

Silje Øren Skei

Ulike skredprosessar sine samverknader på same skredvifte

Korleis vert flaumskred som prosess påverka av andre
skredprosessar på Gråfonnvifta, Innfjorddalen, Rauma
kommune

Master i Geografi

Trondheim, mai 2016

Rettleiarar: Geir Vatne og Lena Rubensdotter

Norges teknisk-naturvitenskaplige universitet

Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse

Geografisk Institutt

Abstract

Colluvial fans are built up by different slope processes, which often are discussed separately, while the reality is mostly a complex system with several interlinked processes occurring in the same area. Generations of snow avalanches, debris flows, rock avalanches and rock falls have over time built up a 1.5-km² large colluvial fan, called Gråfonnvifta, lying on top of the detachment area of several landslides and moraine.

The main goal with this study is to get a better understanding of how these different processes can influence debris flow processes and terrain development on this fan. The study area is located in the east slope of a glacially shaped valley with alpine mountains, and has a north-south orientation in Innfjorddalen valley, Western Norway. Mean annual precipitation is about 1500 mm, and gneisses dominate the bedrock. Debris flow processes on Gråfonnvifta are present in two different systems, which differs from each other in release -, transport - and deposit area, despite the fact that they have the same source area.

The methods used include fieldwork and quaternary mapping of Gråfonnvifta, done by digital photogrammetry in ArcGIS, as well as analysis of available meteorological data and historical debris flows events. Additional data from a meteorological station established near Gråfonnvifta have been available, as the thesis is a part of a project by NGU in cooperation with NVE. Results shows that precipitation cannot be the main cause for all earlier debris flow events. Further investigation shows that snow melt, weathering processes and geological conditions can be factors triggering and developing the two debris flows systems in different ways, and over time result in the landscape as we can see it today.

Samandrag

Kolluviale skredvifter er bygd opp av skråningsprosessar som ofte er diskutert kvar for seg, til tross for at dei i verkelegheita kan vere fleire skråningsprosessar som er svært tett kopla saman. Repeterande flaumskred, snøskred, steinsprang og fjellskred har over tid bygd opp ei stor kolluvial vifte på 1,5km² kalla Gråfonnvifta, delvis oppe på avsetjingane av fleire gamle fjellskred og morene.

Hovudmålet med denne masteroppgåva er å oppnå betre forståing for korleis ulike prosessar kan ha påverke utviklinga av flaumskred som landskapsutviklande prosess på Gråfonnvifta. Studieområdet ligg i Innfjorddalen i Rauma kommune, i ei vestvend skråning i den glasialt forma dalen. Området er sterkt prega av høge alpine fjelltoppar, årssnittnedbør er på om lag 1500mm, og berggrunnen er dominert av gneis. Flaumskredprosessane på vifta er fordelt i to områder, høvesvis mot sør og nord på viftesystemet. Dei to flaumskredområda skil seg frå kvarandre i utløysings- transport- og avsetjingsområdet, til tross for at dei har same kjeldeområde.

Feltarbeide og kvartærgeologisk kartlegging av studieområdet gjennom digital fotogrammetri i ArcGIS, har vore nytta som hovudmetodar for å løyse oppgåva. I tillegg er det gjort analysar av data frå nettressursar, sediment- og vegetasjonsprøver. Oppgåva er ein del av eit større forskingsprosjekt mellom NGU og NVE, og i dette høve har døgnfoto og meteorologiske data frå studieområdet frå eit overvakingssystem vore tilgjengeleg for bruk i oppgåva. Resultata viser at nedbør som regn aleine ikkje har vore utløysande faktor ved to kjende flaumskredhendingar. Vidare undersøkingar har vist at snøsmelting, forvittringsprosessar og eigenskapar ved berggrunnen kan vere faktorar som har ført til utløysingar av flaumskred og utvikla dei to flaumskred svært ulikt, og til det landskapet ein ser i dag.

Føreord

Denne masteroppgåva markerer avsluttinga på eit 5 år langt studie i Geografi ved Geografisk Institutt, NTNU. Oppgåva som du snart skal lese, speglar i stor grad att dei største faglege interessene mine frå studiet, ved å ligge mellom geografi, GIS og kvartærgeologi. Eg er svært takksam for å ha fått skrive ei slik oppgåve, som er kopla til eit samarbeidsprosjekt mellom Norges geologiske undersøkelse (NGU) og Noregs vassdrags- og energidirektorat (NVE) starta hausten 2014. dette vert vidare kalla Mor-prosjektet. Prosjektsamarbeidet har lagt føringar for delar av masteroppgåva, ved at ein del av etterspurt arbeid i Mor-prosjektet var å gjere ei kvartærgeologisk kartlegging av skredvifta i studieområdet. Problemstillinga for oppgåva vart endra, grunna manglande tilgang på ønskt data og skredhendingar gjennom masterperioden. Dermed har masteroppgåva utvikla seg til det den er i dag, basert på det som har vore mogeleg, utifrå tilgjengeleg data og rammer, samt studieområdet i seg sjølv.

Det er ei rekke personar som fortener ein stor takk etter ei lang og flott studietid, og spesielt i høve denne masteroppgåva. For det første ønsker eg å rette ein stor takk til Lena Rubensdotter ved NGU, som har vore min bi-rettleiar. Tusen takk for at du ringte meg den dagen prosjektet kom på bordet ditt og tilbydde meg oppgåva. Det har gitt meg ein motivasjon for faget eg tidlegare ikkje visste eg kunne få. Du har lært meg svært mykje, både i felt, om kvartærgeologi og om kartografi. Tusen takk.

Vidare vil eg takke min hovudrettleiar ved NTNU, Geir Vatne. Eg har sett stor pris på at du i fjor vår såg min iver for dette prosjektet, og lot meg skrive denne masteroppgåva. Du har vore ei svært god støtte og stilt dei kritiske spørsmåla eg har hatt behov for å bli utfordra på. Eg vil også takke deg for mange gode og inspirerende førelesningar tidlegare i studiet. Takk til alle som har stilt velvillige som informantar. Dette gjeld spesielt dei lokale bebruarane i Innfjorddalen, samt eit utval av fagpersonar som eg har kontakta og gitt svar på ulike utfordringar knytt til oppgåva. Ei stor takk til Eva Klausen og Per Morten Ørsleie ved NVE som har hjelp meg med meteorologiske data.

Eg vil også takke studievennar og fleire personar ved Skred- og Kvartærlaget ved NGU, som har bidrege med gode diskusjonar og ein hyggeleg kvardag. De veit kven de er. Sist men ikkje minst, vil eg rette ei stor takk til Øyvin som har vore med på alle turane opp og ned, både i motivasjon og på ski. Det har vore uvurderleg!

Trondheim, mai 2016

Framsdebilete: Oversikt over studieområdet, 13.09.2015

Alle foto i oppgåva utan referanse er tekne av undertekna.

Innholdsliste

1	Innleiing	1
1.1	Forskingsspørsmåla	2
1.2	Definisjon av brukte omgrep	3
1.2.1	Studieområde og feltområde	3
1.2.2	Nordlege og sørlege flaumskredsystem	4
1.2.3	Skildring av eit skredsystem	4
1.2.4	Lausmassar, avsetjingar og sediment	5
1.3	Liknande arbeid	6
1.4	‘Mor-prosjektet’	6
2	Områdeskildring	9
2.1	Generelle geologiske forhold	11
2.2	Vegetasjon, busetting og vern	12
2.3	Helling	13
2.4	Generelle klimatiske forhold	14
3	Teori	15
3.1	Generell skråningsstabilitet	15
3.1.1	Skråningsform	16
3.1.2	Helling i skråningar som er utsette for skred	17
3.2	Ulike fysiske eigenskapar i lausmassar, og årsaker til desse	17
3.2.1	Forvitring av berggrunn og lausmassar	17
3.2.2	Kornstorleik, -sortering og –form	18
3.2.3	Porøsitet	20
3.2.4	Permeabilitet	20
3.2.5	Porevasstrykk	21
3.2.6	Vatn i skråningar	22
3.2.7	Stabiliserande krefter i lausmassar	22

3.2.8	Friksjonsvinkel	23
3.3	Klassifisering og kjenneteikn ved ulike skråningsprosessar	24
3.3.1	Steinsprang, steinskred og fjellskred.....	24
3.3.2	Snøskred	26
3.4	Flaumskred	29
3.4.1	Generelle karakteristikkar ved flaumskred som skredprosess	29
3.4.2	Årsaker til utløysing av flaumskred	30
3.4.3	Eigenskapar i utløysingsområdet til flaumskredsystem	32
3.4.4	Eigenskapar og skredrørsle i transportområdet i eit flaumskredsystem.....	32
3.4.5	Avsetjingsområdet i eit flaumskredsystem	35
3.4.6	Storleik og frekvens på flaumskred.....	36
3.5	Betydinga av vêr, klima og klimaendringar på flaumskredaktivitet	37
3.5.1	Vêr og klimaendringar	37
3.5.2	Terskelverdiar for nedbør som utløyser flaumskred	37
4	Metode	39
4.1	Forskningsdesign, plan og førebuingsfase	39
4.2	Datainnnsamling.....	41
4.2.1	Intervju med lokale.....	41
4.2.2	Feltarbeidet.....	42
4.3	Analysefase	43
4.3.1	Kartleggingsprosessen.....	44
4.3.2	Meteorologiske data og kjende skredhendingar	44
4.3.2.1	Behandling av temperaturdata	46
4.3.2.2	Behandling av nedbørdata.....	47
5	Resultat	49
5.1	Det sørlege flaumskredsystemet.....	51
5.1.1	Kjeldeområdet i det sørlege flaumskredsystemet.....	51
5.1.2	Utløysingsområdet i det sørlege flaumskredsystemet.....	52

5.1.3	Transportområdet i det sørlege flaumskredsystemet.....	52
5.1.4	Avsetjingsområdet i det sørlege flaumskredsystemet	54
5.1.5	Vegetasjon i det sørlege flaumskredsystem	58
5.1.6	Skredindikatorar i det sørlege flaumskredsystemet	59
5.2	Midtre område	60
5.3	Det nordlege flaumskredsystemet	63
5.3.1	Kjeldeområdet i det nordlege flaumskredsystemet	63
5.3.2	Utløysingsområde i det nordlege flaumskredsystemet.....	65
5.3.3	Transportområdet i det nordlege flaumskredsystemet	65
5.3.4	Avsetjingsområdet i det nordlege flaumskredsystemet.....	67
5.3.5	Vegetasjon i det nordlege flaumskredsystemet	68
5.3.6	Skredindikatorar i nordlege flaumskredsystem.....	69
5.4	Skråningsprofil	70
5.5	Analyse av prøvar av lausmassar og vegetasjon frå felt	70
5.5.1	Lausmasseprøvar	71
5.5.2	Vegetasjonsprøvar	72
5.6	Tidlegare skredhendingar i studieområdet	73
5.7	Kvartærgeologisk kart over området.....	75
5.7.1	Korleis kartet er bygd opp	75
5.8	Meteorologiske data	77
5.8.1	Temperatur	77
5.8.2	Samanlikning av nedbør i perioden 1961-1990 med Måleåret15/16	78
5.8.3	Kritiske nedbørsverdiar for studieområdet.....	79
5.9	Meteorologiske tilhøve ved kjende skredhendingar.....	79
5.9.1	Lausmasseskred: 3. august 2011	79
5.9.2	Lausmasseskred: 15.april 2013	80
6	Diskusjon	83

6.1	Tolkingar av skredindikatorane som grunnlag for kartet	83
6.1.1	Spor frå flaumskred på vifta.....	83
6.1.2	Spor frå fjellskred på vifta.....	84
6.1.3	Spor frå steinsprang og steinscred på vifta	85
6.1.4	Spor frå snøskred på vifta.....	87
6.1.5	Samverkande prosessar	89
6.2	Forskjellar mellom det sørlege og nordlege flaumskredsystemet	91
6.2.1	Energi i skredhendingar og endring i skredlaup i dei to flaumskredsystema.....	93
6.2.2	Fluvial aktivitet og skredmateriale i flaumskredkanalane.....	95
6.3	Påverknad på flaumskredutløysing frå andre skredprosessar og ytre forhold	96
6.3.1	Meteorologiske forhold ved kjende skredhendingar	97
6.3.2	Effekten av snøskred og steinsprang på flaumskredsystema	98
6.3.3	Sprekkar i berget i forhold til topografi	100
6.4	Landskapsendringa sett over tid	103
6.4.1	Katastrofar som endrar likevekt i eit viftesystem.....	103
6.4.2	Prosessar med førebuande effekt på skred i eit viftesystem.....	104
6.4.3	Klassifiseringssystem for ulike skredtypar	105
6.4.4	Endringar framover i tid	105
6.5	Kritisk perspektiv på eige arbeid.....	106
6.5.1	Potensielle usikkerheiter i oppgåva.....	106
6.5.2	Eiga rolle i eit større prosjekt	107
7	Konklusjon.....	109
7.1	Vidare arbeid	111
	Referansar.....	113
	Vedlegg A	119
	Vedlegg B.....	122

Figurliste

Figur 1.1 Oversikt over studieområde og feltområde.....	3
Figur 1.2 Oversikt over apex og to ulike flaumskredssystem kalla.....	4
Figur 1.3 Generell skildring av eit flaumskredssystem.....	5
Figur 1.4 Overvakingsystemet i studieområdet.	7
Figur 2.1 Plassering av studieområdet er vist med raude rammer.....	9
Figur 2.2 Oversikt over Gråfonnvifta.....	10
Figur 2.3 Skyggerelieff (hillshade) av Gråfonnvifta,	10
Figur 2.4 Fjellskredavsetjingar i dalbotnen ved Gråfonnvifta.....	11
Figur 2.5 Oversikt over	12
Figur 2.6 Hellingskart over studieområdet.....	13
Figur 2.7 Köppens klimasoner (Kjelde: Met.no, 2010).....	14
Figur 3.1 Illustrasjon av krefter på eit objekt i ei skråning.	15
Figur 3.2 Ulike skråningsformer	16
Figur 3.3 Kornfordelingskurve for lausmassar med ulik sortering	19
Figur 3.4 Ulik kornform, frå kanta til runda.....	19
Figur 3.5 Pakning av korn med porer mellom.....	20
Figur 3.6 Samanheng mellom kornstorleik, porøsitet og evna til å drenere vatn	21
Figur 3.7 Illustrasjon av korleis vatn kan bevege seg i ei skråning.....	22
Figur 3.8 Sortert lausmasse med ulik friksjonsvinkel..	23
Figur 3.9 Steinsprangtalus.....	25
Figur 3.10 Steinsprangblokk som har gått lengre enn talus	25
Figur 3.11 Steinskred ved Børa i Romsdalen.....	26
Figur 3.12 Eksempel på skredvind frå snøskred i Stryn kommune.....	28
Figur 3.13 Snøskred som delvis har fjerna snø heilt ned mot bakken	28
Figur 3.14 Illustrasjon av ulike skredtypar.....	29
Figur 3.15 Illustrasjon av kanalisert flaumskred	30
Figur 3.16 Kolluvium over berggrunn som kan samle opp vatn	31
Figur 3.17 Eksempel på flaumskredkanalar i hierarki på Svalbard.....	33
Figur 3.18 Illustrasjon av forma på avsetjinga av eit flaumskred	34
Figur 3.19 Oversikt over kritiske nedbørsverdiar som kan løyse ut flaumskred.....	38
Figur 4.1 Forenkla illustrasjon av arbeidsprosessen i denne masteroppgåva.....	39
Figur 4.2 Eksempel på fire ulike skyggerelieff av same område	41
Figur 4.3 Toughbook med ArcGIS til bruk for direkte registreringar.....	42
Figur 4.4 Oversikt over meteorologiske stasjonar og gjennomsnittleg årsnedbør	45
Figur 5.1 Konkret avgrensing av dei to flaumskredsystema	49
Figur 5.2 Forenkla kvartærgeologisk kart av studieområdet.....	50

Figur 5.3 Bergveggen som utgjer kjeldeområdet til SørF	51
Figur 5.4 Starten av flaumskredkanalen (raud linje)..	52
Figur 5.5 SørHK der kanalen har eitt flatt profil.	53
Figur 5.6 V-forma del av SørHK, med 6 meter høgdeforskjell på frå kanalbotn til toppen av levéane. Akkumulasjon av grovt og kantavrunda materiale i kanalbotn	53
Figur 5.7 Svakt V-forma del av SørHK.	54
Figur 5.8 Eitt av fleire basseng mellom kantavrunda stein og blokk.	54
Figur 5.9 Øvste del av avsetjingsområdet i SørF. SørHK	55
Figur 5.10 Levéar (oransje heil linje) på begge sider av kanalen	56
Figur 5.11 Levéar (gult) i generasjonar på kvar side av kanalen (raudt).....	56
Figur 5.12 Stor blokk med hale av grovmateriale oppstraums	57
Figur 5.13 Stor blokk avsett ved Fv173.	57
Figur 5.14 Kanalen (raudt) avgrensa av lobe (blå stipla linje) mot sør. Levé er vist i gult.	57
Figur 5.15 Nedre del av SørF.	58
Figur 5.16 Tett vegetasjon med 20-22 cm i omkrins om stammen.	58
Figur 5.17 Tre utan tretopp, ved pkt 21 i Figur 5.2.	59
Figur 5.18 Stein og grus pakka inn i trefibrane i del av trestamme.....	59
Figur 5.19 Fleire steinar kilt fast mellom trestammar.	60
Figur 5.20 Småstein og grus oppe på blokk.	60
Figur 5.21 Oversikt over området mellom dei tydelegaste flaumskredkanalane	61
Figur 5.22 Svært kanta blokk liggande oppe på vegetasjonen.	62
Figur 5.23 To delvis runda blokker liggandes oppe på vegetasjon.	62
Figur 5.24 Kantavrunda stein oppe på vegetasjon.....	62
Figur 5.25 Tre der stammen har blitt spjæra.	62
Figur 5.26 Tre med grein som er kappa tvert av	63
Figur 5.27 Bergveggen over NordF.	64
Figur 5.28 Øvre del av NordHK, der kjeldeområdet overlappar utløysingsområdet	64
Figur 5.29 Fleire bakkantar (svart linje) frå tidlegare utrasingar.	65
Figur 5.30 Erodert skredlaup (raudt) i grovt materiale. 5.2.....	66
Figur 5.31 Fjell i dagen avgrensar kanalen mot nord.....	66
Figur 5.32 Avsetjingane ligg oppe på terrenget,	66
Figur 5.33 Flaumskredkanal som deler seg i to	66
Figur 5.34 Velutvikla levéar (grå linjer) på begge sider av kanalen	67
Figur 5.35 Kanalen slynger seg nedover, mellom lobar som lener seg mot kvarandre.....	67
Figur 5.36 Nedste del av kanalen.	67
Figur 5.37 Tett vegetasjon i nedre del av NordF.....	67
Figur 5.38 Eit grovt anslag av snittstorleik på vegetasjonen i kanalen	68

Figur 5.39 Trestokk funne i skredlaupet.....	69
Figur 5.42 Stabla småstein med grus på midt i kanallaupet	69
Figur 5.43 Død trestamme der stein og grus har kilt seg fast i og mellom stammene. Materialet er delvis avrunda.	69
Figur 5.44 Skråningsprofil av dei to best definerte skredkanalane i SørF og NordF	70
Figur 5.45 Prøve 1. (Venstre).....	71
Figur 5.46 Prøve 2.	71
Figur 5.47 Kornfordelingskurve for Prøve 1.....	72
Figur 5.48 Kornfordelingskurve for Prøve 2.....	72
Figur 5.49 Tre individ av gråor med ulik alder.	73
Figur 5.50 Skredhendingar i studieområdet.	74
Figur 5.51 Kwartærgeologisk kart over studieområdet.....	76
Figur 5.52 Samvariasjon i temperatur mellom Stasjon1 og Mannen (61410).....	77
Figur 5.53 Oversikt over nedbør og temperatur målt 2.juli – 11.august 2011.	80
Figur 5.54 Oversikt over målt nedbør og temperatur frå 15.mars – 22.april 2013.....	81
Figur 5.55 Målt endring i snødjupne 14.mars 2013 – 22.april 2013	81
Figur 6.1 Utklipp av Figur 5.51, med svarte piler som viser mogelege skredbaner.....	85
Figur 6.2 Illustrasjon av forskyving av rotpunktet	89
Figur 6.3 Det sørlege flaumskredsystemet går heilt ned til 85moh.....	94
Figur 6.4 Eksempel på snøskred som har gått frå bergveggen over NordF	99
Figur 6.5 Potensiell sprekkereitning i berget over Gråfonnvifta.	102

Tabelliste

Tabell 3-1 Illustrasjon av sorterte jordartar med ulik friksjonsvinkel (Brattli, 2014a)	23
Tabell 4-1 Oversikt over dei meteorologiske stasjonane som er nytta.....	46
Tabell 5-1 Oversikt over skredhendingar i studieområdet.	74
Tabell 5-2 Temperaturdifferanse fordelt på årstid for Stasjon1 og Mannen (61410).....	78
Tabell 5-3 Årsnedbør i normalperioden 1961-1990.....	78

Forkortingar

DHM	Digital høgdemodell
Måleåret15/16	Perioden 22.januar 2015 – 21.januar 2016.
NIBIO	Norsk Institutt for Bioøkonomi
NINA	Norsk Institutt for Naturforskning
NGU	Norges geologiske undersøkelse
NordF	Nordlege flaumskredsystem
NordHK	Hovudkanal i nordlege flaumskredsystem
NVE	Noregs vassdrags- og energidirektorat
SOSI	Samordna Opplegg for Stadbunden Informasjon
Stasjon1	Meteorologisk stasjon i studieområdet
SørF	Sørlege flaumskredsystem
SørHK	Hovudkanal i sørlege flaumskredsystem

1 Innleiing

I Noreg vert snøskred, steinsprang, jord- og flaumskred, steinskred og fjellskred rekna blant dei vanlegaste skredtypane i bratt terreng (Jaedicke et al., 2008). Ulike skredprosessar blir påverka av ulike miljø- og klimarelaterte forhold. Forhold som vil løyse ut ein type skred, treng ikkje vere direkte kritisk for utløyasing av andre typar skred.

I denne oppgåva er det gått utifrå ein påstand om at i områder der fleire skredprosessar er til stades på same skråning, kan dei påverke kvarandre og delvis endre viktigheten av dei tilhøva ein normalt ser som nødvendig for å løyse ut ein bestemt skredtype. Dersom dette stemmer, vil det også auke viktigheten av å både forstå dei ulike prosessane kvar for seg, men også korleis dei påverkar kvarandre.

Kunnskapar om korleis ulike skredtypar kan påverke kvarandre kan vere eit viktig ledd i å vere betre førebudd på kvar nye skred kan løysast ut, og kva eigenskapar desse kan ha. I mange områder er flaumskredavsetjingar funne i områder ein veit er sterkt påverka av snøskred, og motsett. At ulike skredprosessar vert utløyst i same skråningssystem ved ulike årstider, kan vere med å påverke omfang og storleik på hendingane. Ved endra forhold kan også skredtype, -frekvens og -storleik tenkast å endre seg. Slike kunnskapar kan auke vår kompetanse i å ruste oss mot eventuelle naturskadar og møte utfordringar knytt til naturen på best mogeleg måte. Fleire har skildra korleis vi stadig set oss sjølv i sårbare situasjonar i forhold til naturskadar, ettersom vi etter kvart utnyttar større og større areal til utbygging, ferdsel eller friluftsliv (Jaedicke et al., 2008; Rebetez, Ligun & Baeriswyl, 1997).

Naturlege prosessar som skred, er elles ein viktig faktor i utviklinga av landskapet vi har rundt oss, og aktivitet og type skred vil endre seg i takt med, og på premissar av mellom anna geologiske føreseiingar, lokale forhold og klimaendringar (Thomas, 2001).

I høve denne oppgåva er studieområdet som er plukka ut, valt på grunnlag av gode forskingsforhold ettersom 5 av dei 6 dei nemnde skredprosessane er eller kan ha vore aktive i det aktuelle området, heller enn at det er overhengande fare for liv, helse eller infrastruktur. Oppgåva er knytt til eit større prosjekt som blir vidare omtala i Kapittel 1.4.

Temaet for oppgåva er skredprosessar i eit vestlandsk kystklima, og korleis desse gjennom repeterande skredhendingar av ulike skredtypar har utvikla ei stor skredvifte slik den geomorfologisk sett står fram i landskapet i dag. Det blir søkt å finne fram til både ulike påverknader frå kvar enkelt skredprosess, men også korleis prosessane har påverka kvarandre

og til saman har bygd denne vifta. Hovudfokuset i oppgåva vil vere retta mot flaumskred som hovudprosess, men teori, typiske trekk og konkrete skredhendingar frå dei andre skredprosessane vil også bli presentert og diskutert.

1.1 Forskingsspørsmåla

To områder på skredvifta er sterkt prega av flaumskredprosessar i overflatemorfologien. Dette veit ein frå tidlegare undersøkingar i området, men områda er tidlegare verken nærare undersøkt i forhold til korleis andre skredprosessar kan ha påverka dei, eller blitt nøyaktig avgrensa. Sjølv om dei to områda er danna av same grunnprosess, viser kartlegginga at dei trer fram svært ulikt i terrenget. Målet er å finne ut kva som påverkar utløysinga, erosjon og transport frå flaumskred i studieområdet, og kvifor dei tilsynelatande same faktorane gir ulik respons i dei to separate flaumskredsystema. Som delmål for å finne svaret på dette, er det undersøkt;

- Kva for skredprosessar finn ein spor etter på vifta i dag? Kvar er desse ulike sonene lokalisert i forhold til kjeldeområde og utlaupsområder (kartlegging), samt kva eigenskapar ved desse vil vere viktige for oppbygginga av vifta over tid?
- Kva for meteorologiske forhold ved studieområdet kan ha påverka flaumskredhendingar ein har sikre dateringar på?
- Kva for andre forhold i studieområdet kan vere styrande for skråningsprosessane på vifta og korleis denne har utvikla seg?

Oppgåva er for det første løyst ved hjelp av feltarbeid og kvartærgeologisk kartlegging av studieområdet. I tillegg er det utført intervju med lokale bebuarar ved studieområdet, samt ei omfattande litteraturstudie og analyse av data frå tilgjengelege nettressursar, foto og meteorologiske data frå eit lokalt overvakingssystem i studieområdet som var ferdig etablert januar 2015.

Fullstendig informasjon frå intervjuet er samla i Vedlegg A, skyggerelieff av studieområdet kan sjåast i Vedlegg B, og det kvartærgeologiske kartet er presentert i Resultatkapitlet, samt i Vedlegg C.

Øvste del av studieområdet, rundt og over apex, er generelt vurdert som risikabelt å opphalde seg i, grunna stor snøskredfare i heile området i vinter- og vårsesong, og elles grunna stor fare for steinsprang gjennom heile året. Dei faktorane i studieområdet som det ikkje vart mogeleg

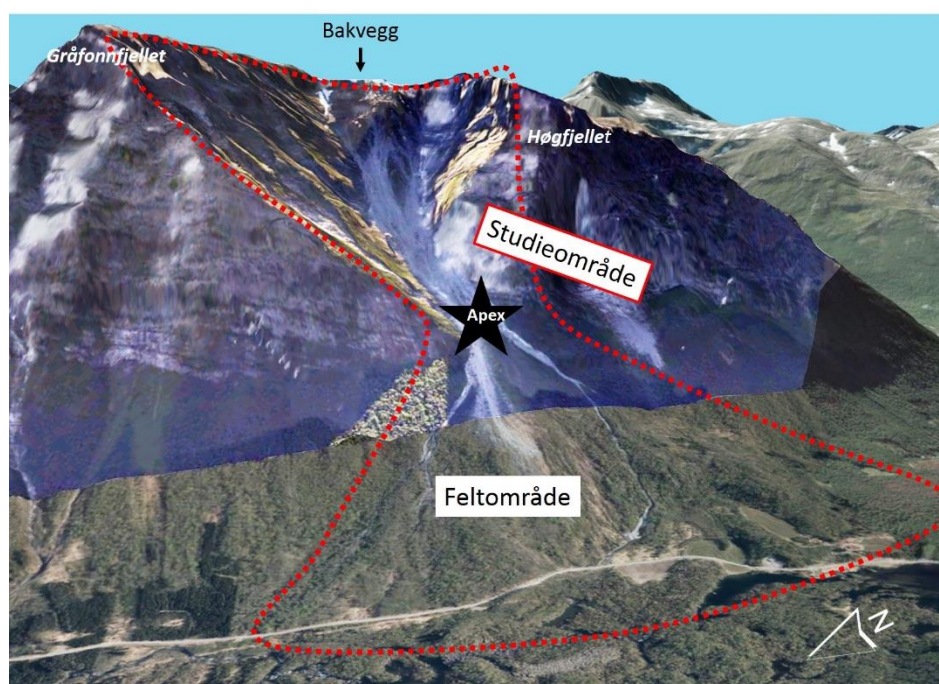
å hente inn feltdata for, vil difor bli diskutert basert på tilgjengeleg teori og foto, samt delvis basert på informasjon om meteorologiske forhold på staden.

1.2 Definisjon av brukte omgrep

I følgande delkapitlet blir ord og uttrykk som er brukt seinare i oppgåva forklart. Mellom anna blir ulike inndelingar av studieområdet presentert.

1.2.1 Studieområde og feltområde

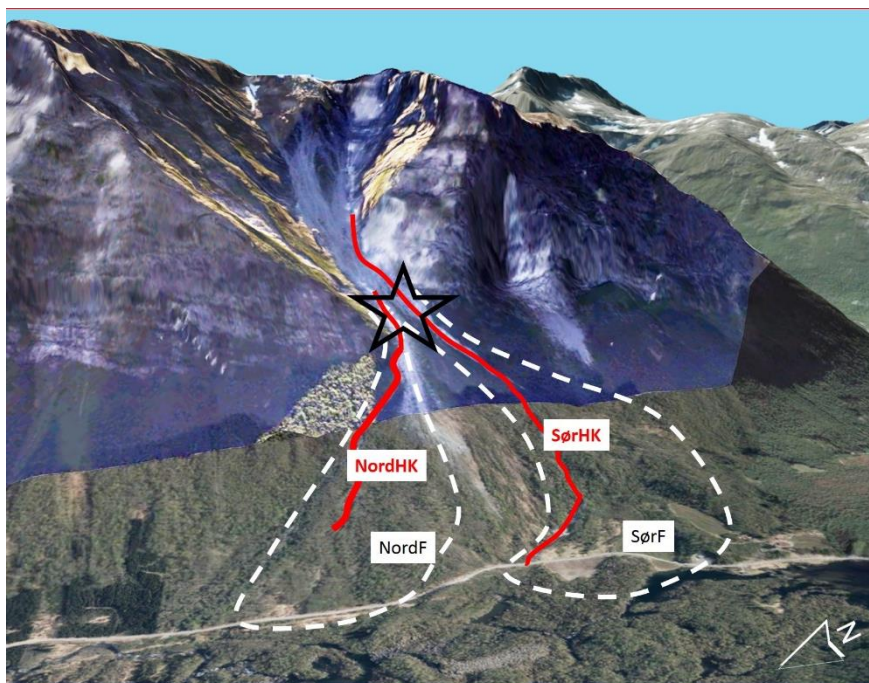
Studieområdet i denne oppgåva utgjer eit heilt skråningssystem, frå bakvegg til ytste utlaup av skredvifta. Området er om lag 3 km² stort, og blir delt i to delar av apex. Apex er definert som det punktet ei skredvifte byggjer seg utifrå, også kalla rotpunktet på vifta (Figur 1.1). Området over apex vert naturleg avgrensa til eit nedbørsfelt, grunna høge fjellveggar i sør, nord og aust. Området under apex utgjer Feltområdet. Dette området vart undersøkt til fots under feltarbeidet, medan områda elles er studert og vurdert utifrå mellom anna flyfoto og lidardata. Området ved og over apex er generelt vurdert som svært utrygt, grunna fare for skredhendingar. Feltområdet utgjer stort sett avsetjingsområdet på skredvifta, og ligg under apex. Feltområdet har eit areal på 0,9 km². For illustrasjon, sjå Figur 1.1.



Figur 1.1 Oversikt over studieområde og feltområde. Feltområdet er nedre del av studieområdet, under apex, som her er markert med svart stjerne (Produsert av Silje Ø. Skei basert på Norgei3D, 2016).

1.2.2 Nordlege og sørlege flaumskredssystem

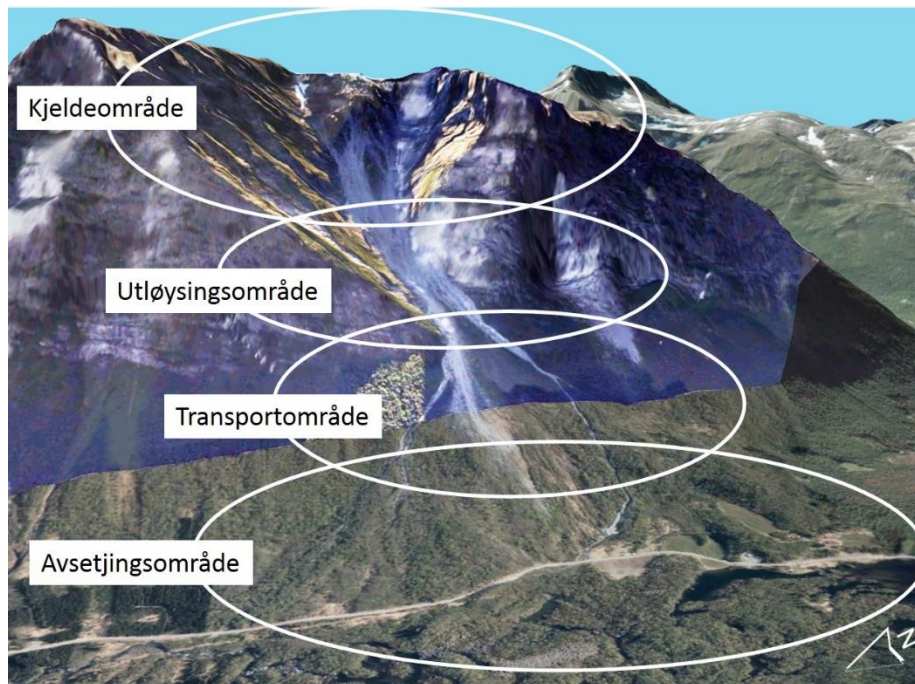
Hovudfokuset i denne masteroppgåva ligg på to flaumskredssystem som dreier i ulik retning frå apex på vifta. Desse er ikkje direkte kopla saman, og vert vidare omtala som det nordlege flaumskredssystemet (NordF) og det sørlege flaumskredssystemet (SørF), illustrert i Figur 1.2.



Figur 1.2 Oversikt over apex og to ulike flaumskredssystem kalla det nordlege (NordF) og det sørlege flaumskredssystemet (SørF). Dei to tydelegaste kanalane i systema, er vist i raudt, og er vidare omtala som nordlege og sørlege hovudkanalar (NordHK og SørHK). (Produsert av Silje Ø. Skei, basert på Norgei3D, 2016).

1.2.3 Skildring av eit skredsystem

Eit skredsystem kan delast inn i ulike områder etter hovudaktivitet- og eigenskapar. I Figur 1.3 er det tatt utgangspunkt i eit flaumskredssystem. Kjeldeområdet ligg øvst i systemet, og utgjør området der skredmaterialet opphøveleg kjem frå. Utløysing av skred kan i teorien skje i heile skredsystemet, avhengig av skredtype, men er i denne oppgåva definert som området under kjeldeområde. Her vil dei fleste store flaumskreda som går langt starte. Vidare er ein glidande overgang til transportområdet, der dei fleste skredbanene er og mest transport og størst erosjon går føre seg. Transportområdet har ein glidande overgang til avsetjingsområdet, der det meste av skredmaterialet blir avsett. Avhengig av skredtype kan avsetjingsområdet ligge høgt eller lågt i skråninga (Hung, Leureil & Picarelli, 2013).



Figur 1.3 Generell skildring av eit flaumskredsystem. Dette er ei generell oppdeling som gjeld for flaumskred. For andre skredprosessar kan fordelinga mellom områda sjå svært annleis ut. (Produsert av Silje Ø. Skei, basert på Norgei3D, 2016).

1.2.4 Lausmassar, avsetjingar og sediment

Ei skråning kan vere dekkja av ei rekke ulike typar lausmateriale. Lausmassane vil vere danna og omvandla av ulike typar erosjonsprosessar som har brote laus materiale frå berggrunnen, samt transport- og avsetjingsprosessar. Alle typane av påverknad har ført til stor variasjon i eigenskapar i lausmassane (Ramberg, Bryhni, Nøttvedt & Rangnes, 2006). Det kan ofte vere uklart kva som ligg i ulike uttrykk knytt til lausmassar, lausmasstype, avsetjing og sediment, og korleis desse er brukt i denne oppgåva er difor definert under;

‘*Lausmassar*’ og ‘*lausmateriale*’ er ukonsoliderte sediment som grus, sand, leire og torv (Gundersen & Bryhni, 2015), som i denne oppgåva brukast som ein fellesnemnar på alt laust materiale som ligg oppe på berggrunnen. Termane ‘*lausmasstype*’ og ‘*jordart*’, viser til kva type prosess som har ført til akkumulasjon av lausmassen, eksempelvis skredmateriale, morene eller fluvialt materiale. ‘*Kolluvium*’ er i denne oppgåva definert som usortert, ukonsolidert grovt og kanta lausmateriale samla opp i skråning eller ved skråningsfot, som følgje av gravitasjonsdrivne skråningsprosessar (Blikra & Nemec, 1998). ‘*Avsetjing*’ refererer til form og opphav på avsett materiale, eksempelvis skredvifte, men kan også vere morene, då morene på norsk både refererer til ein akkumulasjon av materiale (avsetjing) og ein lausmasstype knytt til ein bestemt prosess (morenejord danna av isbre). ‘*Sediment*’ vil seie lausmateriale som er danna på eller tett ved jordoverflata, som resultat av forvitring, transport

og avleiring av anna lausmateriale eller berggrunn (Store Norske Leksikon, 2015). Sediment blir brukt på materiale som er påverka av fluviale prosessar.

1.3 Liknande arbeid

Ofte har studiar av skred fokusert på ein eller to skredtypar som er aktuelle for eitt mindre område, og ikkje tatt føre seg alle aktuelle skredtypar for ein heil region. Nokre eksempel på studiar gjort på to skredprosessar er Decaulne (2006) og Decaulne, Saemundsson & Petursson (2005) som har sett på korleis snøskred og flaumskred påverkar talusskråningar på Island. Jomelli (2000) søkte å finne kva som karakteriserer samlingar av stein frå snøskred og steinsprang, og kva som skil dei frå kvarandre i dei franske Alpane. Blikra og Nemec (1998) har gitt ein grundig gjennomgang i ulike kolluviale skredprosessar i Vest-Noreg, og korleis desse skil seg frå kvarandre, og korleis dei kan ha glidande overgangar mellom seg.

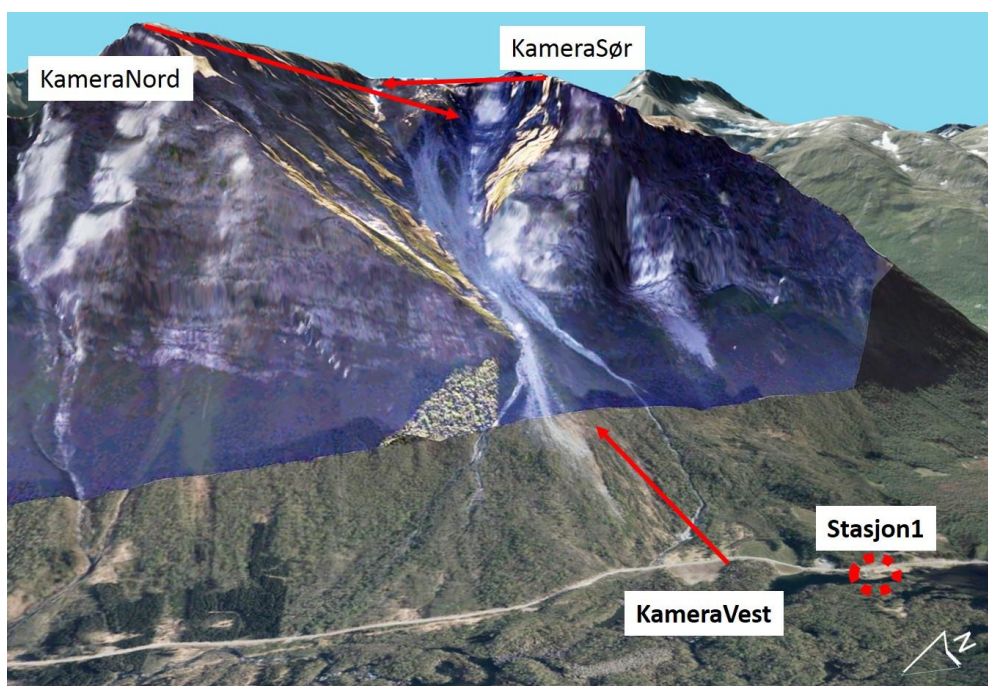
Fleire tidlegare studiar er utført i området, både i Innfjorddalen og i dalføra rundt. Mellom anna er fjellskredavsetjingane i dalbotnen ved Gråfonnfjellet studert, og volumet av dei er berekna av Schleier (2016). Inst i Innfjorddalen er ei forkasting ved fjellet Middagstinden kartlagt og studert av Krieger et al. (2013). Fleire har også sett på skred i forhold til klimaendringar, og mellom anna funne at den seinare auken i nedbør i Sveits har ført til høgare frekvens av flaumskred enn det som var tilfellet tidlegare på 1900-talet (Rebetz et al., 1997).

1.4 ‘Mor-prosjektet’

Masteroppgåva går inn under eit større forskingsprosjekt i samarbeid mellom Norges geologiske undersøking (NGU) og Noregs vassdrags- og energidirektorat (NVE). Dette har mellom anna lagt føringar for plassering og størrelse av studieområdet, samt gitt tilgang til eit stort datamateriale. Fokus i det overordna prosjektet (‘Mor-prosjektet’), er å oppnå betre forståing for samanheng mellom utløyising av skred og meteorologi. Dermed er det sett opp eit overvakingssystem beståande av tre timelapse-kamera og ein meteorologisk stasjon (Figur 1.4). Kamera vart etablert i september 2014 og tek bilete i tre ulike retningar av studieområdet fire gonger per døgn, og er vidare omtala som KameraVest, KameraSør og KameraNord (Figur 1.4).

Dei tre timelapse-kamera har ulik tilgjengelegheit gjennom året, og alle må tømmast manuelt i felt. KameraVest er lettast tilgjengeleg, og står ved 83moh like ved Fv173, og ser oppover sjølve vifta. KameraNord og KameraSør står montert på fjelltoppane som omkransar vifta, ved høgder på høvesvis 1300moh og 1400moh. Begge desse kamera er retta innover mot kvar

sin del av kjeldeområdet til skredvifta, med mål om å overvake steinsprangaktivitet (Figur 1.4). Grunna delvis ulikt fokus i Mor-prosjektet og denne masteroppgåva, blir foto frå KameraNord og KameraSør ikkje brukt i denne oppgåva. Utfordringar knytt til fotokvalitet på bilda frå KameraVest, gjer at foto herifrå berre er brukt i liten grad i denne oppgåva.



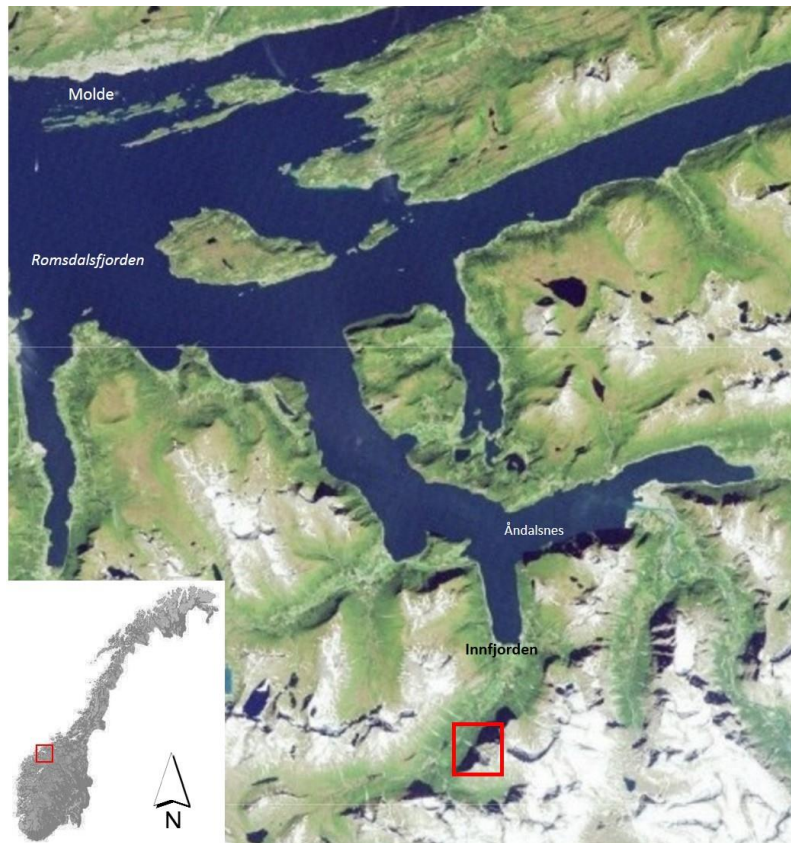
Figur 1.4 Overvakingssystemet i studieområdet. Tre kamera tek bilete av vifta frå tre ulike vinklar som her blir vist med raude piler. Den meteorologiske stasjonen Stasjon1 (i raud ring) tek målingar av nedbør og temperatur (Produsert av Silje Ø. Skei, basert på Norgei3D).

Som del av overvakingssystemet er det også etablert ein meteorologisk stasjon i utkanten av studieområdet. Denne var ferdig etablert 22.januar 2015, og er vidare omtala som *Stasjon1*. Stasjon1 tek målingar av nedbør kvart minutt, og av temperatur kvart 15. minutt. Alle data frå overvakingssystemet har vore tilgjengelege for bruk i masteroppgåva, heilt sidan systemet vart etablert.

Data frå Stasjon1, har blitt vidaresendt frå NVE, som har kunna laste ned temperatur- og nedbørsdata automatisk. Det første året Stasjon1 har målingar frå er vidare omtala som Måleåret15/16, og går frå 22.januar 2015- 21.januar 2016.

2 Områdeskildring

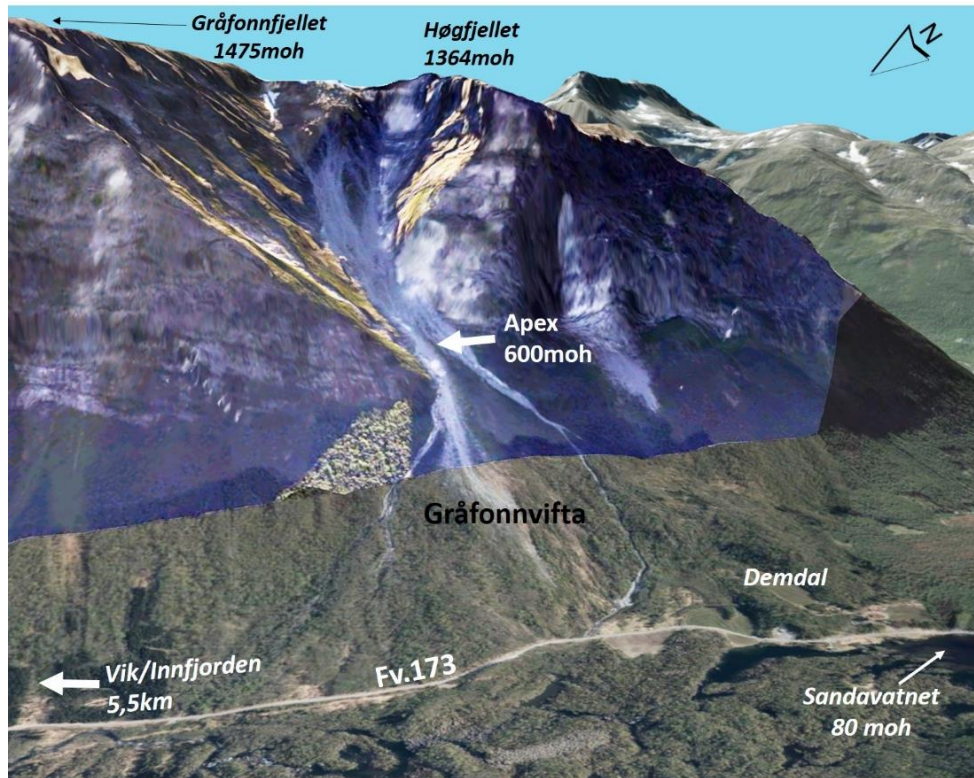
Studieområdet ligg i vestvend skråning mellom Demdal og Holte, 5,5 km sør-vestover langs Fv173 frå Innfjorden. Dette er ein fjordarm av Romsdalsfjorden i Rauma kommune i Møre og Romsdal (Figur 2.1).



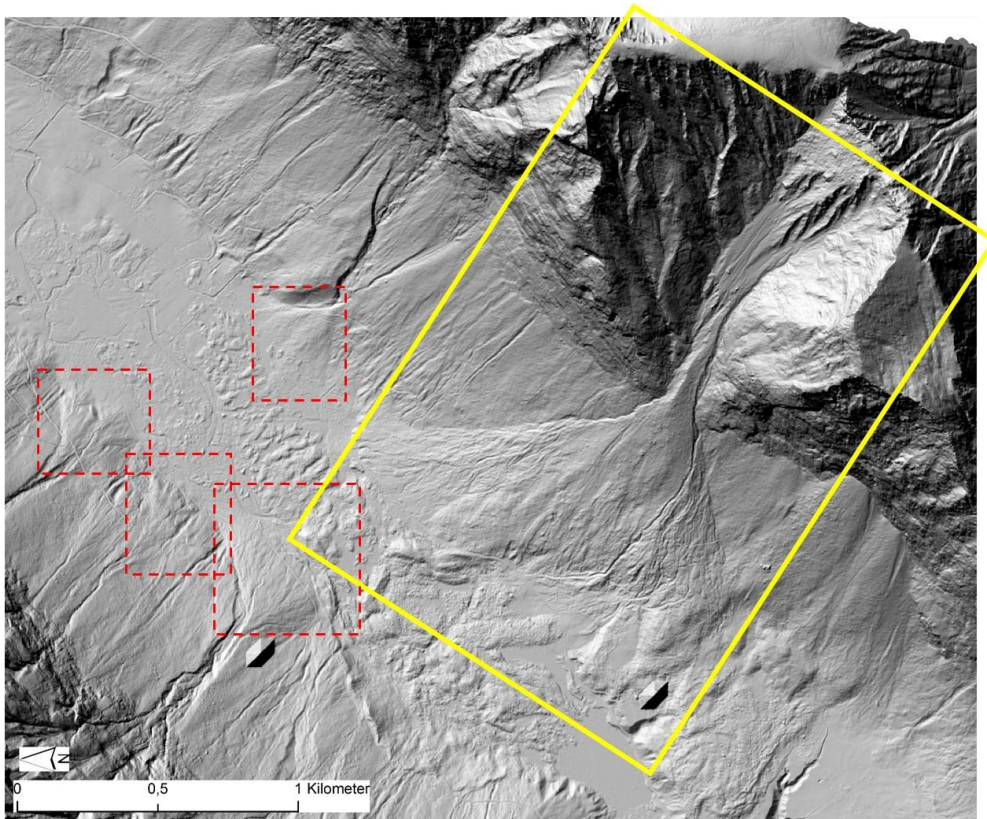
Figur 2.1 Plassering av studieområdet er vist med raude rammer (Statens Kartverk, 2016a).

Den undersøkte skredvifta, Gråfonnvifta, strekker seg breitt utover mot nord og sør frå apex (Figur 2.2 og Figur 2.3). Lågaste punkta på vifta er i vest, ved Demdals- og Sandavatnet (80moh). Øvre del av studieområdet vert naturleg avgrensa av Høgfjellet (1364moh), og Gråfonnfjellet (1475moh). Fjellryggen mellom dei to toppane, fungerer som ei naturleg avgrensing av området i austleg retning (Figur 2.2).

Innfjorddalen er ein glasialt erodert dal med brei dalbotn omkransa av bratte skråningar opp mot spisse, alpine toppar. Hengande U-dalar er også til stades fleire stader i dalføret, og fleire andre skredvifter er også avsett i Innfjorddalen, Desse er langt mindre enn Gråfonnvifta (Figur 2.3).



Figur 2.2 Oversikt over Gråfonnvifta (Produsert av Silje Ø. Skei, basert på Norgei3D, 2016).

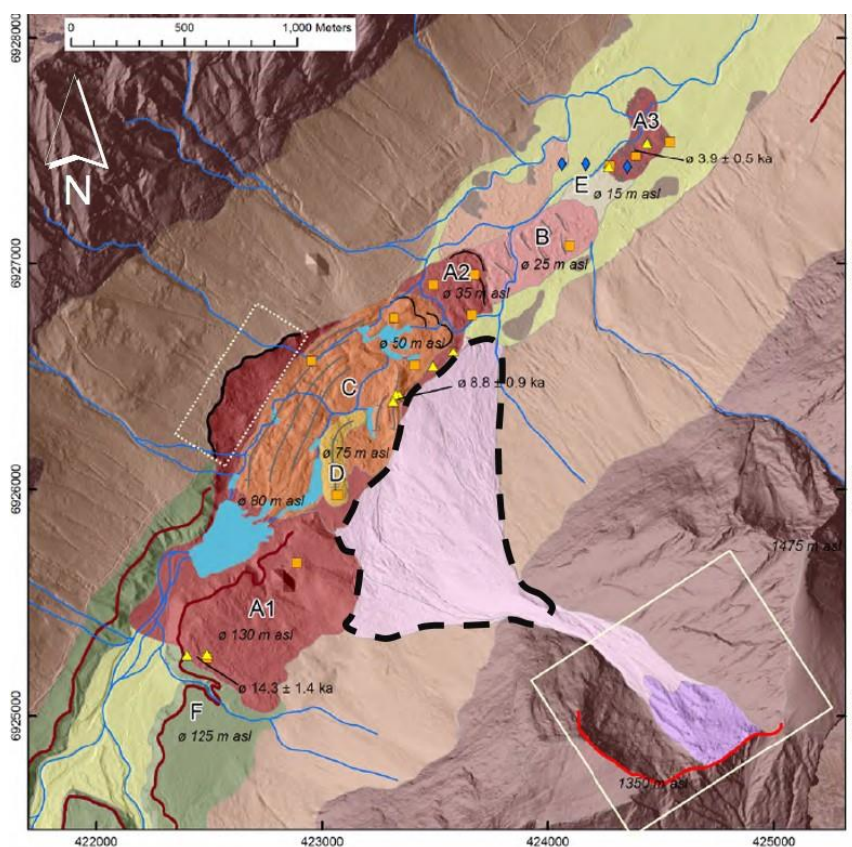


Figur 2.3 Skyggerelieff (hillshade) av Gråfonnvifta, og området rundt. Dei fire raude rammene viser andre vifteformer avsett i Innfjorddalen, men samlege er mykje mindre enn Gråfonnvifta, som er ramma inn i gult. Skyggeleieffet kan også sjåast i Vedlegg B (Produsert av Silje Ø. Skei basert på lidardata frå NGU, 2008).

2.1 Generelle geologiske forhold

Studieområdet ligg innanfor den vestlege gneisregionen i Noreg. Området er dekket av eit grovt bergrunnskart i skala 1:250 000, og bergarten i studieområdet granittisk til diorittisk gneis. Denne er delvis sterkt sprotket opp, men har også nokre store soner av tilsynelatande intakt berg (NGU, 2016a; Schleier, Hermanns & Rohn, 2013; Solli & Nordgulen, 2013). Over heile området er det større eller mindre konsentrasjonar av lause steinblokker, både store enkeltblokker midt på dyrka mark, og i haugar ved ulike lokalitetar langs vegen og elles i terrenget. Dei største konsentrasjonane ligg nedst i dalen, i og ved Sandavatnet. Tre større fjellskredhendingar er identifisert og datert, mellom anna utifrå skredavsetjingar funne i dalbotnen ved Gråfonnvifta (Schleier, 2016);

- 300.000m³ stort skred datert til 25.juli 1611/1612 (Skrednett, 2016),
- 1.500.000m³ stort skred datert til 14.3 ± 1.4 tusen år før notid
- 5.400.000m³ stort skred datert til 8.79 ± 0.92 tusen år før notid



Figur 2.4 Fjellskredavsetjingar i dalbotnen ved Gråfonnvifta. Eit tolka kart viser korleis ulike generasjonar av fjellskred har lagt seg i dalbotnen. A-F viser avsetjingar frå ulike skredhendingar. Gråfonnvifta er markert med svart stipla linjer. Modifisert etter Schleier (2016).

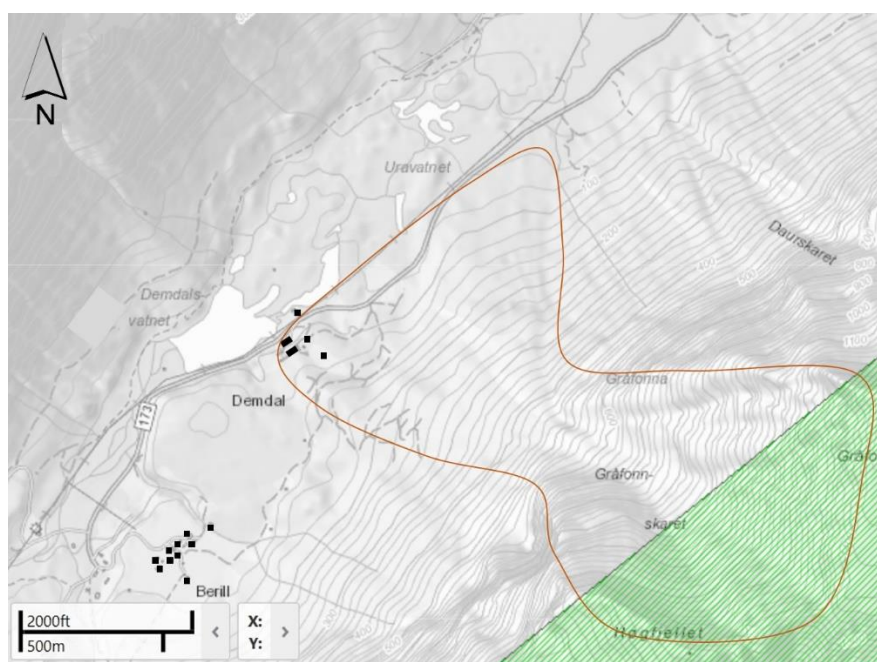
Alle desse fjellskreda skal ha kome frå same kjeldeområdet som ligg i nordvend fjellvegg i skaret over apex til Gråfonnvifta (Figur 2.4). Der dannar bakveggane over apex i dag dannar til ei V-form som tidlegare har vore fylt med bergmasse. Til saman utgjer volumet på skredmaterialet i dalbotnen om lag $7.200.000\text{m}^3$ (Schleier, 2016).

2.2 Vegetasjon, busetting og vern

Det er mykje lauvvegetasjon i dalen. Vegetasjonen er tett, men høgdeforskjellar i vegetasjonsdekket på vifta indikerer aldersforskjellar i vegetasjonsdekket grunna ulike påverknader på ulike delar av vifta. Eksempelvis er trea i nokre soner opptil 8 meter høge, men i andre soner under 1 meter. Fleire stader er vegetasjonen heilt fråverande.

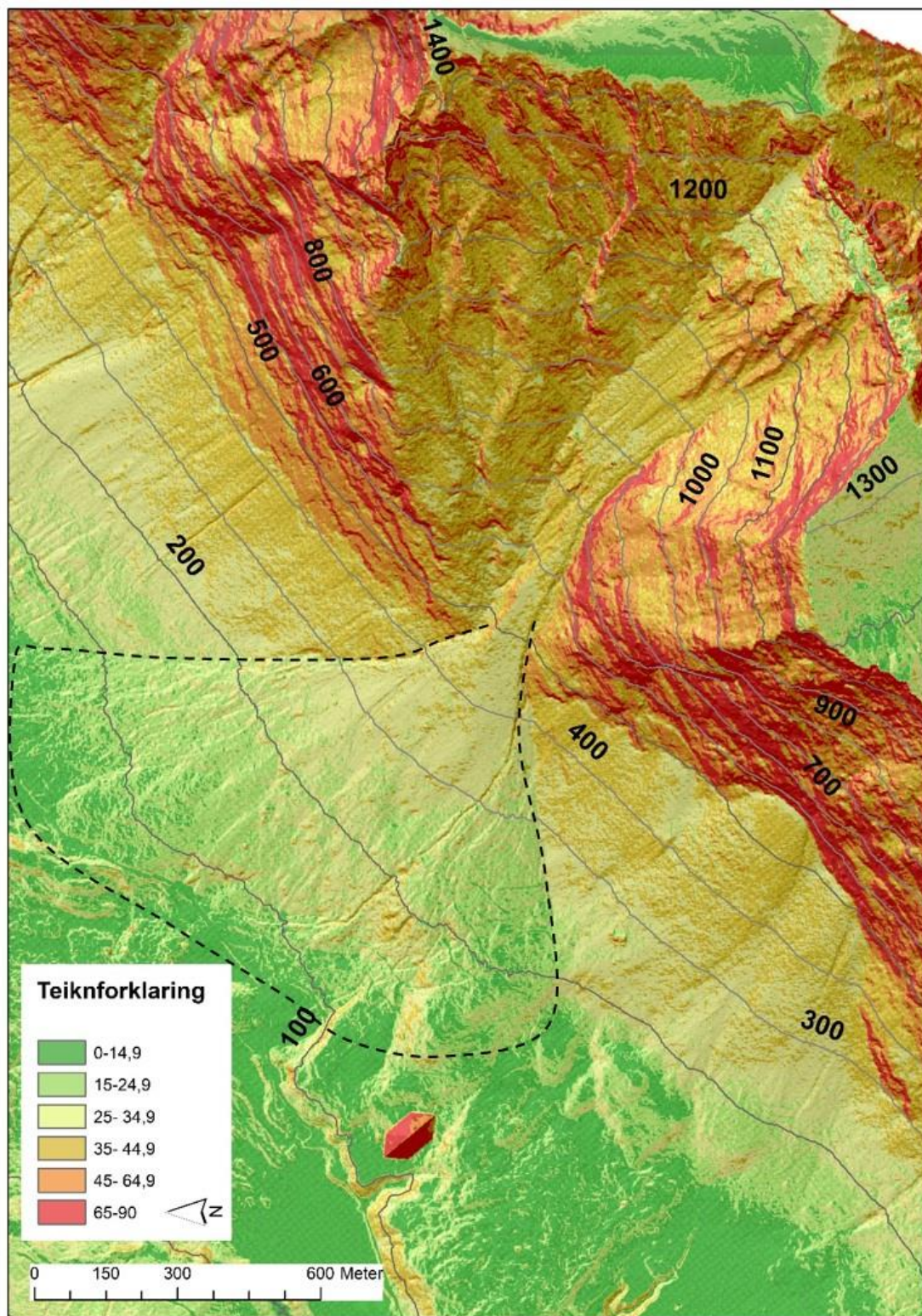
Næraste busetting til studieområdet er to gardsbruk som ligg på sørsida av viftesystemet. Den næraste garden, Demdal, ligg innanfor studieområdet, namnet på garden kjem frå fjellskredet i 1611/1612 då delar av Gråfonnfjellet raste ut og demte opp dalen. Gardshusa på Demdal har vore plassert på same stad sidan slutten av 1700-talet, og husa på garden skal aldri ha vore råka av skred (pers.komm. lokal innbyggjar, 10.09.2015). Garden lengst vekke heiter Berill, og ligg 300 meter utanfor studieområdet (Figur 2.5).

Den søraustlege delen av studieområdet, med fjelltoppane Gråfonnfjellet og Høgfjellet, ligg innanfor grensene til Trollstigen Landskapsvernområde. Dette er illustrert i Figur 2.5.



Figur 2.5 Oversikt over studieområdet (oransje linje), som delvis ligg innanfor grensene til Trollstigen Landskapsvernområde, markert i grønt (Produsert av Silje Ø. Skei, basert på NVE Atlas, 2016).

2.3 Helling

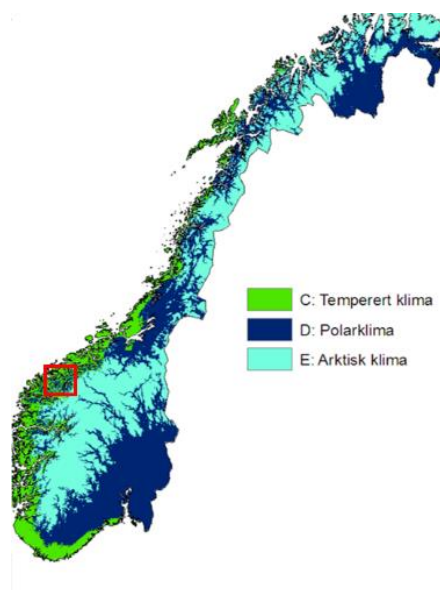


Figur 2.6 Hellingskart over studieområdet. Studieområdet er markert med svart stipla linje, talla viser høgde over havet ved 100 meters høgdekurver (Produsert av Silje Ø. Skei basert på lidardata frå NGU, 2008).

Fjellveggane som omkransar Gråfonnvifta er svært bratte, som vist i hellingskartet i Figur 2.6. Områda med ulik helling er i figuren markert med fargane raudt – oransje – gult – grønt, der raudt viser dei brattaste områda, og grønt viser dei slakaste områda. Hellinga over apex er i snitt 45 ° bratt, medan hellinga under apex i snitt er 25°. Hellinga på sjølve terrengoverflata varierer stort på korte geografiske avstandar, grunna erosjon og avsetjing i dei ulike delane av vifta. Ytste delen av vifta, under 100moh er om lag 10-15°.

2.4 Generelle klimatiske forhold

Området langs vestkysten av Noreg, frå Stavanger til Bodø, har eit varmtemperert klima, også kalla kystklima (Figur 2.7), basert på den velbrukte klimaklassifikasjonen av Wladimir P. Köppen, betre kjend som Köppens klimainndeling. Denne bygger på månads – og årsmildar av temperatur og nedbør for ulike landområder (Dannevig & Harstveit, 2015). Kystklima vil i dag seie eit klima med nedbør gjennom heile året, milde vintrar og tempererte somrar. Mesteparten av nedbør kjem normalt under haust- og vintermånadene (september- februar). Avhengig av temperatur kjem nedbøren som regn eller snø (Store Norske Leksikon, 2009). Ettersom det ikkje har vore etablert meteorologiske stasjonar i eller ved studieområdet før Stasjon1 vart etablert, finst det ingen sikker informasjon på meteorologiske trendar frå dette området.



Figur 2.7 Köppens klimasoner (Kjelde: Met.no, 2010).

3 Teori

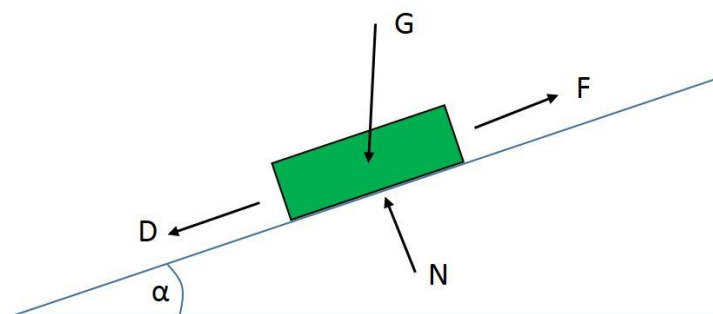
Dette kapitlet presenterer relevant teori rundt skråningsprosessar og eigenskapar i lausmassar generelt, samt flaumskred som geomorfologisk prosess spesielt. I tillegg blir teori om ytre påverkande faktorar, som vêr og klima presentert. Først kjem eit delkapittel om ulike faktorar som kan spele inn på skråningsstabilitet.

3.1 Generell skråningsstabilitet

På generelt grunnlag vil ei skråning vere stabil så lenge dei stabiliserande kreftene er større enn dei drivande kreftene. Ved dei høva der dei drivande kreftene er størst, vil skråninga kunne gå til brot og skred kan løysast ut. Drivande krefter kan eksempelvis vere gravitasjon, der både eigenvekt og eventuell ekstra vekt vil kunne påverke omfanget. Stabiliserande krefter vil seie skjærstyrken til jorda, som blir bestemt av friksjon og kohesjon (Selby & Hodder, 1993). Desse blir vidare omtala under. Forholdet mellom stabiliserande og destabiliserande krefter er ofte uttrykt som ein sikkerheitsfaktor;

$$F = \frac{\text{Stabiliserande}}{\text{Drivande}} \text{ krefter}$$

Dersom sikkerheitsfaktoren 'F' > 1, er skråninga stabil, men dersom dei stabiliserande kreftene minskar, eller dei drivande kreftene aukar og F < 1, går skråninga til brot (Selby & Hodder, 1993)



Figur 3.1 Illustrasjon av krefter på eit objekt i ei skråning. Kreftene er normalkraft (N), Gravitasjonskraft (G), Friksjonskraft (F) og eventuelt ei form for drivande kraft (D). Modifisert etter Selby og Hodder (1993, s. 56).

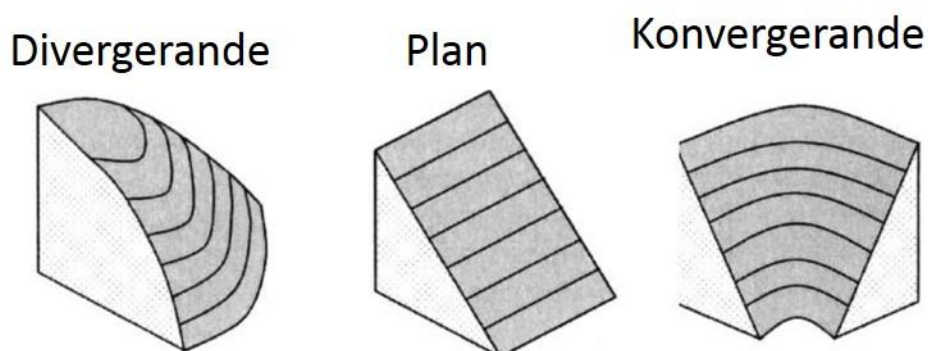
Eit objekt i ei skråning vil generelt vere påverka av fleire motsett retta krefter, der forholdet mellom dei vil avgjere om objektet vil ligge i ro eller gli langs underlaget (Figur 3.1). Gravitasjonskrafta (G) verkar på objektet mot underlaget, og normalkrafta (N) verkar motsett veg, frå underlaget mot objektet. Friksjonskrafta (F) verkar motsett av dei potensielle

drivande kreftene (D). Dersom F er tilsvarende D , vil objektet ligge i ro, men dersom D er større enn F , vil objektet bevege seg nedover (Chatwin et al., 1994; Selby & Hodder, 1993).

Friksjonskrafta F vil dermed ha ein bremsande effekt på eit objekt, eller i dette tilfelle skråningsmateriale, og høg friksjon blir derfor rekna som ei stabiliserande kraft i skråningar. Effekten av friksjon er avhengig av storleik og type drivande krefter. Store mengder vatn vil eksempelvis hindre kontakt mellom ulike materialoverflater, og dermed heilt eller delvis eliminere effekten av friksjon (Brattli, 2014b).

3.1.1 Skråningsform

Ei skråning kan ha ei divergerande, konvergerande eller plan form (Figur 3.2). Ei divergerande form er konveks, og vil teoretisk sett fungere spreiaende på materiale eller vatn som treffer overflata, medan ei konvergerande skråning er konkav og vil vere samlande. Sett at andre forhold ved skråninga er konstante, kan ei konvergerande skråning få oppsamlingar av vatn i lokale punkt som kan auke porevasstrykket, og deretter gå til brot. Denne konvergerande skråninga vert derfor rekna som minst stabil av dei tre. Den divergerande skråninga vil spreie framfor å samle vatnet, og oppsamlingar av vatn vil dermed sjeldan auke i enkeltpunkt, og dermed heller ikkje gå til brot. Ei slik skråning vil også ha betre støtte for materiale i heile skråninga enn i ei konvergerande skråning, og vert dermed rekna som mest stabil. Den plane skråningsforma er mellom divergerande og konvergerande og vil verken samle eller spreie tilført materiale eller vatn, og vert rekna som middels stabil. Generelt sett vil stabiliteten i ei divergerande skråning vere høg og ei konvergerande vere låg, medan stabiliteten til den plane skråninga er mellom den divergerande og den konvergerande skråninga (Chatwin et al., 1994; Sidle & Ochiai, 2006).



Figur 3.2 Ulike skråningsformer. Modifisert etter Sidle & Ochiai (2006).

3.1.2 Helling i skråningar som er utsette for skred

Ulike type materiale, som ulike lausmassetypar, snø eller berg, vil vere sårbare for brot ved ulike skråningshellingar, og eventuelle brot vil vere avhengig av ulike ytre forhold som er gunstige for skredutløysing. Ytre forhold, eksempelvis intens nedbør, kan gje stor variasjon i kva kritisk skråningshelling for ein skredtype er for lausmassar og snø, medan utløysing av steinsprang, steinscred eller fjellskred kan ha andre årsaker. For at skred i lausmassar eller snø skal kunne skje, må ikkje terrenget vere for bratt for oppsamling av potensielt skredmateriale (Devoli et al., 2011, Bargel et al., 2011).

Steinsprang og steinscred i Noreg skjer som oftast i terreng med over 40° helling (Devoli et al., 2011), medan snøskred som oftast løysast ut i terreng mellom 30 - 60° (Colleuille, 2009). Jord- og flaumskred vil løysast ut ved ulike hellingsgrader, men som regel ved hellingar over 30° (Boje, 2014; Colleuille, 2009). Dette er avhengig av forholdet mellom vatn og materiale i skredet, samt kva type materiale som er tilgjengeleg. I NVE sin strategiplan for å fange opp flaumskredfarlege områder i Noreg er det satt ei grense ved 25- 45°, der ein går utifrå at dei fleste jord- og flaumskreda vil skje, men med medvit om at det også kan skje utløysingar ved andre hellingsgrader (Bargel et al., 2011).

3.2 Ulike fysiske eigenskapar i lausmassar, og årsaker til desse

I dette delkapitlet vert de først presentert ei kort innføring om ulike måtar berggrunnen kan brytast ned til lausmassar. Vidare vert det gått gjennom korleis transport og avsetjing kan vere avgjerande for dei fysiske eigenskapane til lausmassane. Ettersom (Brattli, 2014a, 2014b) omtaler fleire av dei fysiske eigenskapane ved lausmassar, er desse brukt som hovudkjelde i dei følgjande delkapittel.

3.2.1 Forvitring av berggrunn og lausmassar

Minerala i bergartane er i dei fleste tilfelle er danna ved svært høge temperaturar i jordskorpa, og er som regel ikkje tilpassa temperaturane ved jordoverflata. Berg i dagen vil dermed forvitrast over tid. Forvitring er nedbryting av berggrunn, mineral og anna lausmateriale som følgje av ytre påverknader av vær og vind (Spjeldnes, 2015). Forvitring kan skje som mekaniske, kjemiske eller biologiske prosessar. Mekanisk forvitring skjer eksempelvis som følgje av erosjonsprosessar, eksempelvis av isbrerørsle, temperaturendringar, og-/ eller fryse-tineprosessar med vatn til stades. Vatn vil utvide seg når det frys, og kan dermed sprengje lausmateriale. Kjemisk forvitring kan skje ved oppløysing av mineral i vatn, som følgje av

eksempelvis sur nedbør åleine, eller i kombinasjon med vind. Rotsprenging kan vere eksempel på biologisk forvitring, ved at røter som veks i bergsprekkar fysisk sprenger laus delar av fjellet (Ramberg et al., 2006). Grad av forvitring av berggrunnen vil kunne påverke kor mykje lausmassar som finst tilgjengeleg på ein stad (Bryhni, 2009).

Type og hastigheit av forvitring av ulike bergartar er bestemt av kor harde minerala er. Kvarts er eksempel på eit mineral som er svært hardt og motstandsdyktig, og brukar dermed lang tid på å forvitre, medan mineral som glimmer forvittrar langt raskare. Eigenskapane til minerala avgjer også kor små kornstorleikar og kva type leirmineral materialet i første rekke kan forvitrast til (Brattli, 2014b; Ramberg et al., 2006). Granitt og gneis inneheld ofte kvarts- og feltspat, og gir dermed likesida og kanta korn som tar tid å bryte ned til endå mindre partiklar, medan bergartar som inneheld glimmer gir korn som er enklare å bryte ned. Alle mineral kan over tid forvitrast og løysast heilt opp over tid, men måten kvarts er sprekt opp på, gjer at mineralet enklare vert forvittra til sand ved mekanisk forvitring, men brukar svært lang tid på å forvitrast til mindre kornstorleikar som ofte skjer ved kjemisk forvitring. Glimmer kan derimot raskt forvitrast heilt ned til leire, ved kjemisk forvitring. Grove lausmassar, sand, silt og leire er svært ulike når det kjem til fysiske eigenskapar (Brattli, 2014b; Ramberg et al., 2006), og prosessane som har gjort dei grove eller fine har også påverka graden av kornsortering og kornform (Ramberg et al., 2006; Spjeldnes, 2015). Dette vert omtala vidare under.

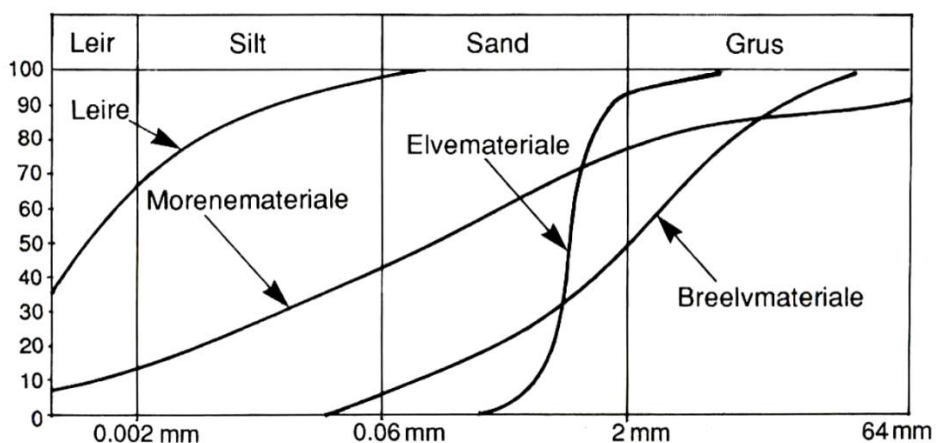
3.2.2 Kornstorleik, -sortering og –form

Kornstorleikar i norske lausmassar vil variere frå dei minste leirpartiklane på under 0,002mm til blokker frå 60cm og oppover til fleire titals meter i diameter (Tabell 3-1). Sortering av materiale etter kornstorleik vil vere avhengig av kva type transport materialet er utsett for. Vass- og vindtransport vil som regel føre til godt sortert materiale, medan prosessar styrt av temperatur, is eller gravitasjon, eksempelvis skred, vil føre til dårlig sortering av materiale (Brattli, 2014b). Sortering av ulike typar jordartar er illustrert i Figur 3.3.

Lausmassar vil ofte omtalast som *velgradert*, med stor variasjon i sortering og kornstorleikar, som til dømes morene, eller *einsgradert*, der lausmassen er godt sortert og har lik kornstorleik som i elvemateriale, sjå Figur 3.3. Korn vil ha ulik form og storleik, og vere fine eller grove, avhengig av kva mineral det er bygd opp av, samt kva type erosjon og transport det har vore utsett for. Kornform blir ofte omtala som kanta, kantavrunda, delvis runda eller runda (Brattli, 2014b). Forskjellen i kornform er illustrert i Figur 3.4.

Tabell 3-1 Variasjon i kornstoleik i lausmassar. Etter Brattli (2014b, s. 4).

Fraksjon		Kornstørrelse mm	
Grovinndeling	Fininndeling		
Blokk	-	> 600	
Stein	-	600	- 60
Grus	Grov	60	- 20
	Middels	20	- 6
	Fin	6	- 2
Sand	Grov	2	- 0,6
	Middels	0,6	- 0,2
	Fin	0,2	- 0,06
Silt	Grov	0,06	- 0,02
	Middels	0,02	- 0,006
	Fin	0,006	- 0,002
Leir	-	< 0,002	



Figur 3.3 Kornfordelingskurve for lausmassar med ulik sortering, grunna ulik transport av materiale. Bratte vertikale kurver viser eit godt sortert materiale, eksempelvis som elvemateriale (Brattli, 2014b, s.4).



Figur 3.4 Ulik kornform, frå kanta til runda. Modifisert etter Brattli (2014b, s. 7).

3.2.3 Porøsitet



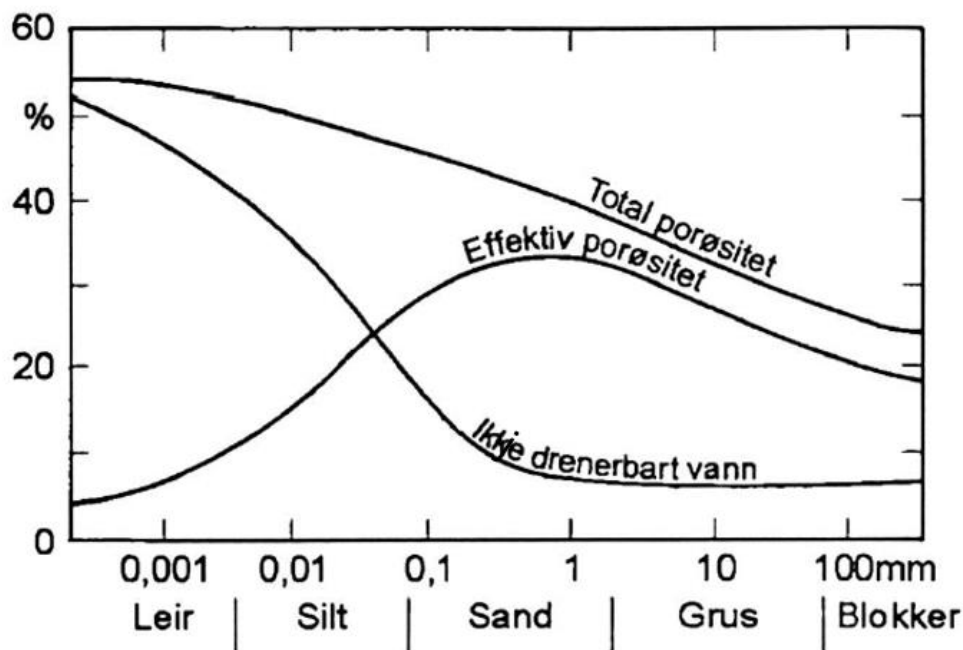
Figur 3.5 Pakning av korn med porer mellom. Figuren til venstre viser ein lågare grad av pakning og større porøsitet enn figuren til høgre (Brattli, 2014b, s. 21).

Kor stor del av volum porer ein jordart har, *porøsitet*, er avhengig av sorteringsgrad, kornstorleik, kornform, pakningsgrad og orientering av korna (Brattli, 2014b). Porøsitet vil ha mest å seie i velgraderte og usorterte lausmassetypar. Ulik ytre påverknad på lausmassar, fører til ulik pakning av korn. Dårleg sorterte jordartar, kan pakkast betre saman, og vil dermed ha låg porøsitet (Brattli, 2014b).

3.2.4 Permeabilitet

Gjennomstrøymingsevna, kalla permeabilitet, avgjer kor lett ei væske kan fordele seg utover eit areal ved å strøyme mellom porene. Permeabiliteten vert skildra av den hydrauliske konduktiviteten, som kan vere høg eller lav, og er igjen avhengig av porøsiteten i eit materiale. Fine lausmassar som silt og leire har høg porøsitet, men sidan vatnet er bundne til partiklane, er vatnet her ikkje drenerbart. I sand og grovare massar er porøsiteten lågare, men vatnet er ikkje bunde og kan dermed lett drenerast. Sand og grus har svært høg konduktivitet og effektiv porøsitet, Figur 3.6 (Brattli, 2014b;2009; Dingman, 2008).

Der den hydrauliske konduktiviteten er høg, kan vatn enkelt strøyme gjennom lausmassetypen, og der den er låg kan berre noko vatn drenere gjennom, men det tek svært lang tid. Eventuelt kan ein lausmasstype vere heilt impermeabel, der ingen vatn kan trenge igjennom, eksempelvis leire (Dagestad et al., 2003). Jordartar med høg porøsitet, men låg permeabilitet har god evne til å halde på vatn eller fukt, ettersom den hydrauliske konduktiviteten også blir låg (Brattli, 2014b).



Figur 3.6 Samanheng mellom kornstorleik, porøsitet og evna til å drenere vatn (Brattli, 2009).

3.2.5 Porevasstrykk

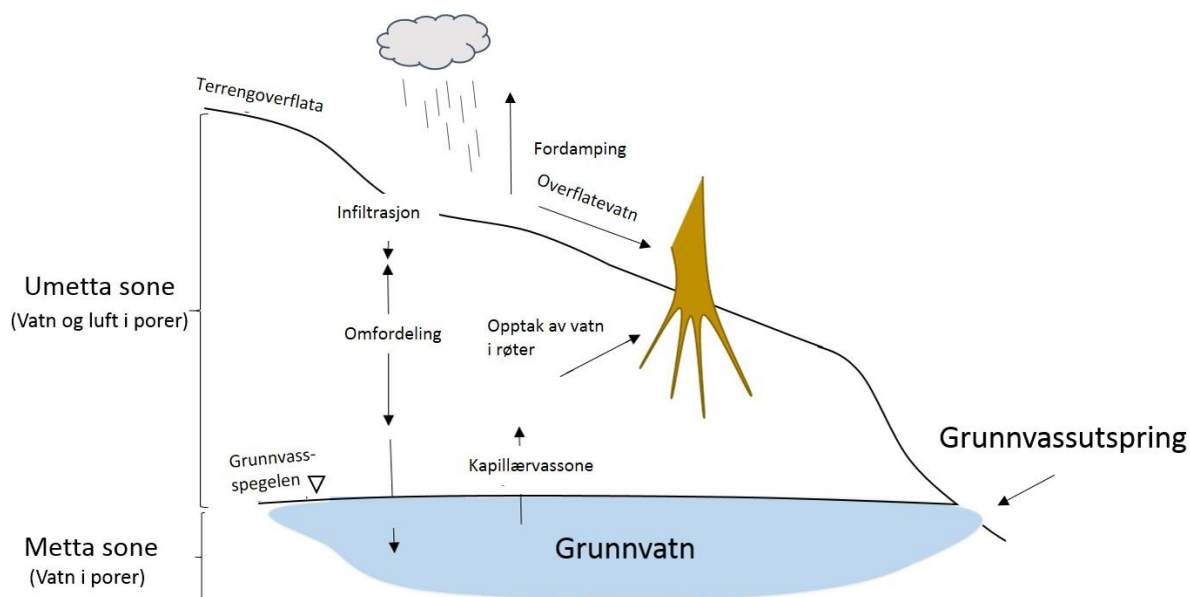
Porevasstrykk vil seie trykk frå vatn som finst i porene i lausmassane, og høgt porevasstrykk kan føre til materialbrot. Porevasstrykket kan auke eller minke avhengig av permeabilitet og porøsitet i det aktuelle materiale. Auka porevasstrykk kan oppstå som følgje av at vatn blir hindra i å vandre fritt, eksempelvis grunna møte med impermeable lag i ei skråning. I skråningar der fleire jordartar ligg lagvis, og det er stor forskjell i permeabilitetsegenskapane, kan mengda av vatn som blir stoppa opp over impermeable lag etter kvart bli så stor at porevasstrykket aukar tilstrekkeleg til at massane over det impermeable laget bli metta, og glir ut med det impermeable laget som glideplan (Chatwin et al., 1994). Porevasstrykket kan eksempelvis auke ved intens nedbør eller rask snøsmelting (Gundersen, 2015).

I våte periodar med god tilgang på vatn vil all jorda bli metta, slik at den ikkje kan ta opp eller halde på meir vatn. Feltkapasiteten er då nådd, og ytterlegare tilførsel av vatn vil føre til auka porevasstrykk og/eller overvatn med mogelegheit for erosjon, der begge kan vere kritiske med omsyn til skredutløysing. Lausmassane kan eksempelvis bli metta av vatn ved varig eller intens nedbør, eller i snøsmelteperiodar (Brattli, 2014b).

Når porevasstrykket aukar vil dette kunne eliminere effekten av stabiliserande krefter som friksjon og kapillærkrefter, og i tillegg auke stresset ettersom eigenvekta av massane blir større (Brattli, 2014a).

3.2.6 Vatn i skråningar

Kunnskapar om korleis vatn kan bevege seg i, drenerast gjennom og samlast opp i ei skråning er viktig som eit ledd i å forstå kva for høve skred kan løysast ut ved. Oppsamlings- og dreneringsegenskapane i ein jordart er avhengig av porøsiteten, permeabiliteten, samt kor stor mengd vatn som er tilgjengeleg. Infiltrasjon av tilført vatn, eksempelvis frå nedbør vert omfordelt i lausmassen, noko blir tatt opp i røter, og noko kan bli ført vidare nedover og bli til grunnvatn.



Figur 3.7 Illustrasjon av korleis vatn kan bevege seg i ei skråning. Modifisert etter Dingman, 2008.

Vatn som er tatt opp i den metta sona i lausmassane vert kalla grunnvatn (Figur 3.7). Grunnvatn finst overalt, både i berggrunnen og i lausmassar. Avhengig av mengde tilgjengeleg vatn varierer holromma i lausmassane, eller sprekkane i berget i umetta sone mellom å vere fylt med luft eller vatn og mette og umetta sone er skilt ved grunnvass-spegelen. Grunnvass-spegelen, følgjer terrenget, og kan nokre stader komme opp i dagen som kjeldevassutspring, ofte knytt til myr, elv eller innsjø (Brattli, 2014b; Dingman, 2008; Tollan, 2012).

3.2.7 Stabiliserande krefter i lausmassar

Det finst to typar krefter som verkar stabiliserande på lausmassar; Kohesjon – og kapillærkrefter. Kohesjonskrefter oppstår som følgje av at elektrostatiske krefter mellom partiklar og vasshinner på overflata til minerala, trekker partiklane saman. Kohesjonskrefter påverkar berre for jordartar med kornstorleik mindre enn 0,06 mm, som silt og leire (Brattli, 2014b).

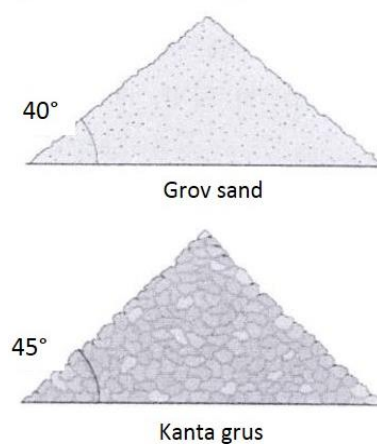
Kapillærkrefter oppstår mellom vassmolekyl og overflata på partiklar i jordarten. Ettersom trykket i den umetta sona er mindre enn atmosfærisk trykk, og trykket er større enn atmosfærisk trykk i den metta sona, vil vatnet stige frå den metta sona til den umetta sona. Desse kreftene vil vere sterkast ved rett forhold mellom vatn og porer, som igjen vil vere avhengig av type jordart, og vil i ei skråning fortrinnsvis skje i kapillærvasssona, sjå Figur 3.7. For mykje vatn kan føre til metting av markvasssona og til materialbrot (Brattli, 2014a, 2014b; Store Norske Leksikon, 2012).

3.2.8 Friksjonsvinkel

Det er friksjon både mellom materiale av ulike typar, eksempelvis mellom lausmassar og fjell, og mellom materialpartiklane i eit og same materiale. Friksjon mellom partiklane kan vere med å hindre materialet i å falle saman, og materialeegenskapar som kornstorleik og form avgjer kor bratt helling eit materiale kan halde seg i ro i, over tid. Generelt kan grovt og kanta materiale stå i brattare helling enn fint og runda materiale, dersom alle andre forhold er konstante (Brattli, 2014a; Chatwin et al., 1994; Selby & Hodder, 1993). Hellinga er ofte uttrykt som ein vinkel mellom det horisontale planet og overflata på materialet (Figur 3.8). Denne vert kalla friksjonsvinkel og varierer med ulike materialtypar, basert på eigenskapar som kornstorleik, kornform, sorteringsgrad og fuktighet. Friksjonsvinkelen vil vere spesielt

Tabell 3-2 Illustrasjon av sorterte jordartar med ulik friksjonsvinkel (Brattli, 2014b, s. 34).

Sortert lausmasse	Friksjonsvinkel
Leire	20-35°
Silt	25-35°
Sand	35-45°
Grus	35-50°
Stein	43-52°



Figur 3.8 Sortert lausmasse med ulik friksjonsvinkel. Modifisert etter Brattli (2014b, s. 34).

viktig for stabiliteten til fraksjonsjordartar, som sand, grus, stein og blokk, der kornstorleik er over 0,06 mm. Ved kohesjonsjordartar som silt og leire, der kornstorleik er under 0,06mm, vil kohesjonskreftene spele mest inn (Brattli, 2014a, 2014b). Friksjonsvinkelen til ulike sorterte jordartar er vist i Tabell 3-2.

3.3 Klassifisering og kjenneteikn ved ulike skråningsprosessar

Steinsprang, steinskred, fjellskred, snøskred, jord- og flaumskred, er dei vanlegaste skredtypane på Vestlandet (Skrednett, 2016), og er dermed skråningsprosessar ein kan forvente seg å finne spor frå i det bratte terrenget i studieområdet.

Skråningsprosessar i bratt terreng, vil avhengig av type materiale, rørslemønster og energi påføre ulike nivå av belastning på terrengoverflata, og dermed også legge att ulike erosjonsspor og avsetjingar. I dei følgjande underkapitla vert det presentert definisjonar av dei ulike nemnde skredtypane, med skildring og eksempel. Det oppdaterte klassifikasjonssystemet av Varnes frå 1978, omtala i Hungr et al. (2013), er brukt som utgangspunkt for å definere dei aktuelle skredprosessane.

Jordskred er ikkje funne aktuelt for studieområdet, og vil difor ikkje bli omtala vidare. Flaumskred, som er fokus i oppgåva, er skildra meir detaljert i neste delkapittel.

3.3.1 Steinsprang, steinskred og fjellskred

Steinsprang, steinskred og fjellskred er alle gravitasjonsdrivne skredtypar, der ulike volum av bergmateriale raser ut og fører til akkumulasjonar av kanta materiale i skråninga under kjeldeområdet, eller i dalbotnen, kalla *kolluvium*. Volum, utlaupslengde og frekvens er nokon av faktorane som skil dei tre skredtypane frå kvarandre (Hungr et al., 2013, NGI, Udatert).

Oppsamlingar av kolluvium kan vidare transporterast nedover skråninga av andre skråningsprosessar, og dermed erodere underlaget, legge att avsetjingar i terrenget, samt inngå i andre typar skredavsetjingar (Blikra & Nemec, 1998).

I Noreg vert ei hending rekna som steinsprang når volumet av materialet er likt eller mindre enn 100m^3 , og som steinskred når volumet er mellom 100m^3 – $10\,000\text{m}^3$. Ved volum større enn dette vert ei hending rekna som fjellskred (NGI, Udatert). Utlupslengde og skredrørsle vil også skilje dei tre skredtypane frå kvarandre. Medan skredmateriale frå steinsprang og steinskred som oftast vil legge seg i urer, kalla talus, som ligg oppe i skråninga, vil ikkje fjellskred stoppe før skredet har nådd dalbotnen (Devoli et al., 2011).

Etter utfall, kan rørslemønsteret i ei steinspranghending variere mellom å skje som fritt fall, rulling og- /eller spretting mot underlaget. Steinsprang kan skje som enkelthending eller fleire hendingar saman, men det er generelt lite dynamisk interaksjon mellom dei mest mobile fragmenta som blir mest påverka av underlaget. Deformasjon av fragmenta er mindre viktig, sjølv om fragment kan dele seg under skredhendinga (Hungr, Lerueil, & Picarelli, 2013).

Tidlegare steinsprangaktivitet i eit området kan kjennast att i terrenget ved enkeltstein eller – blokker og-/eller tepper av materiale i skråninga under utløysingsområdet. Materiale som kjem direkte frå steinspranghendingar vert vidare omtala som steinsprangmateriale.

Steinsprangmateriale legg seg som oftast i talus, men avhengig av form, volum og type underlag i skråninga, kan steinsprangmateriale ved enkelte høve også sprette eller rulle lagt nedover ei skråning og forbi talus (Dorren, 2003). Steinsprangmaterialet vil i utgangspunktet vere svært kanta, ettersom det kan vere sprengd laus frå fast fjell som følgje av eksempelvis fryse- og tineprosessar, og deretter deler seg opp i stykke under transporten (Blikra & Nemec, 1998; Dorren, 2003).



Figur 3.9 Steinsprangtalus
(Artsdatabanken, Udatert).



Figur 3.10 Steinsprangblokk som har gått lengre enn talus (NGI, Udatert).

Fjellskred vert skildra som eit glidande volum av bergmasse som passerer over ei ujamn brotoverflate beståande av ei mengde tilfeldig orienterte sprekkar, skilt ved segment av intakt bergmateriale. Sprekkesett som kan vere gunstige for fjellskred oppstår i bergartar med usystematisk struktur. Brotmekanismane er ofte komplekse og vanskelege å skildre. Fjellskred kan også skje som tilfelle av utvelting (‘toppling’). Fjellskred går generelt veldig plutselig og får ekstremt høg fart (Hungr et al., 2013).

Grunna det store volumet i fjellskred, og den turbulente rørsla nedover skråninga, fører dette til at skredet også tar opp mykje materiale på veg nedover. Denne måten å auke volumet av skredmassen på, fører til ytterlegare erosjon av skredbana, større masse, og at skredet ikkje vil stoppe før det når dalbotnen. Overflata av avsetjingane kan skildrast som haugforma akkumulasjonar med store blokker på opptil fleire 10-tals meter i diameter på toppen, oppe på

blokker som er knuste i mindre delar. Generelt sett er øvste del av avsetjingane ein grovkorna matriks, medan nedre del har ein finare kornstorleik. Alt materialet er svært kanta (Hermanns, 2015; Hermanns & Longva, 2012).

Statistisk reknar ein at steinsprang i Noreg skjer nærast heile tida, ein eller annan stad i landet, medan steinskred skjer fleire gonger i året, og fjellskred 1-2 gonger per 100 år (NGI, Udatert).



Figur 3.11 Steinskred ved Børa i Romsdalen. Figuren viser ei skredhending der skredmateriale sprett mot bakken, og dermed får ny fart til å nå endå lengre ned i skråninga (Foto: Marte Kvakland, 2007).

3.3.2 Snøskred

Snøskred er ikkje omtala i klassifikasjonssystemet til Hungr et al. (2013), men er i Store Norske Leksikon (2014) definert som; ‘en plutselig forflytning av store mengder snø nedover en fjellside eller en skråning. De fleste snøskred oppstår på grunn av naturlige forhold, men kan også utløses av skiløpere eller annen trafikk i et ustabilt område. (...)’.

Grunntypene av snøskred i Noreg er flaskskred, laussnøskred, skavlbrøt og sørpeskred, der den siste er i ein eigen kategori ettersom den nærmar seg flaumskred i vassinnhald og rørslemåte (Larsen, 2002; NVE, 2016b).

Erosjon av overflata frå snøskred kjem oftast som følgje av transport av tung snø, og nokre gonger skråningsmateriale som eroderer mot underlaget (Luckman, 1992). For at slik erosjon skal kunne skje, må det i tillegg til å vere gunstige forhold for oppsamling av snø, samt bratte hellingar til at snøskred vert utløyst, også vere tilgjengeleg materiale i form av stein eller

blokker av passe storleik som snøskredet kan transportere og dermed erodere vidare nedover skråninga. Mykje av det geomorfologiske arbeidet eit snøskred utfører på ei skråning, består av å transportere og omfordele tilgjengeleg skråningsmateriale. Snøskred kan som nemnd i Kap.3.1.2, løysast ut ved 30 - 60°, men i hellingar brattare enn 40-50°, vil det normalt ikkje samlast opp store nok mengder av snø til at bindingar i snøen kan danne større samanhengande snødekke som kan rase ut til store skred (Luckman, 1992; NVE, 2016b). I terreng der snøskred vert utløyst høgt i bratte skråningar, vil skred raskt få høg hastighet og kraft til å eventuelt erodere underlaget (Luckman, 1992).

Om snøskred vil legge att spor i terrenget eller ikkje, vil vere avhengig av om skredet har sitt glideplan direkte mot bakken eller mot ulike lag i snømassen. Erosjon direkte mot bakken skjer normalt ved våtare typar snøskred der snøen er tung og all snøen vert fjerna frå underlaget som følge av skredet (Confortola, Maggioni, Freppaz & Bocchiola, 2012; Freppaz et al., 2010; Larsen, 2002). Tørrare snøskred vil ikkje erodere bakken, men fører til oppvirvling av snø, kalla skredvind, som med stor kraft kan påverke vegetasjon eit stykke opp frå bakkenivå (Hopfinger, 1983; Larsen, 2002).

Typiske spor i terrenget frå alle typar snøskred, er stein og blokker som er plasserte på unaturlege stader i terrenget, avkappa tretoppar og greiner, samt områder som er tilbaketrukkne som graskledde tunger nedanfor bratte skråningsparti og med striper i terrenget som går ned i områder med ofte større og eldre busk- og trevegetasjon (Confortola et al., 2012; Freppaz et al., 2010, Freppaz et al., 2006; Ward, 1985). Skråningar som er hyppig påverka av snøskred er ofte konkave (Luckman, 1992).



Figur 3.12 Eksempel på skredvind frå snøskred i Stryn kommune (NGI, Udatert).

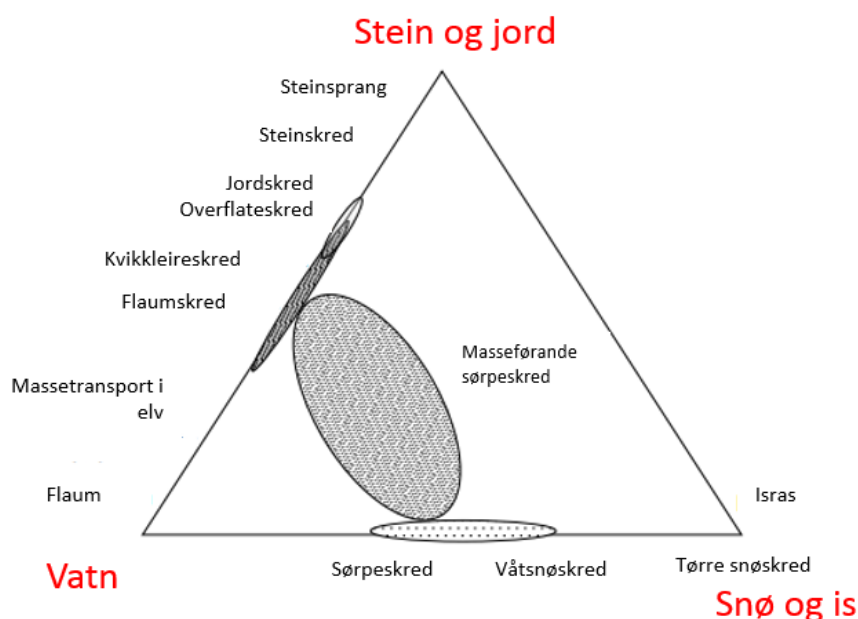


Figur 3.13 Snøskred som delvis har fjerna snø heilt ned mot bakken (avalanche.org, Udatert).

3.4 Flaumskred

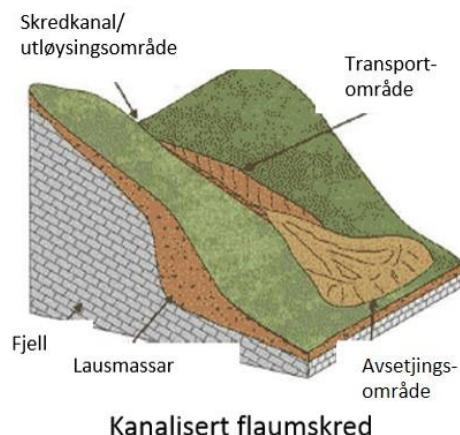
Dette delkapitlet presenterer teori rundt generelle karakteristikkar ved flaumskred som skråningsprosess, samt utløysingsårsaker og eigenskapar ved dei ulike områda eit flaumskred kan delast inn i, som vist i Figur 1.3.

3.4.1 Generelle karakteristikkar ved flaumskred som skredprosess



Figur 3.14 Illustrasjon av ulike skredtypar der vatn, stein, jord, snø og is er viktige bestanddelar. Etter Norem & Sandersen (2014).

Flaumskred er ein naturleg skråningsprosess som består av vatn, organisk materiale og lausmassar med partiklar av ulike storleikar frå leire til blokker (Blikra & Nemec, 1998; Deangeli, 2009; Innes, 1985; Iverson, 1997). Basert på innhald, ligg flaumskred mellom massetransport i elv og jordskred (Figur 3.14), og forholdet mellom vatn og lausmassar er høvesvis 50-60% og 40-50% (Hungr et al., 2013; Iverson, 1997; Norem & Sandersen, 2014). Flaumskred vert skildra som ein rask til ekstremt rask skråningsprosess, som kan få ei hastigheit på opptil 5m/s (Hungr & Lerueil et al. 2013). Massane blir transportert nedover som følge av gravitasjonskrafta i ei turbulent rørsle (Blikra & Nemec, 1998; Iverson, 1997), der både fast og flytande innhald i flaumskredet påverkar rørslemønsteret (Iverson, 1997). Prosessen kan vere både kanalisert og ikkje kanalisert. Kanaliserte flaumskred er mest relevant for denne oppgåva, og er illustrert i Figur 3.15.



Figur 3.15 Illustrasjon av kanalisert flaumskred. Utløysingsområdet vil ofte vere i, eller direkte tilknytt ein skredkanal. Nedover skråninga følgjer transportområde og avsetjingsområdet. Modifisert etter Nettleton et al. (Udatert).

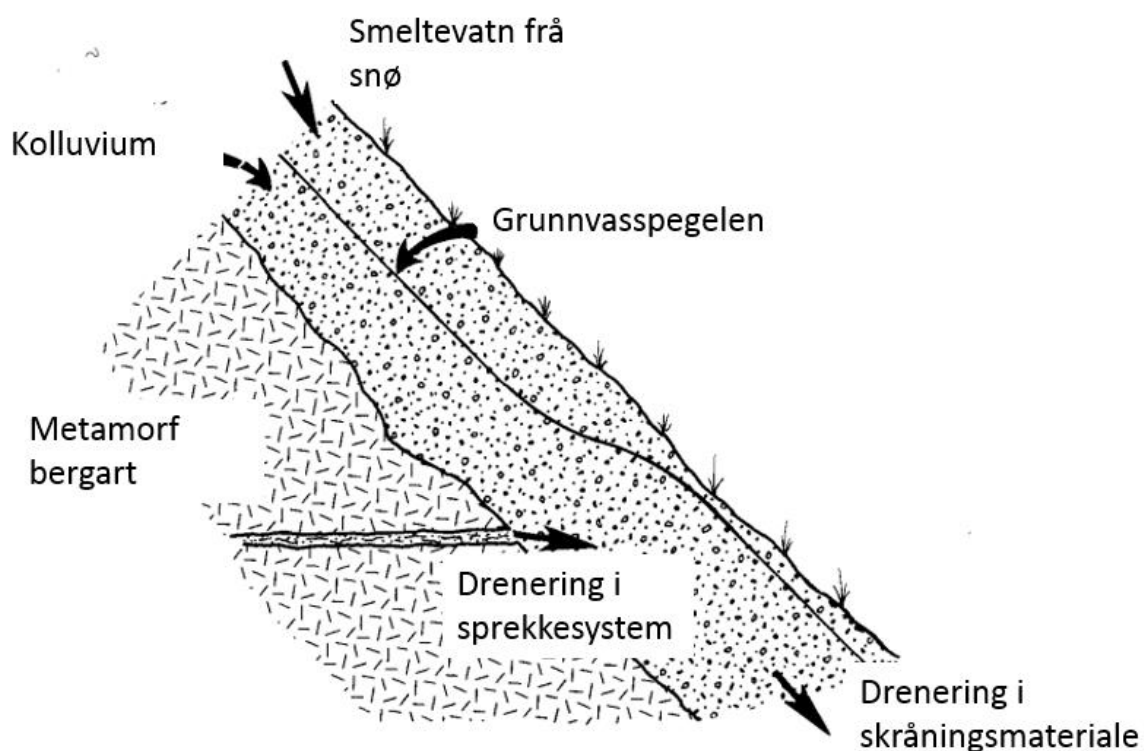
3.4.2 Årsaker til utløysing av flaumskred

Flaumskred i Noreg blir som oftast utløyst ved mellom 25-45 °. I hellingar brattare enn 45° er det ved normale høve for lite tilgjengelege lausmassar til å sette i gang eit skred (Bargel et al., 2011). Kraftig intens nedbør over kort tid, moderate nedbørsmengder over lengre tid, eller snøsmelte kan alle vere utløysande årsaker til flaumskred. Avhengig av lausmasstype i skråninga, samt mengde tilført vatn over tid, vil vatn kunne infiltrere og drenere gjennom lausmassane, eller renne nedover skråninga som overflatevatn. I dei tilfella vatn infiltrere lausmassane kan oppsamling av vatn føre til auka porevasstrykk i bakken. Når porevasstrykket blir høgare enn dei stabiliserande kreftene i skråninga, kan dette føre til brot i skråninga inne i lausmassane, og skred kan løysast ut. Dersom vatnet renn på terrengoverflata, vil eigenskapane til lausmassane i skråninga i forhold til mengde vatn, avgjere om vatnet kan transportere lausmateriale og erodere skråninga, og slik sette i gang materialrørsle som vidare kan utvikle seg til eit full skred. Det er dei finaste partiklane som først blir sett i rørsle, deretter river desse med seg større og større partiklar etter kvart som desse mister støtte (Bargel et al., 2011; Iverson, 1997; Iverson, 2000; Jaedicke & Kleven, 2007; Meyer, Dyrddal, Frauenfelder, Etzemuller & Nadim, 2012).

Samanhengen mellom intensitet og varighet på nedbør som utløyser skred er stadbunden, men generelt trengs det høgare verdier for utløysing av skred i våte områder, enn i tørre. For områder der jorda har blitt påverka av nedbør eller smeltevatn over tid og allereie er metta, trengs det også kortare og mindre intense nedbørshendingar for å løyse ut skred, enn det som

er tilfelle for områder der bakken ikkje er metta Tynnare lausmassedekker vert logisk nok raskare metta enn tjukke lausmassedekker (Meyer et al., 2012).

Flaumskred kan også utløysast som følgje av eller i kombinasjon med andre skredprosessar. Eksempelvis kan steinsprang setje i gang rørsle i metta skråningsmateriale under møtet med bakken (Dorren, 2003; Hungr, McDougal, Wise, & Cullen, 2008). Ein skredprosess kan også starte som vått snøskred og gradvis gå over til og ende opp som flaumskred, etter kvart som snø smeltar og blandinga blir meir flytande. Eventuelt kan skredet vere ein kombinasjon av flaumskred, snøskred og sørpeskred der det er vanskeleg å sjå kva prosess som dominerer (Blikra & Nemec, 1998; Iverson, 1997).



Figur 3.16 Kolluvium over berggrunn som kan samle opp vatn. Modifisert etter Mathewson et al. (1990).

Mathewson, Keaton & Santi (1990) fant at fleire flaumskred frå same kjeldeområde hadde svært ulike volum og eroderande kraft, og kom fram til at tjukke dekke av kolluvium som låg over metamorfe bergartar kunne dekke over sprekkar i bergarten. Sprekkane kunne danne eit oppsamlingslager for vatn, med det usorterte og til dels tett pakka kolluviale materialet på toppen, som hindring for at vatnet kunne renne vekk (Figur 3.16). Slike lager kunne føre til at større mengder vatn, enn det som kunne takast opp i lausmassane, kunne samle seg opp. Ved

brå frigjering av alt vatnet, ville store flaumskred kunne utviklast. Berre små nedbørsmengder var då nok til å auke porevasstrykket tilstrekkeleg til at dei kolluviale massane gjekk til brot og slapp ut alt vatnet på same tid. Dersom det oppfylte vasslageret har vore stort, og det samstundes har vore kontinuerlig tilførsel av materiale, eksempelvis frå steinsprang, kan forholda etterkvart bli svært gunstige for store flaumskred. Slike flaumskred kan tenkast å ha langt større kompetanse for transport og erosjon enn dei mindre og normale hendingane for det aktuelle området (Mathewson et al., 1990).

3.4.3 Eigenskapar i utløysingsområdet til flaumskredsystem

Utløysingsområdet til eit flaumskred vil vere relativt bratt, men slakt nok til at lausmassar kan samle seg opp. Utløysing av flaumskred har vist seg å kunne skje ved om lag halve friksjonsvinkelen til skråningsmaterialet i utløysingsområdet, fordi det her berre er nødvendig med metting av jorda for at materialet skal bevege seg. Utløysing av flaumskred inneheld ofte berre materiale frå sjølve kanalen. Utløysing av flaumskred i kolluvialt materiale skjer i brattare terreng, der jordarten vanlegvis er fin og mindre permeabel, eksempelvis grunna forvitring. Under desse forholda er det porevasstrykk i førekant av ei nedbørshending, samt lengda på perioden med intens nedbør som kan vere viktigaste årsak til utløysing av flaumskred (Berti, Genevois, Simoni & Tecca, 1999). I slike områder kan flaumskredet ofte berre innehalde materiale frå det lokale utløysingsområdet, og den eroderande krafta materialet har mot underlaget nedover aukar vidare innhaldet av lausmateriale i skredet (Berti et al., 1999).

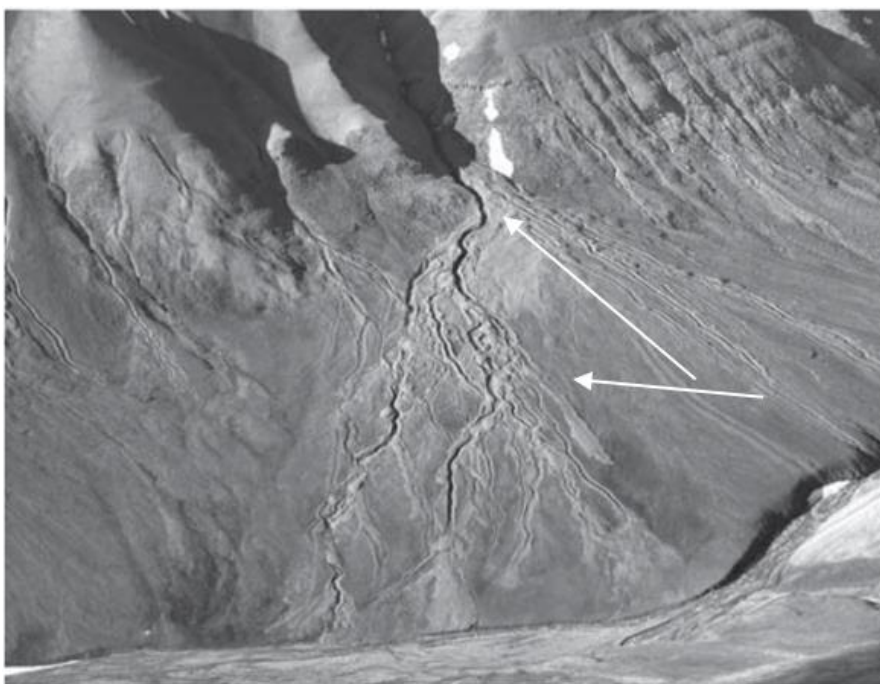
Flaumskred kan også løysast ut i områder der det ikkje er store mengder skråningsmateriale. Eksempelvis kan materialet i eit flaumskred kunne bestå av berre organisk materiale, som mose, for deretter å vidare utvikle seg til eit flaumskred med innhald av det som måtte vere tilgjengeleg av lausmassar, vegetasjon eller anna. Viktigast er mengda vatn i forhold til tilgjengeleg materiale, ettersom vassmengda vil avgjere om det er mogeleg å sette i gang rørsle i lausmaterialet som er tilgjengeleg (Iverson, 1997).

3.4.4 Eigenskapar og skredrørsle i transportområdet i eit flaumskredsystem

Tilførsel av grovare massar til eit flaumskred vil føre til større energi, og meir kapasitet til å rive med seg endå større partiklar og meir massar. Så lenge skredet består av mykje vatn i forhold til materialinnhald, vil ikkje friksjonen mellom partiklane i skredet vere så stor, og skredet beveger seg dermed vidare, og friksjon mellom skredmassen og underlaget er om lag den einaste bremsande krafta. Eigenskapane i underlaget, eksempelvis permeabilitet, vil

avgjere kor lett det er for vatn å drenere vekk frå skredet. Når skredet taper vatn, vil friksjonen mellom partiklane inne i skredmassane auke, og når desse kreftene blir større enn dei drivande kreftene, vil skredet stoppe (Iverson, 1997).

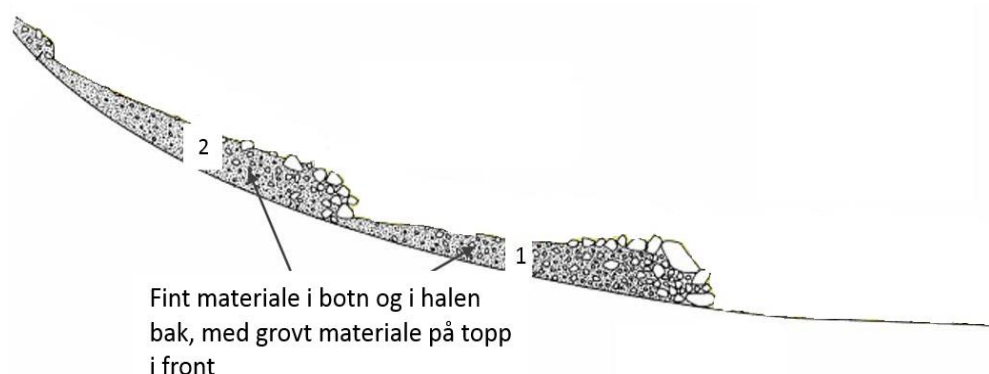
Grunna høgt vassinnhald vil flaumskred slynge seg nedover skråninga (Figur 3.17). I bratte områder vil flaumskredet få høgare fart og erodere meir mot underlaget, ta opp meir materiale og transportere dette vidare. Flaumskredet vil erodere med seg både blokker, stein, grus og organisk materiale (Iverson, 1997), og blir dermed skildra som geomorfologiske effektive hendingar (Innes, 1985). Den geomorfologiske påverknaden frå flaumskred på skråninga er størst der skråningsprosessen eroderer seg ned i underlaget (Decaulne et al., 2005).



Figur 3.17 Eksempel på flaumskredkanalar i hierarki på Svalbard, frå flaumskred som har slynge seg nedover skråninga. Mange flaumskredkanalar kjem frå same hovudkanal (øvre kvite pil), og deler eg i nye kanalar på veg nedover skråninga (nedste kvite pil). Modifisert etter Reiss et al. (2011).

Avhengig av kanalen skredet går i, kan skredmateriale komme ned som ei hending, eller bli oppdemt og seinare sleppt fri og gje pulsar nedover i avsetjingsområdet, illustrert i Figur 3.18. Grunna mekaniske krefter mellom materialpartiklane under flaumskredrørsla, skjer det ei kornsegregering, som gir flaumskredet si karakteristiske form, med ein materialrik front, med ‘hale’ oppstrøms av meir vassrik skredmasse. Fronten består av fint materiale ned mot underlaget, med grovare materiale ‘flytande’ oppe på (Figur 3.18). Halen består også av fint materiale som krev mindre krefter for å halde i bevegelse og dermed kan passere over større avstandar og over slakare områder enn ei grovaste partiklane, som raskare vil stoppast (Blikra

& Nemec, 1998; Hungr et al., 2013; Johnson et al., 2012). Denne avsetjinga formar dermed det lengste utlaupet av flaumskredet, og vil sjå ut som eit tynt teppe av fint materiale, som kan likne fluvial avsetjing, oppe på underliggande lausmassar eller berggrunn på staden (Iverson, 2003; Major & Iverson, 1999). I tida rett etter avsetjing vil materiale ofte opplevast som ustabil å gå på, og det kan ta frå dagar til veker før skredavsetjingane får satt seg skikkeleg (Major & Iverson, 1999).



Figur 3.18 Illustrasjon av forma på avsetjinga av eit flaumskred, med to pulsar (1 og 2). Mellomrommet mellom pulsane kan variere, både i tid og i geografisk avstand. Ofte kjem det fleire pulsar bakover og støttar seg mot dei som ligg lengre ned i skråninga. Modifisert etter Sohn (2000).

Grovt kanta materiale krev mindre motstand for å stoppe, eksempelvis dersom det kjem i kontakt med terrenget rundt. Friksjon mellom sidene og fronten av skredet mot kanalveggar eller kanalbotn, kan føre til at flaumskredmateriale blir stoppa opp. Desse vil typisk stå fram som ryggar i terrenget parallelt med flaumskredkanalen nedover skråninga, og vert kalla levée (Iverson, 1997). Levéar kan avsettast høgt opp i systemet og langt over det definerte avsetjingsområdet. Flaumskredavsetjingar kan ha stor variasjon i høgde og lengde (Iverson, 1997; Major & Iverson, 1999).

Flaumskred er som oftast ein returnerande skredprosess, og kanalar vil kunne bli brukt gong på gong, dersom dei ikkje blir stengt att av avsett materiale (Hungr, Evans, Bovis & Hutchinson, 2001). Slike kanalar kan, der grunnforholda tillèt det, vere erodert djupt ned i lausmassane slik at skreda blir avgrensa sidevegs av kanalveggane. Kanalar kan bli fylt opp med materiale undervegs i, eller etter ei flaumskredhending og over tid bryte ut av den tidlegare brukte kanalen og i staden danne ein ny kanal. På denne måten kan kanalar dele seg, og danne eit kanalhierarki nedover skråninga, sjå Figur 3.17 (Hungr et al., 2013).

Ein velutvikla kanal med høge samanhengande levéar som avgrensar kanalen sidevegs, kan føre til at skredhendingar kan forsera terreng som normalt ville stoppa ei flaumskredhending, og heller tvinge flaumskredet framover og over slike hindringar (Zimmermann, 1990). Ei slik hindring kan eksempelvis vere ein ås, haug eller eitt flatt område som normalt ville ført til så stort tap av energi at skredet ville stoppa opp. Di brattare ei skråning er, di mindre viktig er etablerte kanalsystem, ettersom gravitasjonskrafta uansett vil vere med å auke den drivande krafta i skredet. Avsetjingar frå tidlegare flaumskred som er lagt igjen i ei skråning, vil kunne auke materialopptaket til hendingar som kjem seinare, ved at denne yngre hendinga tek materialet med seg vidare (Decaulne et al., 2005).

3.4.5 Avsetjingsområdet i eit flaumskredsystem

Ulike teoriar er fremma om kvifor avsetjing av flaumskredmateriale skjer, og kva for mekaniske krefter som er viktige i rørsle og avsetjing av flaumskredmateriale. Bingham sin teori, omtala av Coussot & Proust i Major og Iverson (1999), foreslår at kornsegregeringa kjem av indre skjerstyrke mellom partiklane, og at avsetjing av materiale skjer dersom den indre skjerstyrken blir større enn det gravitasjonsdrivne stresset. Bagnold- modellen, omtala i Bagnold i Major og Iverson (1999) baserer seg på at flaumskred rører seg som følge av kollisjon mellom partiklane, og at avsetjing skjer dersom motstanden mot desse kollisjonane blir større enn det gravitasjonsdrivne stresset. Youd (1973) har foreslått at materialet rører seg grunna liquefaction, og at avsetjing av skredmateriale skjer når dei bremsande kreftene, eksempelvis friksjon mot underlaget, blir større enn dei gravitasjonsdrivne, og andre drivande krefter som påverkar skredet og driv det framover. Avsetjinga skjer når porevasstrykket i skredmassane minskar, som resulterer i at det blir høg friksjon mellom dei ulike partiklane i skredmassen, samt mot underlaget. Størst total friksjon vil skje i dei ytre og underste delane av skredmassane, og desse delane vil stoppe opp først (Major & Iverson, 1999). Når terrenget blir slakare, og flaumskredet taper meir energi, vil den resterande hovuddelen av materiale bli lagt att i haugar, som vert kalla lobar. Dersom flaumskredet kjem i pulsar, kan fleire lobar stamme frå ei og same hending (Blikra & Nemec, 1998; Iverson, 2003).

Uavhengig av teoretisk ståstad, og med omsyn til faktiske fysiske forhold, skjer avsetjing av flaumskredmateriale typisk ved minskande helling i terrenget. Avsetjing er ikkje funne til å vere ved ei spesifikk hellingsgrad, men er heller avhengig av type materiale og energinivå, som igjen er avhengig av vassinnhald og type underlag. Dersom det er lett tilgjengelege lausmassar til transport og opptak av meir skråningsmateriale er mogeleg, vil flaumskredet kunne bli ytterlegare meir energirikt (Iverson, 1997). Fordi store flaumskred er meir

energirike enn små flaumskred, kan dei små flaumskreda også avsetjast i relativt bratte skråningar, i forhold til større hendingar (Jakob, 2005).

Grunna mange repetisjonar over tid, dannar den samla mengda av flaumskredmateriale som blir tilført same området ei vifteform som vil vere i utvikling så lenge skråningsprosessane er aktive (Major & Iverson, 1999). Det grovaste materialet blir avsett ved rotpunktet på vifta, apex, medan det finare materialet blir avsett lenger ut. Kor store hendingane er, avgjer kor langt dei går og dermed kvar på vifta materialet blir avsett, og kor ofte dette skjer, avgjer hastigheita på oppbygginga av vifteforma (Iverson, 1997).

3.4.6 Storleik og frekvens på flaumskred

Flaumskred blir omtalt i ein storleik-frekvens samanheng, ved at små flaumskred generelt vil ha ein høgare frekvens enn dei som er større. Dette er fordi det må gå tid mellom hendingane i ein og same kanal for at kanalsystemet skal få tilført nok materiale til at eit nytt flaumskred kan utløyast (Innes, 1985; Zimmermann, 1990). Frekvens av skred kan vere utfordrande å definere, ettersom frekvens kan dreie seg om både frekvens mellom ei og same type hending, eksempelvis ein spesifikk skredtype, men også frekvens mellom hendingar av ein konkret skredtype med ein spesiifikk storleik (Innes, 1985).

Storleik i denne samanheng kan både skildre mengde materiale i volum som blir transportert frå utløyingsområde til avsetjingsområdet, men også lengda på utlaupet. Desse vil også påverke kvarandre (Hungr et al., 2008).

I forhold til storleik er det i nokre studiar skilt mellom dei hendingane som vert rekna som normale og ofte skjer årleg, men som ikkje forstyrrar likevekta i systemet, og dei hendingane som er så sjeldne at dei blir svært store og dermed endrar balansen i systemet. Dette er omtala av Starkel i Innes (1985). Vidare er det funne at både små og store hendingar utfører tilnærma likt arbeid på ei skråning, sjølv om det også kan vere store variasjonar her (Innes, 1985). I eit område med hyppige flaumskredshendingar, vil avsetjingane kunne bli erodert på nytt, omforma, og vidare dekke over spor frå tidlegare hendingar. Vegetasjon vil i mange tilfelle kunne indikere grad av skredpåverknad og frekvens, og i eit område der flaumskred skjer ofte vil fortrinnsvis vegetasjon med kort etableringstid vere dominerande (Luckman, 1992).

3.5 Betydinga av vêr, klima og klimaendringar på flaumskredaktivitet

I dette delkapitlet blir det presentert generell teori om vêr – og klimaforhold som kan påverke og potensielt endre flaumskredaktivitet i studieområdet i dag og framover i tid, samt kva nedbørsmengder andre har vurdert som kritiske for utløyning av flaumskred i Noreg.

3.5.1 Vêr og klimaendringar

Vêr er den tilstanden atmosfæren har, i form av temperatur og nedbør over ein kort periode, medan klima er eit snitt av vêret over lang tid. Endringar i klimaet handlar om endringar i forhold til det veret ein forventar, basert på målte normalar for ein gitt periode, ofte kalla referanseperiode (Aa & Bondevik, 2014; Fuglestad et al., 2015; Hanssen-Bauer et al., 2015).

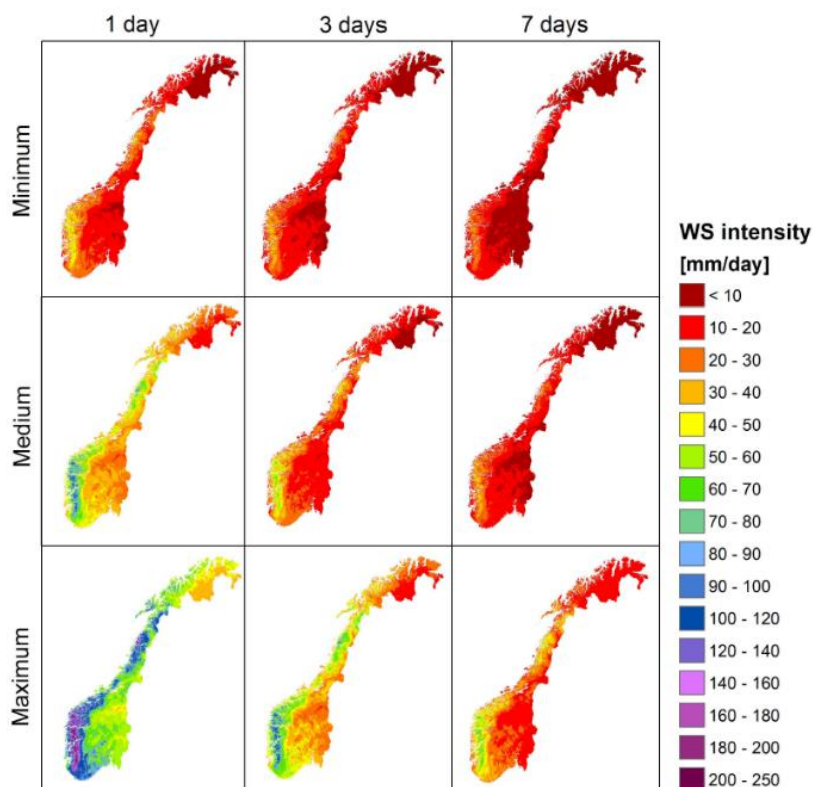
Ettersom nedbør er den viktigaste faktoren for utløyning av skred på Nord-Vestlandet, er det forventa at klimaendringar som truleg vil endre nedbørsregimet også vil påverke skredutløyning framover i tid (Kronholm & Stalsberg, 2009). Som følgje av klimaendringane som er forventa, vert det antatt at Vestlandet vil få 10-20% auke i tal dagar med kraftig nedbør fram til 2050 i forhold til det som var normalt i 1990 (GeoExtreme, 2008; Jaedicke et al., 2008). Forskingsgruppa bak RegClim (2007), viser til ei antatt auke i nedbør for Vestlandet på meir enn 20% fram mot år 2100. Ei slik auke betyr 15 fleire dagar enn i dag, med meir enn 20mm nedbør. Døgn utan nedbør vil generelt komme sjeldnare, og vêr som i dag er rekna som ekstremt kan bli vanlegare framover.

Det er vel og merke klare samanhengar mellom nedbør og utløyning av flaumskred og snøskred, medan utløyingsfaktorane for steinsprang vert rekna som for komplekse til at nedbør kan reknast som viktigaste årsak åleine (GeoExtreme, 2008; Jaedicke et al., 2008).

3.5.2 Terskelverdiar for nedbør som utløyser flaumskred

Lengda på langvarige nedbørshendingar som fører til skred varierer frå stad til stad og ulike metodar er nytta for å finne terskelverdiar for nedbør som utløyser flaumskred. I ein studie frå Austlandet er det funne at stader der det i laupet av periodar på 3 månader kjem meir nedbør enn 250% av normal nedbør for den respektive perioden, vil vere utsett for skred (Jaedicke & Kleven, 2007). Ein annan metode tek føre seg ein kortare periode i førekant av skredet, der ein ser på minimums – medium – og maksimumsverdiar for nedbør per døgn som har utløyst skred etter 1,3 og 7 dagar tidlegare, og bruker desse som terskelverdiar for nedbørsmengder som kan føre til skred, sjå Figur 3.19. Verdiane i figuren er normaliserte i forhold til ulike

stader med ulike klimatypar, basert på data frå meteorologisk institutt (Meyer et al., 2012), og er vist under:



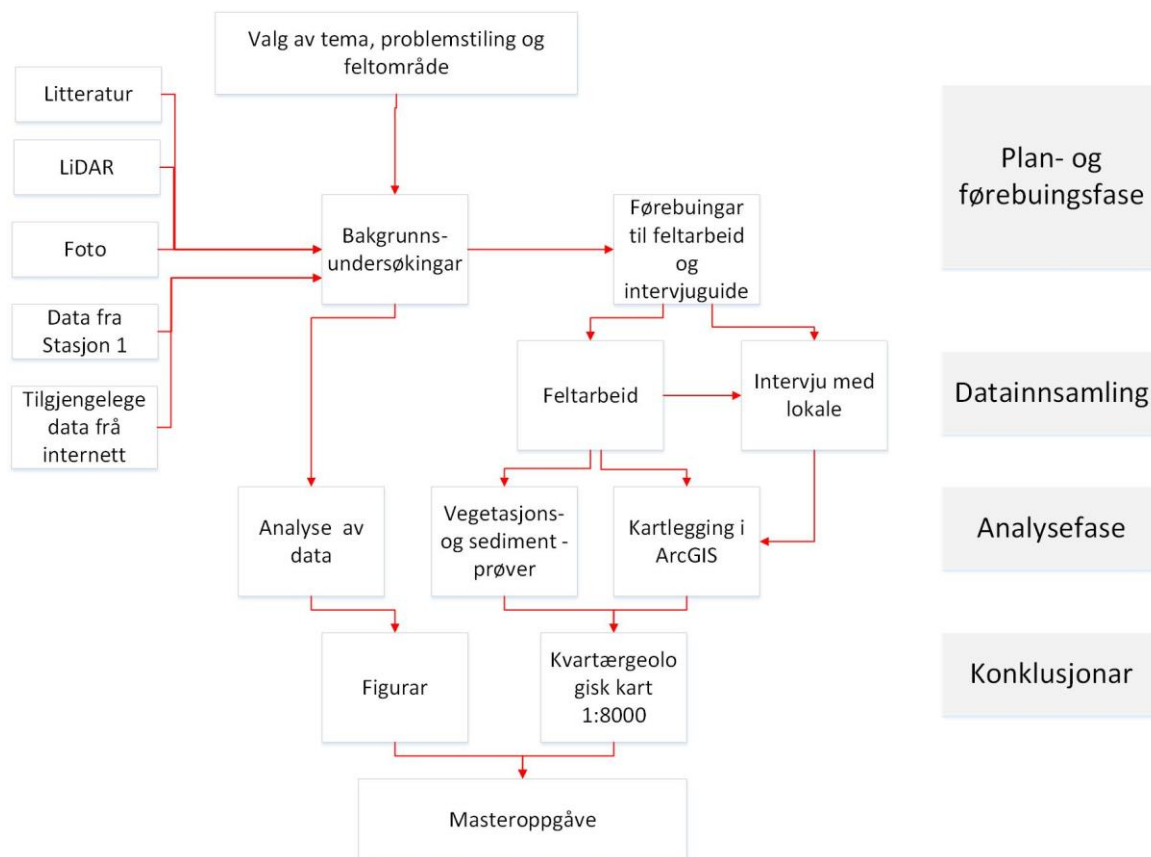
Figur 3.19 Oversikt over kritiske nedbørsverdiar som kan løyse ut flaumskred. Minimums-, mediums, og maksimumsverdiar for tilført vatn (WS) i løpet av 1,3 og 7 dagar som er kritiske i forhold til utløysing av flaumskred (Meyer et al., 2012).

For nedbør over endå kortare tidsperiodar reknar ein i Noreg at dersom det kjem meir enn 8% av gjennomsnittleg årsnedbør på 24 timar, eller meir enn 5% av gjennomsnittleg årsnedbør på 12 timar, er nedbørsmengda kritisk for utløysing av flaumskred (Jaedicke et al., 2008; Meyer et al., 2012).

4 Metode

I dette kapitlet vert metodane som er nytta i denne oppgåva presentert. Det er laga ein figur (Figur 4.1), som skal illustrere dei ulike fasane arbeidsprosessen er delt inn i, og kvar fase blir skildra i dei følgjande delkapitla.

4.1 Forskingsdesign, plan og førebuingssfase



Figur 4.1 Forenkla illustrasjon av arbeidsprosessen i denne masteroppgåva.

Framgangsmåten i denne masteroppgåva følgjer stega vist i Figur 4.1, der målet er å vise dei metodane som har ført fram til resultat og slutningar, samt gjere greie for dei vala som er tatt undervegs. Viktigheten av å ha ein god plan for gjennomføring av eit prosjekt, der målet er å avkrefte eller bekrefte spørsmål knytt til ein hypotese, er omtala i Kitchin og Tate (2013). Dei vektlegg også medvite på vegen gjennom undersøkingar, forståing og forklaring som vidare skal føre til betre oversikt og kunnskap om eit tema.

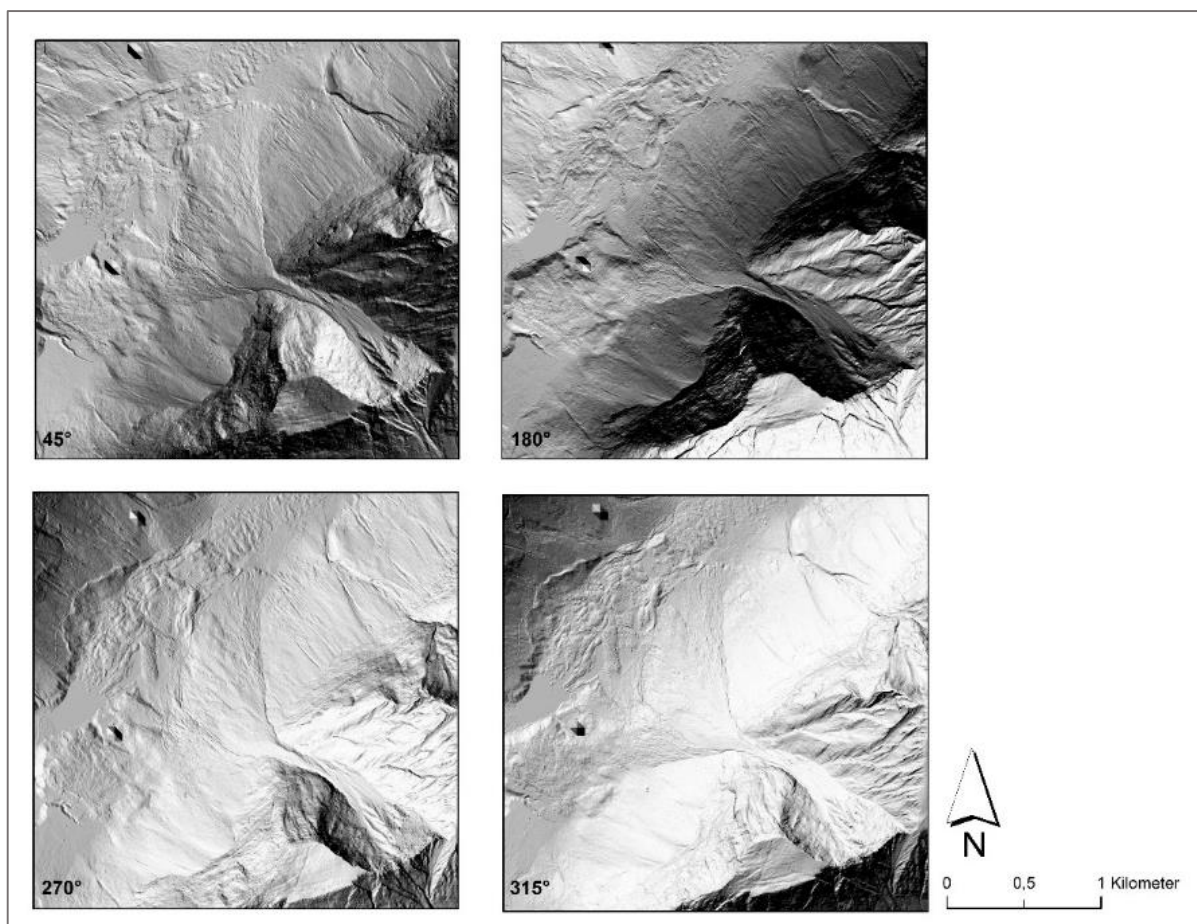
I denne oppgåva vart problemstillinga definert utifrå 'Mor-prosjektet' til oppgåva, samt moglegheitene ved studieområdet. Problemstillinga vart justert undervegs, ettersom ein såg at

overvakingsystemet sett opp i studieområdet ikkje gav like mykje informasjon som først trudd. Mellom anna hadde ein håpa på at overvakingskamera skulle fange opp flaumskredhendingar, men innstillingane på kamera, i kombinasjon med fuktproblem på linsa har gjort at mange av bilda har vore umogeleg å gjere skredobservasjonar frå. Fokuset for oppgåva vart difor endra noko.

Oppgåva baserer seg delvis på data frå felt, og det vart difor brukt ein god del tid på førebuingar til feltarbeidet. Mykje av førebuingsarbeidet vart gjort allereie i mai 2015, og mykje tid vart brukt på å leite opp informasjon som allereie fanst frå studieområdet. Informasjonen besto av tidlegare studiar utført i området, eldre notat frå Romsdalsmuseet, samt kartdata frå opne nettenester. I tillegg vart det henta inn bilete frå overvakingskamera i studieområdet og meteorologiske data. Funna frå desse data vert omtalt vidare i kapittel 5 Resultat.

Eit dataprojekt med filgeodatabase vart oppretta i ArcGIS, og underprogramma ArcMap og ArcCatalog er mest brukt i denne oppgåva, både i førekant, under og etter feltarbeidet. Det innhenta kartmaterialet besto i ein digital høgdemodell (DHM) basert på LiDAR-skanning frå 2008 med 2 meters oppløysing frå NGU, flybilete frå 1971, 2006 og 2014 via nettenesta Norgebilder.no frå Statens Kartverk (2016a), kjente skredhendingar frå Skrednett.no (2016), samt topografiske vektordata frå Statens Kartverk (2016b). Utifrå kartmaterialet vart det gjort ei grov avgrensing av studieområdet, og mange av filene frå Statens Kartverk vart klipt etter denne avgrensinga. DHM vart brukt som grunnlag til ulike skyggerelieff (Hillshades), sjå eksempel i Figur 4.2.

Å skyggelegge terrenget er ein måte å få fram terrengformasjonar på, og ulike terrengformasjonar kan kome fram ved ulike lysretningar. Studieområdet har eit variert terreng, og det var dermed laga om lag 8 ulike variantar av skyggerelieff, der lysretningane var sett til å kome frå ulike vinklar. Alt arbeid i ArcGIS er gjort i datumet WGS84 med koordinatsystemet UTM sone 32N.



Figur 4.2 Eksempel på fire ulike skyggerelieff av same område viser at ulike delar av terrenget trer fram ved ulike lysretningar. Retninga lyset kjem frå i forhold til nord står i nedre venstre hjørne av kvar figur (Produsert av Silje Ø. Skei, basert på lidardata frå NGU, 2008).

4.2 Datainnsamling

I denne fasen vart det utført intervju med lokale, samt feltarbeid som vidare har lagt hovudgrunnlaget for resultata i denne oppgåva.

4.2.1 Intervju med lokale

I høve masteroppgåva har det vore utført feltarbeid i to separate periodar. Første gong vart det gjort ein dagstur til området, den 6.august 2015, der Synne Tveiten var assistent. Grunna regnvær og tåke som gjorde at øvre del av viftesystemet berre var synleg i kortare periodar, valte vi å ikkje bevege oss ut på vifta denne dagen av omsyn til eigen tryggleik.

Målet for denne dagen vart dermed heller å danne seg eit bilete av forholda rundt Gråfonnvifta, basert på informasjon frå lokale bebuarar ved studieområdet. Spørsmåla som vart stilte til lokale var fokusert på om dei kunne hugse skredhendingar tilbake i tid, under kva typar vêr skred ofte går, og om dei hadde anna informasjon som kunne vere relaterte til dette.

Oversikt over den fullstendige informasjonen som kom fram under intervjuet er presentert i Vedlegg A.

Det vart også sendt ut eit informasjonsskriv om feltarbeidet som ville gå føre seg i området framover. Kontaktinformasjon og oppmoding om å ta kontakt om ein skulle komme på noko meir eller ha spørsmål til arbeidet vart også gjeve.

4.2.2 Feltarbeidet

Hovuddelen av feltarbeidet i sjølve feltområdet, vart utført 11. og 12. september 2015 saman med bi-rettleiar ved NGU, Lena Rubensdotter. Begge dagane var det lettskya vær og rundt 14°C. Det kom ingen nedbør nokon av dagane.

Målet for dette feltarbeidet var å sikre seg nok informasjon til å kunne avgrense vifta skikkeleg, samt få eit godt overblikk over tidlegare skråningsprosessar på Gråfonnvifta. I felt hadde vi med oss ei berbar datamaskin, ein Toughbook frå Panasonic, der dei klargjorte datafilene heile tida var tilgjengeleg i ArcMap. ArcMap har GPS som tilleggsfunksjon, og punktregistreringar av alle observasjonar vart saman med GPS-posisjon lagt direkte inn i programmet.



Figur 4.3 Toughbook med ArcGIS til bruk for direkte registreringar av observasjonar i felt, her ved Knut Stalsberg v/NGU. Stikkstang blir brukt som supplerande verktøy til overflateobservasjonar (Foto: Lena Rubensdotter, 27.04.16).

I tillegg hadde vi med stikkstang på om lag 1 meter, til bruk for å stikke ned i jorda for å få eit inntrykk av djupna i lausmassane, samt eit måleinstrument med laser til å måle avstand.

Lasermålaren vart brukt til å ta målingar av breidda på flaumskredkanalane, for å få eit overblikk over korleis flaumskredlaupa endra form og fasong nedover kanalane.

Avstandsmålingane var meint som ei støtte i arbeidet med å få eit godt overblikk over området, og ikkje med fokus på å få eit fullstendig bilete av geometri på flaumskredkanalen.

Eksempelvis vart det målt frå toppen av levéen på ei side av flaumskredkanalen, og til ein trestamme, stor blokk eller anna lett definerbart objekt på toppen av levéen på motsett side av flaumskredkanalen. Dette var svært nyttig ettersom det varierte terrenget, og svært ulik storleik på vegetasjon kunne gjere det lett å overvurdere eller undervurdere storleiken på kanalar, avsetjingar og liknande.

Den første dagen i felt, 11.september, la vi opp ei rute for å dekke mest mogeleg av området under apex. Vi gjekk opp den best definerte skredkanalen på DHM i det sørlege flaumskredsystemet, kalla hovudkanalen, og så langt opp vi meinte det var trygt i forhold til potensielle steinspranghendingar. Deretter kryssa vi tvers over vifta, og gjekk ned det nordlege flaumskredsystemet. Heile tida vart notat og bilete tekne.

I førekant av dag nummer to i felt hadde vi definert nokre områder det var behov for å sjekke ut meir. Områda besto både av stader vi hadde vore i, men ikkje var sikre på at vi hadde fått med alt frå, i tillegg til områder vi ikkje hadde vore i endå, og som ikkje var godt nok vist på flybilda og DHM til å kunne kartleggast frå kontoret. Stadene vi brukte mest tid på her var i ytterkanten av den sørlege delen av vifta, der målet var å definere om området var ein del av vifta eller ikkje. Denne dagen vart det også henta inn to sedimentprøvar i prøveposar frå eit grustak ved det sørlege flaumskredsystemet, samt tatt med tre individ av den tresorten som det vart observert mest av, men viste stor skilnad i alder og storleik i ulike delar av vifta. Ulik alder på trea vart tolka som å vise tid sidan siste skredhending i dei ulike delane av vifta. Sedimentprøvane vart levert til undersøking til laboratoriet ved NGU, og bilete av trea vart sendt til Norsk Institutt for Naturforskning (NINA) og Norsk Institutt for Bioøkonomi (NIBIO). Resultata er presentert i Resultatkapittelet.

4.3 Analysefase

Denne arbeidsfasen besto for det meste av å organisere data frå feltarbeidet, analysere data og lage presentasjonar av desse, mellom anna i form av eit kvartærgeologisk kart over studieområdet. Meteorologiske data vart også analysert i denne fasen.

4.3.1 Kartleggingsprosessen

Kartleggingsarbeidet i etterkant av felt vart gjort på Fotogrammetri-laben ved NGU, der digital fotogrammetri i 3D vart utført som ein del av kartlegginga, for at grenser mellom ulike lausmassestypar skulle legge seg rett i forhold til terrenghøgde.

Arbeidet følgde normal arbeidsprosedyre for kartlegging ved NGU. Først vart alle linjer og punktobservasjonar lagt til, eksempelvis skredlaup eller store blokker, og deretter vart grensene mellom dei ulike områda teikna. Kartleggingsarbeidet vart gjort med verktøyet Editor i ArcGIS, og filene vart samla i ein ny geodatabase. I prosessen med å konvertere alle redigerte element frå 3D og over i 2D, vart verktøyet Topology brukt for å sikre at alle grenser var kopla saman. Når alle feil var retta opp, vart det vidare gjort ei konvertering av grensene til tette polygon, og deretter lagt på rette symbolfargar. Verktøyet Feature to Polygon vart brukt i konverteringa, og fargane vart i utgangspunktet valt utifrå den modifiserte SOSI-standaren (Samordna Opplegg for Stadbunden Informasjon) brukt ved NGU.

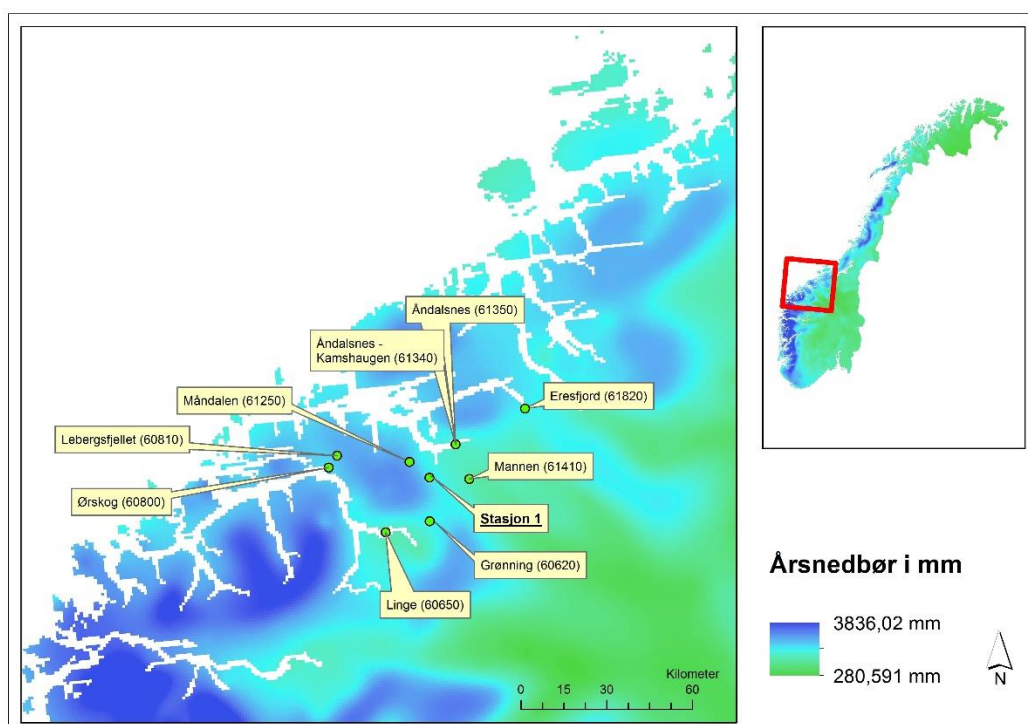
Nokre endringar i fargeval vart gjort i forhold til fargestandarden, ettersom fargane i fargestandarden gjorde områda i kartet vanskeleg å skilje frå kvarandre. Det kvartærgeologiske kartet som er laga som del av denne oppgåva vart også laga i ein større skala (1:8000) enn det normalt blir kartlagt ved i denne typen kart ved NGU (1:50 000). Det var dermed mogeleg å endre nokre fargar og symbol utan at kartet braut for mykje med standarden, ettersom standarden ikkje alltid dekkja symbolbehovet for dette spesifikke kartet. Finpuss av kartsymbolikken vart utført i Adobe Illustrator, ettersom nokre av linjesymbola viste seg å ikkje kome med på utskrivne versjonar av kartet. Kartet er vist i Kap. 5.7 i Resultatkapittelet og i Vedlegg C.

4.3.2 Meteorologiske data og kjende skredhendingar

Målet med å bruke meteorologiske data i denne oppgåva, er å sjå kva for meteorologiske tilhøve som var rådande ved Gråfonnvifta ved kjende og godt daterte flaumskredhendingar. Dessverre vart ingen flaumskredhendingar registrert på Gråfonnvifta gjennom Måleåret15/16, og ein valde dermed å heller undersøke to flaumskredhendingar som vart vurdert som relativt sikkert daterte frå dei siste 5 åra. Sjølv om fleire andre skred også er gjort kjend, er ikkje desse undersøkt vidare av den grunn at dette ikkje er flaumskred, at dateringane er svært usikre, eller at det ikkje har lukkast å finne gode data for dei aktuelle periodane. I nokre av tilfella var dette eksempelvis fordi skredhendinga har skjedd langt tilbake i tid.

I samband med denne masteroppgåva er det henta ut datasett med meteorologiske data på temperatur og nedbør frå to ulike kjelder. Størst vekt er lagt på data frå Stasjon1, henta via NVE (2016), men ettersom denne berre har vore i drift sidan 22.januar 2016, er det også supplert med data frå meteorologiske stasjonar i området rundt, lasta ned frå eklime.met.no. Dette for å forsøke å finne samanhengar i trendane mellom dei ulike stasjonane og Stasjon1, slik at ein likevel skulle kunne seie noko om vêrforholda ved dei utvalde skredhendingane. Dei ulike stasjonane har noko variasjon i kva dei måler, oppløysinga på data, og i kva periode dei er eller har vore aktive (Tabell 4-1).

Utveljinga av dei mest aktuelle meteorologiske stasjonane er gjort i fleire steg. Først vart alle dei næraste stasjonane i ulike retningar frå studieområdet undersøkt, før det vart gjort ei vurdering på kva for stasjonar som var best eigna til vidare bruk. Stasjonane som vart brukt vidare, vart valt ut basert på avstand til studieområdet, samt at det vart forsøkt å finne stasjonar som ville få nedbør ved same vindretningar som Stasjon1. Gjennomsnittleg årsnedbør frå referanseperioden 1961-1990 vart også undersøkt, for å unngå å velje stasjonar som skilte seg klart ut, i forhold til estimerte verdiar for studieområde. Alle dei vurderte stasjonane til studieområdet er vist i Figur 4.4 og Tabell 4-1:



Figur 4.4 Oversikt over meteorologiske stasjonar og gjennomsnittleg årsnedbør basert på klimaperioden 1961-1990 (Meteorologisk Institutt, 2016a, 2016b).

Basert på disse undersøkingane og vurderingane, vart to stasjonar valt heil vekk. Måndalen (61250) vart valt vekk grunna måleperiode som vart avslutta i 1982, medan Lebergsfjellet berre hadde avgrensa periodar for målte temperaturdata, og ingen av desse svarte med ønska periodar i høve denne oppgåva. Denne stasjonen måler heller ikkje nedbør (Meteorologisk institutt, 2016a).

Tabell 4-1 Oversikt over dei meteorologiske stasjonane som er nytta, eller har vore vurdert nytta i samband med denne oppgåva (Meteorologisk Institutt, 2016a; NVE, 2016a).

Stasjonsnamn – og nummer	Moh	Avstand til Stasjon1 i luftlinje	Måleperiode	Dataoppløysing	Kjelde
Stasjon1	80moh	-	22.01.2015 -	Nedbør per minutt/Temperatur per 15.minutt	Via NVE
Grønning (60620)	312moh	14 km sør	11.1972 -	Nedbør, temperatur og snødjupne per døgn	www.eklima.met.no
Eresfjord (61820)	14moh	41 km nordaust	01.1959 -	Nedbør og temperatur per døgn	www.eklima.met.no
Mannen (61410)	1294moh	14 km aust	03.2010	Nedbør, temperatur og snødjupne per døgn	www.eklima.met.no
Måndalen (61250)	200moh	9,5 km nordvest	10.1915-01.1982	Nedbør og temperatur per døgn	www.eklima.met.no
Lebergsfjellet (60810)	625moh	34 km vest- nordvest	11.2013 -	Temperatur per døgn	www.eklima.met.no
Linge (60650)	34moh	25 km sørvest	01.1961 -	Nedbør og temperatur per døgn	www.eklima.met.no
Ørskog (60800)	5moh	36 km vest	07.1895 -	Nedbør og temperatur per døgn	www.eklima.met.no
Åndalsnes (61350/61340)	4moh	15,2 km nordaust	XX.1952 -	Nedbør og temperatur per døgn	www.eklima.met.no

4.3.2.1 Behandling av temperaturdata

Temperatur kan vere sterkt påverka av nærleik til fjord og hav, eller lokale variasjonar eksempelvis terrengformasjonar som kan påverke vindretning. For å få eit best mogeleg datagrunnlag, også for dei periodane Stasjon1 ikkje har data frå, vart det dermed valt å bruke den meteorologiske stasjonen med kortast avstand til studieområdet, som også hadde målingar i same periode som Stasjon1, for å kunne undersøke samvariasjon. Mannen (61410) er den nærmaste stasjonen til Stasjon1, med data frå 2010 og fram til i dag.

Gjennom heile oppgåva er det valt å bruke snitt- temperatur per døgn som oppløysing på temperaturdata, for å enklare kunne samanlikne data frå ulike stasjonar. For å finne mest mogeleg korrekte temperaturverdiar å arbeide vidare med for å kunne finne omtrentlege temperaturdata også før Måleåret15/16, vart det gjort korrelasjonsanalyse av Stasjon1 og den næraste stasjonen med måledata frå same periode som Stasjon1. Mannen (61410), som også er den høgstliggande av dei meteorologiske stasjonane vart valt (Tabell 4-1).

Ved Stasjon1 vert temperaturen målt kvart 15.minutt gjennom døgnet, medan det på Mannen (61410) berre vert målt temperatur kvar time gjennom døgnet. I korrelasjonsanalysen vart det brukt snitt-temperatur per døgnet for begge stasjonane.

For Mannen (61410) kunne nedlasta temperaturdata brukast direkte, medan det for Stasjon1 var nødvendig med behandling av datafilene grunna den store oppløysinga. Verdiane frå Stasjon1 vart sorterte, og deretter vart det laga ein formel i Microsoft Excel som rekna ut gjennomsnittet for kvar dag i perioden.

Nokre verdier mangla frå både Stasjon1 og Mannen (61410), og ettersom datasetta for dei to stasjonane hadde ulik oppløysing (Tabell 4-1), vart det også nytta ulike metodar for å interpolere manglande verdier. For Stasjon1, med 15.minuttsoppløysing, vart verdiane som var målt rett før og rett etter manglande verdi brukt i interpoleringa, og snittet av desse vart nytta vidare. For Mannen (61410), med døgnerverdier, vart gjennomsnittet mellom lågaste og høgaste målte verdi for det aktuelle døgnet rekna ut manuelt, då desse var dei einaste andre tilgjengelege verdiane i datasettet frå same døgnet. For begge stasjonar vart døgnerverdier brukt vidare i oppgåva. Det vart difor rekna ut gjennomsnittsverdi for data frå Stasjon1. Resultata frå analysen av samvariasjon og korrelasjon mellom dei to datasetta vert presentert i Resultatkapittelet.

4.3.2.2 Behandling av nedbørdata

Ettersom studieområdet, og samlege av dei andre utvalde nedbørstasjonane frå området rundt, (Figur 4.4) ligg med relativt lik avstand til fjord og hav, vart det vurdert som gunstig å sjå korleis nedbøren fordelte seg mellom stasjonane, for å forsøke å finne ut om alle dei meteorologiske stasjonane får om lag lik mengde nedbør, eller om nokre stader skil seg klart ut. Dette for å få eit overblikk over i kor stor grad ein kan bruke data frå andre meteorologiske stasjonar for den perioden Stasjon1 manglar data. For å bruke eit datagrunnlag som var tilnærma likt for alle stasjonane, vart det valt å bruke oversikta til Meteorologisk Institutt (2016b) illustrert i Figur 4.4, som har verdier for snittnedbør for heile Noreg frå referanseperioden 1961-1990. Ein må rekne med at mange av verdiane er interpolerte, og dermed kan vere usikre. Verdiane frå referanseperioden vart vidare samanlikna med faktisk målte verdier i Måleåret15/16.

Nedbørsdata frå Stasjon1 vert målt kvart minutt, og for å få eit likt samanlikningsgrunnlag på datamaterialet frå Måleåret15/16, vart minuttverdiane summert til døgnerverdier, ved hjelp av

ein formel i Microsoft Excel. Dette for å få desse data på det same formatet som data frå stasjonane rundt, henta frå eklima.met.no.

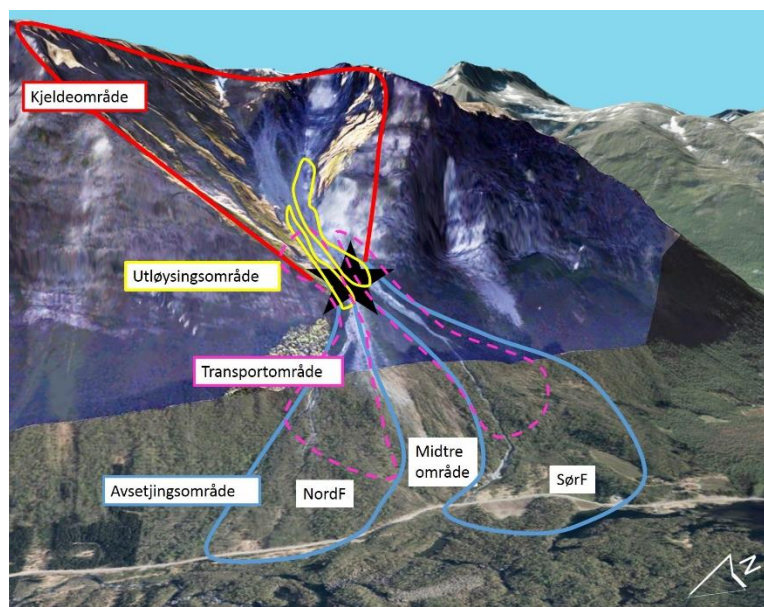
Gjennom kontakt med ein lokal i Romsdalsområdet, med god kjennskap til Innfjorddalen og regionen rundt, kom det fram at Innfjorddalen er eit spesielt nedbørrikt område i sin region, og får nedbør ved andre vindretningar enn områda rundt. Gråfonna-området vil få nedbør frå sør – og sørvestlege vindar, og vil dermed ha om lag same nedbørregime som Lebergsfjellet (pers.komm. 23.02.16, H. Hagen, lokal skredvarslar i Rauma-området). Denne meteorologiske stasjonen måler som nemnd berre temperatur, og det vart i staden valt å bruke stasjonen Ørskog (60800), som ligg noko lågare i terrenget og om lag 3km lenger vest, men truleg vil få nedbør ved same vindretningar (Figur 4.4).

Ørskog (60800) mangla målingar av nedbør frå år 2013, og for denne perioden vart det i mangel på andre gode datakjelder heller valt å hente inn nødvendig nedbørsdata frå dei andre meteorologiske stasjonane, til tross for informasjonen om at dei ulike områda kunne får nedbør ved ulike vindar(Figur 4.4). Datamaterialet kan vere usikkert, ettersom ein ikkje har fått stadfesta at også desse områda får nedbør av vind frå sørvest, men i mangel på andre datakjelder, vart dette vurdert som beste løysing.

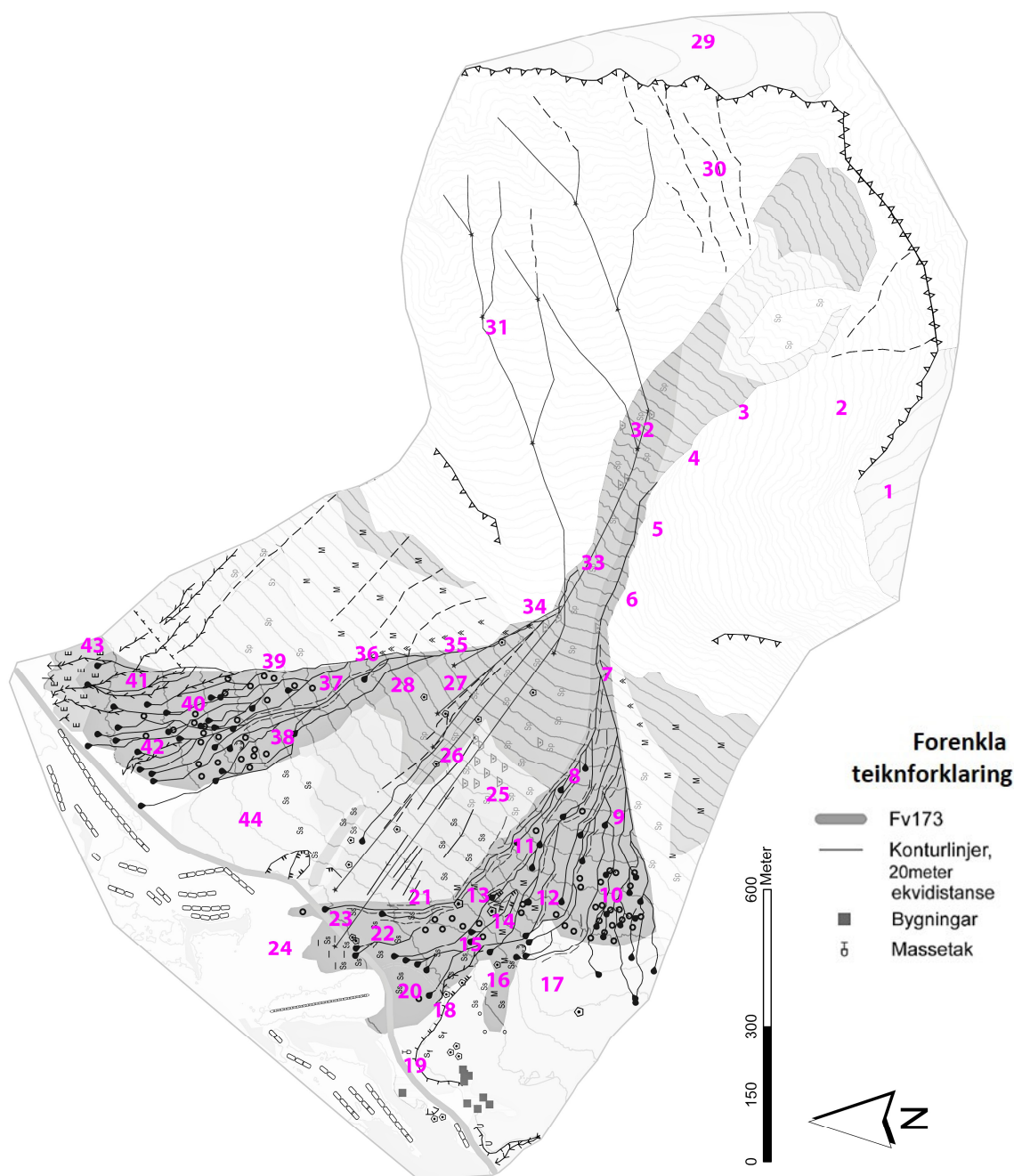
5 Resultat

I dette kapittelet blir det presentert observasjonar og funn, som vidare har leia til slutningar omkring omfanget av skredaktivitet på Gråfonnvifta. Først vert det presentert ei inndeling av studieområdet, der områda det sørlege og det nordlege flaumskredsystemet (SørF og NordF), blir skildra kvar for seg i forhold til observasjonar i kjelde-, utløysings- transport og avsetjingsområde (Figur 5.1). Dei observerte teikna etter ulike skråningsprosessar, som går utover tydeleg definerte avsetjingar frå flaumskred, er vidare omtala som *skredindikatorar*. Området mellom flaumskredsystema, kalla Midtre område, og dette området vart undersøkt for å avdekke kva for skredprosessar som var mest aktive her, i samband med å kartlegge vifta.

Analysar av innsamla data som skråningsprofil, lausmasse- og vegetasjonsprøvar, samt informasjon om skredhendingar i studieområdet vert deretter presentert. Desse legg til saman med feltobservasjonane grunnlaget for det kvartærgeologiske kartet som vert presentert i Kap. 5.7. I Kap. 5.7 følgjer også ei forklaring av korleis kartet er bygd opp. I dei to siste delkapitla blir data over meteorologiske forhold som kan ha påverka skredutløysing ved to kjende og daterte flaumskredhendingar frå dei siste 5 åra presentert. Etter kvart som resultat og observasjonar frå dei ulike områda på Gråfonnvifta vert presentert, er det vist til nummererte punkt i Figur 5.2.



Figur 5.1 Konkret avgrensing av dei to flaumskredsystema, med tilhøyrande kjelde- og utløysings- transport og avsetjingsområde. Dei ulike områda vil vidare bli omtala kvar for seg. Apex er markert med svart stjerne (Produsert av S. Skei basert på Norgei3D, 2016).

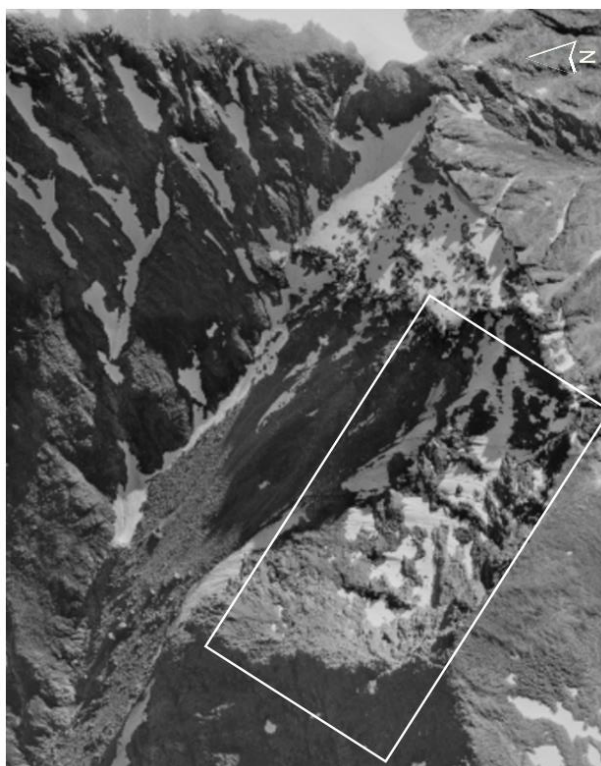


Figur 5.2 Forenkla kvartærgeologisk kart av studieområdet, med nummer som vert vist til i teksten vidare. Kartet er vist i fargar og med teiknforklaring i Vedlegg C og i Figur 5.51 s.76 seinare i oppgåva.

5.1 Det sørlege flaumskredsystemet

I dette delkapitlet vert funn frå det sørlege flaumskredsystemet, SørF, presentert. SørF ligg lengst inn i Innfjorddalen av dei to flaumskredsystema. Flaumskredsystemet er delt opp i kjelde-, utløysings-, transport-, og avsetjingsområde. Før feltarbeidet vart grensene mellom desse områda bestemt i grove trekk, ettersom det er vanskeleg å trekke endelege grenser før ein har sett området i felt.

5.1.1 Kjeldeområdet i det sørlege flaumskredsystemet



Figur 5.3 Bergveggen som utgjer kjeldeområdet til SørF, er vist i kvit ramme. Området bilete viser kan sjåast i pkt. 2 i Figur 5.2 (Produsert av S. Skei basert på flyfoto frå Statens Kartverk, 2016a).

Bergveggen over SørF er svært ru og ujamn (Figur 5.3), og akkumulasjonar av grovt, kanta og stor-blokka kolluvium pregar overgangen mellom berg og lausmateriale. Sett i forhold til den austlege og nordlege bergveggen, gir den sørlege inntrykk av å vere langt meir aktiv i forhold til steinsprang (Hermanns, pers komm. 28.01.2016). Det er berre mogeleg å sjå sprekkane i dei vertikale bergveggane frå flybileta. Plataa på fjelltoppane er dekkja av forvittringsmateriale, i form av blokkfelt.

5.1.2 Utløysingsområdet i det sørlege flaumskredsystemet

Den tydelegaste skredkanalen i det sørlege flaumskredsystemet (SørHK) startar ved om lag 900moh og går heile vegen ned til 95moh. I utløysingsområdet ved 900moh er hellinga om lag 45° der skredkanalen byrjar å ta form, i overgangen mellom kolluvium og berg (Figur 5.4). Det er fleire stader teikn på våte felt på overflata av lausmassane, som kan sjå ut til å stamme frå enten ei rennande vasskjelde, eller ei lita fonn av attliggande snø. Gul pil i Figur 5.4 viser til ei slik potensiell vasskjelde.

Basert på flybileta ser skråningsmaterialet på staden ut til å vere grovare ned mot øvre del av transportområdet, der mange av blokkene er over 10m i diameter. I øvste del av utløysingsområdet måler dei få blokkene som er mogeleg å definere frå flybileta, mindre enn 5m i diameter



Figur 5.4 Starten av flaumskredkanalen (raud linje). Kvit pil viser mørkare felt i lausmassane, som kan indikere våte områder. Gul pil viser til mogeleg bekk, eller attliggande snø. Foto tatt av området ved pkt. 32 og 3 i Figur 5.2 (Produsert av S. Skei basert på Norgei3D, 2016).

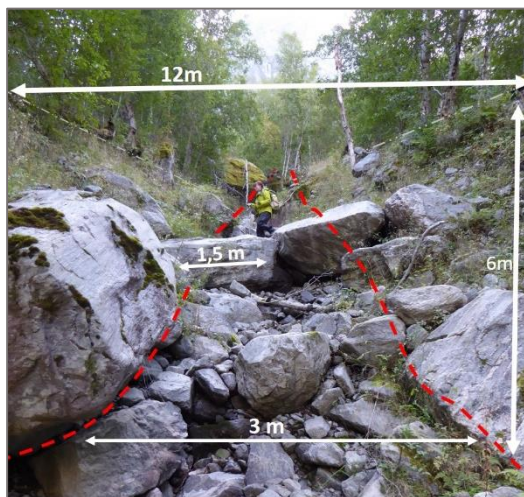
5.1.3 Transportområdet i det sørlege flaumskredsystemet

SørHK dreier sørover nedover skråninga frå apex og langs sørlege ytterkant av vifta i om lag 500 meter, før kanalen endrar retning. Vifta har ei konveks form, og er høgast inn mot midten (pkt. 34 i Figur 5.2). Mot sørvest blir flaumskredkanalen topografisk avgrensa av ein ås av morene, som flaumskreda hittil ikkje har hatt nok energi til å kunne erodere seg igjennom (pkt. 17 i Figur 5.2). Flaumskredsystemet dreier her mot nord.

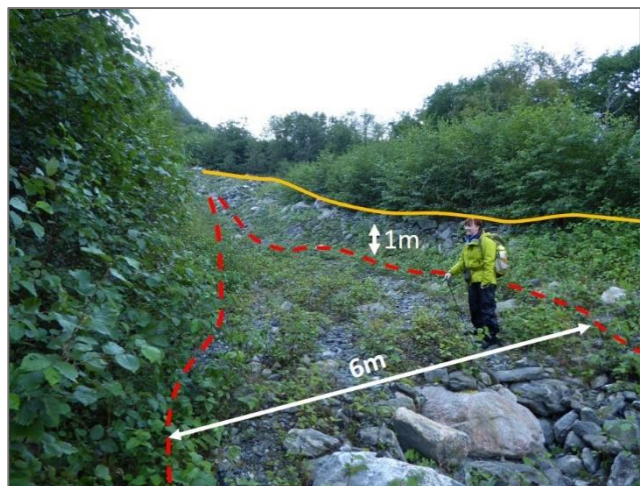
Frå SørHK, før denne endrar retning, er fleire skredkanalar forgreina utover mot sør og i retning sørover og vekk frå vifta. I dette området, pkt. 10 i Figur 5.2, er det fleire akkumulasjonar av materiale midt i kanallaupet. Desse skredkanalane er mindre tydelege enn SørHK, både frå flybilete og i felt, og området er generelt meir dekkja av vegetasjon enn det som finst i, og rundt heile SørHK. Skredkanalane stoppar også høgare opp i skråninga, og

lober er avsett med kort avstand i mellom. Fleire lober lener seg på kvarandre nedstraums flaumskredkanalane, og heile terrengoverflata er her dekkja av gras, og trær.

Fleire stader er det tydelege teikn på at sørlege hovudkanal har greve seg nedover i lausmassane i skråninga, eksempelvis ved pkt. 13 i Figur 5.2 (Figur 5.6). Lausmassane på desse stadene står fram som blokkrike og usorterte, og er samla opp i haugar og små åsar i terrenget som ikkje er direkte tilknytt SørHK. Blant anna ligg kanalen somme stader 6- 8 meter lengre ned enn den originale terrengoverflata, og store, kantavrunda blokker er synlege i sideveggane i flaumskredkanalen (Figur 5.6). Fleire stader er det groper inn i sidematerialet til kanalen. I frå nokre av desse gropene, kjem det også ut små kanallaup, eksempelvis ved pkt. 14 i Figur 5.2.



Figur 5.6 V-forma del av SørHK, med 6 meter høgdeforskjell på frå kanalbotn til toppen av levéane. Akkumulasjon av grovt og kantavrunda materiale i kanalbotn. Foto tatt frå sør, ved punkt 13 i Figur 5.2.



Figur 5.5 SørHK der kanalen har eitt flatt profil, med brei kanalbotn på 6 meter. Høgdeforskjell frå kanalbotn til toppen av levéane er på omlag 1 meter. Foto tatt frå sør, ved pkt. 16 i Figur 5.2.

SørHK viser stor variasjon i tverrprofil nedover skråninga, og har mellom anna ei tydeleg V-form somme stader (Figur 5.6), men også ein langt flatare profil lengre ned (Figur 5.5). Sett vekk i frå nokre større enkeltblokker er kanalen jamt over, for det meste lite fylt opp av restmateriale. Det meste av materiale som ligg oppe på terrenget i kanalen er kanta til kantavrunda i forma, medan materiale som delvis stikk ut frå sideveggane kan skildrast som delvis runda. Det er vanskeleg å seie sikkert kor langt dei laust-liggande og kantavrunda enkeltblokkene er transportert.



Figur 5.7 Svakt V-forma del av SørHK. 6 meter avstand mellom toppen av levéa (grå linjer) på kvar side av kanalen. Kanalbotnen vist med raud linje. Levéa er mellom 1 og 2 meter høge. Materiale er mindre i storleik enn lengre oppe, men er framleis kantavrunda. Fotoet er tatt frå sør, ved punkt 21 i Figur 5.2.

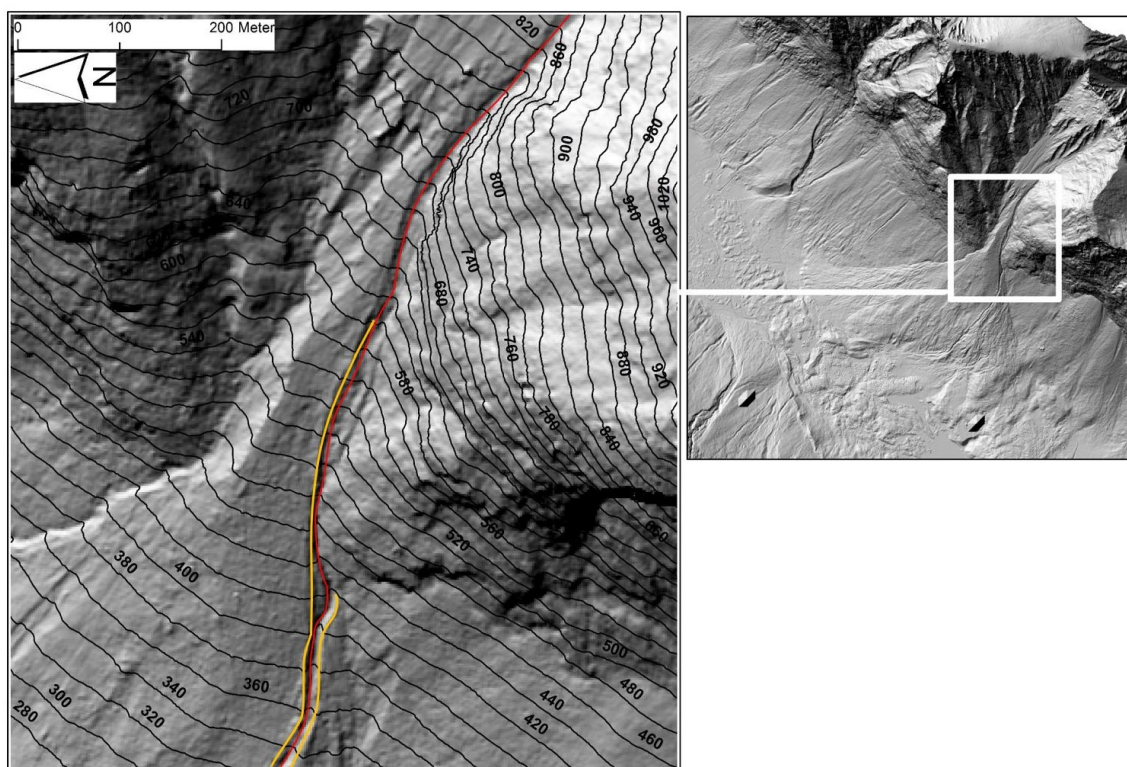


Figur 5.8 Eitt av fleire basseng mellom kantavrunda stein og blokk. Bassenget er fylt med fint materiale i SørHK. Dominert av finsand med noko silt. Skimmer i sedimenta indikerer glimmerinnhald. Foto tatt ved punkt 13 i Figur 5.2.

5.1.4 Avsetjingsområdet i det sørlege flaumskredsystemet

Avsetjingane startar som levéar ved 600moh i eit området med om lag 35° helling. I starten er det berre levéar på nordsida av kanalen, ettersom kanalen grensar mot fjell i sør. Ved om lag 450moh, har kanalen dreidd vekk frå fjellet, og det fins levéar på begge sider av kanalen (pkt.

7 i Figur 5.2). Det er umogleg å seie utifrå flybilete kor grovt materialet er i desse avsetjingane.



Figur 5.9 Øvste del av avsetjingsområdet i SørF. SørHK vist i raudt, og levéa vist i gult (Produsert av Silje Ø. Skei, basert på lidardata frå NGU, 2008).

Kraftige levéar har utvikla seg på begge sider av hovudkanalen (Figur 5.9), og er meir eller mindre samanhengande heilt ned til Fv173 (pkt. 23 i Figur 5.2). Frå om lag 300moh og nedover, er levéa utvikla i fleire generasjonar på kvar side av kanalen. I tillegg er det avsett mindre levéar langs dei andre kanalane som breier seg ut mot sør (pkt. 9 i Figur 5.2). Desse høyrer også til kanalar som er langt mindre enn SørHK. Etterkvart som terrenget blir slakare fins det også fleire lobar og levéar.

Loba som ligg høgst i systemet er avsett ved 400moh i eit område med om lag 27° graders helling (pkt. 8 i Figur 5.2). 100meter lengre ned, i eit område med helling på 15- 25° grader, er lobene spreidd jamt utover, og variere mellom å vere heilt eller berre delvis dekkja av vegetasjon, vist i høvesvis pkt. 10 og 12 i Figur 5.2. Teikn på avsett materiale i SørHK vert observert fleire stader, men avsetjingane ser ikkje ut til å ha vore nok til å stenge kanalen, og tvinge neste hending til å skifte kanallaup (Figur 5.10).

Først der levéane blir under 2 meter i høgda i forhold til kanalbotnen, blir det observert fleire små kanalskifter, men ingen bryt med hovudretninga til SørHK, og dei ytste levéane ser

dermed ut som dei er fleire år gamle, ettersom vegetasjonen her er meir enn 5 meter høg (Figur 5.10 og Figur 5.11).

Mellom 100- 160 moh vert det observert fleire stader der grovt materiale har lagt seg i halar oppstraums frå store blokker. Desse har 2-4 meter høg vegetasjon, med stammeomkrins på om lag 10 cm. Nedst ved Fv173 er det lagt igjen fleire blokker i ei klynge på eit jorde. Den største blokka er om lag 5 meter i diameter, og er noko avrunda i kantane. Ytste utlaupet av SørF er i dag dyrka mark, men ved enkle stikkprøver kan ein finne teikn på tynne sedimentdekke av sand, silt og mindre partiklar, spesielt ved pkt. 23 i Figur 5.2.



Figur 5.10 Levéar (oransje heil linje) på begge sider av kanalen (raud linje) som har små lobeavsetjingar (gul linje). Foto tatt frå vest, mellom punkt 11 og 13 i Figur 5.2.



Figur 5.11 Levéar (gult) i generasjonar på kvar side av kanalen (raudt). Blokk står oppreist oppe på levé. Foto tatt frå nord ved pkt. 13 i Figur 5.2.



Figur 5.12 Stor blokk med hale av grovmateriale oppstrauts (pkt. 22 i Figur 5.2).



Figur 5.13 Stor blokk avsett ved Fv173. Foto tatt frå sør, ved pkt. 22 i Figur 5.2.



Figur 5.14 Kanalen (raudt) avgrensa av lobe (blå stipla linje) mot sør. Levé er vist i gult. Materialet viser større variasjon i kor kanta det er, enn oppstrauts og nedstrauts i kanalen frå der fotoet vart teke. Fotoet tatt frå vest, ved pkt. 21 i Figur 5.2.

5.1.5 Vegetasjon i det sørlege flaumskredsystem



Figur 5.15 Nedre del av SørF. Vegetasjon på opptil 1 meter dekker skredlaupet. Foto tatt frå vest, ved punkt 23 i Figur 5.2.



Figur 5.16 Tett vegetasjon med 20-22 cm i omkrins om stammen. Høgda på trea er om lag 2-4 m. Foto tatt ved pkt. 23 i Figur 5.2.

Vegetasjonen som veks i og rundt skredlaupa endrar karakter frå sør til nord innanfor SørF. Ved SørHK, lengst i nord, er det gjennomgåande lite eller ingen vegetasjon i sjølve hovudkanalen, og på lobene (Figur 5.14). Levéane har vegetasjon som trer og busker på toppane, samt den sideflata som vender vekk frå hovudkanalen, men er elles dominert av mose og gras. Vegetasjonsdekket på skredavsetjingane og i kanalane er større og meir utvikla

di lengre mot sør ein kjem i det sørlege flaumskredsystemet. Lengst i sør, ved pkt. 10 i Figur 5.2 er lauvtrevegetasjonen open. I denne delen av flaumskredsystemet er teikna på tidlegare skredaktivitet meir skjulte i vegetasjonen, og det er heller forhøgingar, groper og grøfter i terrenget som indikerte tidlegare skredaktivitet (pkt. 10 i Figur 5.2).

Horisontalt i skråninga i retning nord frå pkt. 10 i Figur 5.2 innanfor det sørlege flaumskredsystemet, er vegetasjonen tettvakse og sterkt prega av lauvtrær som er jam-tjukke, om lag 25 centimeter i omkrins, og mellom 2-4 meter høge. Desse står svært tett (Figur 5.16 og pkt. 11 i Figur 5.2). I den delen av det sørlege flaumskredsystemet som ligg mot nord og nærmast midten av vifta, er derimot skredkanalane heilt frie for vegetasjon, og berre dei største skredavsetjingane langs den sørlege hovudkanalen er dekkja av vegetasjon, som gras, mose, trær eller busker. Unntaket er lengst ned i avsetjingsområdet, der sjølve botnen i skredkanalen er dekkja av små skot frå gras og ungtre, og er begynt å gro igjen, sjå pkt. 23 i Figur 5.2 og Figur 5.15.

5.1.6 Skredindikatorar i det sørlege flaumskredsystemet



Figur 5.17 Tre utan tretopp, ved pkt 21 i Figur 5.2.



Figur 5.18 Stein og grus pakka inn i trefibrane i del av trestamme. Ved pkt. 22 i Figur 5.2.



Figur 5.19 Fleire steinar kilt fast mellom trestammar. Ved pkt. 13 i Figur 5.2.



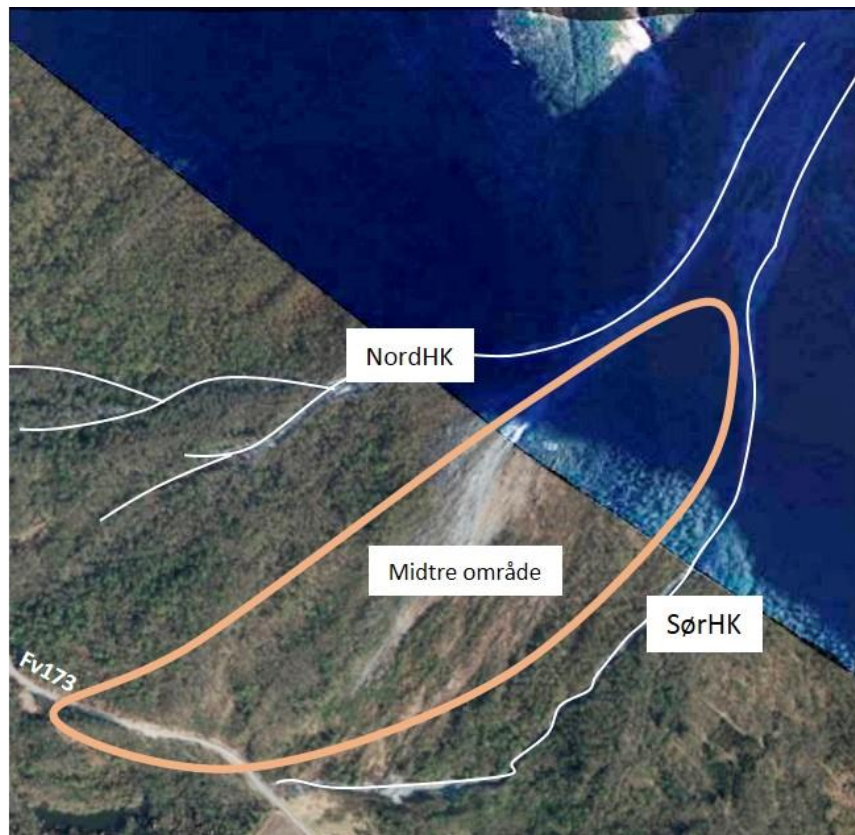
Figur 5.20 Småstein og grus oppe på blokk. Handtaket på stikkstanga er 25 cm langt. Ved pkt. 22 i Figur 5.2.

Det vart observert fleire teikn etter skråningsprosessar i hovudkanalen i det sørlege flaumskredsystemet som både kan ha kome av flaumskredaktivitet, men også kan kome av andre skredprosessar enn flaumskred. Mellom anna vart det funne delar av trestammar med mykje sand og småstein mellom trefibrane (Figur 5.18), attståande trestammar der tretoppen var kapp rett av (Figur 5.17), og trær som hadde velta eller hadde steinar liggande oppe på røtene (Figur 5.19). Også blokker som var oppstilt på merkelege måtar med små stein oppe på blokkene vart observert (Figur 5.20).

5.2 Midtre område

Det midtre området spanner seg mellom apex og Fv173, og er ikkje prega av definerte skredkanalar, på same måte som det sørlege flaumskredsystemet. Området er i staden prega av soner forma som lange tunger nedover skråninga, som er tilvokse i ulik grad av vegetasjon, med omsyn til tettleik og storleik. I heile det midtre området fins det sporadiske akkumulasjonar av kanta blokker, eller meir kantavrunda eller delvis avrunda stein og blokker. Desse er både med og utan vegetasjon. Generelt er oppsamlingane av det kantavrunda, og delvis runda materialet ustabil å gå på, sjølv om det har vakse til mose, gras og anna vegetasjon på toppen. Øvst i det midtre området, ved apex, ligg ein større akkumulasjon av kolluvium frå blokkstorleik og nedover. Frå avstand og på bilete er det berre mogeleg å sjå blokker, steinar og grus, men det kan ikkje utelukkast at det også finst sand og mindre partiklar. Materialet ser ut til å vere sortert på toppen, med store blokker lengst nede,

og finare lengre oppe, men der bakkantar skjærer sidevegs inn i akkumulasjonen, ser materialet ut til å vere meir usortert.



Figur 5.21 Oversikt over området mellom dei tydelegaste flaumskredkanalane i det sørlege og det nordlege flaumskredsystemet, er kalla Midtre område (Produsert av S. Skei basert på flyfoto frå 2014 frå Statens Kartverk, 2016a).

Skråninga under apex, viser nokre stader teikn til å vere dekkja av stein, grus, sand og siltpartiklar, spesielt i rundt to delvis samanhengande eroderte baner, ved pkt. 26 og 27 i Figur 5.2. Skredindikatorane som vart observert i det midtre området, var i tillegg til dei nemnde kanta steinar og blokker oppe på vegetasjonen (Figur 5.22), samt runda stein som låg oppe på vegetasjonen (Figur 5.23 og Figur 5.24). Også trær med greiner som var kapp rett av berre få meter over bakken vart observert (Figur 5.25). Fleire stader vart det også observert direkte samanheng mellom skader på trær og nye stein eller blokker som låg i skråninga nedanfor.



Figur 5.22 Svært kanta blokk liggande oppe på vegetasjonen. Bilde tatt ved pkt. 25 i Figur 5.2.



Figur 5.23 To delvis runda blokker liggandes oppe på vegetasjon. Bilde tatt sør for den kanta blokka vist i Figur 5.22.



Figur 5.24 Kantavrunda stein oppe på vegetasjon. Framstår som fersk, basert på vegetasjonen under. Bilde tatt mellom pkt. 25 og 26 i Figur 5.2.



Figur 5.25 Tre der stammen har blitt spjæra. Ved pkt. 26 i Figur 5.2.



Figur 5.26 Tre med grein som er kapp tvert av, over akkumulasjon med ustabile steinar med mose og gras på. Foto tatt ved pkt. 27 i Figur 5.2.

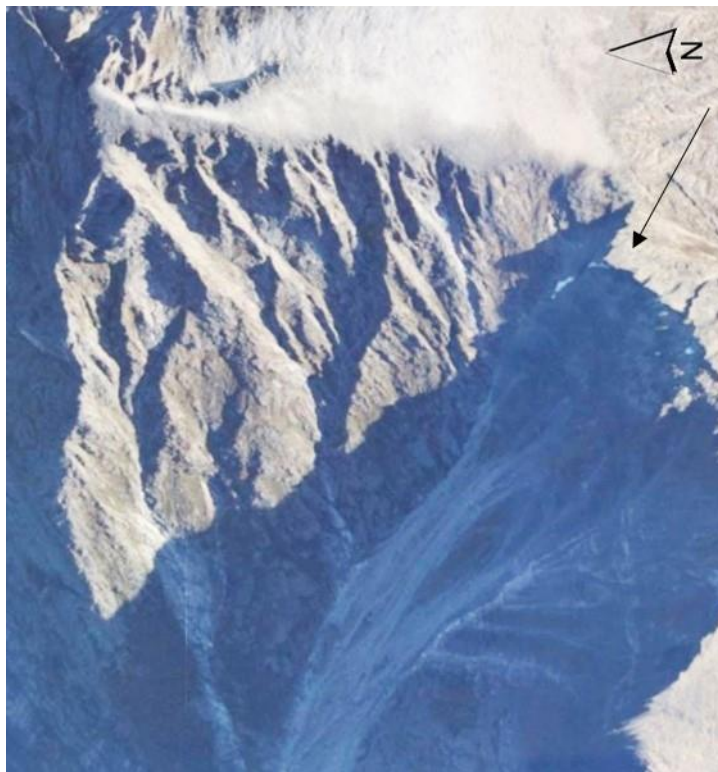
5.3 Det nordlege flaumskredsystemet

I dette delkapitlet vert det presentert funn gjort i det nordlege flaumskredsystemet (NordF), som ligg lengst mot nord på Gråfonnvifta, og vender seg mot Innfjorden (Figur 1.2). På tilsvarandemåte som i for SørF, er NordF vidare delt opp i kjelde-, utløysings-, transport-, og avsetjingsområde, og vert skildra deretter.

5.3.1 Kjeldeområdet i det nordlege flaumskredsystemet

Kjeldeområdet tilhøyrande NordF, består av ein steil og blankskurt bergvegg mot nord, og ein meir fragmentert bergvegg mot aust (Figur 5.27 og Figur 5.28). Nokre stader er det striper av vegetasjon nedover fjellveggen, og over på akkumulasjon av kolluvium. Vegetasjonen ser ut til å for det meste vere av gras og mose. Bergveggen i aust ser ut til å vere meir oppsprokken, enn bergveggen i nord som har djupe furer. Informasjon frå lokale tilseier at det ved vind med snø frå nord- nordvest legg seg snø i skavlar i frå desse furene, og at det i periodar dermed kan vere farleg å opphalde seg på vifta før snøen er smelta eller kome ned som snøskred. Snøskreda som kjem frå toppen har fleire gonger kome heilt ned, kryssa over vifta og blitt avsett i det sørlege flaumskredsystemet på motsett side av Fv173, mot pkt. 24 i Figur 5.2 (Vedlegg A).

I overgangen mellom kjeldeområdet og utløysingsområdet (Figur 5.30) ligg det mykje grovt kolluvium av store blokker på meir enn 10 meter i diameter, på toppen av mindre blokker, stein og grus.



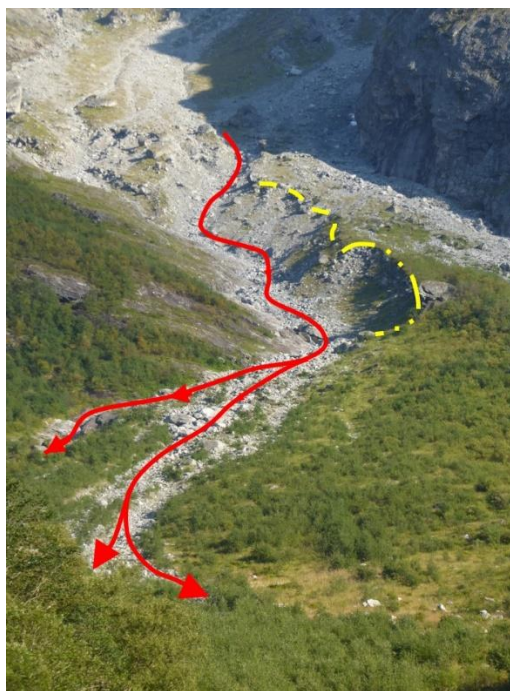
Figur 5.27 Bergveggen over NordF. Svart pil viser referansepunkt til Figur 5.28. Denne figuren viser området ved pkt. 30 og 31 i Figur 5.2 (Produsert av S. Skei basert på flyfoto fra Statens Kartverk, 2016a).



Figur 5.28 Øvre del av NordHK, der kjeldeområdet overlapper utløysingsområdet. Blokka på bildet måler om lag 10 meter i diameter. Bakkantar i akkumulasjon av kolluvium er markert med gul stipla linje. Svart pil i toppen av bildet viser til referansepunkt i Figur 5.27 over. Foto tatt fra vest, ved pkt. 33 i Figur 5.2.

5.3.2 Utløysingsområde i det nordlege flaumskredsystemet

Over tid er det samla opp store mengder kolluvium nedover mot apex i utløysingsområdet til NordF. Dei første teikna på ein definert skredkanal startar ved apex ved 600moh, i eit området med helling på om lag 35°, og eit fleire meter tjukt dekke av kolluvium (pkt. 34 i Figur 5.2). I det tjukke kolluviumdekket er det fleire groper sidevegs innover, som kan indikere fleire mindre utrasingar av materiale ned i kanalen (Figur 5.29). Lausmassane i utløysingsområdet ser ut til å variere i storleik, frå blokker på fleire titals meter i diameter til stein- og grusfragment. Det er ikkje mogeleg å sjå frå avstand om det også finst finare materiale.



Figur 5.29 Fleire bakkantar (svart linje) frå tidlegare utrasingar. Foto tatt frå nordvest mot pkt. 33 i Figur 5.2.

5.3.3 Transportområdet i det nordlege flaumskredsystemet

Det nordlege flaumskredsystemet har til forskjell frå SørF, ingen kanal som skil seg klar ut som den tydelegaste, bortsett frå i øvste delen av systemet. Alle skredkanalane i det nordlege flaumskredsystemet forgreinar seg ut frå denne skredkanalen (Figur 5.29). Nedst i systemet er det om lag umogeleg å identifisere kva for ein av kanalane som har vore mest brukt, då områda er prega av hyppig kanalskifte (pkt. 37-40 i Figur 5.2). Materialet i kanalane er kantavrunda eller delvis avrunda øvst i transportområdet, medan det i større grad er delvis avrunda nedover mot avsetjingsområdet. Materialet ligg fleire stader avsett oppe på terrenget, og flaumskredkanalane har i liten eller ingen grad erodert ned i lausmassane i skråninga. Øvst i transportområdet er skredkanalen avgrensa av vifta mot sør, og mot fjell mot nord, men ved

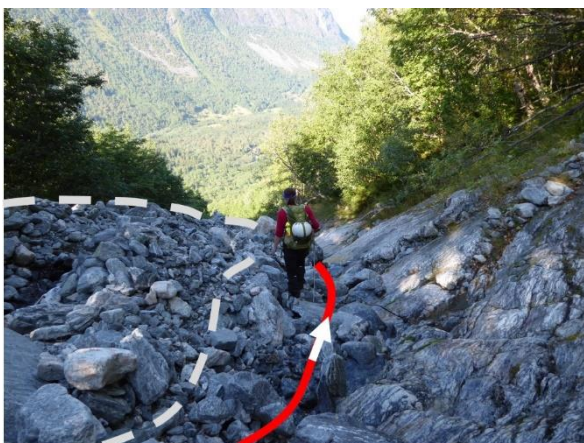
om lag 300moh breier flaumskredsystemet med fleire skredkanalar utover sidene, utan å vere tydeleg avgrensa sidevegs av anna enn avsett skredmateriale. I kanalskifta er det generelt avsett grove materiale i rotpunktet mellom gamal og ny kanal, og som levéar på sidene av kanalane. Levéane i det nordlege flaumskredsystemet er generelt mykje mindre både i lengda og i breidda enn det ein observerte av levéar i det sørlege flaumskredsystemet.



Figur 5.30 Erodert skredlaup (raudt) i grovt materiale. Eit levé (kvit stipla linje) skil laupa. Bilde tatt frå sør, ved pkt. 28 i Figur 5.2.



Figur 5.31 Fjell i dagen avgrensar kanalen mot nord, og eit kraftig levé avgrensar mot sør. Bilde tatt frå nordvest, ved pkt. 34 i Figur 5.2.



Figur 5.32 Avsetjingane ligg oppe på terrenget, og kanalen er i liten grad greve ned. Bilde tatt frå aust, ved pkt. 35 i Figur 5.2.



Figur 5.33 Flaumskredkanal som deler seg i to (raudt), med avsetjingar mellom og på sidene (stipla svart og kvitt). Bilde tatt frå aust, ved pkt. 37 i Figur 5.2.

5.3.4 Avsetjingsområdet i det nordlege flaumskredsystemet



Figur 5.34 Velutvikla levéar (grå linjer) på begge sider av kanalen (raud linje). Bilde tatt frå aust, ved pkt. 37 i Figur 5.2.



Figur 5.35 Kanalen slynger seg nedover, mellom lobar som lener seg mot kvarandre. Avstand frå sidelevé til sidelevé er 10meter. Bilde tatt frå aust, ved pkt. 40 i



Figur 5.36 Nedste del av kanalen. Bilde tatt frå aust, ved pkt. 21 i Figur 5.2.



Figur 5.37 Tett vegetasjon i nedre del av NordF. Bilde tatt frå nordaust, ved pkt. 42 i Figur 5.2.

Avsetjingane i NordF startar som levéar ved 260moh i eit område med helling på om lag 30°. Levésystemet kan følgjast nedover skråninga i om lag 150 meter (ved pkt. 37-38 i Figur 5.2). I akkurat dette området er levéane tilsvarende storleiken på levéane i SørF, men generelt er levéane i NordF under 1 meter høge i forhold til kanalbotnen, og svært få samanlikna med i SørF.

Den første tydelege lobeavsetjinga i NordF ligg ved 300moh i eit område med rundt 27° helling (pkt. 37 i Figur 5.2). Nedanfor er hellinga under 25°, og området her er dekkja av mange lobeavsetjingar som delvis ligg ved side av kvarandre, og delvis lener seg mot kvarandre (Figur 5.35, pkt. 40 i Figur 5.2). Desse ligg både langs med kanalane, men også midt i kanalane, slik at skreda har vore tvungne til å skifte til nye laup. Ytste del av NordF, ved pkt. 42 i Figur 5.2, er heilt dekkja av tett vegetasjon, og berre furer i bakken indikerer tidlegare skredaktivitet. Nokre av furene har rennande vatn i seg, og dette området står fram som langt meir vått, enn områda over, ettersom det vart observert fleire små bekkar og dammar på den relativt flate overflata.

5.3.5 Vegetasjon i det nordlege flaumskredsystemet

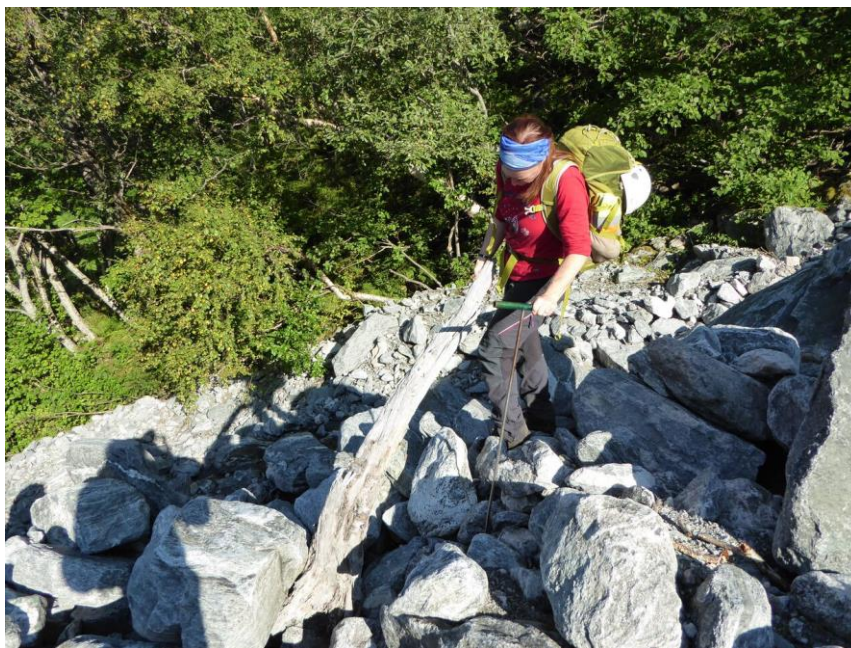


Figur 5.38 Eit grovt anslag av snittstorleik på vegetasjonen i kanalen ved pkt. 40 i Figur 5.2.

Utløysingsområdet øvst i NordF har generelt mindre og yngre vegetasjon enn ved lengste utlaup i avsetjingsområdet. Høgt i utløysings- og transportområdet er det berre toppen av levéane som er dekkja med vegetasjon, samt bakevjer i kanalen som truleg har ligge urørt den siste åra. Vegetasjonen i bakevjene består for det meste av trær på opptil 30 cm i høgda (Figur 5.38).

I nedre del av avsetjingsområdet (pkt. 40 i Figur 5.2) står trea svært tett, og bakken er dekkja av gras opptil 0,5 meter. Trea er anslagsvis 3-6 meter høge og omkrins på stammane er om lag 20 centimeter.

5.3.6 Skredindikatorar i nordlege flaumskredsystem



Figur 5.39 Trestokk funne i skredlaupet, ved pkt. 40 i Figur 5.2.



Figur 5.40 Stabla småstein med grus på midt i kanallaupet. Materialet er kantavrunda. Ved pkt. 37 i Figur 5.2.

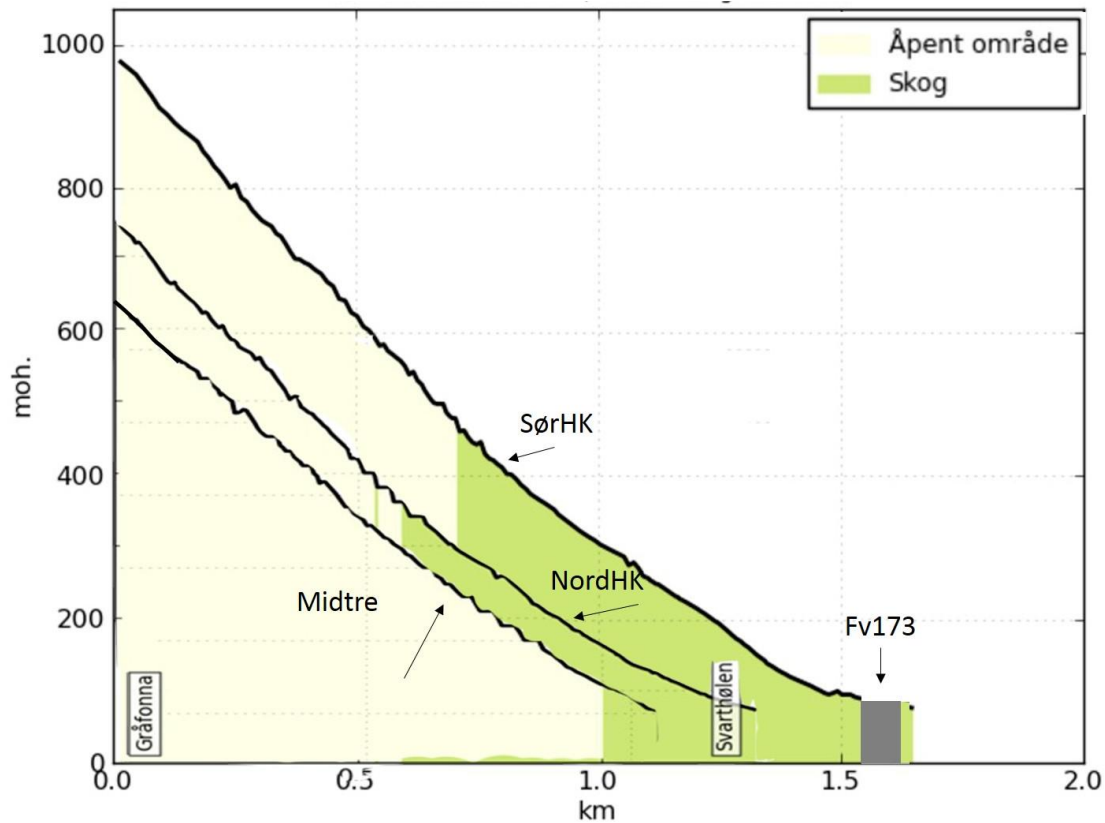


Figur 5.41 Død trestamme der stein og grus har kilt seg fast i og mellom stammane. Materialet er delvis avrunda. Ved pkt. 37 i Figur 5.2.

Det vart observert fleire skredindikatorar i flaumskredkanalane i NordF. Mellom anna vart det funne delar av trestammar blant dei grove sedimenta (Figur 5.39), eller stein og grus som var kilt inn i veden på trestammar (Figur 5.41). Påfallande mange stader nedover laupet vart det observert småstein, grus og sand oppe på større blokker (**Feil! Fant ikke referansekilden.,**

Feil! Fant ikke referansekilden. og Figur 5.40), utan at det låg oppsamlingar av tilsvarande materiale i botnen av skredkanalane, anna enn i nokre få bakevjer.

5.4 Skråningsprofil



Figur 5.42 Skråningsprofil av dei to best definerte skredkanalane i SørF og NordF: SørHK og NordHK, og midtre område (Produsert av Silje Ø. Skei basert på topografisk kart frå Statens Kartverk, 2016b).

Analyse av skråningsprofil er gjort på dei to tydelegaste skredlaupa i SørF og NordF (Figur 5.44). Skredkanalane vart vist i Figur 1.2. Som vist i figuren har begge kanalane SørHK og NordHK relativt lik helling fram til 400moh, at dei undet dette skil seg i frå kvarande i lengde og form. Under 400 moh har NordHK og Midtre ei noko meir konkav form enn SørHK, som har eit meir plant profil. SørHK går heilt ned til Fv173, medan NordHK stoppar eit stykke i frå vegen.

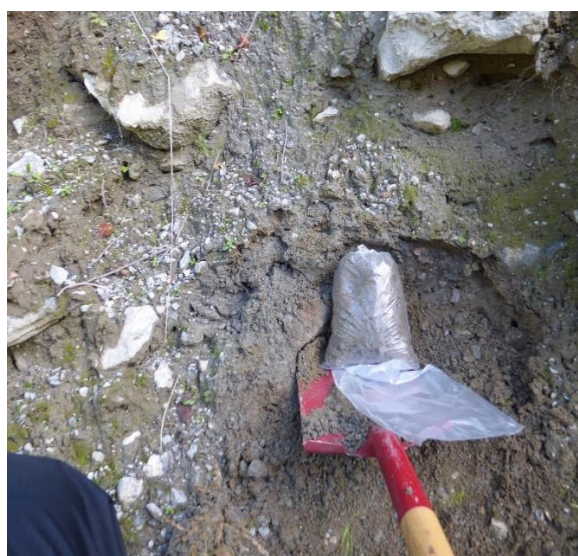
5.5 Analyse av prøvar av lausmassar og vegetasjon frå felt

I dette delkapitlet blir resultata frå analysane av lausmasse- og vegetasjonsprøvar presentert. Analysane er gjort ved hjelp av Laboratoriet ved NGU og av fagpersonar i NINA (Norsk Institutt for Naturforskning) og NIBIO (Norsk Institutt for Bioøkonomi). Prøvane vart tekne

for å støtte opp om observasjonar av skråningsmateriale gjort i felt, og i forhold til arts- og aldersbestemming av vegetasjon.

5.5.1 Lausmasseprøvar

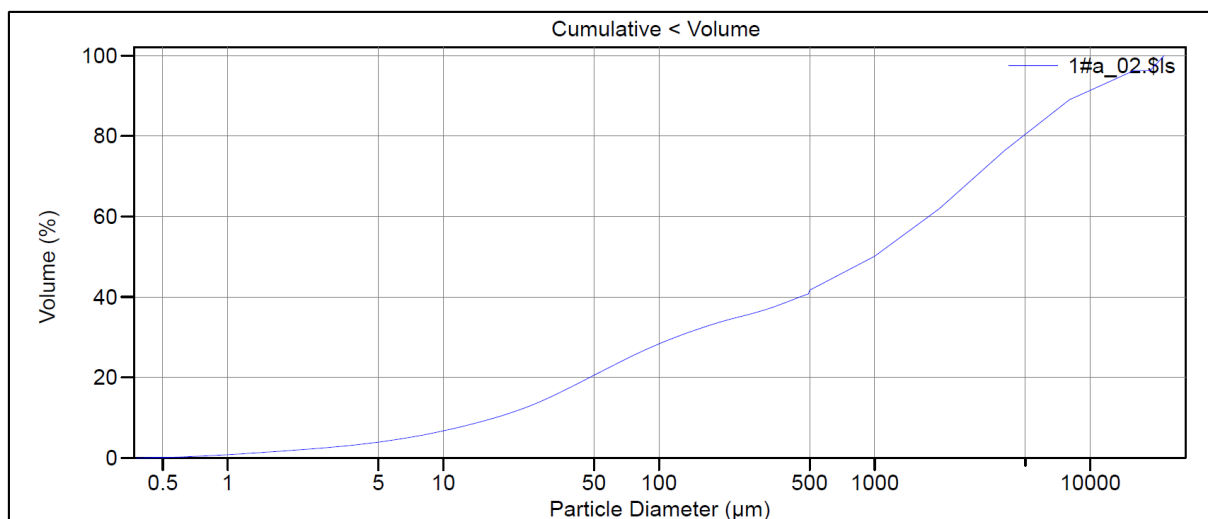
Det vart i etterkant av feltarbeidet i september 2015 sendt inn to prøvar frå eit grustak i ytterkant av Gråfonnvifta (ved pkt. 19 i Figur 5.2), for å undersøke kva materiale som vifta ligg oppe på. Prøvane vart henta ut frå nord- og sørveggen i eit grustak med opning mot vest ved Fv173, og avstanden mellom prøvepunktene var 28 meter. Prøvane vart samla inn i 2-liters plastposar, og sendt inn til analyse ved Laboratoriet ved NGU (Figur 5.46 og Figur 5.47).



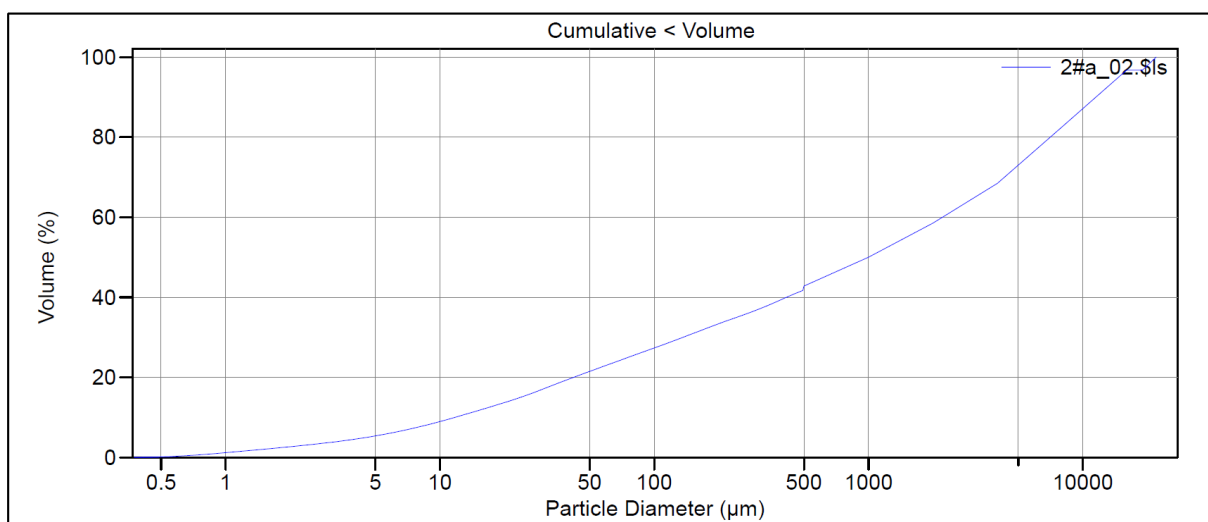
Figur 5.43 Prøve 1. (Venstre) Jordarten var lett fuktig då prøva vart tatt, og var i denne tilstanden ikkje lett å forme med hendene, og gir dermed inntrykk av å vere frå sand og grovare.

Figur 5.44 Prøve 2. (Høgre) Jordarten var lett fuktig då prøva vart tatt, og verkar noko finare enn i Prøve 1, er lettare å forme og viser teikn til siltinnhald.

Resultata frå laboratorieanalysen viser at Prøve 1 er noko betre sortert enn Prøve 2, til tross for at inntrykket var motsett når ein henta inn lausmasseprøvane frå feltarbeidet. Begge prøvane er av eit usortert materiale (Figur 5.45 og Figur 5.46).



Figur 5.45 Kornfordelingskurve for Prøve 1. Kurva er bi-modal, og er dermed noko meir sortert enn Prøve 2 (NGU, 2016b).



Figur 5.46 Kornfordelingskurve for Prøve 2. i nordlege del av grustak. Kurva viser ein usortert jordart, som stemmer godt overeins med morene (NGU, 2016b).

5.5.2 Vegetasjonsprøvar

NIBIO kunne stadfeste at vegetasjonsprøvene frå felt var av Gråor (*Alnus incana*). Alderen frå venstre til høgre i Figur 5.47 var estimert til å vere 2, 3, og 4 år, og er bedømt utifrå storleik, tal greinpar og med atterhald om at dette var friske individ (pers.komm. Kjersti Bakkebø v/ NIBIO, e-postkontakt 17.09.2015). Gråor representerer vegetasjonen som vart observert mest av inne i SørF og NordF.

Gråor kan spire og vekse eitt greinpar same sesong som frøa blir sådde, dersom såinga skjer tideleg på sesong og forholda ligg til rette. Arten veks relativt raskt, og er såleis ein naturleg

pionerart etter til dømes eit skred (pers.komm. Kjersti Bakkebø/NIBIO, e-postkontakt 17.09.2015, pers.komm. Per Arild Aarrestad/NINA, e-postkontakt 14.09.2015).



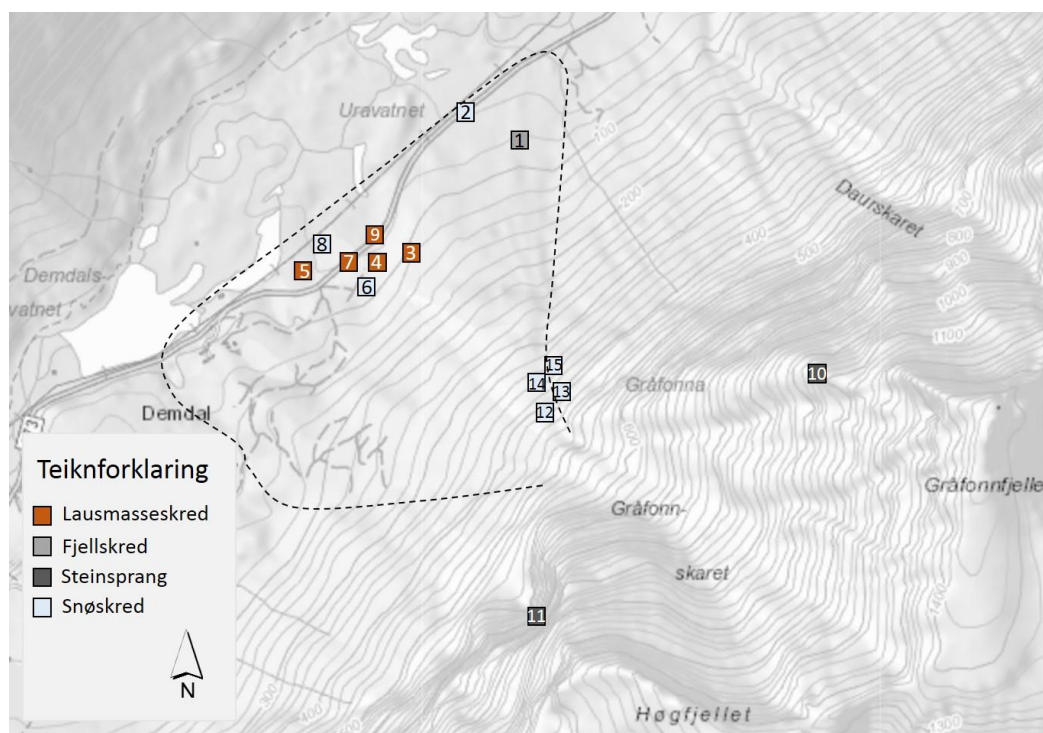
Figur 5.47 Tre individ av gråor med ulik alder. Frå venstre mot høgre: 2 år, 3 år og 4 år. Felta på måleteipen i bildet er 10cm.

5.6 Tidlegare skredhendingar i studieområdet

I dette delkapitlet vert dei skredhendingane som er identifisert gjennom nettkjelder og informasjon som kom fram under intervju med lokale presentert. Skredhendingar med tilleggsinformasjon er vist i Tabell 5-1 og illustrert i Figur 5.48. Fire skredhendingar er registrert i studieområdet, i den nasjonale skreddatabasen Skrednett.no. Desse hendingane er vist som punkt 1-4 i Figur 5.48, som er markert ved Fv173. Skredhendingane skal ha vore fjellskred, snøskred og to lausmasseskred. I tillegg vart det opplyst om tre flaumskredhendingar, to snøskredhendingar og to steinspranghendingar gjennom intervju av lokale. Ved analyse av bileta frå KameraVest i overvakingssystemet vart ytterlegare fire snøskredhendingar identifiserte. Mange skred er dermed identifisert i studieområdet, og desse er fordelt over ein lang periode, frå juli 1612 og fram til 8.juni 2015. I tillegg kjem dei to andre fjellskredhendingane identifisert av Schleier (2016), men desse er ikkje omtala vidare. Grunna omfanget av denne oppgåva vart det valt å berre gå vidare med å sjå på eit fåtal skredhendingar. Ettersom skredhending nummer 3 og 4 er relativt godt tidsfesta, og desse er lausmasseskred vert desse brukt vidare i oppgåva.

Tabell 5-1 Oversikt over skredhendingar i studieområdet. Nummerering av skredhendingane viser til Figur 5.48.

Nr	Skredtype	Tidspunkt	Kjeldeområde	Kjelde
1	Fjellskred	25.juli 1612	Ukjent	Skrednett
2	Snøskred	24.november 2004	Bergvegg over NordF	Skrednett/intervju
3	Lausmasseskred	3.august 2011	Utløysingsområdet i SørF	Skrednett/ intervju
4	Lausmasseskred	15.april 2013	Utløysingsområdet i SørF	Skrednett/ intervju
5	Flaumskred	Sommar ca 1930	Utløysingsområdet i SørF	Intervju
6	Snøskred	Mars 1955	Bergvegg over NordF	Intervju
7	Flaumskred	Før juli 1971	Utløysingsområdet i SørF	Statens Kartverk, 2016a
8	Tørrsnøskred	Vinter 2006/2007	Bergvegg over NordF	Intervju
9	Flaumskred	August 2013	Utløysingsområdet i SørF	Intervju
10	Steinsprang	Juli 2015	Bergvegg over NordF	Intervju
11	Steinsprang	August 2015	Bergveggen over SørF	Intervju
12	Snøskred	8.februar 2015	Bergvegg over NordF	KameraVest
13	Snøskred	27.mai 2015	Bergvegg over NordF	KameraVest
14	Snøskred	29.mai 2015	Bergvegg over NordF	KameraVest
15	Snøskred	8.juni 2015	Bergvegg over NordF	KameraVest



Figur 5.48 Skredhendingar i studieområdet. Nummer viser til informasjonen i Tabell 5-1. Gråfonnvifta er markert med svart stipla linje (Produsert av S. Skei basert på Skrednett, 2016).

5.7 Kvartærgeologisk kart over området

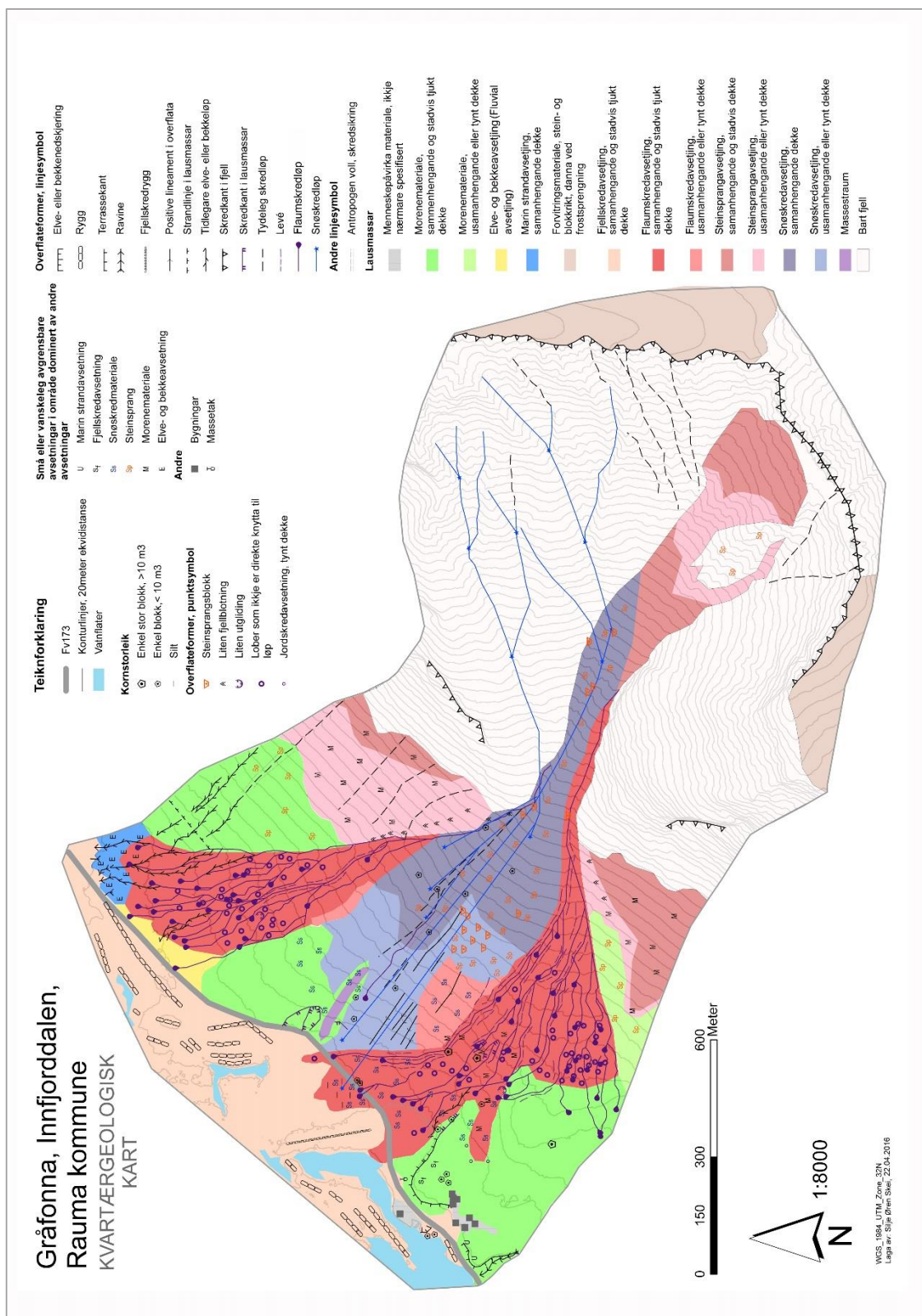
Dette delkapitlet presenterer det kvartærgeologiske kartet som er kartlagt utifrå tidlegare presenterte resultat i delkapitla over. Kartet vist i Figur 5.49, men kan også sjåast i Vedlegg C i A3-format.

5.7.1 Korleis kartet er bygd opp

Det kvartærgeologiske kartet i Figur 5.49 dekker eit område på om lag 3km², der dei ulike skredprosessane er illustrert i mørk og lys nyanse av same farge etter dominans, fortrinnsvis basert på overflateobservasjonar. Polygon med mørk fargenyanse indikerer at området er klart dominert av ein enkelt bestemt prosess, medan lys fargenyanse viser at området er delvis dominert av prosessen, men også har spor etter andre prosessar eller bart fjell. Linjesymbola viser tydeleg definerte element med ei retning eller utstrekning i landskapet, som eksempelvis skredkanalar, levéar, terrassekant. Punktsymbola viser til enkeltobjekt som enkelståande blokker, eller lobar. Bokstavteikna viser spor etter andre skredtypar som er funne i områder som er dominert av ein annan prosess. Desse er vanskelege å avgrense til ei sone, og det er viktig å understreke at bokstavsymbola illustrerer ei generell fordeling innanfor eit mindre område, og ikkje nødvendigvis viser til konkrete enkeltpunkt der observasjonar er gjort i terrenget.

I det kvartærgeologiske kartet er det raud-, rosa- og lillafargane som dekker største delen av kartet, og desse skal illustrere at heile viftesystemet er dominert av flaumskredsaktivitet (raudt), steinsprang (rosa) og snøskred (lilla). I tillegg finst fjellskredavsetjingar (beige) i dalbotnen.

Dei to flaumskredsystema, SørF og NordF påverkar ikkje kvarandre fysisk nokon stad på vifta, ettersom andre skredprosessar, som snøskred og steinsprang dominerer midten av vifta, mellom flaumskredsystema. I kartet er steinsprangmateriale markert både heilt i toppen av kjeldeområdet, i tillegg til eit belte på om lag 300 meter ut frå apex. Området for steinsprang er definert utifrå funna i felt og analyse av foto og flyfoto. Snøskred har påverka heile området frå over apex, ved pkt. 32 i Figur 5.2, og heilt ned til Fv173. Funna i felt, samt resultata av lausmasseprøvene, Kap.5.5.1, er tolka som at dei to haugformene, i pkt. 17 og 44 i Figur 5.2 er av morene. Begge desse avgrensar SørF og NordF mot sørvest i kvart sitt område. I dei nedre delane av NordF, vest for pkt. 42 og ved pkt. 43 i Figur 5.2, er funna frå felt tolka som høvesvis elve- og bekkeavsetjing og marin avsetjing.



Figur 5.51 Kvartærgeologisk kart over studieområdet. Kartet kan også sjåast i A3-format i Vedlegg C.

Området markert som elve- og bekkeavsetjing viste under feltarbeidet teikn til prosessar som er meir vassrike enn flaumskredspara som er observert i området over, og området blir

dermed karakterisert som å ha eit ‘fluvialt preg’. I dette området er det heller ikkje dei same lobe-avsetjingane som ein har observert høgare opp i flaumskredsystema. Området er dekket av små kanalar og bekkelaup, og vart observert som generelt vått, sjølv i ein tørr periode som under feltarbeidet. Det fluvialt prega området er også ulikt det lengste utlaupet av dei to flaumskredsystema, som berre utgjer eit tynt teppe over underlaget. Det ville dermed gitt feil inntrykk dersom desse områda var kartlagt som det same.

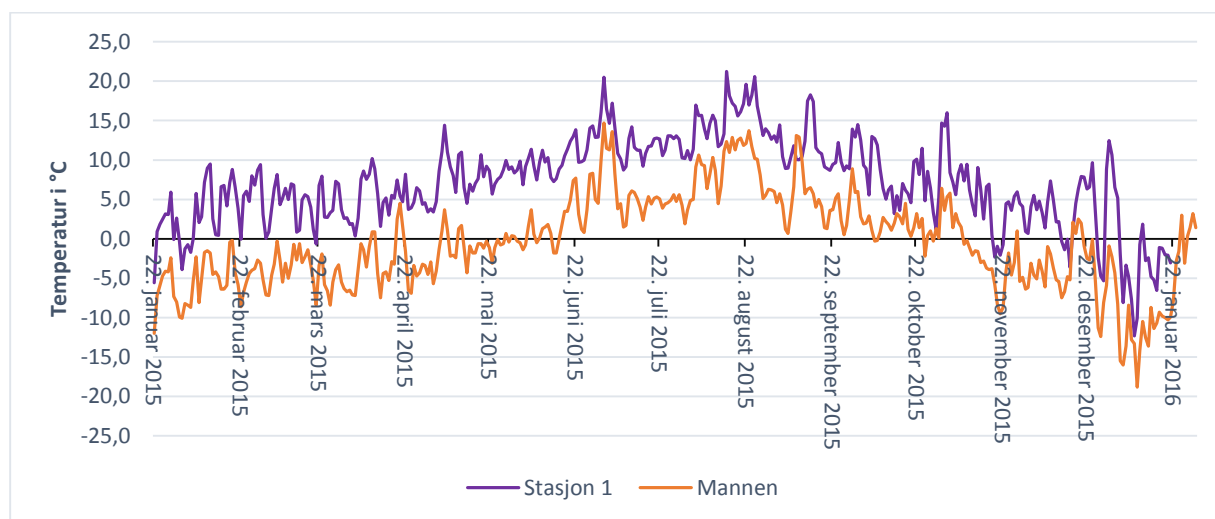
Den marine avsetjinga er ein rest frå den tida då havet stor heilt opp til det som i dag er nordlege ytterkant av Gråfonnvifta, før landet heva seg etter siste istid.

5.8 Meteorologiske data

Vidare i Resultatkapitlet følgjer presentasjon av trendar og årsmidlar av temperatur og nedbør for studieområdet som kan vere med å forklare forholda for utløyisinga av flaumskreda i april 2013 og august 2011 (Kap. 5.6). Ved desse tidspunkta fantes det ikkje data frå Stasjon1, men ved å samanlikne data frå Måleåret15/16 frå Stasjon1 med andre stasjonar i området er det likevel forsøkt å finne fram til data som kan seie noko om forholda ved studieområdet ved dei to aktuelle tidspunkta. Dette som ledd i å forstå utviklinga av Gråfonnvifta betre.

5.8.1 Temperatur

Analyse av samvariasjon og korrelasjon mellom data frå Stasjon1 og Mannen (61410) på snitt-temperatur per døgn gjennom Måleåret15/16, er presentert under;



Figur 5.50 Samvariasjon i temperatur mellom Stasjon1 og Mannen (61410) i Måleåret15/16 med start 22.januar 2015 og slutt 21.januar 2016 (Meteorologisk Institutt, 2016a; NVE, 2016a).

Korrelasjonskoeffesienten på $r = 0,89$ og signifikansen til korrelasjonen på $<0,0001$, viser ein svært god samanheng mellom temperatur ved Mannen (61410) og ved Stasjon1 i Måleåret15/16. Variasjonen over tid er vist i Figur 5.50. Gjennomgåande for heile perioden er at Mannen (61410) har målt lågare temperatur for alle døgn, enn det som er målt ved Stasjon1. Forskjellen varierer gjennom året, men er størst gjennom vinter- og vårmånadene (desember- mai). Alle dei ulike årstidsforskjellane er vist i Tabell 5-2. Vidare i denne oppgåva vert det gått utifrå at korrelasjonen i temperatur mellom Stasjon1 og Mannen (61410) er gjeldande også for andre år, gitt at ein også tek høgde for sesongvariasjonane.

Tabell 5-2 Temperaturdifferanse fordelt på årstid for Stasjon1 og Mannen (61410).

Periode	Gjennomsnittleg temperaturdifferanse
Heile året	7,6°C
Vinter (desember-februar)	8,3°C
Vår (mars-mai)	8,7°C
Sommar (juni-aug)	7,0°C
Haut (september-nov)	6,8°C

5.8.2 Samanlikning av nedbør i perioden 1961-1990 med Måleåret15/16

Tabell 5-3 Årsnedbør i normalperioden 1961-1990 (Meteorologisk Institutt, 2016a, 2016b; NVE, 2016a).

Stasjon	Årsnedbør i snitt (1961-1990)	Målt nedbør Måleåret15/16
Stasjon1	1534	1316 mm
Eresfjord (61820)	1444	1348 mm
Grønning (60620)	1400	1275,2 mm
Mannen (61410)	1030	1129,9 mm
Linge (60650)	1290	1167 mm
Åndalsnes (61400)	1170	1000,9 mm
Ørskog (60800)	1586	1576,6 mm

Frå Tabell 5-3 kjem det klart fram at det er store variasjonar, også innanfor regionen der alle dei nytta meteorologiske stasjonane ligg (Figur 4.4). Ørskog (60800) hadde mest nedbør i snitt i referanseperioden, og Mannen (61410) hadde minst nedbør. Alle stasjonane har målt større nedbørsmengder i haust – og vintermånadene, frå september til februar, enn elles i året (Meteorologisk Institutt, 2016b), noko som stemmer overeins med at alle stasjonane har kystklima (Met.no, 2010).

Det er også henta inn årsnedbør spesifikt for Måleåret15/16, for alle dei nytta stasjonane for å samanlikne faktiske målte verdiar opp mot gjennomsnittsverdiane presentert i Tabell 5-3. I Måleåret15/16 kom det mindre nedbør ved alle stasjonane, unntatt Mannen (61410), enn det som er presentert som gjennomsnittsverdiar i Tabell 5-3. Størst forskjell var det for Stasjon1, med 218 mm mellom den interpolerte årsnedbørverdien på 1534 mm/år og den målte verdien på 1316 mm/år.

5.8.3 Kritiske nedbørsverdiar for studieområdet

Utifrå teorien om at nedbørsverdiar på meir eller lik 8% av årsnedbør som kjem på eitt døgn, (Kap. 3.5.2), er det funne fram til to verdiar for studieområdet, ettersom det finst to ulike verdiar for årsnedbør, som vist i data presentert over. Basert på interpolerte verdiar frå Meteorologisk Institutt (2016b), blir 8% av 1534mm rundt 122 mm på eitt døgn. Basert på målte nedbørsverdiar ved Stasjon1 frå Måleåret15/16, blir nedbørsverdien 105 mm på eitt døgn.

5.9 Meteorologiske tilhøve ved kjende skredhendingar

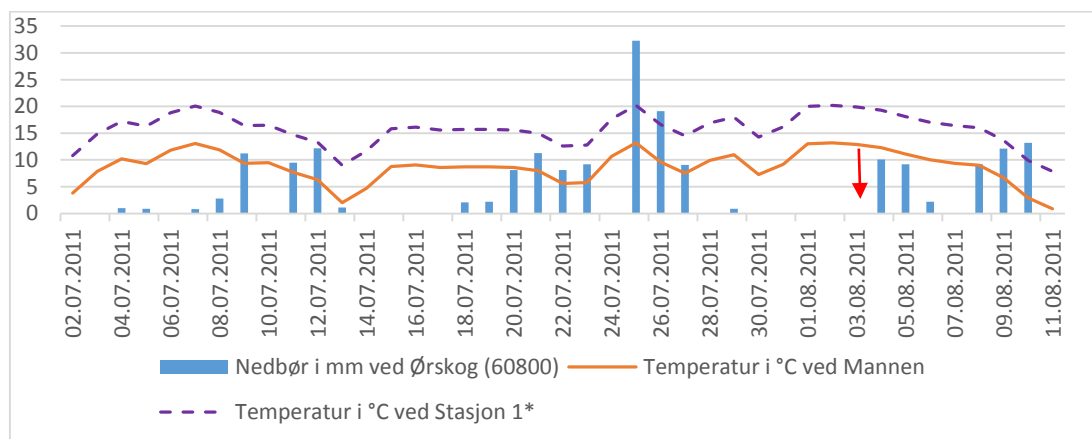
Ettersom ein veit omtrentleg dato for to av dei store flaumskredhendingane ved Gråfonna (nr.3 og nr.4 i Figur 5.48), vart det henta inn nedbørsdata og temperaturdata frå dei stasjonane som hadde målingar på dei respektive tidspunkta. Det har blitt henta inn temperatur og nedbørsdata for 30 dagar før og om lag 7 dagar etter desse skreda, for å få ein god oversikt over korleis forholda har vore i denne perioden.

Hovudtrekka i skredhendingane 3 og 4 er summert i tabellen under, og dei meteorologiske tilhøva er presentert i figurane under.

5.9.1 Lausmasseskred: 3. august 2011

I førekant av flaumskredet 3.august 2011 kom det ikkje nedbør ved målestasjonen Ørskog (60620) siste veka før skredet, og snitt-temperaturen ved Gråfonnvifta, var på veg ned då

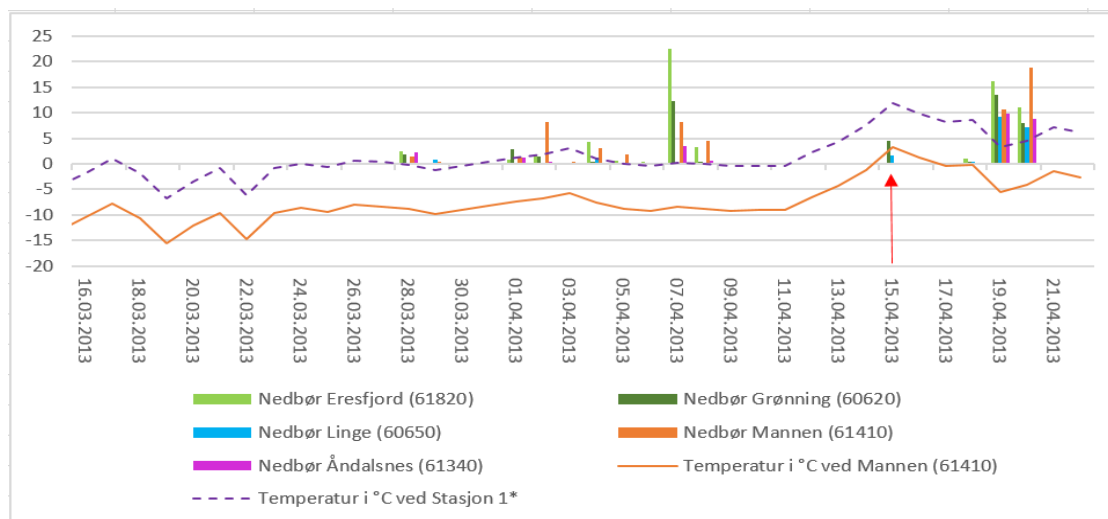
skredet skal ha gått (Figur 5.51). Flaumskredet skal ha gått i hovudkanalen i det sørlege flaumskredsystemet. Sjå skredhending nr. 3 i Figur 5.48.



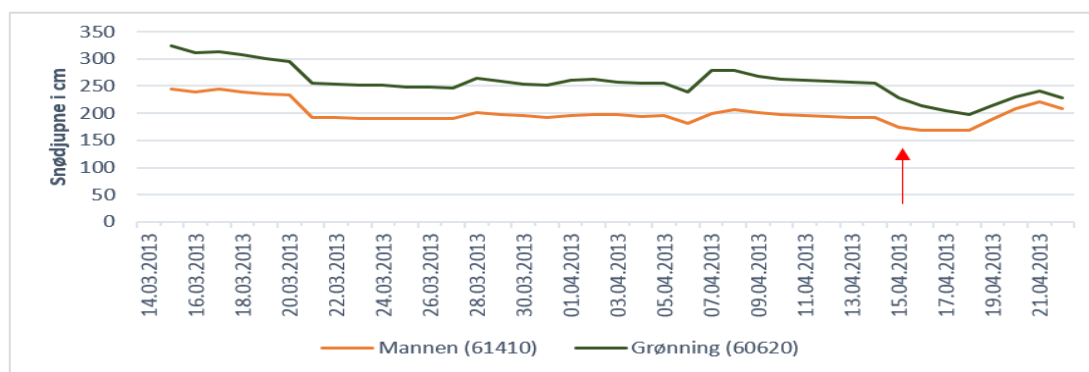
Figur 5.51 Oversikt over nedbør og temperatur målt 2.juli – 11.august 2011. Dagen skredet skal ha gått er markert med raud pil. Verdiane for Stasjon1 er interpolerte (*), og det er tatt omsyn til sesongvariasjon vist i Tabell 5-2 (Produsert av S. Skei basert på Meteorologisk Institutt, 2016a).

5.9.2 Lausmasseskred: 15.april 2013

I førekant av lausmasseskredet som skal ha gått 15.april 2013 (nr. 4 i Figur 5.48), er det målt mest nedbør ved Eresfjord (61820) (Figur 5.52). Alle nedbørsstasjonane som hadde data frå perioden før dette flaumskredet, hadde fekk nedbør på mellom 3-20 mm ei veke før skreddagen, medan det i løpet av siste veka før skreddagen ikkje vart målt nedbør ved nokon av stasjonane. 7-8 april vart det målt ein snitt-temperatur på -8°C ved Mannen (61410), og dette gir ein interpolert temperaturverdi på om lag 0°C i snitt ved Stasjon1 for same tidspunkt. Snitt-temperaturen steig med om lag 10 grader dei siste 3 dagane før skredet (Figur 5.52) og snødjupna sank i same periode (Figur 5.53).



Figur 5.52 Oversikt over målt nedbør og temperatur frå 15.mars – 22.april 2013. . Dagen skredet skal ha gått, 15.april 2013, er markert med raud pil (Produsert av S. Skei basert på Meteorologisk Institutt, 2016a; NVE, 2016a).



Figur 5.53 Målt endring i snødjupne 14.mars 2013 – 22.april 2013 . Dagen skredet skal ha gått, 15.april 2013, er markert med raud pil (Produsert av S. Skei basert på Meteorologisk Institutt, 2016a).

6 Diskusjon

I dette kapittelet vil eigne funn diskuterast opp mot faktorane presentert i Teorikapitlet.

Kapitlet er delt i tre delar, for å spegle att dei ulike delane av oppgåva; I Del 1 blir det diskutert kor sikker ein er på tolkingane som har leia fram til det kvartærgeologiske kartet, viktigheten av dei ulike skredprosessane for oppbygginga av vifta, samt korleis ein kan sjå at dei to flaumskredsystema er ulike. I Del 2 vert det diskutert korleis andre skredprosessar på Gråfonnvifta, samt ytre og indre forhold kan ha påverka utløyisinga av tidlegare flaumskred, med utgangspunkt i to daterte flaumskredhendingar. I Del 3 blir oppbygginga av vifta over tid diskutert, basert på overflatemorfologien som er observert og presentert i oppgåva. Til slutt blir moglege usikkerheiter ved oppgåva presentert.

DEL 1

6.1 Tolkingar av skredindikatorane som grunnlag for kartet

Det er i Resultatkapitlet gjort kjend at spor etter fleire ulike skredtypar er funne på ulike delar av Gråfonnvifta (Figur 5.49). Nokre av områda på vifta er tydeleg påverka av fleire av skredtypane flaumskred, snøskred, fjellskred og steinsprang, som nemnd tidlegare, og andre områder har berre spor på overflata etter *ein* av skredtypane. I kor stor grad dei ulike skredtypane har påverka utviklinga av Gråfonnvifta, samt kva ein har lagt til grunn for tolkingar av spor i terrenget som grunnlag for det kvartærgeologiske kartet er diskutert under.

6.1.1 Spor frå flaumskred på vifta

Spora ein har tolka som at kjem frå flaumskred på vifta er hovudsakeleg tydelege kanalar, anten oppe på terrenget avgrensa av levéar langs kanalane, eller kanalar som er djupt skore ned i lausmassar, samt lobar. Lobar er observert i avsetjingsområdet, og nedre del av transportområdet. Grunna direkte fysisk samband mellom dei ulike avsetjingane, og måten dei er plassert lengst ute på kvar side av Gråfonnvifta, er ein relativt sikker på at tolkinga av desse spora er rette. Alternativt kan snøskred legge att spor som kan likne lobar og levéar, spesielt om avsetjingane er tilgrodd av vegetasjon, men desse vil truleg ligge annleis i terrenget og meir mot midten av vifta. Dette grunna kjeldeområdet si plassering i forhold til vifta, jamfør Rapp (1959) og Decaulne et al. (2005). Ein tolka alle dei observerte flaumskredavsetjingane som minst 1-2 år gamle, basert på storleik på trær og busker, kor store

delar av avsetjingane som var dekkja av vegetasjon, samt at alle var stabile å gå på og dermed må ha hatt tid til å sette seg, jamfør skildringane i (Major & Iverson, 1999).

Nedre del av det sørlege flaumskredsystemet er begynt å gro att, av eit teppe med gråortrær på om lag 3-4 år. Dette er det sikraste teiknet på at det ikkje har vore flaumskred som har gått så langt ned, seinare enn tilsvarende tal år tilbake i tid, då ei flaumskredhending svært truleg ville øydelagt denne vegetasjonen. Den antekne alderen stemmer overeins med flaumskredet som skal ha gått i 2013, dersom ein går utifrå at både flaumskredet i 2011 og 2013 gjekk like langt ned, og at 2011-spora dermed kan vere delvis skjulte av 2013- spora. Dette er også noko ein har fått indikasjonar på frå lokale.

Informasjonen etter intervjuar med lokale viser elles stor skilnad i mengde informasjon om det sørlege og det nordlege flaumskredsystemet. At avsetjingane som er funne i det nordlege flaumskredsystemet ligg eit stykke frå Fv173, kan vere grunnen til at det finst langt mindre skredinformasjon frå det nordlege flaumskredsystemet enn frå det sørlege flaumskredsystemet, ettersom det i liten grad har påverka ferdsel ved Fv173 dei siste 100 åra.

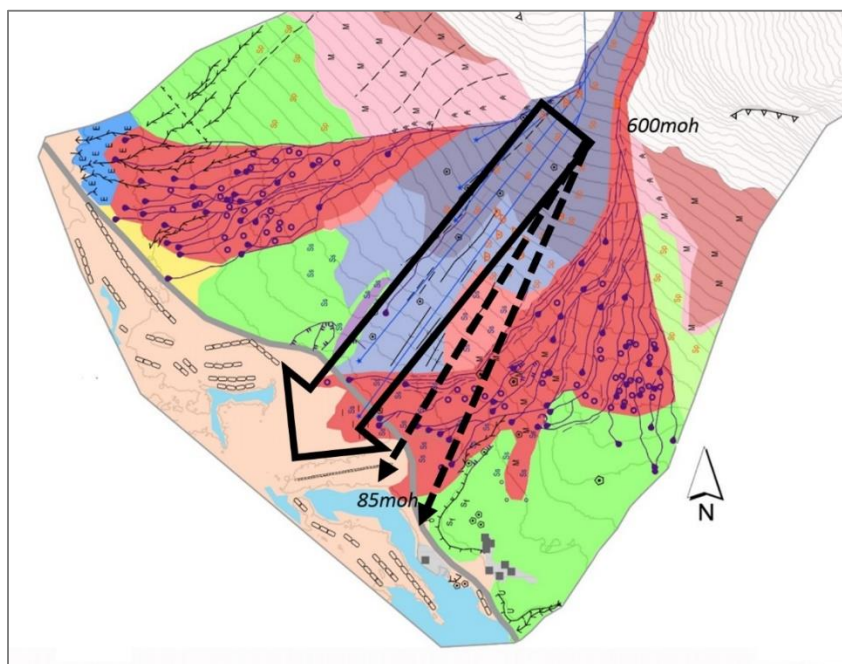
6.1.2 Spor frå fjellskred på vifta

Det vart under feltarbeidet ikkje observert andre spor i terrenget etter fjellskred enn dei fjellskreda som allereie er kartlagd av Schleier (2016). Skreda i Schleier (2016) går inn i kategorien for steinskred, basert på volum (NGI, Udatert), men er likevel omtala vidare som fjellskred, grunna den turbulente rørsla, og lengda på utlaupet, som er karakteristisk for fjellskred (Hermanns, 2015; Hermanns & Longva, 2012).

Sjølv om fjellskred ikkje er den mest dominante skråningsprosessen i forhold til dagens utvikling av Gråfonnvifta, kan den ha vore det tidlegare. Grunna den romlege plasseringa av morene ved pkt. 17 og 44 i Figur 5.2, samt det tynnare dekket av morene på kvar side av vifta i nord og sør, er det sannsynleg at heile området vifta ligg på, er dekkja av tjukk samanhengande morene, der nokre områder har blitt erodert bort. Det markante skiljet mellom morene og den bratte skråninga som leier ned til jordet (pkt.17 og 20 Figur 5.2), kan stemme overeins med erosjonsspora etter fjellskred. Fjellskred som har erodert gjennom morena har trulege også tatt opp og transportert vekk morenemateriale. Ei slik skredhending kan ha tilrettelagt for at flaumskred også har kunna gått her. Retninga frå kjeldeområdet til der fjellskredavsetjingane er funne, kan også stemme overeins med ei slik skredbane (Figur 6.1). Det er tvilsamt at flaumskreda åleine hadde hatt nok energi til å erodere seg gjennom morena,

og dermed er det ikkje sikkert at det sørlege flaumskredsystemet hadde sett ut som det gjer i dag, dersom ikkje eitt eller fleire fjellskred hadde gått her først.

Dei gjentekne fjellskreda kan i tillegg vere årsaka til at akkurat Gråfonnvifta har mykje større areal enn andre skredvifter i same dalføre (Figur 2.3). Basert på flybilete og DHM viser dei andre viftene berre teikn etter flaumskred- og snøskredaktivitet. At fjellskred har gått frå Gråfonnskaret, kan også ha ført til eksponering for forvittringsprosessar på nye delar av bergveggen. Dette kan igjen ha ført til ny tilførsel av materiale frå steinsprang, jamfør Spjeldnes (2015).



Figur 6.1 Utklipp av Figur 5.51, med svarte piler som viser moglege skredbaner for tidlegare fjellskred som kan ha endra det sørlege flaumskredsystemet.

6.1.3 Spor frå steinsprang og steinskred på vifta

Basert på observasjonane på Gråfonnvifta, og spesielt mengde materiale av kolluvium i ein større akkumulasjon ved apex, kan ein ikkje vere heilt sikker på om alt materiale kjem frå steinsprang, eller også kan komme frå steinskred i dette området. Basert på storleiken på nokon av blokkene i dette området, er det meir truleg at steinskred har blitt avsett her, og at dette materialet har vore for stort til at snøskreda eller flaumskred har klart å erodere vekk alt. Materialet har dermed fått ligge i ro over tid, og heller blitt påverka av forvittringsprosessar på staden. Samstundes har det truleg vore kontinuerlig påfyll av materiale frå steinspranghendingar, frå heile kjeldeområdet. Dette har lagt seg i same avsetjingsområde

som steinskreda (Devoli et al., 2011). Basert på argumentasjonen over, er steinsprangshendingane omtala vidare, også tolka som å kunne ha ein glidande overgang til steinskred.

Steinsprangmaterialet som er funne både i det sørlege flaumskredsystemet og i det Midtre området er svært kanta blokker (eks. Figur 5.22). Ettersom det truleg er kort tid sidan denne vart avsett, basert på spora i terrenget og på vegetasjonen i skråninga over blokkene, har det endå ikkje gått nok tid til at forvittringsprosessar har runda av kantane. I høve feltarbeidet vart det berre funne eit fåtals blokker ein er relativt sikker på at kjem frå steinsprang- eller steinskred, og ikkje frå eksempelvis morene. Sannsynet for at det finst fleire er svært stort ettersom det kan vere vanskeleg å identifisere steinsprang på ei overflate som i utgangspunktet er sterkt prega av stein og blokker, til tross for skilnad i avrunding. Til forskjell frå steinsprang, er morenemateriale ofte kantavrunda eller delvis runda. Avhengig av i kor stor grad steinsprangmaterialet har vore eksponert for forvitring, samt over kor lang tid, kan også avrunda materiale kome frå steinsprang. Andre skråningsprosessar kan også ta opp og transportere steinsprangmateriale lengre ned i skråninga, utan at det kan sjåast att på sjølve materialet. Basert på dette kan det dermed vere feil å tolke alle kanta blokker som materiale som kjem direkte frå steinsprang, ettersom ein veit at det på denne vifta også kan gå føre seg stor transport og re-mobilisering av materiale av snø- og fjellskred.

Etter ferdig kartlegging av Gråfonnvifta, kan det sjå ut som om det området som vart prioritert under feltarbeidet var i nedre utkant av der steinsprang har hatt høgst frekvens. Dette kan ha ført til andre inntrykk i felt, enn om ein hadde gått høgare opp i viftesystemet. Samstundes kan ein i det undersøkte området ha funne dei blokkene som har gått lengst. Desse blokkene har gått forbi det området som under andre forhold, utan skredprosessar som kan transportere vekk steinsprangmaterialet, kunne vore ein rein steinsprangtalus (Dorren, 2003; Blikra & Nemec, 1998).

Dei få blokkene som vart observert såg ut til å vere svært kanta, eksempelvis grunna oppdeling frå større blokker. Slike forhold kan stemme overeins med at det vart observert lause blokker i utløyingsområda for flaumskred med diametrar på mellom 15 -20 meter, medan blokkene som vart observerte i feltområdet var på opptil 3 meter i diameter. Dette kan tolkast som at ei stor blokk i rørsle kan ha fått høg nok fart til å nå langt nedover skråninga, men samstundes blitt delt opp på veg ned, jamfør Dorren (2003).

6.1.4 Spor frå snøskred på vifta

Dei fleste spora som er kopla til snøskred i det nordlege flaumskredsystemet, er mange tilfelle av små stein oppe på større stein eller blokk (eks. **Feil! Fant ikke referanseilden.** og Figur 5.40). Slike funn indikerer snøskred som har transportert materiale frå høgare opp i systemet, lagt seg over flaumskredkanalane og deretter dumpa materiale nøyaktig der snøen smelta vekk. Tilsvarande teikn vart funne fleire stader nedover i kanalen, men felles for alle spora var at dei låg eit lite stykke opp frå kanalbotnen. Kanalbotnen var som oftast enkel å definere i det nordlege flaumskredsystemet, ettersom det i alle laupa rant små bekkar med vatn, som vil renne gjennom dei lågaste delane av skredkanalane.

I det sørlege flaumskredsystemet er spora som er tolka som snøskredspor meir variert, men også færre, og dei er spreidd over eit større område enn i det nordlege flaumskredsystemet. Steinen som vart funne oppe på anna vegetasjon (Figur 5.24), låg nokre titals meter nord for hovudkanalen i ytre del av det sørlege flaumskredsystemet, blant busker og små trær. At vegetasjonen var relativt tett, og steinen såg ut til å vere fersk vert tolka som at steinen kan ha komme frå eit skred med stor nok kraft til å kaste lausmateriale utover. På denne måten kan bana til steinen gått gjennom lufta og ikkje langs bakken, og dermed *ikkje* lagt igjen eit samanhengande spor nedover skråninga. Jamfør Confortola et al. (2012) og Ward (1985), kan eit slikt scenario ha skjedd som følgje av at eit snøskred har blitt tvinga til eit retningsskifte, eller blitt stoppa brått og dermed kasta materiale framover i den originale rørsleretninga. Hadde eit snøskred treft området steinen låg i med ein meir sigande masse, der mesteparten av rørsla og friksjon skjer mot underlaget og resten flyt oppe på, ville heile underlaget med vegetasjon vore sterkt påverka, noko den ikkje var ved funntidspunktet. Flaumskred kan også kaste stein oppover og ut frå skredlaupet, men ettersom vegetasjonen under steinen var maksimalt 1-2 år gamal, og det ikkje var synleg materiale som grus, sand eller stein, verken ved steinen eller i groper i terrenget, blir ikkje flaumskred vurdert som sannsynleg her. Derimot kan sørpeskred tenkast å ha frakta stein utan å øydelegge vegetasjonen. Dette er ein type skredprosess som er mellom flaumskred og snøskred med omsyn til innhald og rørslemønster, og inneheld svært mykje flytande vatn (Norem & Sandersen, 2014). Sørpeskredet vil difor berre utløysast dersom det er nok tilgjengeleg vatn til stades. Eksempelvis kan det løysast ut av eit metta snødekke som har vore utsatt for regn, eller ved brot på eit oppsamla vasslager, som vidare settar eit snødekke. Dersom sørpeskred var tilfelle her, er likevel truleg at ein hadde funne meir materiale enn berre denne steinen, ettersom funntidspunkt må vere relativt kort tid etter hendinga, basert på alder på vegetasjonen. Utifrå

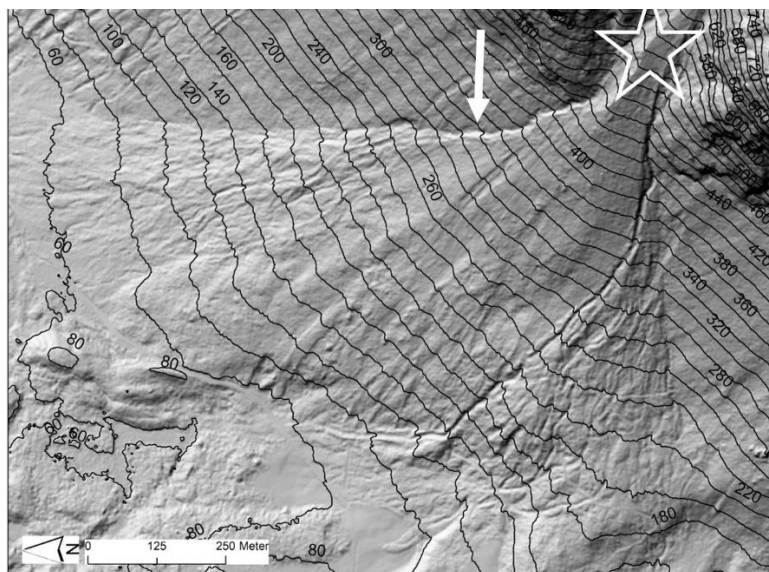
observasjonane i felt og diskusjonen over vert steinen i Figur 5.24 tolka som å mest truleg stamme frå snøskred.

Treet som har mista toppen (Figur 5.17), *kan* ha blitt treft av steinsprang, men det vart ikkje observert områder i nærleiken av treet kor ein sprettande stein ville fått nok energi til å knekke stammen så tvert av som det må ha skjedd i dette tilfellet. Steinsprang er dermed vurdert som ei lite sannsynleg årsak, til tross for at stein truleg kan sprette svært langt. Meir truleg er det at spora stemmer overeins med eit tørrare snøskred, med skredvind som har ført til skade på tretoppene, jamfør Figur 3.12. Informasjon frå lokale tilseier at dette skredsporet kan stamme frå ei snøskredhending vinteren 2006/2007. I høve denne hendinga vart det opplyst om at mange tretoppar vart funne på nedsida av Fv173, lengst vekk frå kjeldeområdet etter snøskredet hadde gått (Vedlegg A). Rett nok er det kjend at skredvind også kan passere lengste utlaup for sjølvne snømassane (Larsen, 2002), og andre snøskred som har gått kortare på eit anna tidspunkt kan difor også vere årsaka til skadane på dette aktuelle treet.

Nokre av dei små steinane som vart funne oppe på blokker, vart noko oppsiktsvekkande funne midt i, og lågt nede i kanallauget i SørF. Slike funn tolkast som at det ikkje har vore nok rennande vatn i kanalen etter snøen smelta til at materialet har blitt vaska vekk etter avsetjing. Sjansen for at lausmaterialet kunne ha trilla ned frå kanalsidene nyleg vart nøye vurdert, men ettersom det ikkje fanst tydelege kanalveggar, levéar eller andre forhøgingar i terrenget ved funnstaden som materiale kunne ha trilla ned frå, vert dette vurdert som lite truleg. Dermed kan funna tyde på at det er svært lite eller ingen aktivitet i form av fluviale prosessar i sørlege flaumskredsystem bortsett i frå tida under skredhendingane.

Det er heilt klart observert fleire spor etter snøskred generelt i det nordlege flaumskredsystemet enn på resten av vifta, sjølv om det er funne spor over heile viftesystemet. Forskjellen kan ligge i at forhold for at snøskred skal kunne erodere i underlaget, jamfør Luckman (1992), har vore meir gunstige over det nordlege flaumskredsystemet, enn over områda rundt. Dette kan ein også få inntrykk av utifrå bilete av skyggerelieff av terrenget (Figur 6.2). I øvste del av det nordlege flaumskredsystemet kan ein få inntrykk av at rotpunktet i det nordlege flaumskredsystemet er flytta vekk frå apex. Dette kan ha skjedd som følge av repeterande snøskred som over tid har erodert vekk tydelege spor etter flaumskredprosessar øvst i det nordlege flaumskredsystemet. Dette gir også inntrykk av eit flaumskredsystem der flaumskreda blir utløyyst lengre ned i systemet enn det som i utgangspunktet er definert som utløytingsområdet (Figur 5.1). Tilsvarende er ikkje tilfelle i

det sørlege flaumskredsystemet, der apex i flaumskredsystemet tydeleg fell saman med apex på sjølve Gråfonnvifta.



Figur 6.2 Illustrasjon av forskyving av rotpunktet (apex) til det nordlege flaumskredsystemet (Produsert av S. Skei basert på lidardata frå NGU, 2008).

Ut i frå dei diskuterte faktorane i dette delkapitlet, er skredtypane som vert vurdert som viktigast i forhold til påverknaden på flaumskred ved Gråfonnvifta i dag, snøskred og steinsprang-/eventuelt steinskred.

6.1.5 Samverkande prosessar

Det er lite truleg at Gråfonnvifta kunne ha blitt bygd opp som følgje av berre ein av skredprosessane som er skildra over. Dersom flaumskred åleine skulle danna viftesystem frå same utgangspunkt, kunne det tenkast at det hadde blitt danna berre ei lita vifte rett under apex, der utløysings-, transport- og avsetjingsområda tilhøyrande dei i dag separate flaumskredsystema, hadde overlappa kvarandre. Denne tolkinga er basert på teorien om at snøskreda og den store akkumulasjonen av kolluvium rundt apex, i dagens situasjon har tvunge dei to flaumskredlaupa utover til kvar si side.

Dagens apex, der flaumskredsystema er separerte av ein større akkumulasjon av kolluvium, ville truleg ikkje eksistert, ved berre flaumskredprosessar i studieområdet. I staden ville området heller truleg vore prega av ein eller fleire godt definerte kanalar, avhengig av frekvens, storleik og mengde materiale tilgjengeleg. Utan andre skredprosessar, ville heller ikkje utløysingsområdet til flaumskredsystema få tilført nytt potensielt skredmateriale, ettersom materialet som ligg ved apex i dag, utelukkande er kolluvium eller forvitra kolluvium.

Grunna utlaupslengda til fjellskred, samt den turbulente rørsla og opptak av materiale til skredet, ville desse truleg heller kunne laga ei flat og konkav vifteform der Gråfonnvifta ligg i dag. I staden ville truleg endå større akkumulasjonar ligge i dalbotnen, enn det som er tilfelle i dag. Dette er rett nok avhengig av frekvens. Som nemnd i Kap. 3.3.1 skjer det statistisk sett ikkje fleire fjellskredhendingar enn 1-2 per 100 år på landbasis.

Ettersom steinsprang og steinskred normalt avsett materiale i talus, og ikkje lengre ned i skråninga, ville desse prosessane truleg danna ei bratt vifte. Vifta ville derimot ikkje fått den flate, og nærmast alluviale forma den har ved lengste utlaup nordover, eksempelvis frå pkt. 40 og nedover mot Fv173, i Figur 5.2.

I tillegg til at snøskred i liten grad sjølv eroderer berg, og difor ikkje ville kunne tilført store mengder materiale utan andre skråningsprosessar, er skråningar påverka av snøskred ofte konkave, jamfør (Ward, 1985). Dette stemmer overeins med dei ytre delane av vifta, samt området over det nordlege flaumskredsystemet, men ikkje området over det sørlege flaumskredet eller rett under apex, som er konveks. Grunnen til at Gråfonnvifta i dag er konveks, er truleg grunna kontinuerlig tilførsel av steinsprang- og eventuelt steinskredmateriale.

Dei ovannemnde faktorane er argument for viktigheten av kvar av dei ulike skråningsprosessane som er funne på denne skredvifta, og måten dei saman byggjer vifta. Flaumskred er ein klart dominerande prosess, basert på teikna på overflata, men ein må gå utifrå at forholda for flaumskred kan ha vore ulik bakover i tid, og denne prosessen kan ha hatt ulik viktighet for vifta tidlegare. Ein indikasjon på dette, er det klare skilje mellom det inaktive og det aktive området i det sørlege flaumskredsystemet. Forskjellen kan ha kome av endring i materialtilførsel, endra klima, eller spesielt store skredhendingar som har ført til brå endringar i systema. Dette blir vidare diskutert i Del 3 i dette kapittelet.

Under klima og forhold som er gunstige for både snøskred og flaumskred vil desse verke saman i vifteoppbygginga ved at snøskred flyttar rundt på skredmateriale frå flaumskred og fordeler skredmaterialet i tynnare lag og jamnare utover ei skråning, enn det som er typisk for lobar og levéar (Luckman, 1992). Vifta vil få ei jamnare overflate, enn ved påverknad av berre flaumskred, noko som stemmer godt overeins med forholda ved Gråfonnvifta. Snøskred kan påverke skråningsmateriale ved å flytte materialet rundt, og dermed både fjerne og tilføre materiale i gunstige posisjonar for flaumskred. Eksempelvis vart blokkene i nedre del av studieområdet ved Fv173 (pkt. 23 i Figur 5.2 og Figur 5.13) re- mobilisert av eit snøskred i

mars 1955 (Vedlegg A). Desse blokkene ligg mest truleg ikkje gunstig plassert i forhold til å bli transportert vidare av flaumskred, men viser kor stor transportkapasiteten eit snøskred i studieområdet kan vere. Snøskred blir dermed generelt vurdert som ein viktig faktor i omfordeling av skråningsmateriale på Gråfonnvifta, jamfør Freppaz et al. (2006) og Confortola et al. (2012).

Forma på Gråfonnvifta tilseier ulik dominant skredpåverknad i ulike delar, og dette er også vist i Figur 5.49. Med kjeldeområdet si sterkt konvergerande form, og sjølv vifta si divergerande form, skjer det ein teoretisk overgang i forhold til generell skråningsstabilitet akkurat ved apex (Sidle & Ochiai, 2006). Over apex blir materiale og overflatevatn styrt mot apex, medan det under apex ser ut til å bli spreidd utover ein i teorien meir stabil skråning enn over apex. Vidare blir det ført ned i flaumskredsystema, som på mange måtar ligg lågast i terrenget av områda på vifta. Ein slik høgdeforskjell i terrenget vil mellom anna føre til at flaumskredsystema også kan bli tilført vatn frå eit større område enn det som er rett ovanfor kanalane. Dette kan skje som overflateavrenning, eller drenering gjennom lausmassane, og kan forklare at det nokre stader kjem flaumskredkanalar rett ut frå ein skredkant, eksempelvis ved pkt. 14 i Figur 5.2. Utspring av vatn drenert gjennom lausmassar, kan også føre til flaumskredutløysing midt i ein kanal.

6.2 Forskjellar mellom det sørlege og nordlege flaumskredsystemet

Utifrå dei diskuterte aspekta over, og korleis terengoverflata elles ser ut på vifta i dag, står det sørlege og nordlege flaumskredsystemet fram svært ulikt. Dei har relativt lik helling i over 400moh, men den totale transportvegen, målt frå øvste del av kanal til lengste utlaup nede på vifta, er lengre i det sørlege flaumskredsystemet enn i det nordlege flaumskredsystemet (Figur 5.44). Forskjellane viser seg også i både utløysings-, transport – og utlaupsområdet.

I utløysingsområdet ser det ut til å vere meir steinsprangmateriale som blir styrt direkte ned i det sørlege flaumskredsystemet, ettersom denne kanalen har sitt startområde rett under ein sterkt oppsprokken bergvegg (Figur 5.3). Bergveggen gir kanalen tilførsel av svært grovt materiale som kan utføre eit stress på underlaget når det treff bakken, skildra i Dorren (2003). Dersom bakken allereie er metta og har eit høgt porevasstrykk, kan det tenkast at ein slik situasjon kan vere nok til å sette små og fine partiklar i bevegelse, og at grove partiklar som dermed mister støtta av dei finare partiklane, også følgjer med i bevegelsen, jamfør Iverson (1997). Under rette forhold kan skredet auke i storleik og omfang, og utvikle seg til å bli eit fullt utvikla flaumskred.

Basert på foto og flyfoto ser det kolluviale materiale ved apex ut til å ha ein kornstorleik ned til grus og sand, noko som er finare enn dei stein- og blokkstorleikane ein kunne forventa seg så nære eit kjeldeområde for steinsprang. Dei finare kornstorleikane kjem mest truleg grunna forvitring av materiale som har ligge over tid, jamfør Berti et al. (1999). Dette kan tyde på at materiale i sona mellom flaumskredsystema ved apex, har fått ligge i ro utan å raskt bli fjerna ned til fjell, som nemnd truleg grunna ein større akkumulasjon av materiale, eksempelvis steinskredavsetjing. Forvitring har over tid gjort det kolluviale materialet til ei heterogen blanding av ulike kornstorleikar, truleg også ned til silt og leire (Berti et al., 1999, sjølv om dette ikkje visast på flybileta. Dette er basert på funna lenger ned i flaumskredkanalane, med basseng av oppsamla finmateriale. Det er nødvendig med fine kornstorleikar som silt og leire, for at lausmassane skal kunne halde på vatn. Sjølv om leire er tilnærma impermeabelt, kan vatn over tid trenge inn og bli bundne til leirpartiklane (Brattli, 2014a, 2014b).

Utløysingsområdet for begge flaumskredsystema er mellom 35-45°, noko som er tilsvarande med friksjonsvinklane på fin sand til grus. Dermed kan slike fine massar i teorien samlast opp i utløysingsområdet og etterkvart forvitrast oppe i systemet. Kolluvialt materiale vil også vere dårleg sortert, noko som gjev betre pakka lausmassar med låg porøsitet (Brattli, 2014b). Betre pakka lausmassar kan igjen føre til at friksjonsvinkelen blir høgare, og det skal endå brattare helling til før massane raser ut av seg sjølv. Den låge porøsiteten kan derimot gi dårlige eigenskapar for å halde på vatn, men kan tenkast å gje raskt auka porevasstrykk, dersom mykje vatn skulle bli tilført samstundes.

I det nordlege flaumskredsystemet ser kanalen ut til å ha greve seg ned i eldre, og i det mogelegvis forvittra kolluviale materialet. Observasjonar av bakkantar horisontalt inn i det akkumulerte kolluviale materiale ved apex, kan tyde på tidlegare utglidingar av skråningsmateriale herifrå (Figur 5.29). Grunna retning og posisjon på bakkantane, med opninga mot øvste del av nordlege hovudkanal, er det svært truleg at det skråningsmateriale må ha rasa vidare ned i hovudkanalen i det nordlege flaumskredsystemet. Det kan derimot ikkje utelukkast at det utrasa materiale i staden kan ha blitt transportert vekk av snøskred, ettersom denne prosessen også er aktiv i same området, og mogelegvis har høgare frekvens enn flaumskred, basert på lokal informasjon. Til samanlikning er det ikkje observert tilsvarande bakkantar med opning mot hovudkanalen i det sørlege flaumskredsystemet.

Transport – og utlaupsområdet går gradvis over i kvarandre i begge systema, men i det sørlege flaumskredsystemet er desse områda prega av ein tydeleg hovudkanal, der gradvis

betre utvikla levéar har blitt avsett i fleire generasjonar utover frå kanalen, nedstraums langs hovudkanalen i det sørlege flaumskredsystemet. I det nordlege flaumskredsystemet er det eit stort tal aktive kanalar. Mange stader har kanalane blitt tvungne inn i nye laup som gjer at kanalen som står fram som mest aktiv og tydeleg ved apex, ikkje heng direkte saman med kanalen som verkar mest aktiv og tydeleg lengst ned i avsetjingsområdet. I det nordlege flaumskredsystemet er avsetjingane for det meste lobar. Mange av dei er relativt små og er avsett i terreng brattare enn 25° . Langs hovudkanalen i det nordlege flaumskredsystemet vart det fleire stader observert fjell i dagen, utan at kanalen var greve langt ned i forhold til terrenget rundt. Dette kan vere ein indikasjon på tynt lausmassedekke, og som kjent i Meyer et al. (2012) krev det mindre vatn å mette tynne dekke enn tjukke dekker med lausmassar. Hyppig metting av tynne lausmassedekke kan igjen føre til hyppigare utløysingar, ofte av mindre flaumskred. Lausmassane i det nordlege flaumskredsystemet er for det meste sorterte stein og blokker. Noko grus og sand, med innhald av silt finst i bakevjer i skredkanalane. Skimmer i lausmassane, som finkorna glitter tolkast som at det fins glimmer i studieområdet. Som skildra i Brattli (2014b) og Ramberg et al. (2006) vil glimmer kunne forvitte forholdsvis raskt ned til leire.

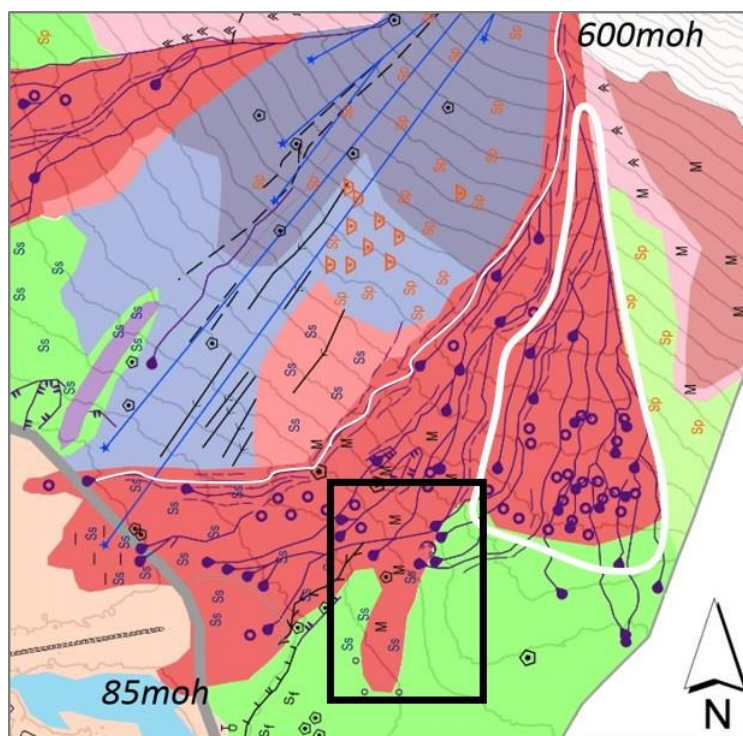
6.2.1 Energi i skredhendingar og endring i skredlaup i dei to flaumskredsystema

Ettersom det er så stor skilnad mellom det nordlege flaumskredsystemet, der heile systemet ser ut til å ha blitt brukt jamleg, er det i det sørlege flaumskredsystemet er eit større område som har vore inaktivt over lenger tid. Det kan tenkast at forskjellane kan ha med ulike forhold knytt til energi og frekvens i skredhendingane.

Hyppige utløysingar av flaumskred frå eitt utløysingspunkt vil føre til mindre masse i dei enkelte skreda, dersom materialtilførselen er konstant. Eventuelle utløysingar av skred kan også skje i andre delar av kanalen enn berre i utløysingsområdet heilt øvst, dersom materialet blir flytta gradvis nedover av fleire og mindre separate hendingar (Decaulne et al., 2005). Dette kan sjå ut som har vore tilfellet i NordF der det er observert gjentekne tilfelle av lobar som er lagt igjen midt i ein kanal, til tross for helling på meir enn 25° . Neste hending har då måtte danne eit nytt skredlaup. Kanalnettverket har dermed blitt svært kaotisk, og overflata i det nordlege flaumskredsystemet er sterkt prega av lobar, men ikkje like prega av levéar. Slike avsetjingsforhold kan kome av at det ikkje har kravd stor motstand for å stoppe heile flaumskredhendinga. Grunna lite energi framover har om lag alt materialet i flaumskredet blitt stoppa opp ved motstand mot yttersidene og fronten, der normalt berre ytterdelane av skredet ville blitt bremsa opp og lagt igjen som levéar, medan resten av skredet fortsette framover.

Ettersom hendingane må ha vore små, kan materiale ha blitt avsett også i relativt bratt terreng, som skildra i Jakob (2005). Dette kan ha ført til hyppig oppfylling av skredmateriale i skredkanalane, og vidare ført til danning av nye skredkanalar.

I det sørlege flaumskredsystemet indikerer den eine tydelege skredkanalen, utan verken hyppige avsetjingar midt i kanalen, eller mange kanalskifter, at flaumskredhendingane for det meste har vore så store og energirike at dei har gått heile vegen frå øvste del av utløysingsområdet over apex, og heilt ned til jordet ved 85 -90moh og helling på om lag 15°. Dette har truleg endra seg, basert på at det i dag er to områder i det sørlege flaumskredsystemet som skil seg frå kvarandre i kor aktive dei har vore i seinare tid. Denne tolkinga er gjort på grunnlag av observasjonar av eit stor tal både mindre og større lobar, dekkja av velutvikla vegetasjon, som ligg høgare opp i terrenget og ved brattare hellingsgrader, i den sørlege, enn i den nordlege delen av det sørlege flaumskredsystemet (Figur 6.3).



Figur 6.3 Det sørlege flaumskredsystemet går heilt ned til 85moh, og hovudkanalen i dagens aktive område har nesten ingen kanalskifter (kvitt linje). Det inaktive området er ramma inn i kvitt, og moreneryggen som delvis er erodert av flaumskred er ramma inn i svart. Utklipp av Figur 5.51.

Det som er tolka som dagens mest aktive område, ved hovudkanalen i det sørlege flaumskredsystemet, er om lag heilt fritt for vegetasjon i kanalen, og få eller ingen hendingar har stoppa i kanalen, eller fylt den opp slik at seinare flaumskredhendingar har skifta laup.

Slike funn kan tyde på at flaumskreda som har gått i hovudkanalen i seinare tid, har vore større og hatt meir energi slik at dei også har gått lengre enn dei som gjekk lengre sør tidlegare. Slike endringar kan spegle att endringar i eksempelvis vatn- og/eller materialtilgang.

Det kan også tenkast at det har gått svært lang tid mellom flaumskreda for ei tid tilbake, som har gitt svært god tilgang på materiale når flaumskredet først vart løyst ut. Skredet vart då så stort at det endra retninga på heile systemet. Som nemnd i Kap. 6.1.2, har truleg erosjon frå fjellskred gjort det mogeleg for flaumskred å nå dei delane av moreneryggen som i dag grensar til den sørlege delen av det sørlege flaumskredsystemet (Figur 6.3 og pkt. 18 i Figur 5.2).

6.2.2 Fluvial aktivitet og skredmateriale i flaumskredkanalane

Med kort geografisk avstand mellom flaumskredsystema, og antatt like nedbørsforhold og tilgang til materiale for begge flaumskredsystema, ville ein i utgangspunktet kunne anta at materialet nede i flaumskredsystema også ville vore relativt likt avrunda. At materiale i skredkanalane er likt, er ikkje det inntrykket ein får etter å ha vore i felt. Materialet i kanalane er meir avrunda i det nordlege flaumskredsystemet enn i det sørlege flaumskredsystemet, noko som kan tyde på ein større fluvial aktivitet i det nordlege flaumskredsystemet mellom skredhendingane, enn i det sørlege flaumskredsystemet. Dette fordi fluviale prosessar over tid vil slipe materiale, og gjere det rundare. Det delvis runda materialet som vart observert i det sørlege flaumskredsystemet, er tolka som morenemateriale, som er erodert fram frå dei stadene skredkanalane har erodert seg ned i terrenget.

Ein støttande faktor til meir fluvial aktivitet i det nordlege flaumskredsystemet er at det i nesten alle delane av det nordlege flaumskredsystemet som vart undersøkt i felt, vart observert vatn i botnen av kanalane. Til samanlikning vart det ikkje observert rennande vatn i det sørlege flaumskredsystemet. Det er rett nok observert våte områder i lausmateriale heilt i toppen av utløysingsområdet, i overgangen mellom kjelde- og utløysingsområdet til det sørlege flaumskredsystemet. Dette ser ut til å kunne ha kome ut mellom lausmassane og fjellveggen (Figur 5.4), men det er på flyfoto ikkje synlege stader der vatn kan ha samla seg opp på overflata. Dette kan indikere at vatn anten kan kome frå nyleg smelta snø, eller vore haldt tilbake i lausmassane, men nyleg blitt drenert ut. Eventuelt kan vatnet ha vore samla i eit lager som ikkje er synleg på overflata, eksempelvis som grunnvatn, der noko kjem ut att i dagen gjennom eit grunnvassutspring.

Det er uklart om det rennande vatnet i de nordlege flaumskredsystemet kan vere nok til å løyse ut skred. Truleg var vassnivået på sitt lågaste under perioden for feltarbeid ettersom dette var på haustsesong, det ikkje var meir snø igjen oppe i systemet, og at det var og hadde vore ein tørr periode. Det kan dermed vere langt meir vatn i systemet ved andre, og våtare periodar.

Materialet på toppen av avsetjingane i det nordlege flaumskredsystemet er også langt meir avrunda enn i det sørlege flaumskredsystemet. I det nordlege flaumskredsystemet er ein ekstra sikker på at skredmaterialet ikkje kjem frå morene, ettersom materialet er sortert, og i stor grad er lagt igjen oppe på terrenget. Det finst heller ikkje områder der kanalen er erodert ned eller inn i det materialet ein har tolka som morene som ligg høgare opp i skråninga. Dermed er det avrunda materialet høgst truleg kolluvialt materiale som har blitt avrunda over tid. Grunnen til skilnaden i avrundinga av materialet i dei to flaumskredsystema kan då kome av at det sørlege flaumskredsystemet kan ha fått tilført meir grovkanta materiale seinare i tid enn det nordlege flaumskredsystemet, og har difor materiale som står fram som meir kanta i dag. Forskjellen kan eksempelvis vere grunna endring i materialtilførsel. Auke i materialtilførselen, gjennom eksempelvis steinsprang, ville truleg kunne føre til større og meir energirike hendingar, med påfølgande endring i retning på flaumskredsystemet, slik tilfellet har vore i det sørlege flaumskredsystemet.

DEL 2

6.3 Påverknad på flaumskredutløysing frå andre skredprosessar og ytre forhold

Det er i Kap. 5.8 vist at det ikkje er funne nedbørsmengder som har vore i nærleiken av terskelverdien på 8% av årsnedbør over eitt døgn i førekant av dei skredhendingane som har blitt undersøkt i denne masteroppgåva. Det er likevel vanskeleg å seie sikkert om nedbørsmengder tilsvarande denne verdien tidlegare kan ha løyst ut flaumskred ved Gråfonnvifta, ettersom det verken har blitt fanga opp så store nedbørsmengder per døgn, eller flaumskredhendingar i laupet av Måleåret15/16.

Dei store skilnadene på årsnedbør mellom dei ulike brukte stasjonane indikerer at nedbørsforholda i området varierer kraftig, og at studieområdet skil seg frå områda rundt. Nedbørsmålingane som er gjort i førekant av dei to kjende flaumskredhendingane, Kap.5.9, er

gjort ved andre stasjonar enn Stasjon1. Ein kan dermed ikkje vere heilt sikker på at desse verdiane er representative for faktiske nedbørsmengder ved Gråfonnvifta.

Data frå meteorologiske stasjonar i området rundt studieområdet, viser at det i førekant av både april 2013-hendinga og august 2011-hendinga kom svært lite eller ingen nedbør siste veka før desse flaumskreda (Figur 5.51 og Figur 5.52). Dette betyr av jorda må ha hatt kompetanse til å halde på vatn over lengre tid, og dermed også må ha kornstorleikar ned til silt eller mindre (Berti et al., 1999; Brattli 2014b). Eventuelt må vatn har blitt tilført på andre måtar enn frå nedbør, eksempelvis frå rask snøsmelting. Meyer et al. (2012) har vektlagt viktigheten av snødekke i samband med vurdering av kritiske nedbørsverdiar. Opplagra snø kan minske behovet for nedbør i mengde eller intensitet for at utløyising av flaumskred skal kunne skje, ettersom smeltevatn kan bidra til å mette jorda med vatn.

6.3.1 Meteorologiske forhold ved kjende skredhendingar

For skredhendinga 15. april 2013, kan smeltevatn frå snø spesielt ha vore ein sentral faktor. Dette fordi det vart målt ei generell auke i temperatur på om lag 10°C ved alle dei brukte meteorologiske stasjonane dei siste dagane før skredet gjekk, med ei påfølgande tydeleg endring i snødekket ved Mannen (61410) og Grønning (60620) i etterkant av dette (Figur 5.53). Sjølv om ikkje tilsvarende forhold treng vere tilfellet ved Gråfonnvifta, blir det vurdert som svært sannsynleg, spesielt basert på den gode korrelasjonen mellom Mannen (61410) og Stasjon1 med omsyn til temperatur (Figur 5.50).

På bilete frå dei tre ulike overvakingskamera blir det vist at det i vårsesongen 2015 låg snø lengre i kjeldeområdet til det sørlege flaumskredsystemet enn i kjeldeområdet til det nordlege flaumskredsystemet. Første foto utan snø tatt av KameraVest i overvakingsystemet vart tatt 19.august 2015. I forhold til flaumskredet som gjekk 3.august 2011, kan det dermed også ha lege att snø i bergveggen fram til perioden for denne aktuelle skredhendinga. Snø kan dermed ha vore ei viktig årsak til at også flaumskredet i 2011 vart utløyst, sjølv etter ein periode med lite nedbør.

Til trass for at det ikkje vart fanga opp store nedbørsmengder i perioden før flaumskredet som gjekk 3.august 2011, kan ein heller ikkje sjå vekk i frå lokal intens nedbør på denne tida av året som kan løyse ut skred. Ettersom dei andre nedbørsstasjonane som vart nytta i høve undersøkingar av august2011- hendinga ligg i andre dalføre enn studieområdet, er det ikkje garantert at lokale og korte intense regnbyer over studieområdet vil bli fanga opp av dei omkring-liggande stasjonane, eksempelvis som konvektive regnbyer. Frå andre studiar veit

ein også at slike regnbyer har vore utløysande faktor for jord – og flaumskredhendingar i andre delar av Romsdalen (Rapp & Strømquist, 1976).

Til tross for berre små nedbørsmengder i førekant av dei to flaumskredhendingane i 2011 og 2013, ser ein at det ved Gråfonnvifta likevel skjer skredhendingar som utviklar landskapet ved skredhendingar, også i periodar utan spesielt store nedbørsmengder. Og dersom lokal nedbør ikkje er grunnen til utløysinga av flaumskredet i august 2011, forsterkar dette viktigheten av vasstilførsel frå smeltande snødekke, samt jordarten sin kompetanse til å halde på vatn over tid.

6.3.2 Effekten av snøskred og steinsprang på flaumskredsystema

Ettersom kjeldeområdet er relativt stort, og informasjon frå lokale tyder på at steinsprang skjer gjennom heile året, vert steinsprang som skråningsprosess som nemnd vurdert som den viktigaste kjelda for nytt materiale til viftesystemet. Ved apex, der det meste av det kolluviale materialet vert avsett, ligg forholda godt til rette for å bli transportert vidare nedover av andre skråningsprosessar. Materialet som blir tilført er, basert på flyfoto, både stein og blokkstorleikar opptil fleire titals meter i diameter. Vidare blir materiale forvittra og brote ned til mindre kornstorleikar over tid. Forvitring er truleg grunnen til at området ved apex, basert på flybilete frå Statens Kartverk (2016a) ser ut til å ha eit fleire meter tjukt dekke av kolluvium av ulike kornstorleikar frå blokk til grus. Det er ikkje mogeleg å sjå frå flybileta om det også finst sand og mindre kornstorleikar, men dersom forvitring av materiale er tilfelle, er det svært sannsynleg at det finst fragment av alle kornstorleikar i området. Begge flaumskredsystema startar i området ved apex, men ettersom mengda av kolluvialt materiale er stort, har dei to flaumskredkanalane ikkje klart å erodere seg gjennom massane slik at dei to flaumskredsystema kjem i kontakt med kvarandre. I staden vert kanalane tvinga ut til sidene på vifta, mot nord og sør (Figur 5.49).

Oppsamla snø i fonner utvidar perioden der det finst mogelegheit for tilførsel av vatn, også utanom nedbørsperiodar. Snøsmelte skjer spesielt utover vår- og sommarsesongen.

Variasjonen i temperatur vil avgjere om smeltinga skjer ved høge lufttemperaturar og frigjer store mengder vatn over ein kort periode, eller over kaldare periodar med frigjering av vatnet over lengre tid. Nedbør i form av regn som kjem ned på eit snødekke er også kjend for å føre til kraftig og rask snøsmelting. Kompetansen til lausmassane på staden vil vere avgjerande for kor mykje og kor lenge vatn kan bli lagra i lausmassane.

At snøskred kjem oftare ned over det nordlege flaumskredsystemet i vårsesongen, medan snøen ofte ligg att over det sørlege flaumskredsystemet langt utover sommarsesongen, indikerer ulike forhold i kjeldeområdet. Deriblant korleis topografiske forhold gjer området meir eller mindre gunstige for utløysing av skred. Ettersom hellingsgrad og snøforhold vert vurdert relativt like eller tilsvarande i områda over apex, kan det i større grad dreie seg om forhold kopla til orientering mot sola og overflatetopografi.

Orienteringa på dei to bergveggane er ulike, og fører til at utløysingsområdet til dei to flaumskredsystema er ulikt eksponert for sola. Dette kan sjåast i Figur 6.4. Medan veggen over det sørlege flaumskredsystemet ligg meir i skuggen for solinnstråling, ligg bergveggen over det nordlege flaumskredsystemet meir eksponert for sola. Over det nordlege flaumskredsystemet vil snøen derimot bli utsett for temperaturvariasjonar grunna sola, som raskare kan smelte snøen, medan skuggeforholda over det sørlege flaumskredsystemet vil kunne bevare snødekket lengre utover sesongen.



Figur 6.4 Eksempel på snøskred som har gått frå bergveggen over NordF, og lagt seg over NordF slik samlege snøskred oppdaga frå overvakingssystemet i Måleåret15/16 har gjort. Skredavsetjinga på fotoet kan komme av fleire snøskred (Foto: Lena Rubensdotter, 24.04.2015 kl. 17:23).

Snøskred kan også føre til endring i den romlege fordelinga av kvar det finst opplagra snø, noko som vidare kan føre til ulike responsar i ulike delar av viftesystemet; snøskred frå høgt oppe i kjeldeområdet vil for det første transportere mykje av snøen vekk frå dei høgst-

liggande områda. Mengda smeltevatn frå toppen vil dermed minske i forhold til utgangspunktet. For det andre kan store snøskred som går langt ned i skråninga legge att hardpakka snø som vil bruke lengre tid å smelte, i forhold til ikkje-omvandla snø som har falt som nedbør på same stad. Snøskredavsetjingane kan dermed ligge att i terrenget sjølv om snøen elles er smelta. Dermed kan området få tilførsel av smeltevatn lengre utover sesongen.

Kor store snøskreda som vert rekna som normale i studieområdet er, og kor langt ned den omvandla snøen frå snøskredavsetjingane kan hamne, er umogleg å seie sikkert. Utifrå spora i terrenget kan dei normale snøskreda truleg dreie seg om fleire mindre snøskred som har erodert dei same områda gong på gong, jamfør hendinga vist i Figur 6.4. Snøsmelte har dermed blitt tilført om lag same område gjentekne gonger. Området ligg ved pkt. 35 i Figur 5.2. Tydelege erosjonsspor og lobar vart observert i felt i her, og erosjonsspora var ikkje dekkja av vegetasjon, og er dermed tolka som maksimalt nokre få år gamle. Dei relativt få snøskreda som har vore veldig store og gått heilt ned til lengste utlaup og kryssa Fv173, er naturleg nok likevel dei som blir opplyst om av dei lokale, ettersom desse truleg er enkle å hugse. Dette kan vere fordi dei har påverka dagelege rutinar, eksempelvis ferdsel, eller vore til direkte fare for folk.

Basert på nedre del av skråningsprofilar til hovudkanalane i det sørlege og nordlege flaumskredsystemet (Figur 5.44), kan forskjellane i form under 400moh stemme overeins med tolkinga av at dei to flaumskredsystema er ulikt påverka av dei andre prosessane på vifta. Den konkave forma i det nordlege flaumskredsystemet stemmer overeins med snøskredaktivitet, jamfør Luckman (1992). Profilet til det sørlege flaumskredsystemet er rettare, noko som kan stemme overeins med steinsprangaktivitet, jamfør Dorren (2003). Samstundes veit ein at dette området under 200moh også er dominert av ei tjukk avsetjing av morene, og at dette difor kan ha påverka forma på profilet. I tillegg er denne delen av skråninga langt nedanfor området som er tydelegast dominert av steinsprang (Figur 5.51).

6.3.3 Sprekkar i berget i forhold til topografi

Ettersom forholda for steinsprang og snøskred over tid ser ut til å ha påverka heile vifta, rett nok ulikt, kan årsaka til dei store forskjellane i det sørlege og det nordlege flaumskredsystemet ligge i grunnleggande forhold, som eigenskapar i berggrunnen og lausmassar i utløysingsområdet. Berget over dei to flaumskredsystema er ulike i forhold til oppsprekkingsgrad, og berget over det nordlege flaumskredsystemet er mykje slettare enn berget over det sørlege flaumskredsystemet.

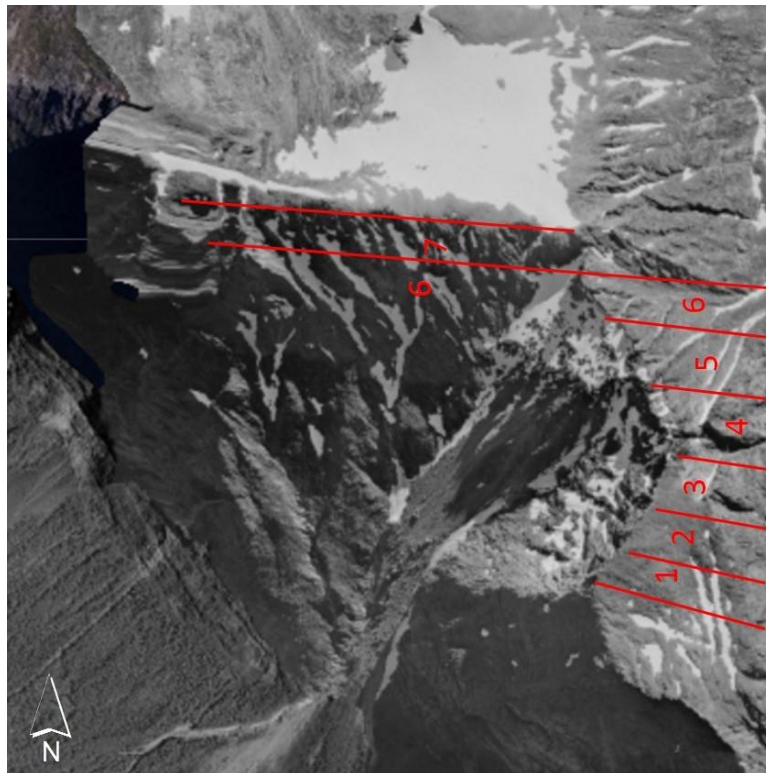
Basert på flyfoto frå 1971, 2006 og 2014, samt teori er den metamorfe bergarten i studieområdet tolka som delvis sterkt prega av sprekkar som gjer den til dels sterkt fragmentert, og i eit større område dekkja av kolluvium. Dette gjeld spesielt for bergveggen over det sørlege flaumskredsystemet (Statens Kartverk, 2016). Oppsprokken bergmateriale med kolluvium på toppen, kan i teorien tilseie at tilsvarande forhold som vart funne i Mathewson et al. (1990), med potensielle vasslager i bergsprekkar, også kan vere tilfellet over det sørlege flaumskredsystemet.

Dersom den ovannemnde teorien om oppsprekkingsgrad stemmer, og spesielt har vore tilfelle i eller over utløyingsområdet til det sørlege flaumskredsystemet, kan dette også stemme overeins at flaumskreda i dette systemet har vore store og gått svært langt. Utlauplengda frå dette systemet skil seg kraftig frå flaumskreda i det nordlege flaumskredsystemet. Dei store flaumskreda skal i tillegg ha gått utan at det er funne fram til nedbørsdata som kunne ført til slike ekstreme skredhendingar. Sprekkesetta i berggrunnen kan dermed vere avgjerande for den potensielle lager for vatn.

Måten bergveggane står fram på, basert på flybilda (Statens Kartverk, 2016), kan indikere at eitt av hovudsprekkesetta i bergveggen er orientert svakt N-NW/S-SE, sjå Figur 6.5. Dette kan forklare at den steile bergveggen over det nordlege flaumskredsystemet enklare vil få ei slett overflate, ettersom overflata her er parallell med sprekkesystemet. Utfall av berg vil dermed losne frå ei og same intakte sone av berg som vil forsvinne heilt eller gradvis, fram til ei ny bergoverflate blir eksponert for forvitring. Slette overflater gir også gunstige glideplan for snø. I dag utgjer nokre av sonene som har falle ut frå denne bergflata, gunstige oppsamlingsstader for mellom anna snø, og som nemnd tidlegare kan store snøskred gå herifrå.

Over det sørlege flaumskredsystemet vil det same sprekkesettet derimot gå rett inn i bergveggen, noko som kan forklare at berget som er i dagen her ikkje består av ei enkelt intakt og større bergoverflate, men av mange mindre soner av intakt berg. Utfall frå denne bergveggen vil i teorien losne frå mange ulike soner av berg samstundes. Sprekkeopningane er i dagen, og blir dermed eksponert for forvittringsprosessar som vidare kan forvitte berget også innover i fjellet langs sprekkane, eksempelvis ved tilførsel av vatn. Dette kan også føre til at større blokker fell ut. Utfall frå fleire soner samstundes, gjer at denne bergveggen heller har ei ru overflate som går på tvers av sprekkane, der nokre bergsoner har mista meir materiale enn andre. Ei ru bergoverflate fungerer ikkje like godt som glideplan for snø, men

kan heller føre til stor nok friksjon mellom berg og snø til at snødekket ikkje kan gli ut med glideplan mot berget. Det kan likevel ikkje utelukkast at glideplan mellom ulike lag i snøen kan skje, og snøskred dermed også kan gå frå bergveggen over det sørlege flaumskredsystemet. Dersom snøen heller smeltar og sprekkane får tilført vatn, kan godt utvikla nettverk av sprekkar i berget føre vatn nedover og over lengre avstandar under bergoverflata



Figur 6.5 Potensiell sprekkeretning i berget over Gråfonnvifta. Dei raude strekane skal symbolisere sprekkar, medan sonene av intakt berg er nummererte. I eit slik tilfelle vil sone 1-6 vere utsett for forvitring, ettersom fjellet er i dagen her. (Produsert av S. Skei basert på flyfoto frå Statens Kartverk, 2016).

Ein annan teori er at forvittringsmateriale som fins høgt oppe i systemet, eksempelvis i blokkfelte på toppane av Gråfonnfjellet og Høgfjellet, kan drenere smeltevatn frå snø ned gjennom finare lausmassar og inn i gunstig orienterte sprekkar, som leier inn i viftesystemet. Sjølv om plataå i utgangspunktet heller vekk i frå vifta, vil vatn dermed likevel kunne bli styrt inn i viftesystemet, og vidare auke storleiken på området som studieområdet kan få tilført nedbør frå.

DEL 3:

6.4 Landskapsendringa sett over tid

I dette delkapitlet blir det diskutert kva hendingar som potensielt kan endre eit flaumskredsystem tilsvarende det som har skjedd i det sørlege flaumskredsystemet, samt kva for prosessar som kan reknast som viktige for utløyising av flaumskredhendingar over tid. Til slutt blir det presentert tankar om korleis flaumskredsystema potensielt kan endre seg framover i tid.

6.4.1 Katastrofar som endrar likevekt i eit viftesystem

Frå eit fagfilosofisk perspektiv er såkalla katastrofehendingar sett som viktige for at endringar i eit kva som helst system i likevekt skal kunne skje (Inkpen, 2005). Katastrofehendingar vil skilje seg frå normale hendingar i frekvens og storleik, og vert sett på som unormalt energirike for det aktuelle området. Tilsvarende skildring av unormale, satt opp mot normale flaumskredhendingar vert presentert i Innes (1985). Der vart nokre skredhendingar omtala som normale og årlege hendingar som ikkje forstyrre likevekta, og andre vart skildra som sjeldnare, og med ei langt større eroderande kraft. Energien i dei store flaumskredhendingane vart rekna som stor nok til å endre eit heilt viftesystem, og kunne eksempelvis lage ein ny kanal som dei følgjande små hendingane ville halde fram å gå i. Eit slikt tilfelle kan stemme med situasjonen i det sørlege flaumskredsystemet, der eit i dag inaktivt område skil seg ut som mykje mindre enn dagens aktive område (Figur 6.3), til trass for same geografiske kjeldeområde. Forholda i kjeldeområdet kan derimot ha endra seg, og difor ført til nye mengder kolluvium, i større mengder enn det som var normalt tidlegare. Dette kan vidare ha ført til utløyisinga av eit unormalt stort flaumskred, katastrofescred, som i staden for å gå i sørleg retning frå apex, heller gjekk rett fram. Katastrofescredet kan så ha lagt att levéar på sørsida av det nye skredlauget, og såleis blokkerte den sørlege skredbana også for andre skred som kom seinare. Hendingane i etterkant av retningsendringa i det sørlege flaumskredsystemet må ha vore store nok til å ha gått heile vegen ned, men for små til å bryte ut av kanalen ettersom hovudkanalen i dag er den einaste aktive kanalen i det sørlege flaumskredsystemet.

Fordi flaumskredet tek opp til dels mykje materiale frå transportområdet, vil storleiken på hendinga i stor grad vere styrt av eigenskapane til kanalen (Jakob, 2005), både i form av volum, men også kor mykje masse som er tilgjengeleg og kan bli tatt opp i skredet. Blant anna kan ein djup, smal og godt erodert kanal i jamn bratt helling tvinge eit eventuelt skred lengre ned i skråninga enn om skredet kunne breia seg utover mot sidene og energien framover ikkje hadde auka grunna avgrensa tilgjengeleg areal jamfør Zimmermann (1990).

Så lenge flaumskred av tilnærma lik storleik blir løyst ut med jamne mellomrom, vil det fjerne akkumulert materiale frå potensielle utløysingsområder jamleg og kunne hindre at det samlast opp nok materiale til at ei eller fleire av flaumskredhendingane kan bli mykje større enn det som er normalt for kanalen. Slik sett kan ein argumentere for at det sørlege flaumskredsystemet avgrensar seg sjølv ved regelmessige utløysingar av skred med tilnærma lik storleik. Ei sjølvavgrensing i det sørlege flaumskredsystemet kan bli tilfellet også framover, dersom forholda blir dei same som i dag.

Dersom det stemmer at flaumskreda i det sørlege flaumskredsystemet først løysast ut når vassreservane mellom den fragmenterte bergveggen og det tjukke dekket med kolluvium er heilt eller delvis fylt opp, og at dette kan føre til hendingar som skil seg frå normalhendingar, samt hendingane i det nordlege flaumskredsystemet. Jamfør skildringane i Mathewson et al. (1990), kan dette også stemme godt overeins med teorien om endringar gjennom katastrofehendingar skildra i Inkpen (2005) og Innes (1985). Dersom tilsvarende katastrofehending hadde skjedd i det nordlege flaumskredsystemet, kan det tenkast at lausmassane som ligg tilgjengeleg som kolluvialt materiale i utløysingsområdet og som omfordelt materiale i kanalen i dag, blir fjerna. Fjerning av materiale frå områda tilhøyrande flaumskredsystema kan føre til mangel på materiale som kan transporterast gradvis lengre ut på vifta og nedover mot dalbotnen. Forholda for utløysing av små flaumskred vil dermed bli mindre gunstige, og skredlaupa frå tidlege hendingar kan då bli meir prega av fluvial aktivitet framover, dersom anna materiale ikkje blir tilført, eller morenemateriale blir tilgjengeleg for erosjon og transport.

6.4.2 Prosessar med førebuande effekt på skred i eit viftesystem

I Inkpen (2005) blir også prosessar som har ein førebuande effekt på skredhendingar i eit landskapssystem vektlagt. Ein førebuande effekt kan verke over lang tid, men brått bli utslagsgjevande når forholda elles ligg til rette for utløysing av eit skred. I denne oppgåva er det enkelt å tenke på forvittringsprosessane som ein førebuande effekt. Dette fordi forvittringsprosessane heile tida vil gå føre seg på eksponerte bergoverflater og skråningsmateriale. Desse prosessane er viktige både i form av utløysing av steinsprang som viktig del av tilførsel av materiale til flaumskreda, men også gjennom nedbrytinga av grove partiklar til fine kornstorleikar som har evne til å halde på vatn. Alle forvittringsprosessane sett under eitt kan dermed argumenterast for som like viktig som alle dei nemnde skredtypane som er funne på denne vifta, i forhold til utviklinga av vifta til det den er i dag.

6.4.3 Klassifiseringssystem for ulike skredtypar

Klassifisering av både prosessar og skredtypar kan i seg sjølv vere problematisk i arbeidet med å tolke element i landskapet. Dette fordi det bryt ned komplekse strukturar og samanhengar i naturen til enkelttelement basert på det menneskelege behov for å definere, organisere og strukturere. Som nemnd i Kap.3.3, er fleire av skredprosessane som er omtala i denne oppgåva delvis basert på eit klassifikasjonssystem av Varnes frå 1978, som skil mellom skredtypane basert på involvert materiale, hastighet, samt vassinnhald i skredet (Hungr et al., 2013; Inkpen, 2005). Sjølv om klassifikasjonssystemet er mykje brukt, representerer det like fullt ikkje-nøytrale rammer basert på nokon si oppfatning og forståing av kva eigenskapar i ein bestemt skredtype som er viktigast å skildre, og som skil skredtypen frå andre skredtypar. Ein som er brukar av systemet, i dette tilfellet underteikna, tilfører endå meir subjektivitet i form av *korleis* systemet blir brukt og *kva* som blir oppfatta som mest viktig i naturen. Måten systemet blir brukt på er igjen påverka av brukaren sine bakgrunnskunnskapar og erfaringar innanfor det aktuelle fagfeltet.

På Gråfonnvifta er det i denne oppgåva vist at prosessane er i tett interaksjon med kvarandre. Ein kan dermed spørje seg om kvifor det er mest rett å dele desse skredprosessane i ulike skredkategoriar, framfor å behandle dei som ein stor og kompleks prosess. Kanskje *er* dei prosessane vi ser som ulike enkelt- skråningsprosessar i studieområdet i dag eigentleg ein og same prosess som kontinuerlig er aktiv, anten i form av materialtilførsel eller omfordeling og avsetjing av materialet? Uavhengig av synspunkt på dette, er det som diskutert tidlegare lite truleg at Gråfonnvifta ville sett lik ut dersom ikkje alle dei ulike materiala, rørslemønstra og avsetjingsformene var til stades som dei er i dag.

6.4.4 Endringar framover i tid

Framover i tid er det spådd at klimaendringar vil føre til større variasjon og generell auke i temperatur, samt fleire dagar med ekstremnedbør (GeoExtreme, 2008; RegClim, 2007). Likevekta i systemet kan dermed bli endra ved at meir nedbør kan kome som regn i staden for snø i vinterhalvåret, og at effekten av lenge-liggande snødekke høgt i systemet kan bli minska i forhold til i dag.

Hyppigare temperaturendringar vil truleg føre til fleire fryse- og tine periodar som kan auke farten på den mekaniske forvitringa, og dermed også auke frekvens av steinsprangaktivitet. Mogelege følger kan vere høgare frekvens på utløysingar av flaumskred, men ettersom det i så tilfelle vil hindre større mengder materiale i å samlast opp, vil det også truleg føre til

skredhendingar med mindre skredvolum. Små skred vil truleg halde fram å gå i same kanalane slik tilfellet er i dag, men kan føre til oppfylling av kanalen, og at tilsvarende forhold i det nordlege flaumskredsystemet blir forsterka, også i det sørlege flaumskredsystemet.

Store nedfall frå bergveggen, eksempelvis fjell- eller steinskred, eventuelt oppsamling av steinsprangmateriale på nye stader, kan føre til nye store og meir energirike hendingar enn det som er normalt for systema i dag. Eit slikt scenario kan tenkast å endre flaumskredsystema drastisk, og kan dermed vere årsaka til situasjonen i det sørlege flaumskredsystemet.

Det er i denne samanheng uansett viktig å understreke at det ikkje finst grunnlag for å seie noko om sannsyn for nye fjell- eller steinskred i området, berre basert på undersøkingane gjort i høve denne oppgåva.

6.5 Kritisk perspektiv på eige arbeid

I dette delkapitlet blir det presentert faktorar som potensielt kan ha ført til usikkerheiter eller manglar i denne masteroppgåva, samt ein kort diskusjon om korleis det å vere ein del av eit større prosjekt, Mor-prosjektet, har påverka arbeidet med oppgåva.

6.5.1 Potensielle usikkerheiter i oppgåva

I ein oppgåve som denne er det fleire ledd der usikkerheiter eller manglar ved data og informasjon kan ha spelt ei rolle for endeleg resultat. For det første kan unøyaktighet ha blitt introdusert allereie til grunnlagsdata. Datamaterialet det kvartærgeologiske kartet (Figur 5.51), er laga utifrå er delvis basert på LiDAR-data frå 2008, og ein har ikkje hatt mogelegheit til å finne ut i kva grad denne viser dagens faktiske forhold på Gråfonnvifta. For det andre vil prioriteringane av kva områder som var nødvendige å gå til fots i felt ha påverka både tolkingar og resultat. Spørsmålet er her om ein klarte å skaffe seg nødvendig oversikt over området til å kunne gjere ei god kartlegging. Ettersom området til dels er utfordrande å ta seg fram i, vart det spart verdifull tid ved å navigere direkte til dei områda som såg mest interessante ut på DHM. Det kan ikkje utelukkast at ein kan ha gått glipp av noko, men på grunnlag av storleiken av området, i tillegg til flybilda, dreier det seg i tilfelle om mindre områder. Det tredje aspektet er tolkingane av datamaterialet i seg sjølv. Ei kartlegging som bygger på tolkingar vil i stor grad vere styrt av erfaringane til kartleggar, i dette tilfellet undertekna. Samstundes har god rettleiing frå bi-rettleiing, som også har lang erfaring frå landskapstolking, truleg minska mengda av feiltolkingar som kunne ført til vidare manglar i resultatane. I tillegg til observasjonar i felt, er tolkingane av landskapet også basert på DHM, flybilete og tilgjengelege nettressursar. Ein har dermed heile tida hatt fleire enn ei kjelde å

basere tolkingane på. Vurderingsevna har såleis blitt utfordra ekstra, ved at ein ikkje alltid har sett igjen dei same terrengspora i ulike kjelder, eksempelvis at eitt bilete har vist erosjonsspor som ikkje har vore synlege i eit anna seinare bilete.

6.5.2 Eiga rolle i eit større prosjekt

Det er utvilsamt store fordelar med å vere i tett samarbeid med og oppfølging av ein forskingsaktør som NGU, og det har eg lært svært mykje av. Likevel stiller dette endå større krav til fokus på subjektivitet og objektivitet i mitt arbeid. Ettersom hovuddel av feltarbeidet vart utført saman med ein fagperson med lang erfaring innanfor kartlegging av skred, er det ikkje tvil om at mine oppfatningar av det vi observerte i felt har vore påverka av hennar kunnskapar og tidlegare felterfaringar. Eg har også søkt hjelp hos fleire andre forskarar ved NGU til hjelp med NGU-standarane som skal følgast ved kartlegging, samt andre faglege diskusjonar. I tillegg har det å vore tilknytt eit større prosjekt lagt grunnleggande føringar for arbeidet mitt. Likevel har eg i tida etter feltarbeidet i stor grad jobba åleine, og føler meg dermed trygg på at eg har klart å arbeide sjølvstendig og kome fram til eigne slutningar som vidare har forma oppgåva til det den er i dag.

7 Konklusjon

Analyse av data frå felt, intervju, og kartlegging av studieområdet, viser at Gråfonnvifta er bygd opp av fjellskred, steinskred, steinsprang, flaumskred og snøskred. Med flaumskred som hovudfokus er det vidare sett på korleis dei andre skråningsprosessane i systemet har påverka flaumskreda, som er fordelt på to separate områder, sør og nord på viftesystemet. Dei to flaumskredsystema, har same generelle kjeldeområde, men er aldri i direkte kontakt med kvarandre. Dei skil seg frå kvarandre i både utløysings-, transport – og utlaupsområdet.

Det sørlege flaumskredsystemet er delt i eit aktivt og eit inaktivt område. Det aktive området er prega av ein hovudkanal med godt utvikla levéar i fleire generasjonar i transportområdet, og mange lobar nedst i utlaupsområdet. Skreda i denne kanalen går ned heile skråninga og ned til vegen, Fv173, og legg ikkje att nok materiale, til at kanalen har blitt blokkert. Det inaktive området har fleire og mindre lobar oppe i systemet, og går ikkje like langt ned i skråninga som den aktive hovudkanalen.

Det nordlege flaumskredsystemet har relativt til det sørlege, eit høgare tal avsetjingar frå hendingar som går mykje kortare i terrenget. Kanalnettverket er meir kaotisk, med fleire kanalskifte og få eller ingen av kanalane er erodert ned i det underliggende terrenget. Grunna større grad av normal fluvial aktivitet i det nordlege flaumskredsystemet, ser ein i liten grad finkorna massar før langt nede i flaumskredsystemet. Fluvial aktivitet over tid har også ført til at materiale i det nordlege flaumskredsystemet har blitt meir avrunda enn det har i det sørlege flaumskredsystemet.

Analyse av meteorologiske data, informasjon frå lokale og samanlikningar med den lokale nedbørsstasjonen Stasjon1, har ført til slutninga om at Gråfonnvifta skil seg noko frå nedbørsforholda i områda rundt. Data frå andre stasjonar bakover i tid, viser dermed truleg ikkje eit godt nok bilde av nedbørsforholda i studieområdet. Dette gjer det vanskeleg å seie noko sikkert om kva nedbørsmengder som tidlegare har løyst ut skred. To undersøkte flaumskredhendingar, frå 2011 og 2013, i det sørlege flaumskredsystemet, viser at det truleg ikkje kom nok nedbør i førekant av desse hendingane, og dermed at nedbør ikkje kan ha vore hovudårsaka til skredutløysinga.

Som forklaring på kva som generelt kan løyse ut skred ved Gråfonnvifta, korleis dei to flaumskredsystema kan ha utvikla seg ulikt, og korleis andre skredprosessar og andre forhold kan ha påverka skredutløysing, er det kome fram til følgjande:

- Fleire fjellskred har vore viktig i starten av vifteoppbygginga og ført til at vifta har bygd seg svært stor over tid. Slik forholda er i dag er flaumskred, snøskred, steinscred og steinsprang rekna som dei viktigaste skråningsprosessane dei seinare åra, og mogelegvis framover.
- Steinsprang er i dag tydelegast dominerande i områda over og ved apex. Den høge frekvensen av steinsprang vert rekna som viktigaste kjelde for nytt materiale til flaumskredsystema, så vel som snøskreda.
- Snøskred har påverka heile vifta direkte eller indirekte, men mest det nordlege flaumskredsystemet og området mellom flaumskredsystema. Snøskred transporterer materiale frå steinsprang og eventuelt steinscred høgt oppe i systemet og nedover, samt re-mobilisere materiale, og lagar ei jamn overflate på vifta. Snøskred vil også tilføre hardpakka snø ned til systemet, som vil bruke tid på å smelte. Dette kan føre til tilførsel av vatn til utløysingsområda i flaumskredsystema langt utover vår- og sommarsesong.
- Over det sørlege flaumskredsystemet, vert snøskred sjeldan eller aldri utløyst, og snøen er ikkje nok eksponert for sol eller høge temperaturar til å smelte tidleg i vårsesongen. Snøsmelte frå høgt i terrenget kan føre til tilførsel av vatn lengre utover sommarsesongen, anten i små mengder over tid, eller i store mengder i ein kort periode.
- Forvittringsprosessar som bryt ned grovt kolluvialt materiale, fører til at lausmassane i utløysingsområdet over apex blir meir finkorna. Lausmassane får då andre eigenskapar til å halde på vatn over tid. Øvste del av hovudkanalen i det nordlege flaumskredsystemet, er truleg sterk påverka av forvittra skråningsmateriale, grunna utrasingar frå akkumulasjonar av kolluvium ned i kanalen.
- Berggrunnen i studieområdet kan potensielt ha sprekkesett som fungerer som vasslager, og vatnet kan drenerast ut i på vifta gjennom grunnvassutspring. Det nordlege flaumskredsystemet ser ut til å få meir eller mindre jamn tilførsel av vatn frå eit slikt utspring, noko som kan forklare det fluviale preget i dette systemet.
- Dei potensielle vasslagera høgt oppe i systemet kan vere dekkja av tjukke dekke kolluvium, og ved auke i porevasstrykket kan porevasstrykket i lausmassane auke, og lausmassen gå til brot. Heile vasslagera kan då tømmast på same tid, og føre til unormalt store flaumskredhendingar, også kalla katastrofeshendingar. Desse kan potensielt endre eit heilt flaumskredsystem. Dette kan forklare situasjonen i det

sørlege flaumskredsystemet, med eit eldre inaktivt område og eit aktivt område, med ulike morfologiske eigenskapar seg i mellom.

- Flaumskred kan bli påverka ved endring av dei andre skredprosessane, medan endring i flaumskredaktivitet ikkje vil hindre, minske eller auke frekvens eller storleik på dei andre skredtypane. Ytre påverknader, eksempelvis klimaendringar, kan derimot tenkast å kunne endre forholda ved alle skredtypane.

Forklaringa bak den massive Gråfonnvifta er dermed tolka som å vere gunstige sprekkesett i fjellet som over tid har fått området over apex til å falle ut som fjellskred.

Fjellskredhendingane har igjen eksponert nytt berg for forvittringsprosessar som vidare kan ha gitt gunstige forhold for fleire skråningsprosessar som over tid har samverka og bygd vifta.

Hovudkonklusjonen i denne oppgåva, viser delvis tilbake til påstanden i Introduksjonen Kap.1, om at påverknaden frå andre skredtypar i eit system med fleire skredtypar til stades, ikkje kan sjåast vekk ifrå i forsøket på å forstå flaumskred som skredprosess. Ved menneskeleg aktivitet, som utbygging av infrastruktur i skredutsette områder, er ovannemnde samanhengar dermed viktig å ta omsyn til.

7.1 Vidare arbeid

For å få ei endå betre oversikt over alle forhold ved oppbygginga av Gråfonnvifta og utløyasing av flaumskred, ville meir handfast informasjon om forholda høgare opp på vifta og i utløyingsområdet vore hensiktsmessig. Spesielt undersøkingar som kunne gjeve svar på den store usikkerheita om i kva grad lausmassane over apex kan ta opp og halde på vatn over tid. Analyse av poseprøvar frå utløyingsområdet for å undersøke kornstorleik, eller bruk av fuktmålar i same område, er eksempel på aktuelle metodar for å få betre informasjon om grunnforholda. Ettersom området over apex er vurdert som utsett å bevege seg i grunna fare for steinsprang gjennom heile året, kunne ei alternativ løysing vore bruk av drone. Ei drone utstyrt med godt kamera kunne tatt nærbilete av lausmassane på terrengoverflata, samstundes som ein sjølv kan opphalde seg på trygg avstand.

Det som uansett hadde hatt ein større verdi enn det som allereie er nemnd over, hadde vore ein lengre periode med nedbørsdata frå Stasjon1, og betre bilete frå overvakingskamera over ein lengre periode. Gjennom oppgåva har det kome klart fram at med dei store variasjonane av nedbør som er vist innanfor så korte distansar i denne regionen, er gode nedbørsdata

absolutt nødvendig for å etablere eit godt datagrunnlag for forståing av skredaktivitet i samanheng med meteorologiske forhold over tid.

Referansar

- Aa, A. R. & Bondevik, S. (2014). *Jord- og flomskred i dei siste 10 000 åra*. Sogndal: Høgskulen i Sogn og Fjordane, Vestlandsforskning.
- Bargel, T., Fergus, Å. T., Devoli, G., Orvedal, K., Peereboom, I. & Øydvin, E. K. (2011). *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred*. (14/2011). Oslo: Noregs vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengeleg frå: http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_14.pdf (Henta 10.03.2016).
- Berti, M., Genevois, R., Simoni, A. & Tecca, P. R. (1999). Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology*, 29, 265-274.
- Blikra, L., H. & Nemec, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Boje, S., Colleuille, H. & Devoli, G. (2014). *Terskelstudier for utløsning av jordskred i Norge Oppsummering av hydrometeorologiske terskelstudier ved NVE i perioden 2009 til 2013*. (43/2014). Oslo: Noregs vassdrags- og energidirektorat, Jernbaneverket og Statens Vegvesen. Tilgjengeleg frå: http://webby.nve.no/publikasjoner/rapport/2014/rapport2014_43.pdf (Henta 18.03. 2016).
- Brattli, B. (2009). *Fysisk og kjemisk hydrogeologi* (3. Utg.). Trondheim: Institutt for geologi og bergteknikk, Norges teknisk-naturvitenskaplige universitet.
- Brattli, B. (2014a). *Avledede fysiske egenskaper - fortsettelse*. Førellesning i Ingeniørgeologi Grunnkurs TGB4185, 2014, Norges teknisk-naturvitenskaplige universitet, Trondheim.
- Brattli, B. (2014b). *Ingeniørgeologi Løsmasse* (1. Utg.). Trondheim: Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU.
- Bryhni, I. (2009). Kvartær. *Store Norske Leksikon*. Tilgjengeleg frå: <https://snl.no/kvart%C3%A6r> (Henta 20.03.2016).
- Chatwin, S. C., Howes, D. E., Schwab, J. W. & Swanston, D. N. (1994). *A guide for Management of Landslide-Prone Terrain in the Pacific Northwest*. British Columbia, Canada: Research Program Ministry of Forests. Tilgjengeleg frå <https://www.for.gov.bc.ca/hfd/pubs/docs/Lmh/Lmh18.pdf>. (Henta 15.04.2016).
- Colleuille, H. & Engen, I. K. (2009). *Utredning om overvåkning og varsling av løsmasse- og snøskredfare på regionalt nivå*. (16/2009). Oslo: Noregs vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengeleg frå: <http://docplayer.no/2342074-Utredning-om-overvaking-og-varsling-av-løsmasse-og-snoskredfare.html> (Henta 10.04.2016).
- Confortola, G., Maggioni, M., Freppaz, M., & Bocchiola, D. (2012). Modelling soil removal from snow avalanches: A case study in the North- Western Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology*, 70, s. 43- 52.
- Dagestad, A., Hansen, L. & Braaten, A. (2003). *Hydrauliske egenskaper i løsmasser og fjell i sammenheng med EU-direktivet for deponering av avfall*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg frå http://www.ngu.no/FileArchive/165/2003_016.pdf (Henta 17.03.2016).

- Dannevig, P., & Harstveit, K. E. (2015). Klima. *Store Norske Leksikon*. Tilgjengeleg frå <https://snl.no/klima> (Henta 10.04.2016).
- Deangeli, C. (2009). Pore water pressure contribution to debris flows mobility. *American Journal of Environmental Sciences*, 5(4), s. 487- 493.
- Decaulne, A. & Saemundsson, T. (2006). Geomorphic evidence for present- day snow-avalanche and debris-flow impact in the Icelandic Westfjords. *Geomorphology*, 80, 80-93.
- Decaulne, A., Saemundsson, T. & Petursson, O. (2005). Debris Flow Triggered by Rapid Snowmelt: A Case Study in the Gleidarhjalli Area, Northwestern Iceland. *Geografiska Annaler*, 78(4), 487-500.
- Devoli, G., Eikenæs, O., Taurisano, A., Hermanns, R., Fischer, L., Oppikofer, T. & Bunkholt, H. (2011). *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*. (14/2011). Oslo: Noregs vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengeleg frå http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_14.pdf (Henta 17.02. 2016).
- Dingman, S. L. (2008). *Physical Hydrology* (Vol. 2). Long Grove, Illinois: Waveland Press, Inc.
- Dorren, L. K. A. (2003). A review of rockfall mechanics and modelling approaches. *Progress in Physical Geographies*, 27(1), 69-87.
- Freppaz, M., Godone, D., Filippa, G., Maggioni, M., Williams, M. W & Zanini, E. (2010). Soil erosion caused by snow avalanches: a case study in the Aosta Valley (NW Italy). *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 42 (4), 412-421.
- Freppaz, M., Lunardi, S., Maggioni, M., Valfrè, F., Bizzocchi, T., Zanini E. & Di Va P. R. A. (2006). Soil erosion caused by snow avalanches: Preliminary results of two case studies in the Aosta Valley (NW- Italy). Torino, Italia: Università di Torino.
- Fuglestad, J. S., Hartveit, K. E. & Benestad, R. (2015). Klimaendringer. *Store Norske Leksikon*. Tilgjengeleg frå <https://snl.no/klimaendringer> (Henta 11.04.2016).
- GeoExtreme. (2008). *Endringer i klima og skredfare de neste 50 år*. Tilgjengeleg frå http://www.geoextreme.no/files/PDF/GeoExtreme_folder.pdf (Henta 17.04.2016).
- Gundersen, N. (2015). Poretrykk. *Store Norske Leksikon*. Tilgjengeleg frå <https://snl.no/poretrykk> (Henta 04.03. 2016).
- Gundersen, N. & Bryhni, I. (2015). Løsmasse: geologi. *Store Norske Leksikon*. Tilgjengeleg frå <https://snl.no/l%C3%B8smasse%2Fgeologi> (Henta 10.03.2016).
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø.Sandven, S. Sandø, A. B. Sorteberg, A. Ådlandsvik, B. (2015). *Klima i Norge 2015. Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015*. Oslo: Miljødirektoratet. Tilgjengeleg frå <https://cms.met.no/site/2/klimaservicesenteret/rapporter-og-publikasjoner/attachment/6616?ts=14ff3d4eeb8> (Henta 20.03.2016).
- Hermanns, R. (2015). *Rapid rock slope failure*. Forelesning i TGB4290 Skredprosesser ved Norges teknisk-naturvitenskaplige universitet, Trondheim.
- Hermanns, R. & Longva, O. (2012). Rapid rock- slope failures. I J. J. Clague & D. Stead (Red.), *Landslides - Types, Mechanisms and Modeling*: Cambridge University press.

- Hopfinger, E. J. (1983). Snow avalanche motion and related phenomena. *Annual Reviews Fluid Mechanics*, 15, 47-76.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J. & Hutchinson, J. N. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3), 221-238.
- Hungr, O., Lerueil, S. & Picarelli, L. (2013). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 167-194.
- Hungr, O., McDougal, S., Wise, M., & Cullen, M. (2008). Magnitude-frequency relationships of debris flows and debris avalanches in relation to slope relief. *Science Direct*, 96, 355-365.
- Inkpen, R. (2005). *Science, philosophy and physical geography*. London: Routledge.
- Innes, J. L. (1985). Magnitude- Frequency Relations of Debris Flows in Northwest Europe. *Geografiske Annaler*, 67 (1/2), 23-32.
- Iverson, R. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of geophysics*, 35(3), s. 245 - 296.
- Iverson, R. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7), s. 1897 - 1910.
- Iverson, R. (2003). The debris-flow rheology myth. I R. Chen (Red.), *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Rotterdam: Millpress.
- Jaedicke, C. & Kleven, A. (2007). Long- term precipitation and slide activity in south- eastern Norway, autumn 2000. *Hydrological Process* (22).
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L. H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., Kronholm, K. Vikhamar- Schuler, D. Isaksen, K. Sletten, K. Kristensen, K. Barstad, I. Melchiorre, C. Høydal, Ø. A & Mesti, H. (2008). Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*(8), s. 893- 904.
- Jakob, M. & Hungr, O. (2005). Entrainment of material by debris flows. I M. Jakob, & Hungr, O. (Red.), *Debris-flow hazards and related phenomena*. Berlin: Praxis-Springer.
- Johnson, C. G., Kokelaar, B. P., Iverson, R. M., Logan, M., LaHusen, R. G. & Gray, J. M. N. T. (2012). Grain-size segregation and levee formation in geophysical mass flows. *Journal of Geophysical Research*, 117(F01032).
- Jomelli, V. & Francou, B. (2000). Comparing characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: Massif de Ecrins, French Alps. *Geomorphology*, 35, 181-192.
- Kapillært vann. (2012) *Store Norske Leksikon*. Tilgjengelig frå https://snl.no/kapill%C3%A6rt_vann (Henta 24.03.2016).
- Kitchin, R., & Tate, N. (2013). *Conducting Research in Human Geography: Theory, Methodology and Practice* (2.Utg.): Routledge.
- Krieger, I., Hermanns, R., Schleier, M., Molina, F. X. Y., Oppikofer, T., Rønning, J. S., Eiken, T. & Rohn, J. (2013). The Berill fault and its relation to a deep seated gravitational slope deformation (DSGSD). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Book Series* (6).

- Kronholm, K. & Stalsberg, K. (2009). Klimaendringer gir endringer i skredhyppigheten. *KLIMA*, 03, 34-36. Oslo: Norges Geotekniske Institutt. Tilgjengeleg frå <http://www.ngi.no/upload/26269/klima09-03.pdf> (Henta 19.04.2016).
- Kystklima. (2009). *Store Norske Leksikon*. Tilgjengeleg frå: <https://snl.no/kystklima> (Henta 06.03.2016).
- Larsen, J. O. (2002). Snø og snøskred.
- Luckman, B. H. (1992). Debris Flows and Snow Avalanche Landform in the Lairig Ghru, Cairngorm Mountains, Scotland. *Geografiske Annaler*, 74 (27/3), 109-121.
- Major, J. J. & Iverson, R. M. (1999). Debris-flow deposition: Effects on pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *GSA Bulletin*, 111(10), s.1424 - 1434.
- Mathewson, C. C., Keaton, J. R. & Santi, P. M. (1990). Role of bedrock ground water in the initiation of debris flows and sustained post-flow stream discharge. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, XXVII (1), 73-83.
- Met.no. (2010). Köppens klimaklassifikasjon. Oslo: Meteorologisk Institutt. Tilgjengeleg frå https://metlex.met.no/wiki/K%C3%B6ppens_klimaklassifikasjon (15.03.2016).
- Meteorologisk Institutt. (2016a). Klimastatistikk. Tilgjengeleg frå <http://eklima.met.no> (Henta 20.04.2016).
- Meteorologisk Institutt. (2016b). Kart med nedbørnormal for Norge. Gjelder for normalperioden 1961-1990. Tilgjengeleg frå <http://met.no/Klima/Klimastatistikk/Klimanormaler/Nedbor/> (Henta 17.04.2016).
- Meyer, N. K., Dyrødal, A. V., Frauenfelder, R., Etzemüller, B., & Nadim, F. (2012). Hydrometrical threshold conditions for debris flow initiation in Norway. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, 12, 3059-3073.
- Nettleton, I. M., Martin, S., Hencher, S. & Moore, R. (2005). Debris flow types and mechanisms. Scotland: The Scottish Government. Tilgjengeleg frå <http://www.gov.scot/Publications/2005/07/08131738/17492> (Henta 10.04.2016).
- NGU. (2008). *LiDAR av studieområdet*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- NGU. (2016a). Bergrunnskart over Norge, 1:250 000. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- NGU. (2016b). Analyseresultat av to lausmasseprøvene Prøve 1 og Prøve 2. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse Laboratorium.
- Norem, H. & Sandersen, F. (2014). *Flom -og sørpeskred - Håndbok V139* (73/2014). Oslo: Statens Vegvesen. Tilgjengeleg frå: http://www.vegvesen.no/fag/publikasjoner/publikasjoner/statens+vegvesens+rapporter/attachment/519072?ts=140e2d18e58&fast_title=SVV_73_Flom-og_sorpeskred.pdf (Henta 10.04.2016).
- NGI. (Udatert). Tre typer steinskred. Oslo: Norges Geotekniske Institutt. Tilgjengeleg frå <http://www.ngi.no/no/Utvalgte-tema/Skred-og-skredfare/Skredkategorier/Tre-typer-steinskred/> (Henta 25.03.2016).

- NVE Atlas. (2016). *Naturvernområder*. Tilgjengeleg frå: <http://skredatlas.nve.no/SilverlightViewer/?Viewer=NVEAtlas> (Henta 10.04.2016).
- NVE. (2016a). *Meteorologiske data frå Stasjon1*. Oslo: Noregs vassdrags og energidirektorat, Seksjon for .
- NVE. (2016b). *Snøskred - tørre og våte*. Oslo: Noregs vassdrags- og energidirektorat. (1/2016) Tilgjengeleg frå http://www.varsom.no/Global/Snoskred/faktaark/Faktaark%20-%20ulike%20typer%20sn%C3%B8skred_endelig.pdf (Henta 17.03.2016).
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, K. & Rangnes, K. (Red.) (2006). *Landet blir til - Norges Geologi* (2. Utg.): Norsk Geologisk Forening.
- Rapp, A. (1959). Avalanche Boulder Tongues in Lappland. *Geografiske Annaler*, 41(1), 34-48.
- Rapp, A. & Strømquist, L. (1976). Slope erosion due to extreme rainfall in the scandinavian mountains. *Geografiska Annaler*, 58(3), s. 193-200.
- Rebetez, M., Ligun, R., & Baeriswyl, P.-A. (1997). Climatic change and debris flows in high mountain regions: The case study of the Ritigraben Torrent (Swiss Alps). *Climatic Change*, 36, 371-389.
- RegClim. (2005). Norges klima om 100 år. Usikkerheter og risiko. Oslo: Meteorologisk Institutt, Universitetet i Oslo, Bjerknessenteret for klimaforskning, Universitetet i Bergen. Tilgjengeleg frå: http://regclim.met.no/presse/download/regclim_brosjyre2005.pdf. (Henta 18.04.2016).
- Reiss, D., Hauber, E., Hiesinger, H., Jaumann, R., Trauthab, F., Preusker, F., Zanetti, M., Ulrich, M. Johnsson, A., Johannson, L., Olvmo, M., Carlsson, E., Johansson, H. A. B. McDaniel, S. (2011). Terrestrial gullies and debris-flow tracks on Svalbard as planetary analogs for Mars. *Special Paper of the Geological Society of America*, 483.
- Schleier, M. (2016). *Rock-slope failures in Innerdalen and Innfjorddalen, western Norway: rock-slope instabilities and rock avalanches in a changing landscape following the melt down of the Scandinavian ice sheet*. (Doktorgradsavhandling). Det naturvitenskapelige fakultet, Friedrich-Alexander- Universität Erlangen- Nürnberg.
- Schleier, M., Hermanns, R. L. & Rohn, J. (2013). Spatial distribution of rockslide deposits and their morphological features suggest timing and paleo-environmental conditions for rock slope failures in Innerdalen and Innfjorddalen, Møre og Romsdal County, Western Norway. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*. Book Series (6).
- Sediment: geologi. (2015). *Store Norske Leksikon*. Tilgjengeleg frå <https://snl.no/sediment/geologi> (Henta 17.03.2016).
- Selby, M. J. & Hodder, A. P. W. (1993). *Hillslope materials and processes*. (2. utg.). New York: United States of America: Oxford University Press.
- Sidle, R. & Ochiai, H. (2006). *Landslides: Processes, prediction and land use*. Washington D.C: American Geophysical Union.
- Skrednett. (2016). *Nettbasert kartteneste - Skredhendelser*. Tilgjengeleg frå <http://atlas.nve.no/SilverlightViewer/Viewer.html?Viewer=NVEAtlas&runWorkflow=StartupQuery&mapServiceId=54&layerName=Skredtype> (Henta 27.03.2016).

- Snøskred. (2014). *Store Norske Leksikon*. Tilgjengeleg frå <https://snl.no/sn%C3%B8skred> (Henta 19.04.2016).
- Sohn, Y. K. (2000). Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene Fan Deltas, Pohang Basin, SE Korea with special reference to Transposition. *Journal of Sedimentary Research*, 70, s. 491 -503.
- Solli, A. & Nordgulen, Ø. (2013). Berggrunnskart over Norge og kaledoniene i Sverige og Finland. 1: 2 000 000. Trondheim: Norsk Geologisk Forening og Norges geologiske undersøkelse.
- Spjeldnes, N. (2015). Forvitring. *Store Norske Leksikon*. Tilgjengeleg frå <https://snl.no/forvitring> (Henta 14.04.2016).
- Statens Kartverk. (2016a). *Norge i Bilder*. norgebilder.no: Skog og landskap, Statens vegvesen, Statens Kartverk. Tilgjengeleg frå: <https://norgebilder.no>. (Henta 13.03.2016).
- Statens Kartverk (2016b). *Nettbaserte karttenester*. Geonorge.no: Statens Kartverk, Geovekst og kommuner. Tilgjengeleg frå: <http://www.norgeskart.no/> (Henta 01.05.2016).
- Thomas, M. F. (2001). Landscape sensitivity in time and space - an introduction. *Catena*, 42, 83-98.
- Tollan, A. (2012). Grunnvann. *Store Norske Leksikon*. Tilgjengeleg frå <https://snl.no/grunnvann> (Henta 17.04.2016).
- Ward, R. G. W. (1985). Geomorphological evidence of avalanche activity in Scotland. *Geografiska Annaler*, 67(3/4), 247-256.
- Youd, L. (1973). Liquefaction, flow and associated ground failure. *Geological Survey Circular*, 688. Washington D. C.: U.S. Geological Survey. Tilgjengeleg frå <http://pubs.usgs.gov/circ/1973/0688/report.pdf> (Henta 10.03.2016).
- Zimmermann, M. (1990). Debris flows in 1987 in Switzerland: Geomorphical and meteorological aspects. *Hydrology in Mountainous Regions*, 194.

Vedlegg A

Informasjon frå lokale ved Gråfonna

I dette vedlegget er all informasjon frå med lokale samla. Alle som vart intervjuet vart spurt dei same spørsmåla, og fleire hadde også viktig informasjon som dei informerte om på eige initiativ. Totalt vart 10 personar intervjuet.

Spørsmåla:

- **Kan du hugse spesielle skredhendingar tilbake i tid, som har skjedd ved Gråfonnvifta?**
- **Kva type skred syns du går oftast ved Gråfonnvifta?**
- **Ved kva vêrforhold er ditt inntrykk at skred ofte går her?**
- **Har du annan informasjon som du meiner kan vere relevant?**

I tillegg vart alle som vart snakka med oppfordra til å ta kontakt dersom dei skulle kome på noko seinare, eller om det gjekk skred framover. Ingen tok kontakt i ettertid. Intervjuet vart gjort 7.august 2015 og 10.september 2015.

Intervju gjort 7.august 2015

Person 1, busett 2km nord for studieområdet.

Han fortalde at dei som er busett i området nok er vand med lydar frå skred, det er difor vanskeleg å hugse alle hendingane. Den siste hendinga han kunne hugse var måndag 3. august, veka før intervjuet. Det buldra meir enn 1 minutt og støvsky var synleg over lengre tid. Lyden kom i retning frå Gråfonna, men han er usikker på om det kom frå fonna eller i området like ved.

Han fortel om eit segn om Gråfonna frå om lag 1611; ein mann frå garden ved Holte, ved nordsida av Gråfonnvifta var reist i Molde til avhøyr for noko det var påstått at han hadde gjort ulovleg. Han var bestemt i si sak og sa under politiavhøyet at «dersom eg seier usant, skal gard og grunn vere vekke når eg kjem heim att». Når han kom heim att til Innfjorden var det gått eit stort fjellskred som hadde tatt med seg heile garden og alle i familien hans. Denne historia finn ein også igjen på Skrednett.no, med noko variasjon.

Person 2; mann, 40+år busett 2,2km nord for studieområdet

Buldring i fjella innover Innfjorddalen er svært vanleg, og ein legg nok ikkje merke til alt som fastbuande. Nokre store hendingar har skjedd, spesielt i samband med regn etter lengre tørre periodar, eller snøskredhendingar vinterstid, så vegen har vore stengd. Seinast for ein månad sidan kom det ned noko stein eller jord frå fjellsida ved Gråfonnskaret som buldra meir enn det som var vanleg.

Person 3- 8; bønder tilhøyrande gardstunet Berill, 0,5 km sør for studieområdet

Soga frå 1600talet var nemnd også her. Ein av mennene som hadde budd der nesten heile livet (red.anm: truleg rundt 70 år gamal), kunne i tillegg fortelje om fleire store skredhendingar både sommar og vinterstid. Mellom anna fortalde han om eit flaumskred som hadde gått over vegen og dekkja eitt av jordene som var og er dyrka mark. Flaumskredhendinga skjedde i om lag 1930 og bygde ut sletta som KameraVest står ved.

Det vart også fortalt at buldring kunne høyrast over lengre periodar utan at noko vart sett. Inntrykket var at det var mest steinsprangaktivitet ved kraftig regnfall, spesielt etter lengre tørkeperiodar. Ein av mennene kunne spesielt hugse at ein hadde høyrte buldringa i dagevis under ein jaktperiode på hjort for eit par år tilbake. Generelt hadde skredaktiviteten ved Gråfonnvifta gått noko ned siste 15 åra, men det var ein veldig aktiv periode for om lag 10 år sidan.

Intervju gjort 10. september 2015

Person 8 og 9; ektepar ved garden Demdal, i sørlege ytterkant av studieområdet

Huset på denne garden har stått her sidan 1700 talet og husa på garden skal aldri ha blitt råka av noko type skred. Jordet som ligg nærmast studieområdet blir derimot ikkje sett på som trygg opphaldsstad under periodar med kraftig vêromslag eller om våren før ei årviss snøfönn frå fjellveggen over den nordlege delen av vifta har kome ned.

Far til mannen, som hadde budd på garden tidlegare, hadde erfart at etter snøfall med vind frå nordaust, la snøen seg igjen oppe i skaret på sørvestleg side. Når dette skjedde og temperaturen steig gjekk det alltid snøskred. Stort sett kom vinden frå sørvest, så det var merkbart når forholda låg til rette for ei slik hending, og ein hadde dermed som regel fått eit varsel på førehand. Denne kunnskapen hadde fleire gonger kome til gode, og kan ha redda liv.

Eit grusskred hadde gått i den sørlege delen av Gråfonnvifta i august eit par år tilbake, etter ein lang periode med regn. Det hadde også regna kraftig ved Trollveggen på same tid, men

skredet hadde gått her. Under fjellveggen sørvest for garden, kom det i starten av august 2015 ned ei større steinspranghending. I dette området hadde svigerfaren tidlegare planta grantre, og passa veldig godt på å klippe graset rundt småtre, for at dei skulle vekse opp, og beskytte garden under for nettopp steinsprang.

Vinteren 2006-2007 kom det ned eit større snøskred, som var om lag 1 meter høgt der det passerte vegen (Fv173), rett nord for Demdal-garden. Jordet nedanfor vegen var då full av avkappa tretoppar. Ektemannen syns å hugse det var under ein tørr og kald periode.

Når det regnar mykje om hausten eller i vårløysinga, høyrer ein ofte steinsprang om nettene. Generelt er inntrykket at dei fleste skreda går om natta, men ekteparet trur også at dette kan vere fordi dette er når dei er heime og det elles er stille. Kor høg buldringa er varierer.

Flaumskred har tidelegare ført med seg så mykje materiale ned på jorda ved Fv173, at ein heller har valt å sprengje dei største blokkene, enn å prøve å flytte dei. På eitt av jorda fins det eit felt der gammalt skredmateriale er samla (red.anm: sjå pkt. 22 i Figur 5.2).

Person 10: mann 60år +, tilfeldig kontakt langs Fv173

Steinane som ligg på jordet ovanfor KameraVest kom med eit snøras som gjekk i mars 1955. Dette hugsar han fordi han sjølv var 7 år gamal, og var i ein av besteforeldra sin 80årsdag då dette skjedde. Besteforeldra var fødd i 1875. Skredet var då 3-4 meter høgt der vegen går. Siste par åra har det vore veldig lite snø i området, og han har ikkje vore redd for nye store ras desse åra.

Oppsummering av skredinformasjon frå lokale

Utifrå samtalar med lokale, kom det altså fram ytterlegar informasjon om skredhendingar, som ikkje var nemnd i offentlege digitale informasjonstenester. Desse samtalane gav følgjande tolking av hendingslaupet tilbake i tid;

- Sommarhalvåret, ca 1930: Flaumskred som gjekk over vegen.
- mars 1955: Stort snøskred, stor transportkapasitet
- vinteren 2006/2007: Større tørrsnøskred.
- august ca 2013: Flaumskred i sørlege laup.
- juli 2015: Steinsprang, fleire partiklar kom ned mot vifta
- august 2015: Steinsprang kom ned mot Demdal-garden, rett sør for Gråfonna

Vedlegg B

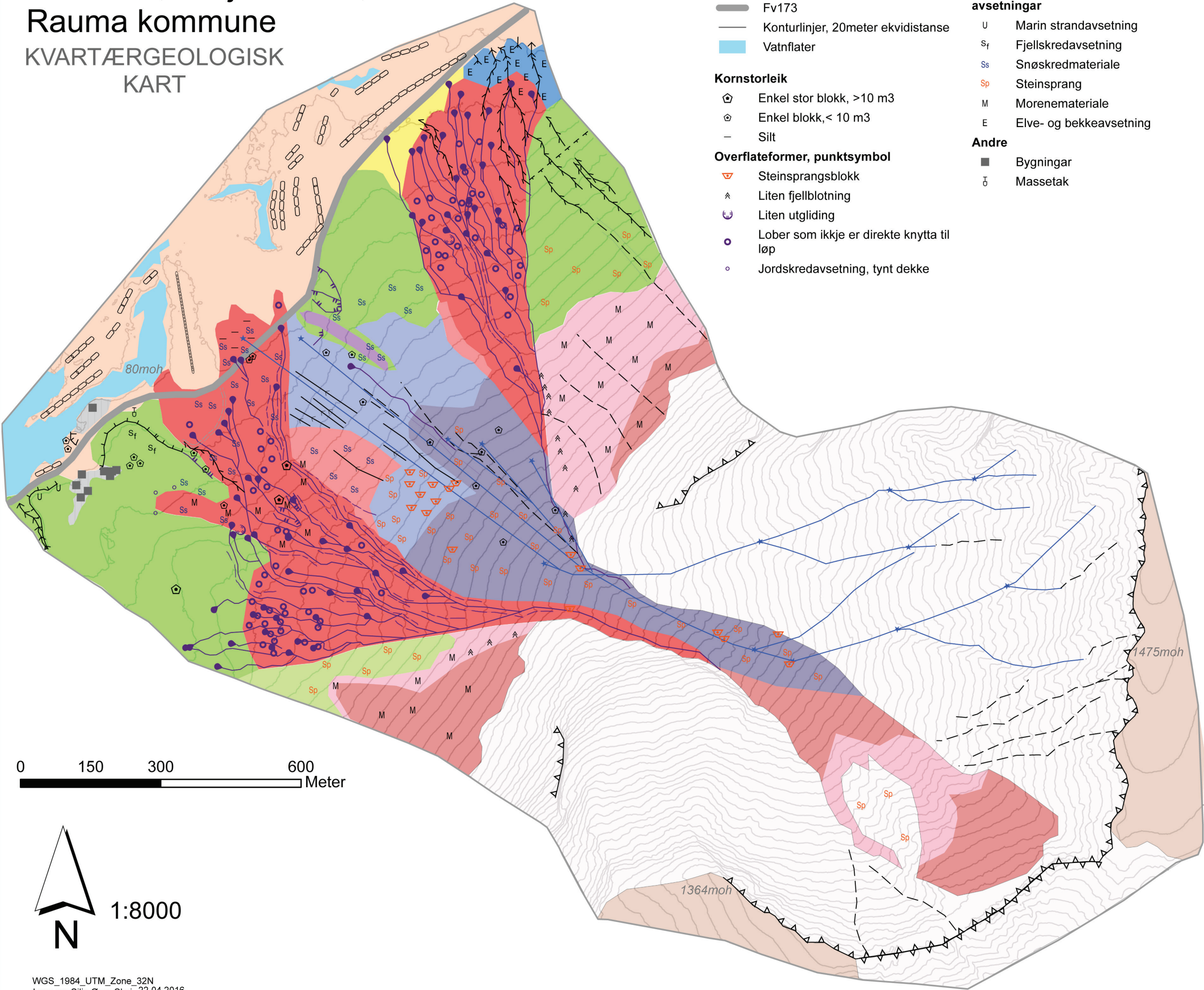


Vedlegg C

Kvartærgeologisk kart

Gråfonna, Innfjorddalen, Rauma kommune

KVARTÆERGEOLOGISK KART



Teiknforklaring

- Fv173
- Konturlinjer, 20meter ekvidistanse
- Vatnflater

Kornstorleik

- Enkel stor blokk, >10 m3
- Enkel blokk, < 10 m3
- Silt

Overflateformer, punktsymbol

- Steinsprangsblokk
- Liten fjellblotning
- Liten utgliding
- Løber som ikkje er direkte knytta til løp
- Jordskredavsetning, tynt dekke

Små eller vanskeleg avgrensbare avsetningar i område dominert av andre avsetningar

- U Marin strandavsetning
- S_f Fjellskredavsetning
- S_s Snøskredmateriale
- Sp Steinsprang
- M Morenemateriale
- E Elve- og bekkeavsetning

Andre

- Bygningar
- Massetak

Overflateformer, linjesymbol

- Elve- eller bekkenedskjering
- Rygg
- Terrassekant
- Ravine
- Fjellskredrygg
- Positive lineament i overflata
- Strandlinje i lausmassar
- Tidlegare elve- eller bekkeløp
- Skredkant i fjell
- Skredkant i lausmassar
- Tydeleg skredløp
- Levé
- Flaumskredløp
- Snøskredløp

Andre linjesymbol

- Antropogen voll, skredsikring

Lausmassar

- Menneskepåvirka materiale, ikkje nærmare spesifisert
- Morenemateriale, sammenhengande og stadvis tjukt dekke
- Morenemateriale, usamanhengande eller tynt dekke
- Elve- og bekkeavsetjing (Fluvial avsetjing)
- Marin strandavsetjing, sammenhengande dekke
- Forvittringsmateriale, stein- og blokkrikt, danna ved frostsprengning
- Fjellskredavsetjing, sammenhengande og stadvis tjukt dekke
- Flaumskredavsetjing, sammenhengande og stadvis tjukt dekke
- Flaumskredavsetjing, usamanhengande eller tynt dekke
- Steinsprangavsetjing, sammenhengande og stadvis dekke
- Steinsprangavsetjing, usamanhengande eller tynt dekke
- Snøskredavsetjing, sammenhengande dekke
- Snøskredavsetjing, usamanhengande eller tynt dekke
- Massestraum
- Bart fjell

0 150 300 600 Meter

