen til skredhendelsen. Høydeforskjellen mellom Kristiansund (39 moh.) og løsnepunktet i Viromdalen (910 moh.) er 871 høydemeter. Dette er en betydelig forskjell og kan gjøre store utslag i mengde nedbør som kommer.

7.2 Nedbørsintensiteten ved lokalitetene

7.2.1. Borga

Nedbørsintensiteten som ble registrert i Kristiansund i dagene rundt skredet ved Borga passer godt med det som ble oppgitt utløsningstidspunkt for skredet. Også her er det registrert en intensitetstopp omtrent samtidig med oppgitt løsnetidspunkt. Fra nedbørstasjoner i området rundt Borga virker det som at det var en regional nedbørshendelse.

Ser man på resultatene som ble funnet i Tabell 6.3 ligger nedbøren på 28 mm i løpet av et døgn akkurat på grensen til når man kan forvente seg at det vil komme skred. Legger man til snøsmelte var den akkumulerte vannmengden sannsynligvis enda høyere.

7.2.2. Årset og Vatne

For skredene ved Ørsta virker det som at dataene passer godt med nedbøren som ble registrert i Åndalsnes. Nedbøren som skjedde i denne perioden virker å være regional nok til at Åndalsnes klarte å fange opp den samme hendelsen. Det ble også registrert store mengder nedbør flere steder langs Nord-Vestlandet i samme tidsrommet. Samtidig stemmer intensitetstoppen (se Figur 6.37) som ble registrert ved Åndalsnes veldig godt med når ulik litteratur (e.g. Sidle & Swanston, 1982; Sandersen et al., 1996; Finlay et al., 1997) har registrert løsnepunkt med tanke på nedbørintensitet. Sånn sett ville det være naturlig at skredet løsnet ved denne toppen.

I følge beregningene gjort basert på Meyer et al. (2012) sin metode (Tabell 6.3) ligger nedbøren ved Sæbø (102 mm) langt over grensen på 80 mm som ble satt for når man kan forvente at skred kan komme.

7.2.3. Viromdalen

For skredet i Viromdalen ble det som nevnt brukt målestasjonen i Kristiansund. Dagene 14. og 15. august 2003 ble det her registrert tre nedbørstopper, der den første kom natt til 14. august og den andre kom på ettermiddagen samme dag. Den tredje kom på morgenen 15. august. Nedbøren som kom disse to dagene var relativt sammenhengene, men med to lengre pauser, en pause på seks timer og en på tre timer. Ser man på tidspunktet for skredet i sammenheng med nedbørstoppene, så korrelerer disse dårlig. Nedbøren kan allikevel være den utløsende faktoren for skredet. Grunnet manglende nedbørsdata for Viromdalen har det ikke latt seg gjøre å undersøke om det var de samme nedbørstoppene ved skredhendelsen. Som nevnt i 5.5.6 var det stor variasjon mellom de ulike nedbørstasjonene, noe gjør det vanskelig å anta hvordan nedbøren var ved løsnepunktet.

Ser man på resultatene fra Tabell 6.3 ligger nedbøren ved nedbørstasjonen Ålvundfjord (40 mm) noe lavere enn I_{\max} (56 mm), som er den grensen der man regner at det nesten alltid vil gå skred. Nedbøren som kom er uansett godt over grensen til I_{med} (29 mm) som da skal dekke 50 % av dataene undersøkt i artikkelen til Meyer et al. (2012).

7.3 GIS- analyser

7.3.1. Kurvatur

Det er brukt en del tid på tolking av analysene til kurvaturene, der det ble prøvd ulike oppløsninger i analysen. For lokalitetene med 1 m oppløsning ble de originale dataene nedskalert til 3 og 5 m, for så å bli sammenlignet med 1 m. Det ble da vurdert til at 3 m oppløsning var den oppløsningen som gav det klareste bildet med minst støy.

Eksempelvis har profil- kurvaturen blitt studert for å se hvordan det blir brattere og slakere ned dalsiden, for så å jamføre dette med hvordan skredet utvides og snevres inn. I de fleste tilfellene har det vist seg at helningskartet har vært enklere å bruke for dette. Dette kan være grunnet mangel på erfaring ved bruk av analyseverktøyet. Også for Viromdalen er det vanskelig å tolke dataene fra profil- kurvaturen. Dette kan også ha med å gjøre at dalsiden er relativt plan og dermed viser ikke viser noen store utslag i brattheten.

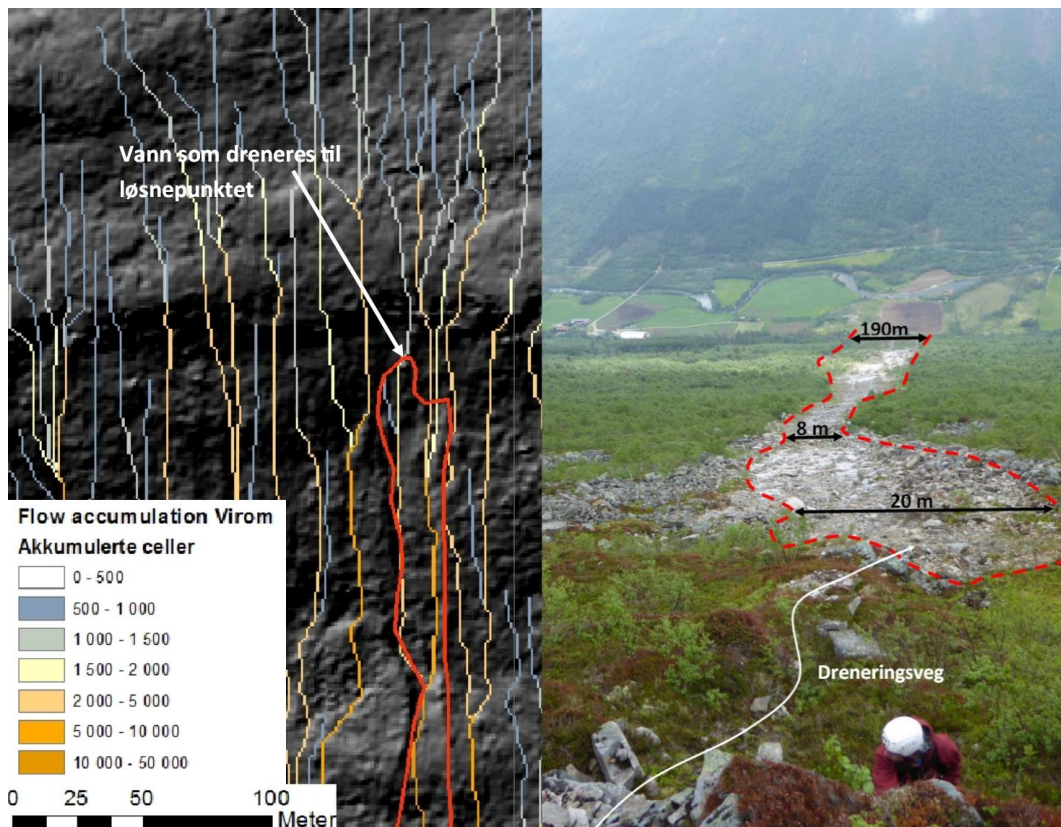
Dette gjelder også i stor grad bruken av plan- kurvaturen. For Borga ble det veldig mye støy og veldig vanskelig å gjøre noen tolkninger. At analysen fikk veldig mye støy kan være på grunn av at feil i rådataene, siden samme prosesseringen ble gjort for de andre lokalitetene uten å ha noe problemer med dette. For Viromdalen var Plan-kurvaturen derimot en veldig god måte å se hvordan dalsiden er dominert av nedskjæringer fra vann og skredprosesser. Dette kommer riktig nok også tydelig frem ved vanlig hillshade (kapittel 4.4.1), som er laget ut fra DEM- data.

Det er også gjort kurvatur- analyser for lokalitetene med 10 m oppløsning som er presentert i kapittel 6.2.2. Her er det mye enklere å gjøre tolkninger, men hvor representativ de faktisk er sammenlignet med virkeligheten er usikkert. En grov kurvatur vil muligens gi et bedre bilde på den generelle kurvaturen, sammenlignet med 3 m oppløsning som da hovedsakelig fanger opp bekkeleier og andre små terrengformasjoner.

7.3.2. Flow Accumulation

Som nevnt i kapittel 4.4.4 er flow accumulation et verktøy i ArcGIS som summerer antall celler som drenerer inn i en spesifikk celle. Dermed kan man finne sannsynlige dreneringsveier for vann og hvor store mengder som kan komme.

I tilfellene hvor det er brukt 1 m oppløsning ser det ut til at analysene stemmer godt med det som ble observert i felt (Figur 7.1). Både Borga og Viromdalen hadde dreneringsveier, observert i felt, som også kom frem i analysene. Om størrelsen av dreneringsområdet er reelt ble ikke testet, men det er blitt tegnet manuelle nedbørsfelt basert på høydekotekart, i tillegg til at det er kjørt GIS- analyser for dette. Det ble da observert store forskjeller i disse to, der nedbørsfeltene laget i GIS ble veldig tynne og så ikke ut til å stemme helt med topografien. Det skal også merkes at de manuelle nedbørsfeltene ikke nødvendigvis stemmer hundre prosent. Ut fra disse vurderingene er nedbørsfeltene ikke tatt med i oppgaven. Om dette skaper en større usikkerhet med tanke på akkumulasjonsanalysen er ikke undersøkt, men det antas at de generelle dreneringsveiene fra analysen uansett vil stemme bra med den faktiske dreneringen.



Figur 7.1: Som vist i figuren korrelerer de analyserte dreneringsveiene i Viromdalen godt med de observerte dreneringsveiene. Til venstre er en modifisert versjon av figur x og til høyre er en beskåret versjon av Figur 6.17.

Har man nedbørsfeltene vil det være en mulighet å beregne mengden vann som vil drenere inn i et punkt basert på nedbørsfeltets størrelse. En metode for dette er *den rasjonelle formel* (Dingman, 2013). Her blir det tatt utgangspunkt i feltets størrelse (A), avrenningsevnen (C) til underlaget i området og nedbørsintensiteten (I). Dermed får man ut en avrenning (Q). For å få nedbørsintensiteten må man finne/lage en intensitet-varighet-frekvens-kurve (IVF- kurve). Dermed kan man sammenligne disse med beregnede terskelverdier som er nevnt i kapittel 3.4.4. Grunnet tidsmangel ble ikke dette gjort i denne oppgaven, men dette kunne vært med på å øke forståelsen for utløsningen av skredene. Hadde eksempelvis skredene omtrent samme mengde avrenning (m^3/s) inn i løsnepunktet når skredet startet?

7.4 Tolkning av sedimentprøver

I dette kapittelet blir det diskutert hvilke blandingsmaterialer det sannsynligvis er blandet inn i løsmasseprøvene som ble analysert i kapittel 6.3.

7.4.1. Borga

Det var ingen av prøvene som ble tatt ved Borga som viste to topper, altså var det ikke en blanding fra flere kilder eller prosesser. De to nederste prøvene (borga 03-14 og borga 04-14) ble tolket til å være breelvavsetninger og den øvre prøven ble tolket til å være morenemateriale.

7.4.2. Årset

Prøven Årset 01-14 hadde to topper i kornfordelingen der den ene ligger på grov grus og den andre er ved grov silt. Siden prøven er tatt i dalbunnen, ikke veldig langt fra elva, og like over området hvor det er markert elveavsetninger i løsmassekartet til NGU (2014b) er det sannsynligvis silt fra elve-/breelvavsetninger som har mikset seg inn i morenematerialet.

I prøven Årset 03-14 tyder den ene toppen ved «fin sand» på at det har vært en mikse av en annen kilde inn i morenen. Siden det ligger relativt høyt med lite vegetasjon (>600 moh.) kan det være vindtransportert materiale som kommer fra en annen kilde i området. Eventuelt kan det være in-situ forvitrede steiner i morenen, noe som er det mest sannsynlige i dette tilfellet.

7.4.3. Vatne

Ved Vatne 01-14 er det registrert en topp ved grov silt og en ved middels grus. I området ble befart er det observert forvittringsmateriale, slik at materialet som ble samlet i prøven kan være en kombinasjon av skredavsetninger blandet med forvittringsmateriale.

Også Vatne 02-14 har en marginal topp i området ved fin sand, som også kan komme fra forvittringsmateriale.

I området der prøven Vatne 04-14 ble tatt var det forvittringsmateriale som kunne pirkes ut med fingeren. Dette er nok grunnen til at det er en ekstra topp mellom grov silt og fin sand, der steiner har forvitret in-situ i morenen og i berget under.

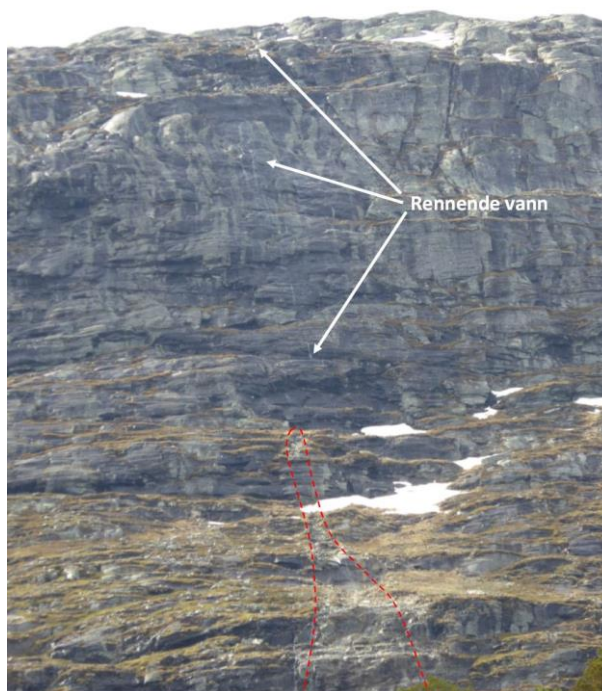
7.4.4. Viromdalen

Ut fra sammenligningen av de to prøvene som ble tatt i Viromdalen virker det som at det er samme løsmassedekket som det ble tatt prøver av. Den øvre prøven (viromdalen 02-14) har en noe høyere andel av sand, men noe mindre andel av de groveste fraksjonene. Den høye andelen av sand i de to prøvene er sannsynligvis materiale som er forvitret in-situ.

7.5 Utløsningsårsak for de undersøkte skredhendelsene

7.5.1. Borga

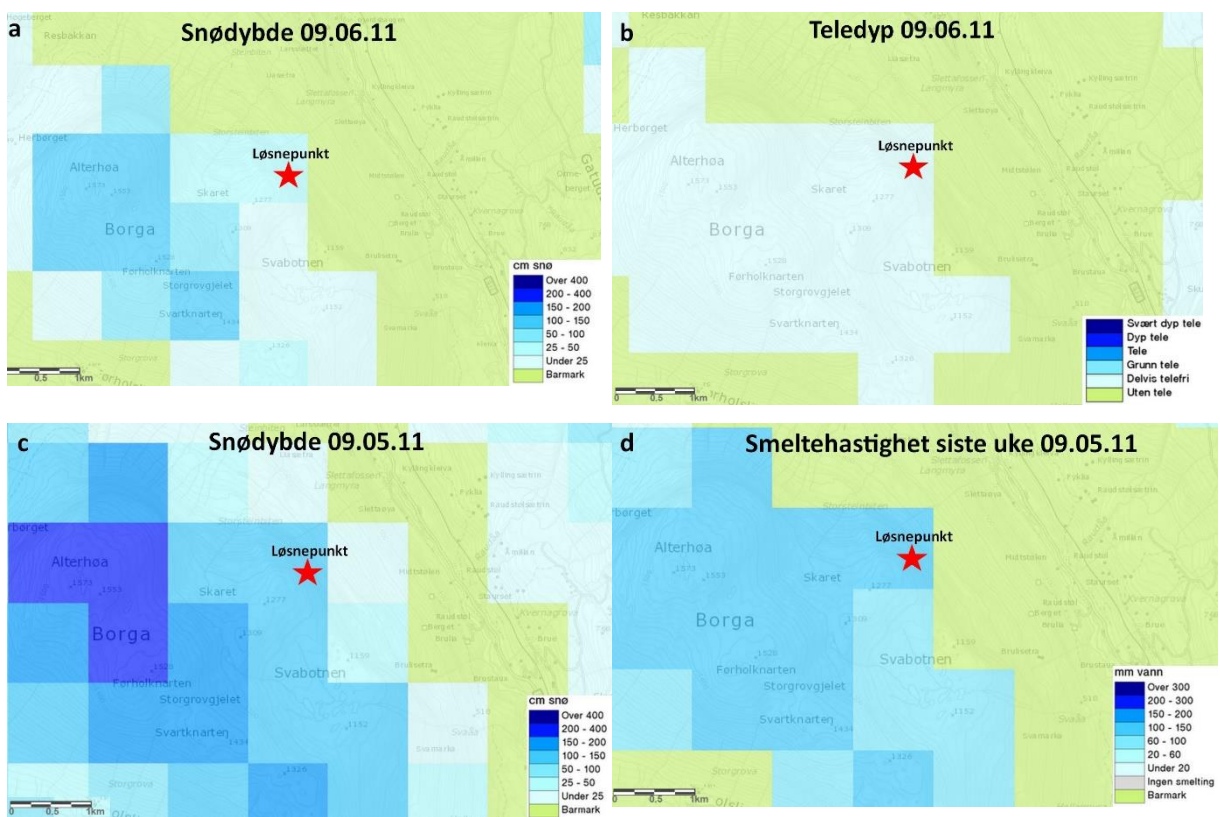
Ved skredet på Borga ble det under feltarbeidet observert en bekk som går ned og inn i løsnepunktet til skredet (Figur 7.2). Ut fra analysen flow accumulation (Figur 6.14) ser det ut til at denne bekken har et relativt stort nedbørsfelt, noe som kan ha mye å si i perioder med mye nedbør og/eller stor snøsmelte. Ut fra data som er hentet fra seNorge.no (2015) ser det ut til at det var omtrentlig 30 cm med snø i toppen av skrenten hvor skredet løsnet ved løsnetidspunktet (Figur 7.3a). Siden dette er modellerte data kan virkeligheten variere både opp og ned, men skredet virker dog å ha startet i snø på bart fjell. Avsetningene viser også at det vært en god del snø i skredmassen, noe som ville støtte at det vart minst 30 cm i toppen. Ukene i forveien av skredet var smeltingen på 10 – 20 mm om dagen, med avtagende smelting fra cirka 4. juni. I følge seNorge var det kun den øverste delen av skredbanen at de lå snø. Det er også denne delen som er markert med «delvis telefri» (Figur 7.3b), som da kan forklare den lave erosjonsdybden i den midtre delen (Figur 5.7) av skredbanen og at telelaget kan ha fungert som et glideplan. Akkurat dette kan være logisk da det under feltarbeid ikke ble funnet noe opplagt glideplan. Den 9. mai, altså en måned før skredet ser det ut fra modellene ut til at det lå snø helt ned mot

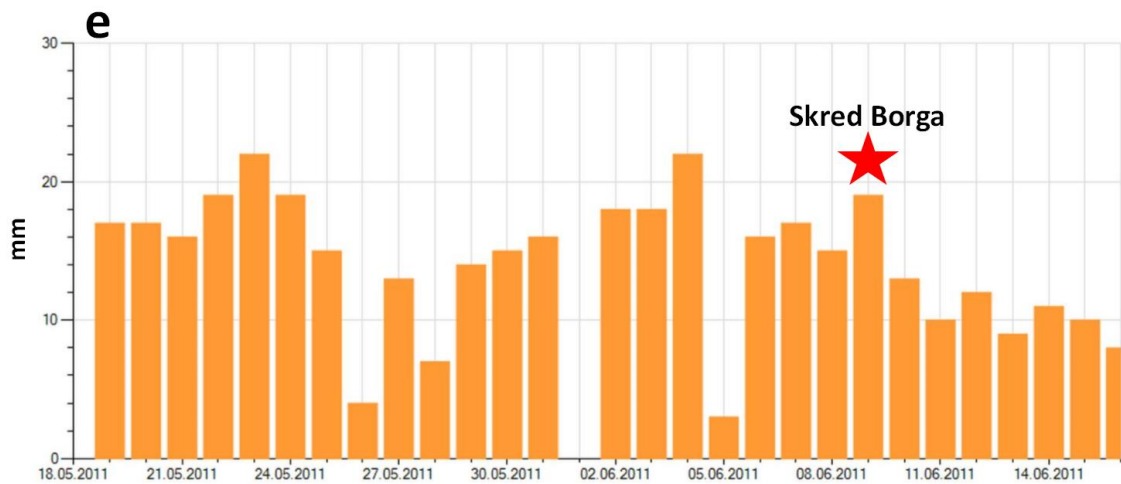


Figur 7.2: Løsnepunktet for skredet ved Borga ligger like under et klippeparti, hvor det ved befaring kom synlige mengder vann ned i løsnepunktet. Rød stiple linje markerer yttergrensen til skredet.

elva, men at snøen trekker seg jevnt oppover mot toppene frem mot skredhendelsen (Figur 7.3c). Fjellskrenten som skredet ved Borga løsnet under (Figur 7.2) har en lavere smeltehastighet sammenlignet med områdene rundt, men i perioden rundt skredhendelsen var smeltehastigheten lik området ovenfor (Figur 7.3d). Den lave smeltehastigheten kan forklares med at fjellskråningen er nordvendt slik at det kommer lite sollys inn. Den siste snøen ser ut til å forsvinne 28.-29. juni fra det aktuelle området. Ut fra dette er det meget sannsynlig at avrenningen fra fjellsiden er mye høyere enn kun nedbøren som kom like i forveien. Når

nedbøren treffer snøen vil den lagres i snødekket, der den både tilfører vekt og øker smeltehastigheten. Dette kan føre til at sørpeskred forekommer (vann kombinert med snø). Det som er spesielt med 9. juni er at det også er en kraftig nedbørstopp sammen med smeltingen. Summeres den simulerte snøsmeltingen (Figur 7.3e) med nedbøren som falt i Verma blir den totale mengden: $19\text{mm} + 28\text{mm} = 47\text{mm per kvadratmeter}$. Hadde denne mengden vann kommet ned kun som nedbør hadde det vært den 18. mest nedbørsrike døgnet siden målestasjonen ble satt i drift. Sagt på en annen måte så er det 0,09 % av dagene hvor målestasjonen har vært i drift at den har fått mer nedbør. Dette med den antagelsen at Bjorli har samme nedbøren som Verma. Ser man også på resultatene i Tabell 6.3 ligger den samlede verdien godt over den øvre terskelverdien på 28 mm.





Figur 7.3 figur a) viser snødybden ved løsnepunktet dagen da skredet skjedde, figur b) viser teledypet på løsnetidspunktet, figur c) viser snødybden en måned før skredet skjedde, figur d) viser smeltehastigheten uken i forveien av skredet, figur e) viser mengden snøsmelte hvert døgn perioden rundt tidspunktet for skredet. Alle data er hentet fra (seNorge.no, 2015)

Ut fra dette er det ikke urimelig å anta at kombinasjonen av smelte/våt snø og kraftig nedbør har vært avgjørende faktorer. Fra øvre del av skredløpet har det vært et sørpeskred, før det videre har plukket med seg løsmasser og utviklet seg til et løsmasseskred. Dette stemmer godt med observasjonene gjort under feltarbeidet der det også ble også spekulert om det var frost i bakken i den øvre halvdel av skredbanen den dagen skredet gikk. Siden utløsningen ved Borga ser ut til å ha en sterk tilknytning til snøskred, noe som ikke er representativt for trekantskred vil ikke utløsningen bli vurdert i sammenheng med skredtypen. Utvidelsen vil riktignok fortsatt bli sett som relevant.

7.5.2. Årset

Som forklart i områdebeskrivelsen så var det tydelige spor etter vann som hadde kommet ned fjellsiden. Rett ovenfor løsnepunktet kunne man se spor etter vann som var kommet ned og under en stor stein som sto igjen (Figur 7.4). Denne dreneringsveien kan dermed ha vært med på å tilføre vann inn under det øvre løsmassedecket og inn i det laget som senere ble glideplanet for skredet. Dette glideplanet kan tydelig sees i Figur 6.2 som går ned til omtrent 100 m nedenfor løsnepunktet, hvor det kan se ut til at skredmassene hadde kraft nok til at de begynte å erodere seg ned gjennom dette laget.



Figur 7.4: Utløsningspunkt og skredløp. Hvit stoplet linje viser til vannveg som kan ha ført til utløsningen av skredet.

I følge (eklima.met, 2014b) var det store nedbørsmengder som kom i denne perioden. Nedbøren som ble registrert ved Sæbø er 102 mm nedbør, som da tilsvarer 5 % av årsnedbøren. Ser man da på timesnedbøren som ble registrert i Åndalsnes, så kom omtrent all nedbøren fra 12 på dagen til 24 på natten, med en topp like før kl. 23. Ved å ta antakelsen om at værdataene ved Åndalsnes er representative for værdataene ved Årset, så passerer nedbøren akkurat grensen på 5 % som Sandersen et al. (1996) har satt, med maks intensitet samtidig som skredet løsnet. Dette stemmer godt med det som ble observert av eksempelvis Sidle & Swanston (1982), der maksimal intensitet var i løpet av de siste. Dette er også hva Finlay et al. (1997) har skrevet, der han nevner at en stor andel av skredene forekommer samtidig, eller like etter at nedbørintensiteten har nådd toppen.

En teori på skredforløpet er at det først kom en puls som tok med seg trær og overflate, og delvis eroderte seg ned til fjell. Deretter fikk de neste pulsene mer "fritt rom" ned siden. Trærne som ble tatt med i skredet kan være med på å bygge masse og utløpsdistanse, som kan være en forklaring på hvorfor skredmassene gikk så langt som de gjorde.

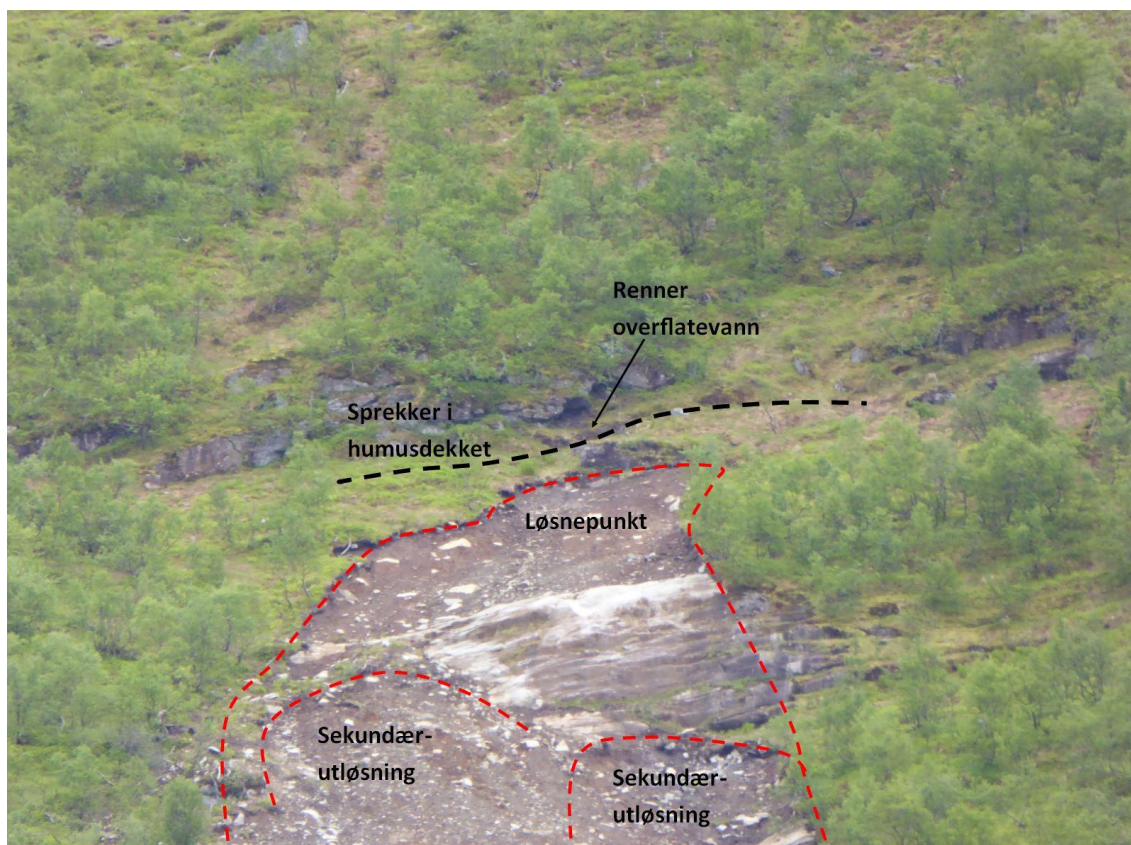
Dessverre lot det seg ikke gjøre å oppdrive høyoppløselige høydedata for området, slik at de analysene som ble gjort blir veldig grove. Dette gjelder da i hovedsak de hydrologiske analysene, som gav lite nyttig informasjon.

Ut fra dette kan det virke som at en viktig forklaring på utløsningen av dette skredet er som følger av kraftig og intensiv nedbør de 12 timene i forveien.

7.5.3. Vatne

I overkant av løsnepunktet ved Vatne 1 var det noen tydelige baksprekker som gikk langs med en berghammer som lå like ovenfor (Figur 7.5). Sprekkene gikk stedvis inntil berghammeren, men hovedsakelig noe nedenfor. Om sprekkene ble dannet i forbindelse med at skredet løsnet/begynte å slippe, eller om sprekkene kom i forkant av skredhendelsen er uvisst. Det som er sikkert er at sprekkene har bidratt til at det har kommet mer vann inn under vegetasjonen og potensielt inn i glideplanet. Som nevnt tidligere var gresset lagt flatt ovenfor løsnepunktet, noe som tyder på at det har vært kraftig overflateavrenning i området. Med langsgående sprekker ovenfor skredbanen vil det dermed ha blitt tatt opp store vannmengder i dette området.

Ser man på Figur 7.5 så går det en berghammer på skrå nedover like under løsnepunktet. Ut fra mosen som vokser på berget ser det ut til at berget lå i dagen før skredet skjedde. Sammenlignet med områdene til venstre for skredløpet har dermed torvdekket ved løsneområdet hatt lite bærende krefter nedenfra. Dette kan da gjøre at sikkerhetsfaktoren (FS) har vært lavere, noe som videre vil gjøre sannsynligheten for utglidning større i dette området (Guadagno & Revellino, 2005). Dette kan også sees i (Figur 5.26)



Figur 7.5: Ovenfor løsnepunktet til skredet Vatne 1 er det en tydelig sprekk i humusdekket hvor det kom overflatevann ned fra berghammeren ovenfor. Nedenfor løsnepunktet ser det ut til at det er to sekundærutløsninger. Foto: Gro Sandøy, NGU

Siden værstasjonene er de samme for både Vatne og Årset gjelder det samme med tanke på prosent av årsnedbør og nedbørintensitet. Også dette skredet (Vatne 1) gikk rundt klokken 22, noe som tilsvarer høyeste nedbørintensitet for Åndalsnes.

Ved Vatne lot det seg heller ikke gjøre å få tak i høyoppløste høydedata, slik at spesielt de hydrologiske analysene blir alt for grove til å kunne gjøre noen gode tolkninger.

Den mest sannsynlige forklaringen på utløsningen til Vatne 1 er at grunnet høy nedbørintensitet og med en lang, tversgående baksprekke så kom det store mengder vann inn og mellom skredmassene som skled oppå glideplanet.

For vatne 2 kan det virke som at årsaken til utløsningen er mye den samme som er tilfelle for Årset, med drenering av vann inn under en stein som lå i løснеområdet.

7.5.4. Viromdalen

Ovenfor løsnepunktet i Viromdalen virker det ved første øyekast opplagt at skredet kan ha startet som følge av et steinsprang på vannmettede løsmasser. Under feltarbeidet ble det derimot

ikke observert noen ferske spor etter steinsprang som kan ha truffet dette punktet. Derimot var det en markant vannvei som startet et stykke over bergknausen og fortsatte ned og inn i løsnepunktet til skredet. Ser man også på Figur 6.17 så vises denne vannveien der, i tillegg til et par dreneringsveier som kommer inn like nedenfor. Som man kan se på Figur 7.6 er det flere blokker som har falt ut fra berghyllen fotografen står på, men ingen av disse så ut til å være ferske.



Figur 7.6: Bilde tatt fra berghammer og ned mot løsnepunktet til skredet. Hvit strek markerer tidligere vannveg ned og inn i løsneområdet. Foto: Gro Sandøy, NGU

Nedbørstasjonen ved Ålvundfjord hadde nokså moderate nedbørsmengder, mens nedbørstasjonen ved Sunndalsøra hadde en kraftig nedbørstopp i perioden da skredet gikk. Hvilken værstasjon som er den mest representative er usikkert, men selv om den totale nedbøren som falt innenfor den aktuelle dagen er lav, kan nedbørsintensiteten ha vært stor. Ser man på nedbørsintensiteten som var ved Kristiansund i perioden da skredet gikk så er det tre nedbørstopper fordelt på 14. og 15. august, med den kraftigste toppen 15. august på 4 mm/t (Figur 6.38). Hvorvidt disse nedbørstoppene var slik ved Viromdalen er usikkert. Ser man på resultatene i Tabell 6.3 er nedbøren ved Ålvundfjord relativt høy med tanke på når det kan forventes å komme skred.

7.6 Likheter og ulikheter ved de analyserte skredene

Den viktigste grunnen til at disse spesifikke skredene ble tatt med i denne oppgaven var grunnet den karakteristiske trekantformen. Det tydeligste skredet på akkurat dette er det i Viromdalen, som også er som et «skolebokeksempel» på akkurat denne formen. Dette skredet har det som på avstand ser ut som en konstant utvidelse, sammenlignet med de andre skredene, som har mer ujevn utvidelse. Noe av grunnen til dette kan nok forklares med at dalsiden i Viromdalen er relativt «jevn» med relativt konstant helningsvinkel, i motsetning til for eksempel Borga, som har mer variert terreng gjennom skredløpets lengde.

En annen karakteristikk som alle skredene med unntak av Vatne 2 (som ikke er et trekantskred) har til felles er at løsmassedekket er relativt tynt eller at skredet ikke har erodert spesielt langt ned i løsmassene. Eksempel på lokaliteter hvor skredet ikke i veldig stor grad har vært i kontakt med berggrunnen er Borga, Årset og Vatne. Her eroderte i stedet skredet ned til et mer konsolidert lag, med enkelte partier hvor det nådde helt ned til bart fjell. Tykkelsen på det eroderte laget til alle de store skredene har sjeldent vært over 0,5 m. I motsetning til de tre nevnte skredene gikk skredet i Viromdalen i all hovedsak på glatt berggrunn, med unntak av den nedre delen av skredet hvor massene gikk oppå et overkonsolidert lag med bunnmorene.

Orienteringen til de ulike skredhendelsene er veldig varierende, der Borga gikk i NØ-retning, Årset hadde en SV-retning, Vatne NV-retning og Viromdalen gikk i S-retning. Det er derfor ikke mulig å dra noen slutninger om egenskaper eller utløsningsgrunner ut fra himmelretningen som de trekantformede skredene har gått i, siden praktisk talt alle himmelretninger er representert. Ser man derimot på flomskred så fant Meyer et al. (2012), basert på 502 skredhendelser i Norge at det er de vestvendte dalsidene som er mest utsatt for flomskred. Det er da verdt å merke seg at løsnemekanismene mellom trekantskred og flomskred er noe forskjellig.

I løsneområdet har alle skredene hatt spor etter tidligere vannveier, med sprekke dannelse eller erosjon av vann ned under steiner som står igjen ved løsneområdene (se Figur 7.7). Altså vil vannet ha hatt en enklere vei ned til glideplanene, sammenlignet med områder hvor løsmassedekket har vært intakt.



Figur 7.7: Til venstre er skredet i Viromdalen, midten er skredet ved Årset og til høyre er skredet ved Vatne. Som man kan se på figurene så har alle tre skredene synlig drenering inn under den øvre vegetasjonen via steiner eller sprekkesystemer.

7.7 Hvilke av «utvidelsesfaktorene» er de viktigste

Er det noen av utvidelsesfaktorene som er dominante ovenfor andre faktorer? Vil eksempelvis et område hvor det er glatt bergflate med et tykt løsmassedekke føre til innsnevring, mens glatt bergflate og et tynt løsmassedekke vil føre til en utvidelse av skredmassene? Er det dermed en faktor man kan se igjen i alle/de fleste stedene hvor skredet utvider seg?

De faktorene som er nevnt som mulige forklaringer fra teori er:

- Tynne løsmasser
- Plant og jevnt terreng
- Løsnepunkt med over 36° helning
- Dybde på bruddkant
- Starter som overflateskred (debris slide)

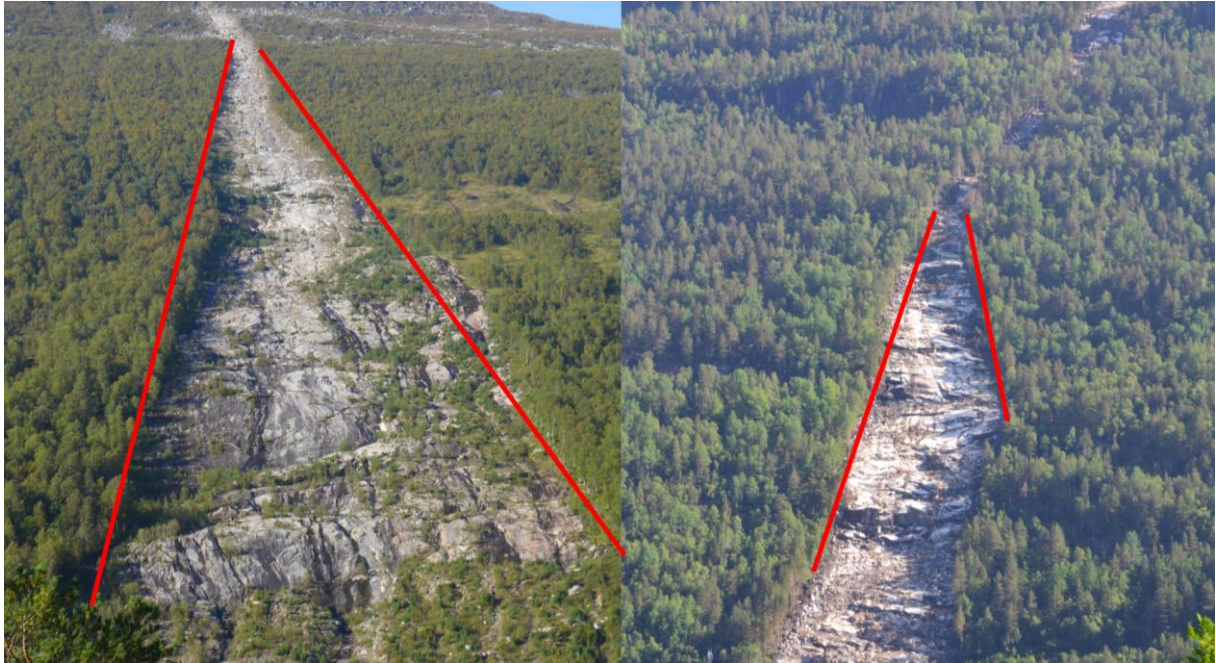
Mulige faktorer observert i felt:

- Tynne løsmasser
- Glatt bergflate
- Terreng som veksler mellom økt og redusert helning
- Konvekse terrengformasjoner

Ut fra observasjonene ved de ulike lokalitetene kan det virke som at tykkelsen på løsmassene og konvekse terrengformer har mye å si for om skredet vil utvide seg eller ikke. Eksempelvis har man tilfeller hvor skredet snevres inn grunnet tykkere løsmassedekke på det aktuelle punktet (Figur 6.5). I tilfellet ved Vatne er det sannsynlig at skredet brukte energien sin til å grave seg ned i løsmassene. Har man da områder med en glatt bergflate med lite sprekker og kun et tynt løsmassedekke vil energien til skredet i større grad kunne utvide skredet lateralt. I et slikt tilfelle vil heller ikke vannet kunne bli tatt opp av underliggende bergmasse noe som vil kunne gi en økt utløpslengde, da vannmengden ikke vil forsvinne ut fra selve skredmassen i samme grad som når det sklir på oppsprukket fjell eller løsmasser (Crosta et al., 2009; Hyndmann & Hyndmann, 2011).

Ved Årset under berghammeren, midtvegs i skredløpet fortsatte skredet å utvide seg mens det skled på løsmasser. Mulig at konsoliderte løsmasser kan gi samme effekten som glatte bergflater har på skredmassene. Da gitt at løsmassene er så kompakterte at skredet ikke klarer å erodere seg nevneverdig ned i materiale, og at løsmassene er nær til impermeabelt (Montgomery et al., 1997). Det ble som nevnt i kapittel 5.3 funnet konsolidert bunnmorene under et lag med ablasjonsmorene ved dette punktet.

I Viromdalen er terrenget relativt plant og jevnt hele vegen ned skredløpet. Her ser det ut til at skredet utvider seg forholdsvis konstant. Når man står i skredløpet merker man imidlertid at det er litt variasjon i helningen, som fungerer litt som en trapp med variasjon mellom bratterre og slakere. Skredet i Todalen (Figur 7.8), som ble sett på i forkant av oppgaven har også et parti hvor det er glatt og jevnt fjell hvor skredet utvides relativt markant. Dette området ble ikke befart, så det er ikke undersøkt om det var samme variasjonen i helningen som i Viromdalen.



*Figur 7.8: Eksempel på hvordan skredene i Viromdalen og Todalen utvidet seg i kontakt med fjell.
Foto til venstre: Gro Sandøy, NGU*

I skredene som Neary et al. (1986) undersøkte var helningen til løsnepunktet generelt over 36° . Dette er også tilfellet for skredene som ble undersøkt i denne oppgaven (se Tabell 5.1). Om helningen i løsnepunktet har mye å si for hvilken form den vil ta videre ned fjellsiden har sannsynlig vis lite å si sammenlignet med terrengets form og kurvatur. Mulig at det er en sammenheng med energien som kreves for at skredet skal utvides.

I kapittel 3.2 ble det nevnt at tykkelsen på bruddkanten kunne bestemme hvor stor åpningsvinkel det ville være på skredløpet (Guadagno et al., 2005). Det er ikke helt umulig at dette har en innvirkning på de skredene som er undersøkt i denne oppgaven, men grunnet den varierende topografien til fjellsidene vil ikke tykkelsen i løsnepunktet være den dominerende effekten. Hadde man hatt en helt plan flate og/eller større andel av finstoff ville tykkelsen på bruddkanten muligens hatt mer å si. Som nevnt tidligere er dette vulkanske aske, som har en annerledes kornfordeling med større andel finstoff sammenlignet med morene.

Andre teorier på hvorfor skred utvider seg kan være røtter som drar med seg løsmasser i en viss radius rundt seg og skaper en gradvis utvidelse. Siden trær med grunne røtter ikke nødvendigvis vil binde seg med løsmassene under vil de vokse horisontalt ut. Dermed vil de potensielt kunne dra med seg løsmasser i en viss radius rundt seg når skredet starter, noe som kan gjøre at skredet utvider seg lateralt. Eksempel på trær som har denne rottypen og finnes i områdene rundt

skredene er gran og bjørk. Ved eksempelvis tett granskog kan røttene begynne å flette mellom nabotrærne som ved skred kan føre til at masser like utenfor skredløpet blir dratt med, og skaper utvidelse. I følge Ennos (1990) blir finere røtter gjerne stående igjen i løsmassene ved brudd, mens grovere røtter blir dratt ut av løsmassene. Finere røtter er i dette tilfellet kortere enn 30 mm. Om man får et tett nett med finere røtter kan muligens dette gi styrke nok til at løsmasser blir dratt med i stedet for at røttene knekkes. Generelt vil fine røtter med en diameter <3 mm være viktigere enn grove røtter for å binde seg til løsmasser (Reubens et al., 2007). Ut fra det som blir nevnt om grove røtter vil de ikke direkte ta med seg noe særlig løsmasser, men om rota står nær til vinkelrett på fallretningen vil den muligens kunne dra med seg noe løsmasser ved skred. Store mengder grove røtter ved overflaten vil sannsynligvis kunne bremse eller stoppe vann fra å drenere videre ned dalsiden, noe som kan føre til lokalt økt poretrykk (Reubens et al., 2007).

7.8 Hvordan unngå skredene eller minimere skadene.

Som sitatet fra skredet i Hove 21. januar 1882 viser (kapittel 2), så er liv og hus utsatt for store løsmasseskred. Det er i dag, akkurat som den gang et ønske om å forstå skredene, for å unngå tap av liv og infrastruktur i fremtiden.

Med tanke på at trekantskred gjerne forekommer i ikke-kanaliserende terreng gjør sikring av slike områder vanskelig. Har man for eksempel et flomskred så vil skredmassene samles i bunn av elve- eller bekkeleier, noe som gjør de mer forutsigbar. Det å sikre eller stoppe trekantskred vil være vanskelig, da det i mindre grad er mulig å forutsi hvor de vil inntreffe.

Noe av målet med denne oppgaven har vært å se om det lar seg gjøre å definere områdene hvor det er mest sannsynlig med trekantskred. Om man finner dette kan det være aktuelt å undersøke hvordan vann vil dreneres i dalsiden ovenfor infrastruktur og dermed finne de potensielt utsatte punktene i dette området. Ut fra dette kan man videre finne de minst utsatte områdene for bygging, og utføre regelmessig tilsyn av dalsiden ovenfor for å forsikre seg om at det ikke er dannet nye dreneringsveier. Har man eksempelvis områder som innfrir de faktorene som er nevnt som fellesnevner (kapittel 7.7), i tillegg til at det er et område ovenfor hvor det er fare for steinsprang, kan det være lurt å sikre dette området med for eksempel bolter.

Tar man fellestrekkene for skredene av denne typen og lokaliserer områder med lik topografi, klima og løsmassetype inn i en database, kan man potensielt finne ut hvor det er størst fare for slike skred. Dermed kan man bruke karakteristikene til å gjenkjenne områder som innfrir disse

kravene andre steder i Norge. Videre vil det være lurt å varsle disse områdene i tilfeller hvor man regner med at det vil komme stor døgnedbør eller store nedbørsmengder over en kort tidsperiode.

7.9 Feilkilder og problemer

I dette delkapittelet blir det diskutert feilkilder i oppgaven og hva som eventuelt kunne vært gjort for å forhindre problemene.

7.9.1. Nedbørstasjoner

Skred skjer ofte utenfor tettbebygde områder, hvor det som regel ikke finnes værstasjoner. Dermed det være usikkerheter med tanke på den faktiske vær-situasjonen ved utløsningspunktet. Siden de fleste værstasjonene kun registrer nedbøren en gang om dagen, vil det være vanskelig å finne eksakt nedbørsmengde i løseområdene, i tillegg til hvor langt tidsintervall nedbøren har kommet over. Hvordan værbildet er i området hvor et skred har løst ut avhenger stort av topografien til området og hvor i landet lokaliteten befinner seg (Gysi, 1998).

Det at ulike værstasjoner ikke har nok datagrunnlag til at både nedbøren for skredhendelsen, normalnedbøren og nedbørsintensiteten kan hentes fra den samme værstasjon skaper store usikkerheter med tanke på gyldigheten til de dataene som blir analysert og jamført i forhold til de individuelle skredene.

7.9.2. 1 m DEM vs. 10 m DEM

Som nevnt tidligere (Tabell 6.1) har Borga og Viromdalen 1 m oppløsning tatt etter skredhendelsene, mens Årset og Vatne har 10 m oppløsning tatt før skredhendelsene. Ideelt sett skulle det helst vært 1 m på alle fire skredhendelsene, men siden dette ikke lot seg gjøre så ble de samme analysen gjort uten den samme oppløsningen.

Problemet med å bruke et så grovt datasett som 10 m er at man fort mister viktig informasjon om terrenget, noe som kan være av stor betydning for hvordan skredmassene vil oppføre seg. Eksempel på slik informasjon kan være et nedskåret bekkeløp i tynne løsmasser som blir helt borte i kart med 10m oppløsning. Kanskje av aller størst betydning er oppløsningen for de hydrologiske analysene, da vannets drenering kan variere stort med kun noen centimeter forskjell i topografien. Dette vises tydelig når man ser på figurene til «flow accumulation» (kapittel 6.2.3). Ved 1 m oppløsning kan man se at vannet drener inn på de samme punktene som ble observert under feltarbeidet (Figur 7.1), mens ved 10 m oppløsning blir det for lav oppløsning til å kunne trekke noen opplagte konklusjoner. Ser man på kurvaturen i

resultatkapittelet er det lettere å lese figurene hvor det er brukt 10 m oppløsning, men også her vil det sannsynlig vis være et tap i informasjon, sammenlignet med 1 m. Om det «generelle» bildet som den grove oppløsningen gir i dette tilfellet er like representativ eller bedre enn den finere oppløsningen er usikkert. Muligens vil det bli bedre siden skredets bredde overstiger 10 m og at det gir et mer riktig bilde av den overordnede kurvaturen i terrenget.

7.9.3. Kurvatur

At analyseresultatene er vanskelig å visuelt tolke kan som nevnt ha mye med kunnskap/erfaring å gjøre, men det kan også være på grunn av datatekniske feil som kan ha blitt gjort under analysen eller rådata som ikke er optimale for analysetypen, og som dermed ikke vil gi gode resultat uansett. Eventuelt kan det også være at analyseresultatene blir brukt på feil måte.

8 Konklusjoner og forslag på videre arbeid

- Nedbør som overmetter relativt tynne løsmasselag med begrenset dreneringsevne i dybden er sannsynligvis hovedårsaken til at skredene løsnet. I tre av tilfellene ved Borga, Årset og Vatne var det stor nedbørintensitet de siste timene før skredene gikk.
- Lokale forskjeller som baksprekker eller steiner i løsneområdet virker å være avgjørende for hvor skredet starter. Vannet har da drenert direkte ned til det som ble glideplanet når de øvre løsmassene kollapset. Dette gjelder tre av de fire analyserte skredene. Borga skilte seg ut siden det startet som et snøskred, for så å utvikle seg til et løsmasseskred.
- Faktorer som kan påvirke utvidelsen av trekantskred er:
 - Tynt løsmassedekke (<50 cm)
 - Glatt og jevn bergflate
 - Konvekse formasjoner i terrenget
 - Terreng som går fra brattere til slakere helning
- Faktorer som kan påvirke utløsningen av trekantskred er:
 - Høy nedbørintensitet over en kort periode
 - Tynt løsmassedekke (<50 cm)
 - Baksprekk eller steiner som gjør det enklere for vann å drenere ned til laggrenser i løsmassene
 - Helning på over 36°

Mulig arbeid som kan jobbes videre med vil være å se etter andre steder i Norge hvor denne typen skred vil være spesielt sannsynlig. Det vil også være aktuelt å teste videre de utvidelsesårsakene som er tatt opp i denne oppgaven. I sedimentprøvene som ble tatt under feltarbeidet ble det i tre av fire skred funnet forvittringsmateriale fra berggrunn eller steiner in situ i morenen. Det kan derfor være aktuelt å se nærmere på om eller hvilken påvirkning forvittringsmateriale har på utløsningen og utvidelsen av trekantskred. Teorien om røtters innvirkning på utvidelsen av trekantskred kan også være relevant å se nærmere på.

Referanser

- Ace, J. 2013. *Weyerhaeuser Admits It: SFI Puts a Green Label on Business-as-Usual Logging* [Online]. Tilgjengelig: <http://www.forestethics.org/blog/weyerhaeuser-admits-it-sfi-puts-green-label-business-usual-logging> [Hentet 17.02. 2015].
- Adressa. 2013. *Halvparten av befolkningen uten strøm i Todalen* [Online]. Adressa. Tilgjengelig: <http://www.adressa.no/nyheter/moreromsdal/article8015885.ece> [Hentet 25.11. 2014].
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, s. 1935-2017.
- Bargel, T. H.; Fergus, Å. T.; Devoli, G. D.; Orvedal, K.; Peereboom, I.; Øydvin, E. K.; Stalsberg, K.; Sletten, K.; Fischer, L.; Rubensdotter, L. & Eilertsen, R. 2011. *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred. Norges vassdags- og energidirektorat nr. 16*
- Beckman Coulter, I. 2011. *LS 13 320 Laser Diffraction Particle Size Analyser - User manual* [Online]. Tilgjengelig: www.beckmancoulter.com/wsrportal/techdocs?docname=B05577AB.pdf [Hentet 09.03. 2015].
- Berris, S. N. & Harr, R. D. (1987). Comparative snow accumulation and melt during rainfall in forested and clear-cut plots in the western Cascades of Oregon. *Water Resources Research*, 23, s. 135-142.
- Beuselinck, L.; Govers, G.; Poesen, J.; Degraer, G. & Froyen, L. (1998). Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *CATENA*, 32, s. 193-208.
- Bischetti, G. B.; Chiaradia, E. A.; Simonato, T.; Speziali, B.; Vitali, B.; Vullo, P. & Zocco, A. 2007. Root strength and root area ratio of forest species in Lombardy (Northern Italy). *Eco-and Ground Bio-Engineering: The Use of Vegetation to Improve Slope Stability*. Springer.
- Blikra, L. H.; Hole, P. A. & Rye, N. (1989). Hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, indre Nordfjord. *skrifter 92*, s. 1-17.
- Blikra, L. H. & Nemec, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, s. 909-959.
- Boggs, S. 2011. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy, Fifth edition*. New Jersey, Pearson Education, Inc.
- Buckley, A. 2010. *Understanding curvature rasters* [Online]. ESRI. Tilgjengelig: <http://blogs.esri.com/esri/arcgis/2010/10/27/understanding-curvature-rasters/> [Hentet 21.01. 2015].
- Caine, N. (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 62, s. 23-27.
- Calderon, E. 2005. *Death Toll From Tropical Storm Stan, Mudslides Tops 2 000* [Online]. Guatemala City: Terra Daily. Tilgjengelig: <http://www.terradaily.com/news/hurricane-05zzzs.html> [Hentet 21.04. 2015].
- Cardinali, M.; Galli, M.; Guzzetti, F.; Ardizzone, F.; Reichenbach, P. & Bartoccini, P. (2006). Rainfall induced landslides in December 2004 in south-western Umbria, central Italy: types, extent, damage and risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, s. 237-260.
- Carter, W.; Shrestha, R.; Tuell, G.; Bloomquist, D. & Sartori, M. (2001). Airborne laser swath mapping shines new light on Earth's topography. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 82, s. 549-555.
- Cascini, L.; Cuomo, S. & Pastor, M. (2013). Inception of debris avalanches: remarks on geomechanical modelling. *Landslides*, 10, s. 701-711.

- Cepeda, J.; Hoeg, K. & Nadim, F. (2010). Landslide-triggering rainfall thresholds: a conceptual framework. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 43, s. 69-84.
- Crosta, G. B.; Imposimato, S. & Roddeman, D. (2009). Numerical modelling of entrainment/deposition in rock and debris-avalanches. *Engineering Geology*, 109, s. 135-145.
- Cruden, D. M. & Varnes, D. J. (1996). Landslides: Investigation and Mitigation. Chapter 3- Landslide types and processes. *Transportation research board special report*.
- Di Crescenzo, G. & Santo, A. (2005). Debris slides-rapid earth flows in the carbonate massifs, of the Campania region (Southern Italy): Morphological and morphometric data for evaluating triggering susceptibility. *Geomorphology*, 66, s. 255-276.
- Dingman, S. L. 2013. *Physical hydrology, 2. edition*. Waveland press.
- Dowdeswell, J. A.; Ottesen, D. & Rise, L. (2006). Flow switching and large-scale deposition by ice streams draining former ice sheets. *Geology*, 34, s. 313-316.
- eklima.met. 2014a. *Tidspunkt for nedbørsregistrering* [Online]. Meteorologisk institutt. Tilgjengelig: http://sharki.oslo.dnmi.no/Help/start/start_no.html [Hentet 10.11. 2014].
- eklima.met. 2014b. *Værdata* [Online]. Meteorologisk institutt. Tilgjengelig: www.eklima.met.no [Hentet 08.11. 2014].
- Ennos, A. R. (1990). The anchorage of leek seedlings: the effect of root length and soil strength. *Annals of Botany*, 65, s. 409-416.
- ESRI. 2011a. *Flow accumulation* [Online]. ESRI. Tilgjengelig: http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/How_Flow_Accumulation_works/009z00000062000000/ [Hentet 26.01. 2015].
- ESRI. 2011b. *Flow Direction* [Online]. ESRI. Tilgjengelig: <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/009z00000063000000.htm> [Hentet 26.01. 2015].
- ESRI. 2011c. *Hillshade* [Online]. ESRI. Tilgjengelig: <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/009z000000z2000000.htm> [Hentet 21.01. 2015].
- ESRI. 2015. *DEM* [Online]. ESRI. Tilgjengelig: <http://support.esri.com/en/knowledgebase/GISDictionary/term/DEM> [Hentet 19.01. 2015].
- Finlay, P. J.; Fell, R. & Maguire, P. K. (1997). The relationship between the probability of landslide occurrence and rainfall. *Canadian Geotechnical Journal*, 34, s. 811-824.
- Fredin, O.; Bergstrøm, B.; Eilertsen, R.; Hansen, L.; Longva, O.; Nesje, A. & Sveian, H. (2013). Glacial landforms and Quaternary landscape development in Norway. *Quaternary Geology of Norway*, s. 5-27.
- Fuchu, D.; Lee, C. F. & Wang, S. J. (1999). Analysis of rainstorm-induced slide-debris flows on natural terrain of Lantau Island, Hong Kong. *Engineering Geology*, 51, s. 279-290.
- Furseth, A. 2006. *Skredulykker i Norge, 1. Utgave*. Oslo, Tun Forlag.
- Gabrielsen, R. H.; Braathen, A.; Dehls, J. & Roberts, D. (2002). Tectonic lineaments of Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 82, s. 153-174.
- GeoExtreme. 2009. *Endringer i klima og skredfare de neste 50 år* [Online]. Tilgjengelig: <http://www.geoextreme.no/> [Hentet 23.04. 2015].
- Golding, D. L. & Swanson, R. H. (1986). Snow distribution patterns in clearings and adjacent forest. *Water Resources Research*, 22, s. 1931-1940.
- Gray, D. H. & Megahan, W. F. (1981). Forest vegetation removal and slope stability in the Idaho batholith. *U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Research Paper*.
- Grinderud, K.; Rasmussen, H.; Nilsen, S.; Lillethun, A.; Holten, A. & Sanderud, Ø. 2010. *GIS - Geografiens språk i vår tidsalder, 2. Utgave*. Trondheim, Tapir Akademisk Forlag.

- Guadagno, F. M.; Forte, R.; Revellino, P.; Fiorillo, F. & Focareta, M. (2005). Some aspects of the initiation of debris avalanches in the Campania Region: the role of morphological slope discontinuities and the development of failure. *Geomorphology*, 66, s. 237-254.
- Guadagno, F. M. & Revellino, P. (2005). Debris avalanches and debris flows of the Campania Region (Southern Italy). *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, s. pp. 489-518.
- Gubbels, T. & Brakenridge, R. 2004. *Flood Disaster Hits Hispaniola* [Online]. Tilgjengelig: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Haiti2004/> [Hentet 20.04. 2015].
- Guzzetti, F.; Peruccacci, S.; Rossi, M. & Stark, C. P. (2007). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, s. 239-267.
- Gysi, H. (1998). Orographic influence on the distribution of accumulated rainfall with different wind directions. *Atmospheric Research*, 48, s. 615-633.
- Hageselskapet. 2000. *Kunsten å trives* [Online]. Tilgjengelig: http://www.hageselskapet.no/fileadmin/a_solvi_svendsen/kunsten_trives.pdf [Hentet 02.03. 2015].
- Haugerud, R. A.; Harding, D. J.; Johnson, S. Y.; Harless, J. L.; Weaver, C. S. & Sherrod, B. L. (2003). High-resolution lidar topography of the Puget Lowland, Washington. *GSA Today*, 13, s. 4-10.
- Highland, L. M. & Bobrowsky, P. 2008. *The Landslide Handbook - A Guide to Understanding Landslides*, Reston, U.S. Geological Survey.
- Hungr, O.; Leroueil, S. & Picarelli, L. 2013. The Varnes classification of landslide types, an update.
- Hyndmann, D. & Hyndmann, D. 2011. *Natural Hazards and Disasters, 3rd*. Canada, Yolanda Cassio.
- IPCC 2014. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)], Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Iversen, T.; Benestad, R.; Haugen, J.; Kirkevåg, A.; Sorteberg, A.; Debernard, J.; Grønås, S.; Hanssen-Bauser, I.; Kvamstø, N.; Martinsen, E. & Engen-Skaugen, T. 2005. *Norges klima om 100 år - Usikkerheter og risiko* [Online]. RegClim. Tilgjengelig: http://regclim.met.no/presse/download/regclim_brosjyre2005.pdf [Hentet 26.03. 2015].
- Iverson, R. M. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, s. 245-296.
- Jaedicke, C. (2009). Økt skredfare kan avverges. *Klima (NORKLIMA)*, 2009, s. 30-31.
- Jaedicke, C.; Solheim, A.; Blikra, L.; Stalsberg, K.; Sorteberg, A.; Aaheim, A.; Kronholm, K.; Vikhamar-Schuler, D.; Isaksen, K. & Sletten, K. (2008). Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8, s. 893-904.
- Kidner, D.; Dorey, M. & Smith, D. 1999. *What's the point? Interpolation and extrapolation with a regular grid DEM*. Fourth International Conference on GeoComputation, Fredericksburg, VA, USA.
- Kristensen, L.; Blikra, L. H. & Hole, J. 2010. *Åknes: State of instrumentation and data analysis. Åknes/Tafford Beredskap IKS nr. 02*
- Kronholm, K. & Stalsberg, K. (2009). Klimaendringer gir endringer i skredhyppigheten. *Klima (NORKLIMA)*, 2009, s. 34-36.

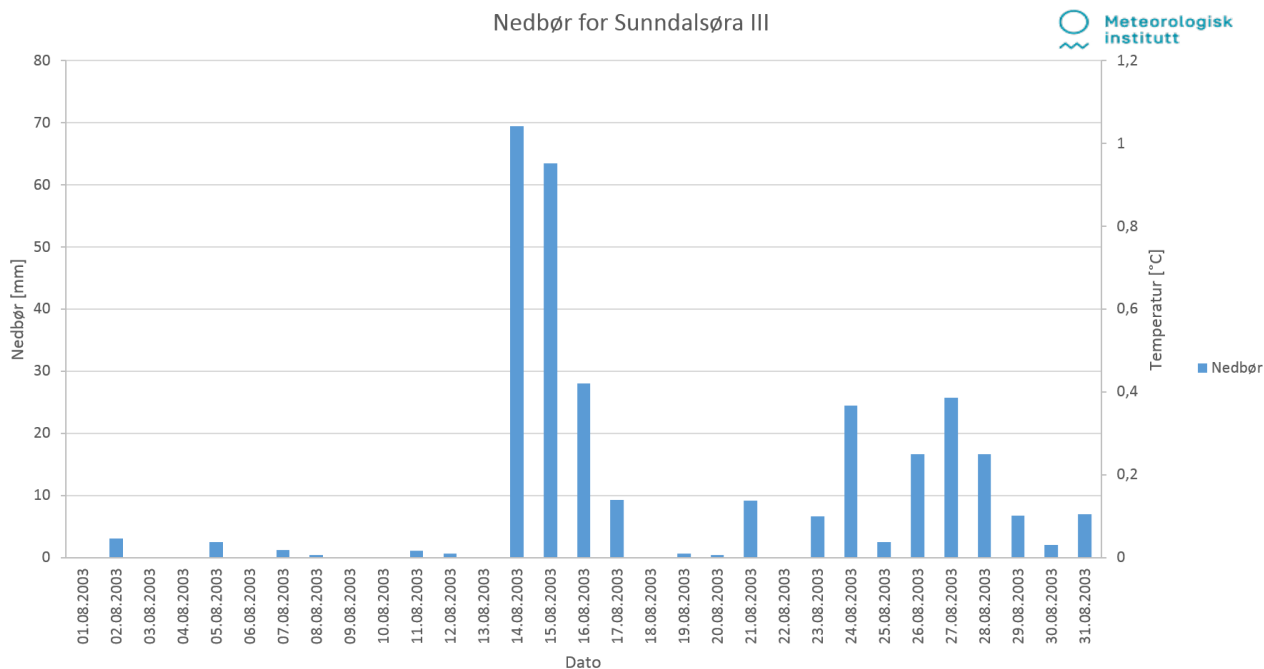
- Larsen, M. C. & Simon, A. (1993). A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical environment, Puerto-Rico. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 75, s. 13-23.
- Lund, M. R. 2013. *En studie av skredaktiviteten i Arnegårdslia, Nes kommune, Hallingdal*. Masteroppgave, Universitetet i Oslo.
- McNaughton, K. G. & Jarvis, P. G. 1983. *predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation*, New York, Academic Press.
- Meld.St.15. 2012. *Hvordan leve med farene – om flom og skred* [Online]. Det kongelige Olje- og Energidepartementet. Tilgjengelig: <https://www.regjeringen.no/contentassets/65e3e88d0be24461b40364dd61111f21/no/pdfs/stm201120120015000dddpdfs.pdf> [Hentet 24.03. 2015].
- met.no. 2015a. *Hva er klima?* [Online]. Tilgjengelig: http://met.no/Klima/Hva_er_klima/ [Hentet 09.04. 2015].
- met.no. 2015b. *Klimanormaler og ekstremere* [Online]. Meteorologisk institutt. Tilgjengelig: <http://met.no/Klimanormaler+og+ekstremere.9UFRnIXv.ips> [Hentet 26.04. 2015].
- meteoalarm. 2015. *alerting europe for extreme weather* [Online]. Tilgjengelig: <http://www.meteoalarm.eu/> [Hentet 20.04. 2015].
- Meyer, N.; Dyrredal, A.; Frauenfelder, R.; Etzelmüller, B. & Nadim, F. (2012). Hydrometeorological threshold conditions for debris flow initiation in Norway. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12, s. 3059-3073.
- Moltubak, R. D. 2005. *Flaks reddet barnefamilie* [Online]. VG. Tilgjengelig: <http://www.vg.no/nyheter/innenriks/vaer-og-uvaer/flaks-reddet-barnefamilie/a/109447/> [Hentet 11.03. 2015].
- Montgomery, D. R.; Dietrich, W. E.; Torres, R.; Anderson, S. P.; Heffner, J. T. & Loague, K. (1997). Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall. *Water Resources Research*, 33, s. 91-109.
- Møre-Nytt. 2014. *Vegen rundt Dalsvatnet øydelagt* [Online]. Tilgjengelig: <http://www.morenytt.no/nyheter/article8934455.ece> [Hentet 25.03. 2015].
- Neary, D. G.; Swift, L. W.; Manning, D. M. & Burns, R. G. (1986). Debris Avalanche in the Southern Appalachians - An Influence on Forest Soil Formation. *Soil Science Society of America Journal*, 50, s. 465-471.
- Neeb, P.-R. 1992. *Byggeråstoffer: kartlegging, undersøkelse og bruk*, Trondheim, Tapir.
- NGU. 2014a. *Berggrunnskart* [Online]. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> [Hentet 07.10.2014 2014].
- NGU. 2014b. *Løsmassekart* [Online]. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> [Hentet 07.10 2014].
- Norem, H. & Sandersen, F. 2012. *Flom- og sørpeskred - Høringsutgave av veileder. Statens vegvesen nr. 73/*
- NVE. 2013a. *Aktsomhetsnivåer jordskred* [Online]. Tilgjengelig: <http://varsom.no/Jordskred/Varslingnivaer--skala/> [Hentet 10.02. 2015].
- NVE. 2013b. *Skredhendelser - Datakilder* [Online]. Tilgjengelig: <http://www.nve.no/no/Flom-og-skred/Farekartlegging/Historiske-hendelser/Skred/> [Hentet 09.05. 2015].
- NVE. 2014. *Skredhendelser* [Online]. NVE. Tilgjengelig: <http://skredatlas.nve.no/> [Hentet 03.11.2014 2014].
- O'loughlin, C. & Pearce, A. (1976). Influence of Cenozoic geology on mass movement and sediment yield response to forest removal, North Westland, New Zealand. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 13, s. 41-46.

- Pasuto, A. & Silvano, S. (1998). Rainfall as a trigger of shallow mass movements. A case study in the Dolomites, Italy. *Environmental Geology*, 35, s. 184-189.
- Pillans, B. & Naish, T. (2004). Defining the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 23, s. 2271-2282.
- Plafker, G.; Ericksen, G. E. & Concha, J. F. (1971). Geological aspects of the May 31, 1970, Peru earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61, s. 543-578.
- Rekstad, J. 1909. *Geologiske iagttagelser fra strøker mellem Sognefjord, Eksingedal og Vossestrand*, Norges Geologiske Undersøkelse.
- Reubens, B.; Poesen, J.; Danjon, F.; Geudens, G. & Muys, B. (2007). The role of fine and coarse roots in shallow slope stability and soil erosion control with a focus on root system architecture: a review. *Trees*, 21, s. 385-402.
- Ruddiman, W. 2008. *Earth's Climate: Past and Future, Second edition*. New York, Clancy Marshall.
- Sandersen, F.; Bakkehoi, S.; Hestnes, E. & Lied, K. 1996. *The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability*, Rotterdam, A.A. Balkema.
- Savage, W. & Baum, R. (2005). Instability of steep slopes. *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, s. pp. 53-79.
- Selmer-Olsen, R. 1980. *Ingeniørgeologi Del 1, Generell geologi. Utgave 3*, Trondheim, Tapir.
- seNorge.no. 2015. "Daglig oppdaterte kart over snø-, vær- og vannforhold og klima for Norge" [Online]. NVE, met.no, Kartverket. Tilgjengelig: www.senorge.no [Hentet 16.03. 2015].
- Sharpe, C. F. S. 1938. Landslides and related phenomena. NY: Columbia University Press.
- Sidle, R. C. (2005). influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows. *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, s. pp. 387-409.
- Sidle, R. C. & Ochiai, H. 2006. *Landslides: processes, prediction, and land use*, Washington, DC, American Geophysical Union.
- Sidle, R. C.; Pearce, A. J. & O'Loughlin, C. L. 1985. *Hillslope Stability and Land Use*, Washington DC, American Geophysical Union.
- Sidle, R. C. & Swanston, D. N. (1982). Analysis of a small debris-slide in coastal Alaska. *Canadian Geotechnical Journal*, 19, s. 167-174.
- Sletten, K. 2014. *Jordskred og klima*. TBG 4200 Ingeniørgeologi Løsmasse VK, Trondheim. NTNU. 03.03.2014
- Statkart. 2014. *Toporaster2 WMS* [Online]. Statkart. Tilgjengelig: <http://www.arcgis.com/home/item.html?id=bc39a68b5ce746849c2c395569ebbd69> [Hentet 06.10. 2014].
- Statkart. 2015. *Toporaster 3 WMS* [Online]. Tilgjengelig: <http://www.arcgis.com/home/item.html?id=637d3a601a704b89a714eab9226d691b> [Hentet 29.04. 2015].
- Storbråten, A. 2010. *Klimarelaterte endringer i skredaktivitet i Norge*. Msc Masteroppgave, NTNU.
- Sun, D. H.; Bloemendal, J.; Rea, D. K.; Vandenberghe, J.; Jiang, F. C.; An, Z. S. & Su, R. X. (2002). Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, 152, s. 263-277.
- SVV. 2005. *Håndbok 014 Laboratorieundersøkelser - Vedlegg 1 Jordartsklassifisering* [Online]. Statens vegvesen. Tilgjengelig: http://www.vegvesen.no/s/vegnormaler/hb/014/14_4_SAMLET.pdf [Hentet 17.03. 2015].

- Sæterbø, E.; Hoseth, K. A. & Fergus, T. 2010. *Vassdragshåndboka: håndbok i vassdragsteknikk*, Trondheim, Tapir akademisk forl.
- Takahashi, T. (1981). DEBRIS FLOW. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 13, s. 57-77.
- Thériault, A. 2009. *Yungay 1970-2009: remembering the tragedy of The Earthquake* [Online]. Peruvian Times. Tilgjengelig: <http://www.peruviantimes.com/31/yungay-1970-2009-remembering-the-tragedy-of-the-earthquake/3073/> [Hentet 21.04. 2015].
- Trømborg, D. 2006. *Geologi og landformer i Norge*, Oslo, Landbruksforlaget.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Landslides, analysis and control, special report 176: Transportation research board*, s. 11-33.
- WMO. 2015. *Climate Data and Data Related Products* [Online]. Tilgjengelig: http://www.wmo.int/pages/themes/climate/climate_data_and_products.php [Hentet 03.05. 2015].
- Zhou, Y.; Watts, D.; Li, Y. & Cheng, X. (1998). A case study of effect of lateral roots of *Pinus yunnanensis* on shallow soil reinforcement. *Forest Ecology and Management*, 103, s. 107-120.
- Ziemer, R. R. 1981. *The role of vegetation in the stability of forested slopes*. Proc. First Union of For. Res. Org., Div. I, XVII World Congress, Kyoto, Japan. 297-308.
- Øydvin, E. K.; Devoli, G.; Bargel, T. H.; Wiig, T.; Taurisano, A.; Berg, H.; Eikenæs, O.; Lyche, E.; Fergus, T.; Kvakland, M. R.; Wasrud, J.; Helle, T. E.; Orvedal, K.; Peereboom, I. O.; Andersen, Ø. B.; Hermanns, R. L.; Høst, J.; Hansen, L.; Bunkholt, H.; Eilertsen, R.; Fischer, L.; L'Heureux, J.; Oppikofer, T.; Rubensdotter, L.; Sletten, K.; Solber, I. & Stalsberg, K. 2011. *Plan for skredfarekartlegging. Norges vassdrags- og energidirektorat nr. 14*

Vedlegg

A. Nedbørsdata for Sunndalsøra



Figur A.1: Nedbøren som kom i august 2003, da skredet i viromdalen skjedde. Skredhendelsen var 14. august, samme dag som den kraftigste nedbørstoppen (69,4 mm) var.

Tabell A.1 Tabellen viser de 10 største ekstremnedbørstilfellene, regnet over et døgn og utgjørende 5 - 8 % av årsnedbøren hos stasjonen i Sunndalsøra, rangert etter millimeter nedbør. Den totale Perioden med målinger er fra 1954 og frem til skredet i 2003, 49 år senere (eklima.met, 2014b).

Stnr	Dato	Nedbør (mm)
63420	14.12.1991	79
63420	31.03.1997	72,6
63420	14.08.2003	69,4
63420	14.09.1997	67
63420	09.10.1992	63,5
63420	15.08.2003	63,5
63420	04.02.1993	58
63420	31.08.1964	57,3
63420	18.09.1978	54,5
63420	08.09.1966	54

B. Rådata sedimentprøver

Tabell B.1: I tabellen under er det listet opp alle prøvene som ble analysert i forbindelse med feltarbeidet til oppgaven.



7491 TRONDHEIM
Tlf.: 73 90 40 00
Telefaks: 73 92 16 20

Coulter data (Kumulativ volum % <)							
NGU prøvenr:	106901	106902	106903	106904	106905	106906	106907
Løpenr:	1	2	3	4	5	6	7
Prøve nr. → Diameter(µm) ↓	Vatne 01- 14	Vatne 02- 14	Vatne 04- 14	Årset 01- 14	Årset 02- 14	Årset 03- 14	Viromdalen 02- 14
0,375	0	0	0	0	0	0	0
0,412	0,02	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01	0,02
0,452	0,05	0,02	0,04	0,05	0,16	0,03	0,06
0,496	0,10	0,04	0,07	0,10	0,31	0,06	0,12
0,545	0,16	0,07	0,12	0,16	0,52	0,10	0,21
0,598	0,24	0,11	0,18	0,25	0,78	0,15	0,31
0,657	0,34	0,16	0,25	0,34	1,09	0,21	0,44
0,721	0,45	0,21	0,34	0,46	1,43	0,28	0,58
0,791	0,58	0,27	0,43	0,58	1,81	0,35	0,74
0,869	0,71	0,33	0,52	0,72	2,21	0,44	0,92
0,954	0,85	0,40	0,63	0,86	2,63	0,53	1,10
1,047	1,00	0,47	0,74	1,01	3,07	0,62	1,30
1,149	1,16	0,54	0,85	1,17	3,51	0,72	1,51
1,261	1,32	0,62	0,96	1,33	3,96	0,83	1,72
1,385	1,49	0,70	1,08	1,50	4,41	0,94	1,94
1,520	1,66	0,78	1,19	1,67	4,87	1,05	2,16
1,669	1,84	0,87	1,31	1,85	5,33	1,17	2,38
1,832	2,02	0,96	1,43	2,03	5,80	1,29	2,60
2,011	2,21	1,05	1,55	2,22	6,29	1,42	2,83
2,208	2,42	1,15	1,68	2,42	6,79	1,55	3,06
2,423	2,63	1,25	1,81	2,62	7,32	1,69	3,30
2,660	2,86	1,36	1,95	2,84	7,88	1,83	3,54
2,920	3,10	1,47	2,10	3,08	8,47	1,99	3,79
3,206	3,37	1,59	2,26	3,33	9,10	2,15	4,04
3,519	3,66	1,71	2,44	3,61	9,77	2,33	4,31
3,863	3,97	1,85	2,63	3,91	10,48	2,51	4,60
4,241	4,32	1,99	2,85	4,24	11,23	2,71	4,89
4,656	4,70	2,14	3,09	4,60	12,03	2,93	5,21
5,111	5,11	2,30	3,36	4,99	12,86	3,16	5,55
5,611	5,56	2,47	3,65	5,42	13,72	3,40	5,91
6,159	6,05	2,65	3,98	5,89	14,61	3,66	6,28
6,761	6,58	2,83	4,34	6,40	15,53	3,94	6,69
7,422	7,15	3,03	4,73	6,94	16,46	4,23	7,11
8,148	7,76	3,23	5,16	7,53	17,40	4,54	7,56
8,944	8,40	3,44	5,63	8,16	18,36	4,87	8,03
9,819	9,09	3,66	6,13	8,82	19,32	5,22	8,53
10,78	9,81	3,89	6,67	9,53	20,29	5,58	9,05
11,83	10,56	4,12	7,24	10,26	21,26	5,96	9,60
12,99	11,33	4,36	7,84	11,02	22,22	6,36	10,16
14,26	12,12	4,60	8,47	11,80	23,15	6,77	10,74
15,65	12,92	4,84	9,12	12,60	24,06	7,20	11,33
17,18	13,72	5,09	9,79	13,40	24,93	7,64	11,94
18,86	14,53	5,34	10,47	14,20	25,79	8,11	12,56
20,71	15,35	5,61	11,17	15,02	26,66	8,60	13,20
22,73	16,20	5,89	11,89	15,86	27,56	9,14	13,90
24,95	17,08	6,21	12,65	16,74	28,53	9,73	14,65
27,39	18,01	6,55	13,44	17,66	29,56	10,38	15,46
30,07	18,98	6,93	14,25	18,61	30,62	11,09	16,33
33,01	19,97	7,33	15,07	19,58	31,67	11,85	17,25
36,24	20,96	7,76	15,89	20,53	32,68	12,66	18,21
39,78	21,93	8,22	16,70	21,47	33,64	13,53	19,18
43,67	22,88	8,69	17,48	22,39	34,56	14,44	20,19
47,94	23,81	9,19	18,25	23,28	35,46	15,40	21,22
52,63	24,73	9,73	18,99	24,15	36,38	16,42	22,28
57,77	25,64	10,29	19,72	25,02	37,33	17,50	23,39
63,42	26,54	10,89	20,44	25,88	38,33	18,64	24,53

69,62	27,44	11,51	21,15	26,74	39,39	19,84	25,71
76,43	28,34	12,15	21,83	27,58	40,51	21,09	26,91
83,9	29,21	12,80	22,50	28,41	41,67	22,36	28,14
92,1	30,07	13,45	23,15	29,22	42,87	23,66	29,40
101,1	30,90	14,11	23,80	30,01	44,10	24,97	30,69
111	31,71	14,77	24,43	30,79	45,39	26,27	32,00
121,8	32,51	15,43	25,07	31,55	46,73	27,55	33,34
133,7	33,28	16,10	25,70	32,31	48,13	28,82	34,71
146,8	34,04	16,78	26,34	33,04	49,61	30,04	36,12
161,2	34,78	17,46	26,96	33,76	51,15	31,21	37,54
176,9	35,47	18,15	27,56	34,45	52,71	32,28	38,96
194,2	36,12	18,82	28,12	35,09	54,24	33,24	40,34
213,2	36,72	19,46	28,63	35,68	55,69	34,06	41,66
234,1	37,26	20,09	29,10	36,22	57,06	34,76	42,92
256,9	37,77	20,69	29,55	36,74	58,38	35,39	44,12
282,1	38,27	21,31	30,00	37,27	59,68	35,99	45,30
309,6	38,79	21,95	30,49	37,84	61,05	36,62	46,50
339,9	39,32	22,63	31,02	38,48	62,49	37,32	47,74
373,1	39,87	23,36	31,58	39,19	63,99	38,08	49,00
409,6	40,41	24,11	32,16	39,93	65,49	38,86	50,27
449,7	40,90	24,84	32,71	40,66	66,90	39,62	51,47
493,6	41,33	25,52	33,20	41,31	68,14	40,29	52,54
500	42,06	26,30	33,76	41,92	69,16	40,84	53,44
1000	46,99	35,20	40,13	48,37	81,85	51,70	60,03
2000	54,09	46,24	48,16	55,85	89,58	60,40	66,83
4000	64,54	60,33	58,72	64,01	94,04	68,51	74,23
8000	74,23	73,35	70,01	73,11	96,18	79,39	84,96
16000	91,00	97,39	89,05	90,86	100,00	93,56	100,00
19000	91,00	100,00	93,59	100,00		93,56	
22000	100,00		100,00			100,00	

Tabell B.2: I tabellen under er det listet opp alle prøvene som ble analysert i forbindelse med feltarbeidet til oppgaven.

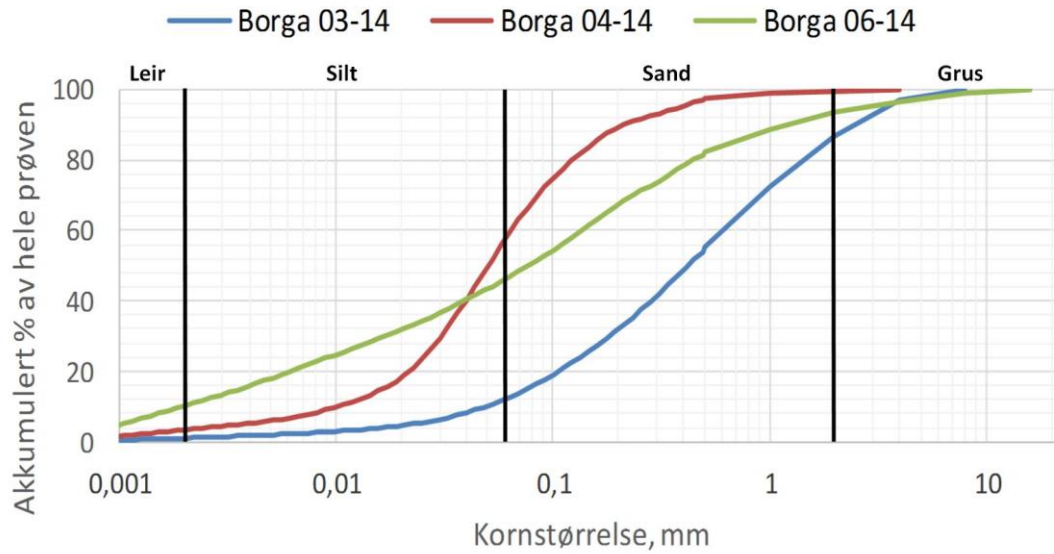


7491 TRONDHEIM
Tlf.: 73 90 40 00
Telefaks: 73 92 16 20

Coulter data (Kumulativ volum % <)						
NGU prøvenr:	106908	106909	106910	106911	106912	106913
Løpenr:	8	9	10	11	12	13
Prøve nr. → Diameter(µm) ↓	Viromdalen 03-14	Todalen 01- 14	Todalen 03- 14	Borga 03- 14	Borga 04- 14	Borga 06- 14
0,375	0	0	0	0	0	0
0,412	0,02	0,04	0,02	0,01	0,03	0,09
0,452	0,06	0,12	0,06	0,02	0,08	0,25
0,496	0,11	0,24	0,11	0,05	0,16	0,49
0,545	0,19	0,40	0,19	0,08	0,27	0,83
0,598	0,29	0,61	0,29	0,12	0,41	1,25
0,657	0,40	0,85	0,40	0,17	0,57	1,75
0,721	0,53	1,13	0,53	0,23	0,75	2,30
0,791	0,67	1,43	0,67	0,29	0,95	2,92
0,869	0,82	1,76	0,82	0,36	1,17	3,58
0,954	0,98	2,10	0,98	0,43	1,40	4,28
1,047	1,15	2,46	1,13	0,51	1,64	5,00
1,149	1,32	2,83	1,29	0,58	1,89	5,74
1,261	1,50	3,21	1,45	0,67	2,13	6,49
1,385	1,68	3,59	1,61	0,75	2,38	7,25
1,520	1,86	3,97	1,76	0,83	2,62	8,00
1,669	2,03	4,35	1,91	0,91	2,87	8,75
1,832	2,21	4,73	2,06	0,99	3,10	9,49
2,011	2,39	5,11	2,20	1,07	3,34	10,23
2,208	2,57	5,50	2,34	1,16	3,57	10,98
2,423	2,76	5,90	2,49	1,24	3,80	11,72
2,660	2,94	6,30	2,63	1,32	4,03	12,47
2,920	3,14	6,73	2,78	1,41	4,27	13,24
3,206	3,35	7,17	2,93	1,49	4,52	14,02

3,519	3,56	7,65	3,10	1,58	4,78	14,81
3,863	3,79	8,15	3,27	1,67	5,05	15,63
4,241	4,03	8,69	3,46	1,77	5,35	16,47
4,656	4,30	9,27	3,66	1,87	5,67	17,33
5,111	4,57	9,89	3,88	1,98	6,02	18,20
5,611	4,87	10,56	4,11	2,10	6,41	19,09
6,159	5,19	11,27	4,36	2,22	6,83	19,99
6,761	5,53	12,04	4,63	2,35	7,30	20,90
7,422	5,89	12,85	4,92	2,48	7,81	21,82
8,148	6,27	13,71	5,22	2,63	8,38	22,74
8,944	6,67	14,62	5,55	2,79	9,00	23,67
9,819	7,10	15,59	5,90	2,95	9,68	24,62
10,78	7,55	16,60	6,27	3,13	10,43	25,58
11,83	8,02	17,65	6,66	3,31	11,26	26,55
12,99	8,50	18,73	7,07	3,51	12,19	27,52
14,26	9,00	19,84	7,49	3,72	13,22	28,48
15,65	9,51	20,95	7,94	3,95	14,39	29,42
17,18	10,04	22,08	8,41	4,19	15,72	30,32
18,86	10,57	23,21	8,91	4,46	17,25	31,21
20,71	11,13	24,37	9,43	4,76	19,02	32,13
22,73	11,73	25,58	10,01	5,09	21,09	33,11
24,95	12,37	26,88	10,64	5,47	23,49	34,18
27,39	13,07	28,27	11,33	5,90	26,25	35,35
30,07	13,82	29,74	12,08	6,38	29,36	36,59
33,01	14,61	31,26	12,88	6,93	32,80	37,86
36,24	15,43	32,80	13,73	7,53	36,47	39,13
39,78	16,27	34,33	14,61	8,20	40,31	40,39
43,67	17,13	35,86	15,52	8,94	44,23	41,64
47,94	18,01	37,38	16,47	9,74	48,15	42,90
52,63	18,92	38,92	17,47	10,63	52,02	44,20
57,77	19,87	40,49	18,53	11,59	55,80	45,53
63,42	20,84	42,08	19,65	12,65	59,46	46,92
69,62	21,85	43,71	20,84	13,79	62,95	48,33
76,43	22,88	45,34	22,09	15,02	66,26	49,79
83,9	23,92	46,98	23,42	16,33	69,38	51,27
92,1	24,99	48,60	24,83	17,72	72,28	52,81
101,1	26,08	50,22	26,33	19,18	74,98	54,40
111	27,20	51,85	27,93	20,70	77,49	56,07
121,8	28,36	53,50	29,63	22,30	79,81	57,81
133,7	29,55	55,19	31,45	23,97	81,98	59,60
146,8	30,77	56,93	33,37	25,70	83,98	61,44
161,2	32,01	58,69	35,37	27,51	85,80	63,28
176,9	33,24	60,41	37,40	29,38	87,42	65,08
194,2	34,44	62,05	39,41	31,31	88,82	66,79
213,2	35,59	63,57	41,34	33,30	89,97	68,38
234,1	36,69	64,97	43,19	35,34	90,91	69,86
256,9	37,77	66,31	44,98	37,47	91,70	71,25
282,1	38,86	67,65	46,76	39,71	92,43	72,64
309,6	39,98	69,06	48,57	42,08	93,16	74,07
339,9	41,16	70,58	50,44	44,56	93,94	75,58
373,1	42,38	72,17	52,35	47,09	94,76	77,16
409,6	43,58	73,76	54,23	49,56	95,56	78,75
449,7	44,71	75,25	55,99	51,86	96,28	80,22
493,6	45,71	76,53	57,54	53,86	96,86	81,48
500	46,55	77,55	58,91	55,46	97,27	82,45
1000	52,94	84,21	67,96	72,63	98,90	88,56
2000	61,18	89,90	75,75	86,53	99,50	93,31
4000	73,18	94,74	80,95	96,95	100,00	96,56
8000	84,36	98,69	87,39	100,00		98,98
16000	93,50	100,00	95,83			100,00
19000	97,04		100,00			
22000	100,00					

Borga



Borga 03-14

File name:	11a_02.\$ls	Specific Surf. Area	1295,2
NGU prøvenr:	106911	% <	Size
Prøve nr:	Borga 03-14	10	49,3
	NGU-	25	141,5
Sample ID:	Prøvenr_106911	50	417,2
Operator:	WK	75	1170,5
Comment 1	0.881g, ultralyd	90	2666,0
Comment 2			
Optical Model	Fraunhofer.rf780d	INTERPOLASJON	
Obscuration:	10	Particle diameter	Volume
PIDS Obscur:		μm	% <
Obscuration:	OK	2	1,07
		5	1,95
		10	2,98
STATISTISKE		15	3,84
PARAMETERE		20	4,64
From	0,4	25	5,48
To	8000,0	50	10,13
Volume	100,0	60	12,01
Mean:	892,7	63	12,57
Median:	417,2	70	13,86
D(3,2):	46,3	75	14,76
Mean/Median Ratio:	2,1	90	17,36
Mode:	707,1	125	22,75
95% Conf. Limits:		200	31,92
95% Conf. Limits:		250	36,83
S.D.:	1187,0	400	48,91
Variance:	1408860,0	500	55,46
C.V.:	133,0	1000	72,63
Skewness:	2,3	2000	86,53
Kurtosis:	5,7	4000	96,95
d10:	49,3	8000	100,00
d50:	417,2	16000	100,00
d90:	2666,0	19000	100,00
		22000	100,00

Borga 04-14

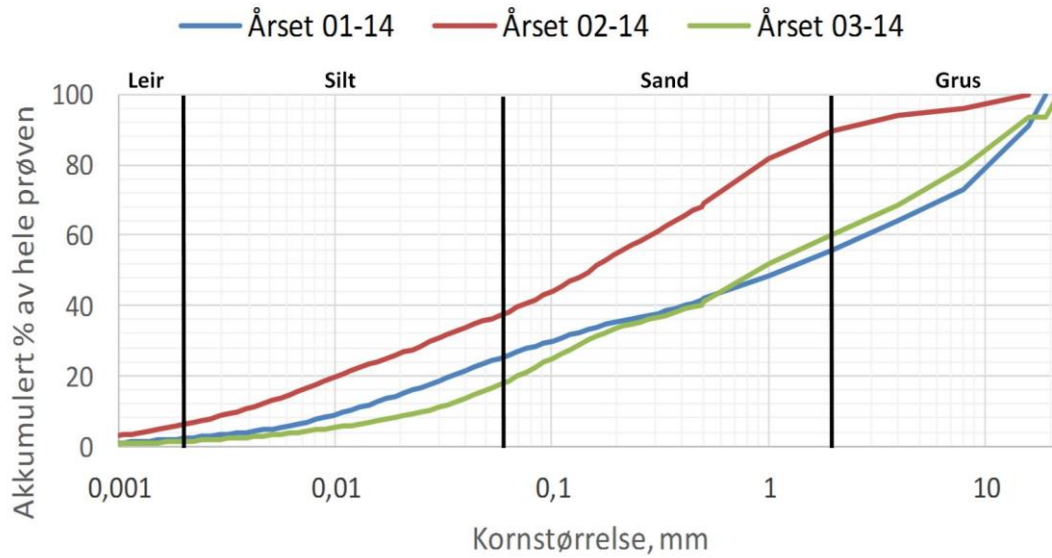
File name:	12a_02.\$ls	Specific Surf. Area	4184,3
NGU prøvenr:	106912	% <	
Prøve nr:	Borga 04-14	10	Size 10,2
	NGU-	25	26,3
Sample ID:	Prøvenr_106912	50	50,2
Operator:	WK	75	101,2
Comment 1	0.408g, ultralyd	90	214,0
Comment 2			
Optical Model	Fraunhofer.rf780d	INTERPOLASJON	
Obscuration:	10	Particle diameter	Volume
PIDS Obscur:		µm	% <
Obscuration:	OK	2	3,32
		5	5,94
		10	9,82
STATISTISKE		15	13,85
PARAMETERE		20	18,34
From	0,4	25	23,54
To	4000,0	50	49,85
Volume	100,0	60	57,25
Mean:	110,5	63	59,19
Median:	50,2	70	63,14
D(3,2):	14,3	75	65,57
Mean/Median Ratio:	2,2	90	71,54
Mode:	45,8	125	80,40
95% Conf. Limits:		200	89,17
95% Conf. Limits:		250	91,46
S.D.:	248,4	400	95,35
Variance:	61682,3	500	97,27
C.V.:	224,8	1000	98,90
Skewness:	7,7	2000	99,50
Kurtosis:	73,9	4000	100,00
d10:	10,2	8000	100,00
d50:	50,2	16000	100,00
d90:	214,0	19000	100,00
		22000	100,00

Borga 06-14

File name:	13a_02.\$ls	Specific Surf. Area	9323,3
NGU prøvenr:	106913	% <	
Prøve nr:	Borga 06-14	10	Size 2,0
	NGU-	25	10,2
Sample ID:	Prøvenr_106913	50	77,5
Operator:	WK	75	328,3
Comment 1	0.203g, ultralyd	90	1303,2
Comment 2			
Optical Model	Fraunhofer.rf780d	INTERPOLASJON	
Obscuration:	9	Particle diameter	Volume
PIDS Obscur:		µm	% <
Obscuration:	OK	2	10,19
		5	17,99
		10	24,80
STATISTISKE		15	28,98
PARAMETERE		20	31,78
From	0,4	25	34,20
To	16000,0	50	43,47
Volume	100,0	60	46,08
Mean:	537,8		

Median:	77,5	63	46,81
D(3,2):	6,4	70	48,42
Mean/Median Ratio:	6,9	75	49,48
Mode:	707,1	90	52,42
95% Conf. Limits:		125	58,29
95% Conf. Limits:		200	67,28
S.D.:	1482,6	250	70,83
Variance:	2198110,0	400	78,33
C.V.:	275,7	500	82,45
Skewness:	5,0	1000	88,56
Kurtosis:	29,1	2000	93,31
d10:	2,0	4000	96,56
d50:	77,5	8000	98,98
d90:	1303,2	16000	100,00
		19000	100,00
		22000	100,00

Årset



Årset 01-14

File name:	4a_02.\$ls	Specific Surf. Area	2732,7
NGU prøvenr:	106904	% <	Size
Prøve nr:	Årset 01-14	10	11,5
	NGU-	25	57,6
Sample ID:	Prøvenr_106906	50	1217,9
Operator:	WK	75	8851,8
Comment 1	0.304g, ultralyd	90	15612,4
Comment 2			
Optical Model	Fraunhofer.rf780d	INTERPOLASJON	
Obscuration:	11	Particle diameter	Volume
PIDS Obscur:		µm	% <
Obscuration:	OK	2	2,21
		5	4,90
STATISTISKE PARAMETERE		10	8,96
From	0,4	15	12,23
To	19000,0	20	14,71
Volume	100,0	25	16,76
Mean:	4538,2	50	23,66
Median:	1217,9	60	25,36
D(3,2):	22,0	63	25,82
Mean/Median Ratio:	3,7	70	26,78
Mode:	11313,7	75	27,40
95% Conf. Limits:		90	29,01
95% Conf. Limits:		125	31,76
S.D.:	5802,3	200	35,27
Variance:	33667100,0	250	36,58
C.V.:	127,9	400	39,73
Skewness:	1,1	500	41,92
Kurtosis:	-0,3	1000	48,37
d10:	11,5	2000	55,85
d50:	1217,9	4000	64,01
d90:	15612,4	8000	73,11
		16000	90,86
		19000	100,00
		22000	100,00

Årset 02-14

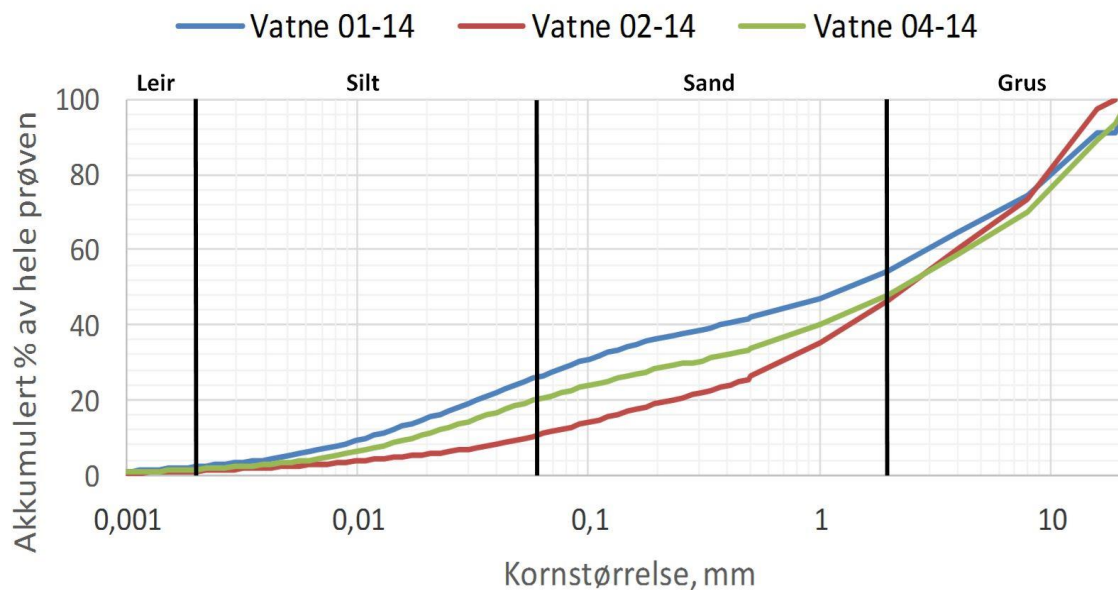
File name:	5a_02.\$ls	Specific Surf. Area	6434,9
NGU prøvenr:	106905	% <	Size
Prøve nr:	Årset 02-14	10	3,6
	NGU-	25	17,3
Sample ID:	Prøvenr_106905	50	150,5
Operator:	WK	75	730,1
Comment 1	0.183g, ultralyd	90	2188,3
Comment 2			
Optical Model	Fraunhofer.rf780d	INTERPOLASJON	
Obscuration:	10	Particle diameter	Volume
PIDS Obscur:		µm	% <
Obscuration:	OK	2	6,26
		5	12,66
		10	19,51
STATISTISKE PARAMETERE		15	23,64
From	0,4	20	26,32
To	16000,0	25	28,55
Volume	100,0	50	35,86
Mean:	953,7	60	37,72
Median:	150,5	63	38,26
D(3,2):	9,3	70	39,46
Mean/Median Ratio:	6,3	75	40,27
Mode:	707,1	90	42,56
95% Conf. Limits:		125	47,10
95% Conf. Limits:		200	54,68
S.D.:	2293,6	250	57,98
Variance:	5260370,0	400	65,10
C.V.:	240,5	500	69,16
Skewness:	3,7	1000	81,85
Kurtosis:	13,3	2000	89,58
d10:	3,6	4000	94,04
d50:	150,5	8000	96,18
d90:	2188,3	16000	100,00
		19000	100,00
		22000	100,00

Årset 03-14

File name:	6#a_02.\$ls	Specific Surf. Area	1779,6
NGU prøvenr:	106906	% <	Size
Prøve nr:	Årset 03-14	10	26,0
	NGU-	25	101,3
Sample ID:	Prøvenr_106906	50	921,7
Operator:	WK	75	6386,0
Comment 1	0.281g, ultralyd	90	13990,1
Comment 2			
Optical Model	Fraunhofer.rf780d	INTERPOLASJON	
Obscuration:	10	Particle diameter	Volume
PIDS Obscur:		µm	% <
Obscuration:	OK	2	1,41
		5	3,10
		10	5,29
STATISTISKE PARAMETERE		15	7,00
From	0,4	20	8,41
To	22000,0	25	9,74
Volume	100,0	50	15,85
Mean:	4011,5	60	17,95
Median:	921,7	63	18,56
D(3,2):	33,7	70	19,91

Mean/Median Ratio:	4,4	75	20,82
Mode:	11313,7	90	23,33
95% Conf. Limits:		125	27,89
95% Conf. Limits:		200	33,49
S.D.:	5773,7	250	35,20
Variance:	33335100,0	400	38,66
C.V.:	143,9	500	40,84
Skewness:	1,6	1000	51,70
Kurtosis:	1,7	2000	60,40
d10:	26,0	4000	68,51
d50:	921,7	8000	79,39
d90:	13990,1	16000	93,56
		19000	93,56
		22000	100,00

Vatne



Vatne 01

File name:	1a_02.\$ls	Specific Surf. Area	2768,4
NGU prøvenr:	106901	% <	Size
Prøve nr:	Vatne 01-14	10	11,0
	NGU-	25	54,2
Sample ID:	Prøvenr_106901	50	1423,9
Operator:	WK	75	8367,3
Comment 1	0.226g, ultralyd	90	15523,0
Comment 2			
Optical Model	Fraunhofer.rf780	INTERPOLASJON	
Obscuration:	d	Particle diameter	Volume
PIDS Obscur:	9	µm	% <
Obscuration:	OK	2	2,20
		5	5,01
		10	9,22
		15	12,55
STATISTISKE		20	15,03
PARAMETERE		25	17,10
From	0,4	50	24,21
To	22000,0	60	26,00
Volume	100,0	63	26,48
Mean:	4752,9	70	27,49
Median:	1423,9	75	28,15
D(3,2):	21,7	90	29,85
Mean/Median Ratio:	3,3	125	32,72
Mode:	11313,7	200	36,30
95% Conf. Limits:		250	37,62
95% Conf. Limits:		400	40,27
S.D.:	6372,4	500	42,06
Variance:	40607700,0	1000	46,99
C.V.:	134,1	2000	54,09
Skewness:	1,3	4000	64,54
Kurtosis:	0,6	8000	74,23
d10:	11,0	16000	91,00
d50:	1423,9	19000	91,00
d90:	15523,0	22000	100,00

Vatne 02

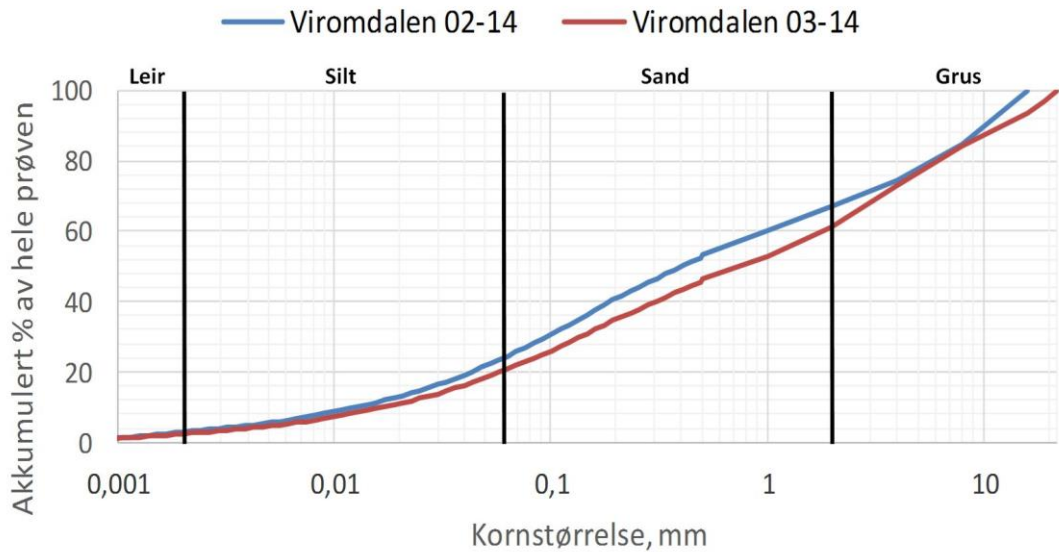
File name:	2#a_02.\$ls	Specific Surf. Area	1236,9
NGU prøvenr:	106902	% <	Size
Prøve nr:	Vatne 02-14	10	55,1
	NGU-	25	460,0
Sample ID:	Prøvenr_106902	50	2533,7
Operator:	WK	75	8549,1
Comment 1	0.364g, ultralyd	90	13540,8
Comment 2		INTERPOLASJON	
	Fraunhofer.rf780	Particle diameter	Volume
Optical Model	d	µm	% <
Obscuration:	10	2	1,05
PIDS Obscur:		5	2,26
Obscuration:	OK	10	3,70
		15	4,73
		20	5,50
STATISTISKE		25	6,21
PARAMETERE		50	9,43
From	0,4	60	10,53
To	19000,0	63	10,84
Volume	100,0	70	11,54
Mean:	4566,6	75	12,01
Median:	2533,7	90	13,28
D(3,2):	48,5	125	15,61
Mean/Median Ratio:	1,8	200	19,01
Mode:	11313,7	250	20,51
95% Conf. Limits:		400	23,91
95% Conf. Limits:		500	26,30
S.D.:	4839,6	1000	35,20
Variance:	23421300,0	2000	46,24
C.V.:	106,0	4000	60,33
Skewness:	0,9	8000	73,35
Kurtosis:	-0,5	16000	97,39
d10:	55,1	19000	100,00
d50:	2533,7	22000	100,00
d90:	13540,8		

Vatne 04

File name:	3a_02.\$ls	Specific Surf. Area	1978,4
NGU prøvenr:	106903	% <	Size
Prøve nr:	Vatne 04-14	10	17,7
	NGU-	25	120,6
Sample ID:	Prøvenr_106903	50	2348,5
Operator:	WK	75	10096,6
Comment 1	0.328g, ultralyd	90	16627,7
Comment 2		INTERPOLASJON	
	Fraunhofer.rf780	Particle diameter	Volume
Optical Model	d	µm	% <
Obscuration:	11	2	1,54
PIDS Obscur:		5	3,29
Obscuration:	OK	10	6,23
		15	8,82
STATISTISKE		20	10,90
PARAMETERE		25	12,66
From	0,4	50	18,57
To	22000,0	60	20,01
Volume	100,0	63	20,39
Mean:	5384,8	70	21,18
Median:	2348,5	75	21,69
D(3,2):	30,3	90	22,99
Mean/Median Ratio:	2,3	125	25,24
Mode:	11313,7		

95% Conf. Limits:		200	28,27
95% Conf. Limits:		250	29,41
S.D.:	6374,1	400	32,01
Variance:	40628600,0	500	33,76
C.V.:	118,4	1000	40,13
Skewness:	1,1	2000	48,16
Kurtosis:	-0,1	4000	58,72
d10:	17,7	8000	70,01
d50:	2348,5	16000	89,05
d90:	16627,7	19000	93,59
		22000	100,00

Viromdalen



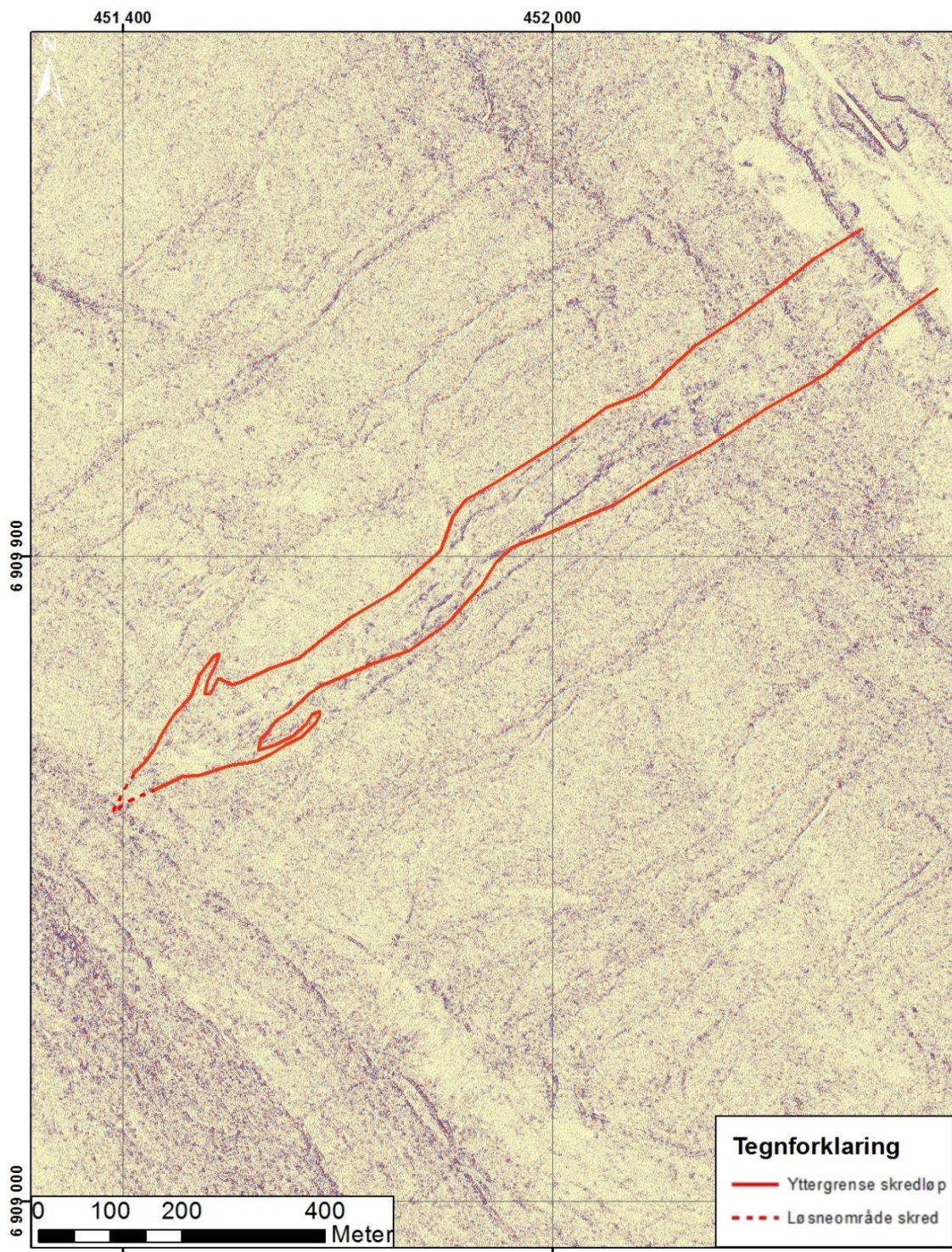
Viromdalen 02-14

File name:	7a_02.\$ls	Specific Surf. Area	Size	3030,6
NGU prøvenr:	106907	% <		
Prøve nr:	Viromdalen 02-14	10	Size	12,7
	NGU-	25		65,9
Sample ID:	Prøvenr_106907	50		401,8
Operator:	WK	75		4287,1
Comment 1	0.452g, ultralyd	90		10680,9
Comment 2				
Optical Model	Fraunhofer.rf780d	INTERPOLASJON		
Obscuration:	10	Particle diameter	Volume	
PIDS Obscur:		μm	% <	
Obscuration:	OK	2		2,82
		5		5,47
		10		8,63
STATISTISKE		15		11,06
PARAMETERE		20		12,95
From	0,4	25		14,66
To	16000,0	50		21,69
Volume	100,0	60		23,84
Mean:	2728,3	63		24,44
Median:	401,8	70		25,77
D(3,2):	19,8	75		26,66
Mean/Median Ratio:	6,8	90		29,08
Mode:	11313,7	125		33,71
95% Conf. Limits:		200		40,74
95% Conf. Limits:		250		43,76
S.D.:	4002,5	400		49,94
Variance:	16020300,0	500		53,44
C.V.:	146,7	1000		60,03
Skewness:	1,4	2000		66,83
Kurtosis:	0,3	4000		74,23
d10:	12,7	8000		84,96
d50:	401,8	16000		100,00
d90:	10680,9	19000		100,00
		22000		100,00

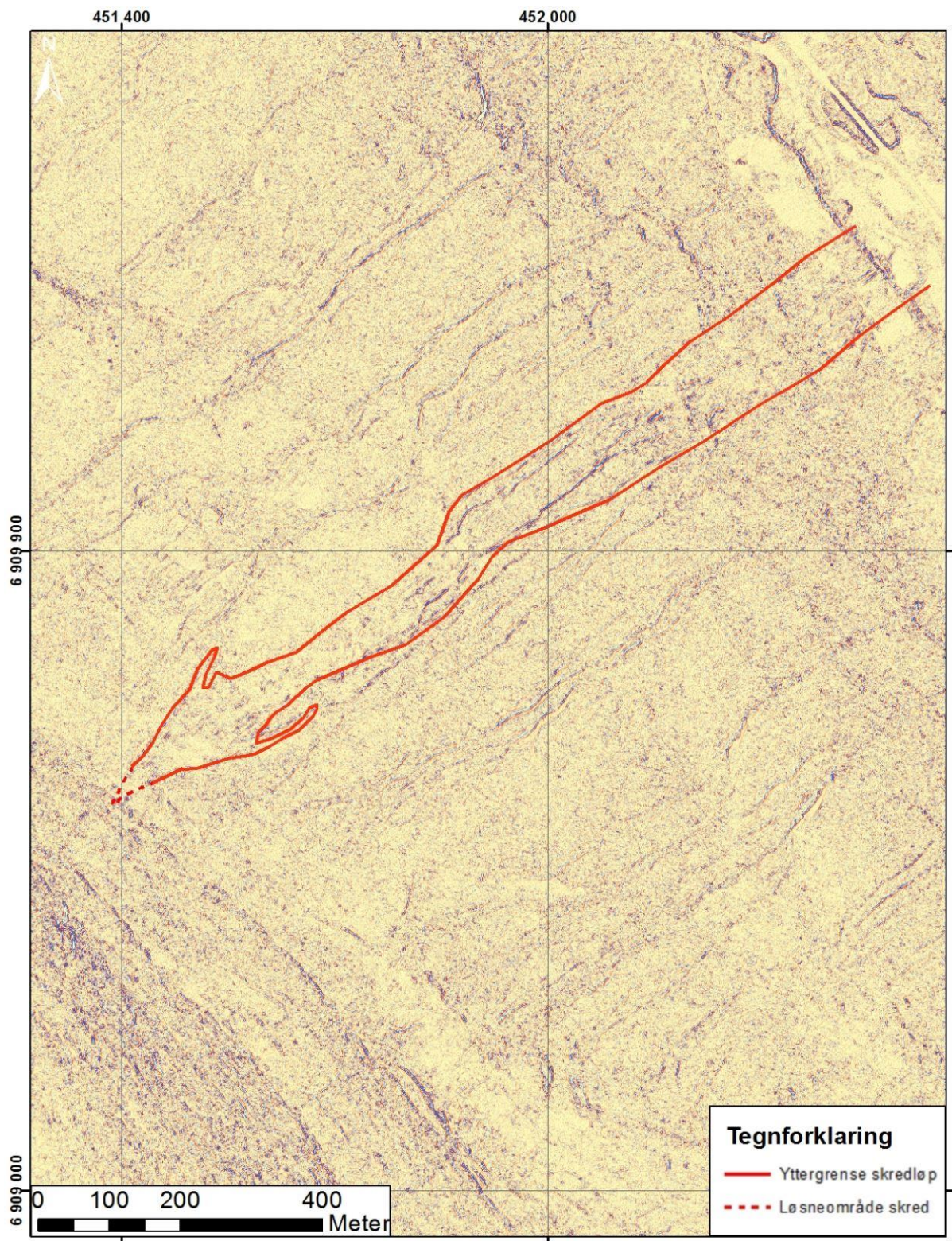
Viromdalen 03-14

File name:	8a_02.\$ls	Specific Surf. Area	2580,1
NGU prøvenr:	106908	% <	Size
Prøve nr:	Viromdalen 03-14	10	17,1
	NGU-	25	92,2
Sample ID:	Prøvenr_106908	50	770,0
Operator:	WK	75	4651,2
Comment 1	0.376g, ultralyd	90	12936,5
Comment 2			
Optical Model	Fraunhofer.rf780d	INTERPOLASJON	
Obscuration:	9	Particle diameter	Volume
PIDS Obscur:		µm	% <
Obscuration:	OK	2	2,38
		5	4,51
		10	7,18
STATISTISKE		15	9,27
PARAMETERE		20	10,91
From	0,4	25	12,39
To	22000,0	50	18,41
Volume	100,0	60	20,25
Mean:	3451,3	63	20,77
Median:	770,0	70	21,91
D(3,2):	23,3	75	22,66
Mean/Median Ratio:	4,5	90	24,72
Mode:	2828,4	125	28,68
95% Conf. Limits:		200	34,79
95% Conf. Limits:		250	37,45
S.D.:	5260,6	400	43,26
Variance:	27673400,0	500	46,55
C.V.:	152,4	1000	52,94
Skewness:	1,8	2000	61,18
Kurtosis:	2,5	4000	73,18
d10:	17,1	8000	84,36
d50:	770,0	16000	93,50
d90:	12936,5	19000	97,04
		22000	100,00

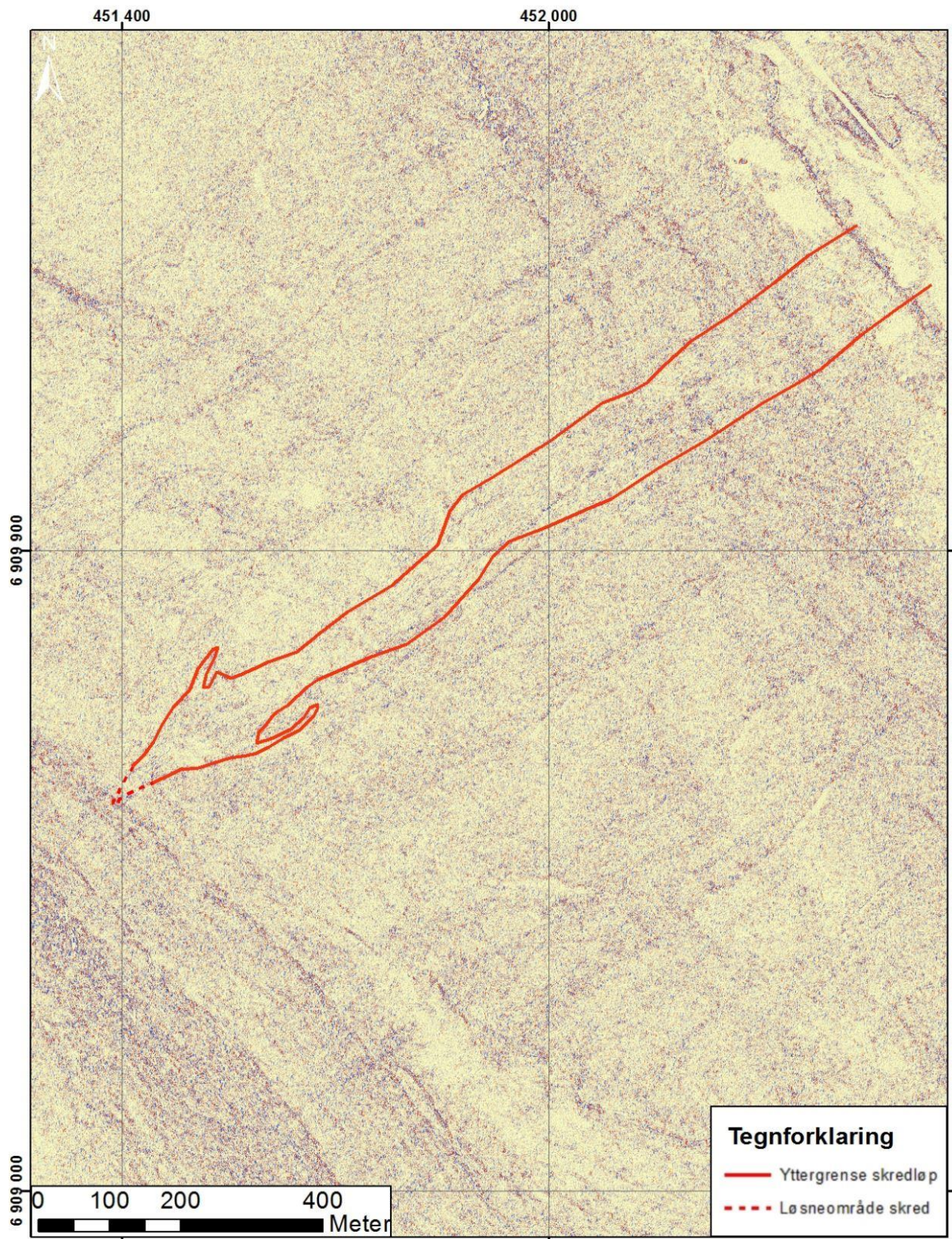
C. Kurvatur Borga



Figur C.1: Kombinert kurvatur

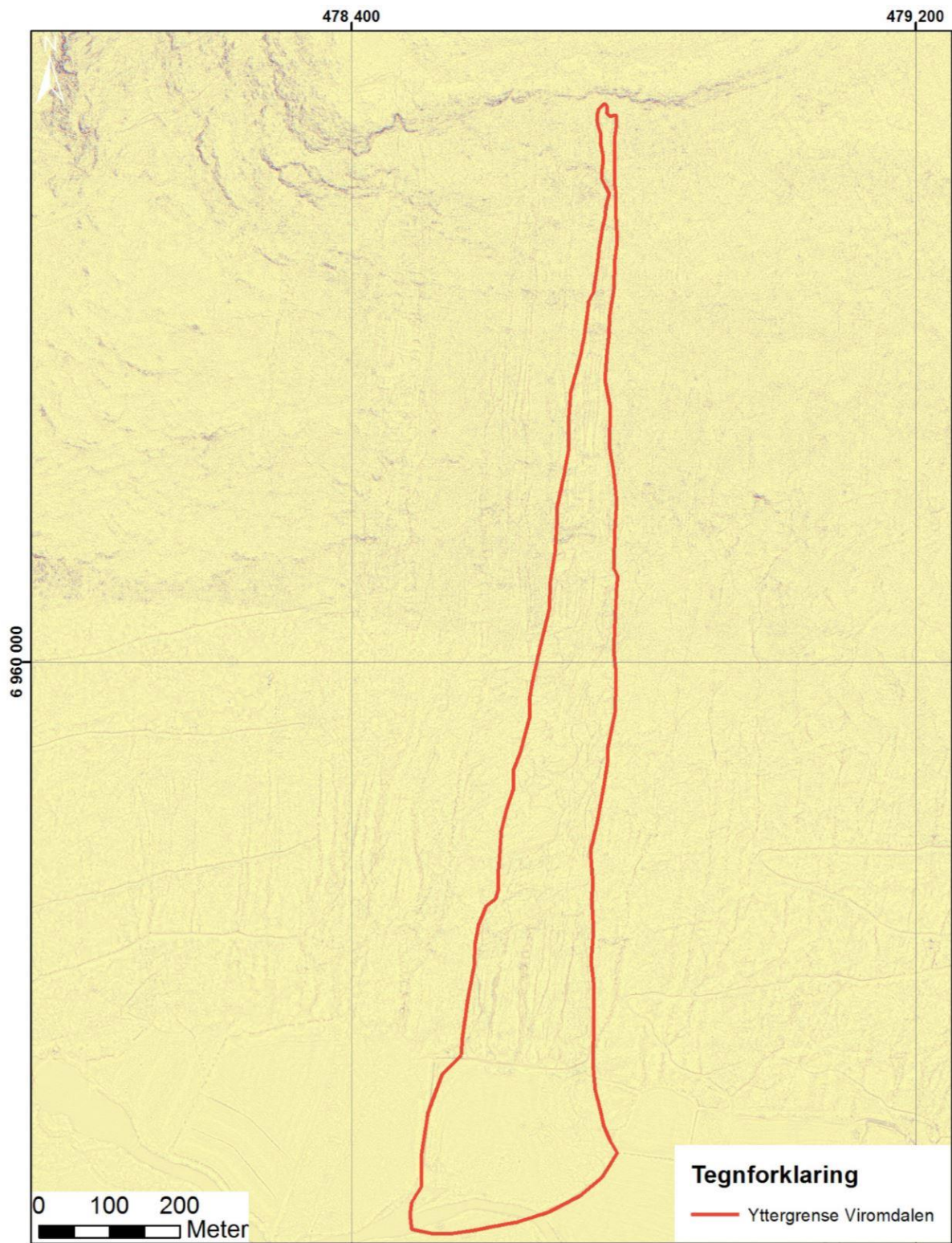


Figur C.2: Plan- kurvatur

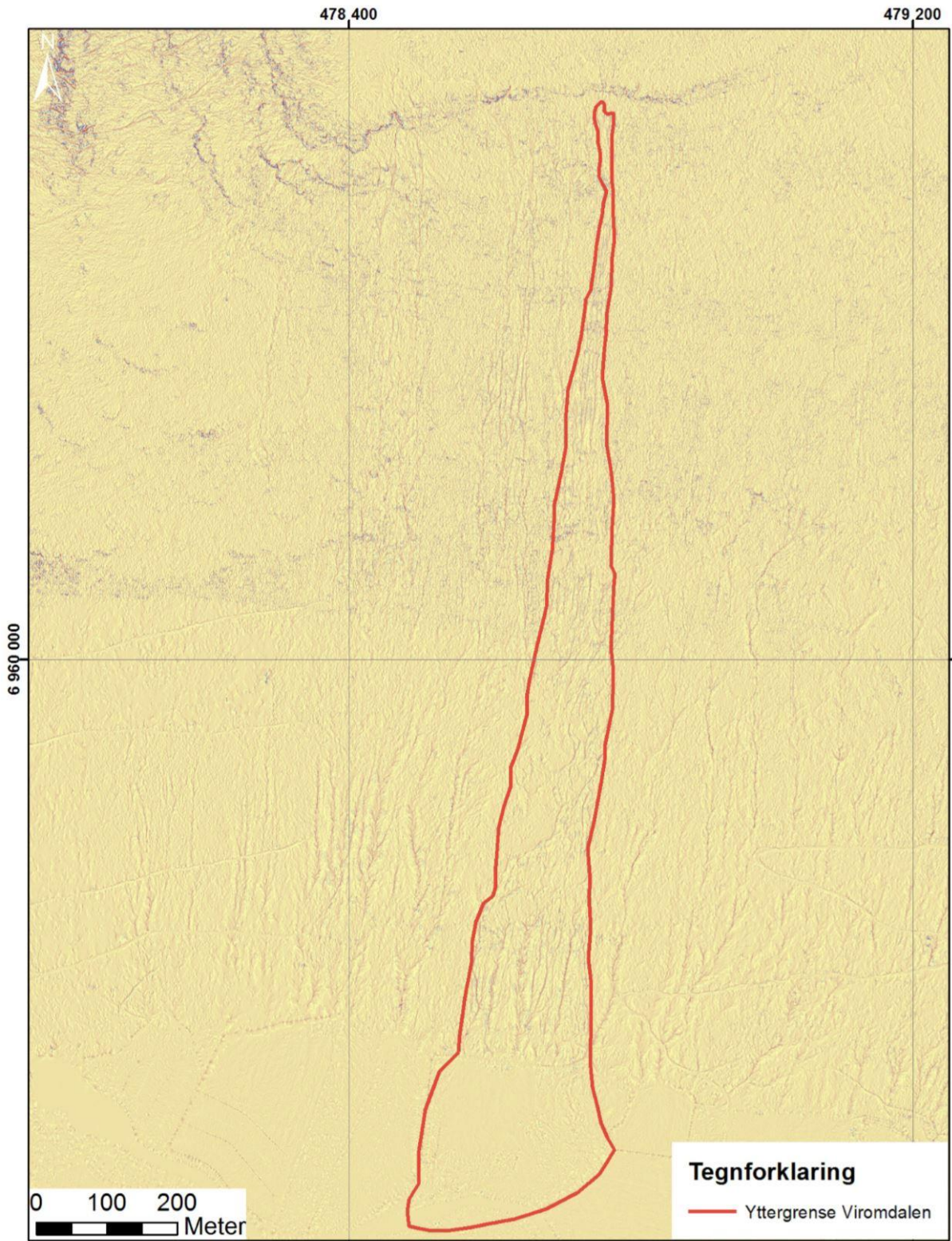


Figur C.3: Profil- kurvatur

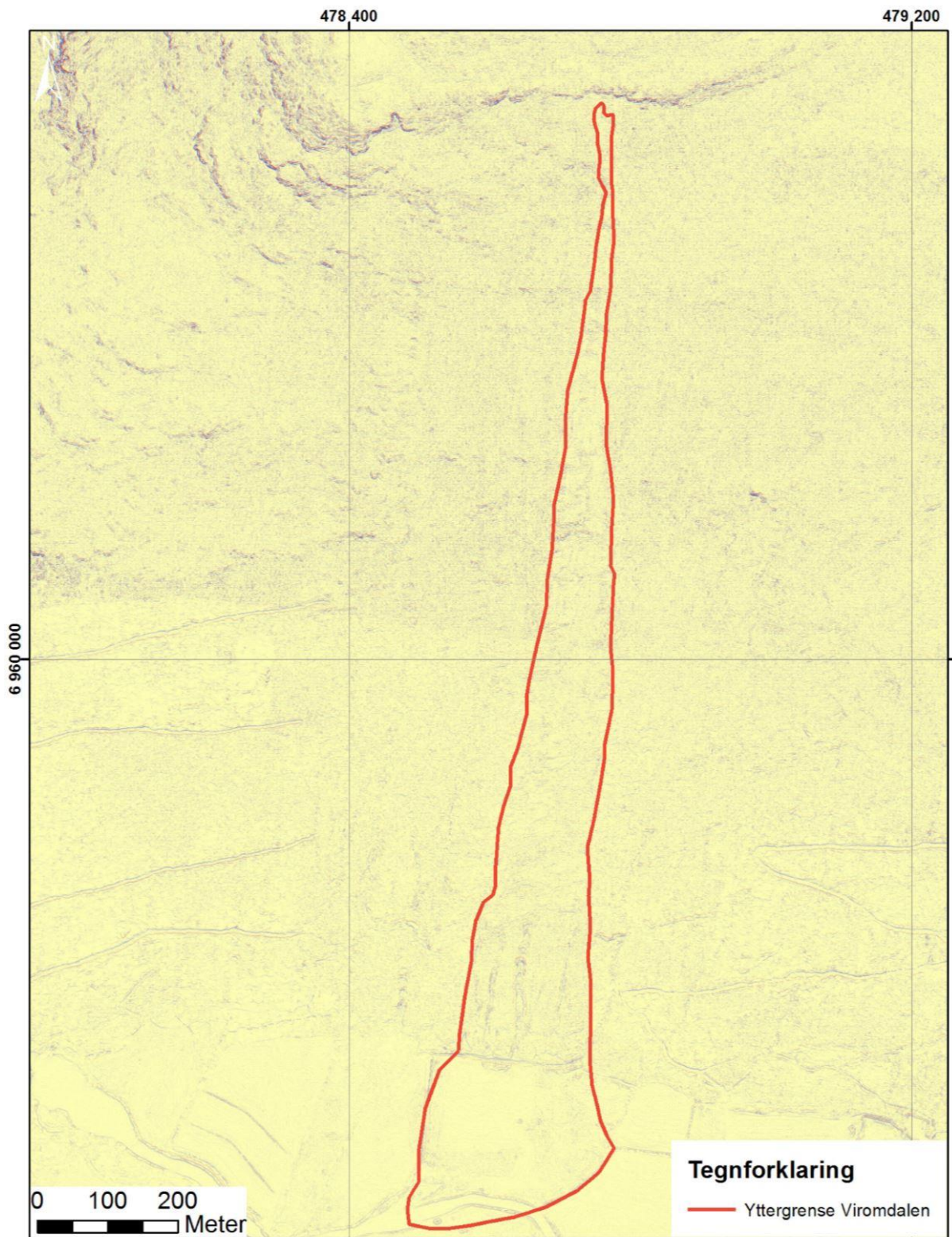
D. Kurvatur Viromdalen



Figur D.1: kombinert kurvatur



Figur D.2: Plan-kurvatur



Figur D.3: Profil- kurvatur