

Edvard Ellingsrud

Aktive skredprosesser i Midtre Gauldal

Vurdering av faresoner og utløsende årsaker

Masteroppgave i Geografi
Veileder: Anders Romundset
Mai 2022

Edvard Ellingsrud

Aktive skredprosesser i Midtre Gauldal

Vurdering av faresoner og utløsende årsaker

Masteroppgave i Geografi
Veileder: Anders Romundset
Mai 2022

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Fakultet for samfunns- og utdanningsvitenskap
Institutt for geografi



Kunnskap for en bedre verden

Sammendrag

Skred utgjør en betydelig risiko i Norge. Et bratt terreng med store høydeforskjeller, utbygging, befolkningsøkning og et stadig våtere klima gjør en forståelse av skredprosesser stadig mere relevant. Dette er også tilfellet i områdene rundt bygdene Rognes og Kotsøy i Gauldalen. Denne oppgaven gjør en grundig kartlegging av skredsituasjonen i et område som både har en betydelig skredhistorikk og som har blitt påvirket av skredhendelser i nåtid. Geologiske strukturer gunstiggjør skredprosesser og flere ulike skredtyper er aktive i dalsidene. Faresoner er vurdert for steinsprang, jordskred og flomskred med resulterende kart, der alle tre skredtyper utgjør en trussel mot variert infrastruktur. Kartene gir innsyn i hvor skred kan forekomme, samt at de gir en vurdering på hvor ofte skred kan forventes. Dette baseres på grunnleggende retningslinjer og metodikk for skredfarevurderinger i en norsk kontekst, der det også evalueres hvordan denne metodikken fungerer i praksis. Videre gir en grundig analyse av utløsende årsaker en bredere forståelse av hvorfor skred forekommer og hvordan klimatiske forhold påvirker situasjonen. Klimaet er i endring med økende nedbørsmengder og dette gir utslag i form av økt skredfrekvens i Gauldalen.

Abstract

Landslides pose a significant risk in Norway. A steep terrain with massive height differences, development, population increase and a gradually wetter climate makes an understanding of landslide processes increasingly relevant. This is also the case around the settlements of Rognes and Kotsøy in the Gauldalen valley. This thesis provides a thorough mapping of the landslide situation in an area that has been affected by landslides both in historical and present times. Geological structures gives favorable conditions for landslide activity, and several different landslide types are active in the valley sides. Hazard zones are assessed for rockfalls, debris slides and debris flows with resulting maps, and all three types pose a threat towards a variety of infrastructure. Such maps gives insight to where landslides might occur and also provides an assessment of how often landslides can be expected. This is based on principal guidelines and methodology for landslide risk assessment in a norwegian context, where it also gets evaluated how this methodology works in practice. Further on a thorough analysis of triggering mechanisms gives a broader understanding on why landslides occur and how climatic conditions affect the situation. The climate is changing with an increase in precipitation, something that causes more frequent landslide activity in Gauldalen.

Forord

Proessen med å skrive denne masteroppgaven har vært svært lærerik og spennende. Samtidig har prosessen vært omfattende og utfordrende, men jeg har lært utrolig mye. I forbindelse med oppgaven er det flere jeg ønsker å rette en stor takk til. For det første vil jeg takke Institutt for geografi for muligheten til å skrive denne oppgaven. Jeg vil også rette en stor takk til veileder Anders Romundset for god veiledning og oppfølging. Takk for gode innspill og tilbakemeldinger på skrivingen og for mange gode og interessante fagsamtaler. Jeg vil også rette en stor takk til Tone Fagerholt for lån av bil til gjennomføring av feltarbeid og en stor takk til Sverre Dælhi for droneflyging og fotografering i felt. Til slutt må jeg takke alle mine medstudenter for en svært fin studietid jeg vil ha gode minner fra.

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	V
Abstract	VII
Forord	IX
Innholdsfortegnelse	X
Figurliste	XIV
Tabelliste	XVII
1. Introduksjon	1
1.1 Problemstilling	1
2. Områdebeskrivelse	2
2.1 Beliggenhet, infrastruktur og landskap	2
2.2 Geologi	3
2.3 Skredhistorikk	7
2.4 Skog og klima	7
3. Teori	9
3.1 Generelt om skred	9
3.2 Skråninger	12
3.2.1 <i>Klassifisering av skråninger</i>	12
3.2.2 <i>Skråningsstabilitet</i>	13
3.2.3 <i>Skjærstress og skjærstyrke</i>	13
3.2.4 <i>Vann og skråningsstabilitet</i>	15
3.3 Skred i løsmasser	15
3.3.1 <i>Jordskred</i>	16
3.3.2 <i>Flomskred</i>	18
3.3.3 <i>Utløsende årsaker til jord- og flomskred</i>	19
3.3.4 <i>Stabilitet i ulike typer løsmasser</i>	21
3.4 Steinsprang	22
3.4.1 <i>Betingelser for steinsprang</i>	23
3.4.2 <i>Utløsende årsaker</i>	24
3.4.3 <i>Bevegelser og utløpsdistanse</i>	25
3.5 Skog/vegetasjon og skred	26
3.5.1 <i>Skog/vegetasjon og skråningsstabilitet</i>	26
3.5.2 <i>Vernskog mot steinsprang</i>	27
3.5.3 <i>Vernskog mot snøskred</i>	30
3.6 Klima og skred	31
4. Metode	34

4.1	Veileder for skredfarevurderinger i bratt terreng	34
4.1.1	<i>Bakgrunn</i>	34
4.1.2	<i>Formål</i>	36
4.2	Generell kartlegging	37
4.2.1	<i>Aktsomhetskart</i>	37
4.2.2	<i>Skredregistreringer</i>	38
4.2.3	<i>Tidligere skredfarevurderinger</i>	38
4.2.4	<i>Klimatiske data</i>	39
4.2.5	<i>Flyfoto og Google Street View</i>	40
4.3	Bruk av GIS	41
4.3.1	<i>Geologiske kart</i>	41
4.3.2	<i>Digital terrengmodell</i>	42
4.3.3	<i>Skyggekart</i>	42
4.3.4	<i>Helningskart</i>	43
4.3.5	<i>Modellering av overflateavrenning</i>	43
4.3.6	<i>FKB-data</i>	45
4.4	Feltarbeid	45
4.5	Skogkartlegging	48
4.5.1	<i>Beregning av skogens beskyttende evne mot steinsprang</i>	48
5.	Resultater	51
5.1	Data for skredhendelser	51
5.2	Kartlegging og GIS-analyser	56
5.2.1	<i>Registreringskart</i>	56
5.2.2	<i>Helningskart</i>	60
5.2.3	<i>Overflateavrenning</i>	64
5.3	Skogmodellering	66
5.4	Faresonekart	68
5.4.1	<i>Steinsprang</i>	68
5.4.2	<i>Løsmasseskred</i>	71
6.	Diskusjon	75
6.1	Valg av skredprosesser	75
6.1.1	<i>Steinsprang, jordskred og flomskred</i>	75
6.1.2	<i>Snøskred</i>	76
6.1.3	<i>Sørpeskred</i>	77
6.1.4	<i>Kvikkleire- og leirskred</i>	77
6.1.5	<i>Steinskred</i>	78
6.2	Faresoner for løsmasseskred	79

6.2.1 >1/100 års-soner	79
6.2.2 >1/1000 års-soner	82
6.2.3 >1/5000 års-soner	84
6.2.4 Trussel mot infrastruktur	86
6.3 Faresoner for steinsprang	87
6.3.1 >1/100 års-soner	87
6.3.2 >1/1000 års-soner	89
6.3.3 >1/5000 års-soner	91
6.3.4 Trussel mot infrastruktur	93
6.4 Utløsende årsaker til løsmasseskred	95
6.4.1 Nedbør	95
6.4.2 Snøsmelting og teleløsning	97
6.4.3 Menneskelig påvirkning	98
6.4.4 Sesongfordeling	98
6.5 Utløsende årsaker til steinsprang	99
6.5.1 Frysing/tining og snøsmelting	99
6.5.2 Nedbør	100
6.5.3 Rotsprengning	100
6.6 Skogens effekt på skred	101
6.6.1 Påvirkning på skråningsstabilitet	101
6.6.2 Blokkstørrelse og tretype	102
6.6.3 Tetthet og grunnareal	103
6.6.4 Beskyttende evne og påvirkning på faresoner	103
6.7 Fremtidig klimatisk utvikling	105
6.7.1 Steinsprang	105
6.7.2 Løsmasseskred	107
6.8 Potensielle feilkilder	108
6.8.1 Skredregistreringer og klimatiske data	109
6.8.2 Feltarbeid	110
6.8.3 Geologiske kart	111
6.8.4 Skogmodellering	112
6.9 Egne erfaringer med veilederen og videre anbefalinger	113
6.9.1 Metodisk problematikk	113
6.9.2 Feltarbeid	114
6.9.3 GIS, modellering og klimaanalyser	114
6.9.4 Andre anbefalinger	116
7. Konklusjon	117

Figurliste

Figur 2.1: Studieområdets lokalisering	3
Figur 2.2: Bergartssammensetning i studieområdet	5
Figur 2.3: Områdets løsmassesammensetning	6
Figur 2.4: Fordeling av skogtyper i studieområdet	8
Figur 2.5: Fordeling av årsnedbør fra 2008-dd ved Kotsøy	8
Figur 2.6: Fordeling av middeltemperatur for måneder fra 2008-dd ved Kotsøy	9
Figur 3.1: Fem av de seks ulike hovedtypene skredbevegelser etter Varnes (1978)	11
Figur 3.2: Konveks, rettlinjert og konkav skråningsform	13
Figur 3.3: Hvordan tyngdekraften virker inn på en masse i en skråning	14
Figur 3.4: Skredsår etter et jordskred i Virumdalen i Sunndal	17
Figur 3.5: Flomskred ved Balestrand	19
Figur 3.6: Steinsprang i Luster	23
Figur 3.7: Terskelverdier for utløsning av flomskred i ulike deler av Norge	33
Figur 4.1: Koding av dreneringsretninger ved bruk av «flow direction»	44
Figur 4.2: Denne dronen ble benyttet til å fotografere oversiktsbilder og høytliggende løsneområder	46
Figur 4.3: Inngangsparametre ved bruk av verktøyet rockfor.net	49
Figur 5.1: Månedsfordeling steinsprang	52
Figur 5.2: Månedsfordeling løsmasseskred	53
Figur 5.3: Registreringskart ved Kotsøy	57
Figur 5.4: Registreringskart ved Røsbjørgen/Bogen	58
Figur 5.5: Registreringskart ved Rognes/Bones	59
Figur 5.6: Registreringskart ved Grytdal/Røttum/Rognes Nord	60
Figur 5.7: Helningskart ved Kotsøy	61
Figur 5.8: Helningskart ved Røsbjørgen/Bogen	62
Figur 5.9: Helningskart ved Rognes Sør/Bones	63
Figur 5.10: Helningskart ved Grytdal/Røttum/Rognes Nord	64
Figur 5.11: Modellert overflateavrenning i østre del av studieområdet ved Kotsøy og Røsbjørgen/Bogen	65
Figur 5.12: Modellert overflateavrenning i vestre del av studieområdet ved Rognes/Bones og Grytdal/Røttum	66
Figur 5.13: Faresoner for steinsprang ved Kotsøy	68
Figur 5.14: Faresoner for steinsprang ved Røsbjørgen/Bogen	69
Figur 5.15: Faresoner for steinsprang ved Bones	70

Figur 5.16: Faresoner for steinsprang ved Grytdal/Røttum/Rognes Nord	71
Figur 5.17: Faresoner for løsmasseskred ved Kotsøy	72
Figur 5.18: Faresoner for løsmasseskred ved Røsbjørgen/Bogen	73
Figur 5.19: Faresoner for løsmasseskred ved Rognes Sør/Bones	74
Figur 5.20: Faresoner for løsmasseskred ved Grytdal/Røttum/Rognes Nord	75
Figur 6.1: Steinsprangavsetning i Ospliberget	79
Figur 6.2: Skredsår i Ospliberget	79
Figur 6.3: Skredsår i >1/100 års-soner ved Rognes	81
Figur 6.4: Jordskred i >1/100 års-soner ved Kotsøy	82
Figur 6.5: Skredbane ned mot Fv631 i Troøybakkene ovenfor Kotsøy	89
Figur 6.6: Blokker i forsenkning i terrenget ved Bones	90
Figur 6.7: Løs blokk på toppen av fjellside ved Bones	90
Figur 6.8: Steinsprangavsetninger i >1/1000 års-soner vest i Ospliberget	91
Figur 6.9: Steinsprangblokker ved veggen til et uthus ved Rognes	92
Figur 6.10: Steinsprangblokk i bunnen av en skråning i Ospliberget	94
Figur 6.11: Steinsprangblokk som har kollidert med og blitt stoppet av et bjørketre	105
Figur 6.12: Fersk skredbane fra et steinsprang på østsiden av Ospliberget	106

Tabelliste

Tabell 3.1: Hvor mange trær per ha som kreves avhengig av trestørrelse for å oppnå et grunnareal på 25 m ² /ha	29
Tabell 3.2: Forslag til minimumsverdier for ulike parametre i henhold til vurdering av vernskog for steinsprang	30
Tabell 4.1: Inndeling av sikkerhetsklasser for ulike bygg etter Byggteknisk Forskrift TEK17	35
Tabell 4.2: Foreslåtte sikkerhetskriterier for skred mot veg	35
Tabell 5.1: Fordeling av skredtyper	51
Tabell 5.2: Årsfordeling for registrerte skredhendelser	52
Tabell 5.3: Antatte utløsende årsaker for steinsprang	54
Tabell 5.4: Antatte utløsende årsaker for løsmasseskred	54
Tabell 5.5: Intensitet/lengde på nedbør i forkant av registrerte løsmasseskred	55
Tabell 5.6: Data for løsmasseskred forbundet med snøsmelting	55
Tabell 5.7: Vannmetning/lagerevne i jord koblet opp mot utløsende årsaker for løsmasseskred	56
Tabell 5.8: Største blokkstørrelser i ulike former skogen gir beskyttelse mot	67

1. Introduksjon

Norge er et land med mange fjell og store høydeforskjeller. Gjentakende istider har skapt dype nedskjæringer i terrenget i form av daler og fjorder. Dette fører til at Norge er et land med mange bratte skråninger. Disse faktorene sammen med et klima med store sesongvariasjoner gjør at Norge er et land som er utsatt for skred (Hermanns mfl., 2012; Jaedicke mfl., 2013). De siste 150 årene har over 2000 menneskeliv gått tapt i skredulykker i Norge, der snøskred er den skredtypen som har medført flest (Kalsnes mfl., 2016). Det er også forventet en økning i skredfrekvens i fremtiden i forbindelse med et våtere og varmere klima både globalt og i Norge (Sletten mfl., 2009; Seneviratne mfl., 2012). I tillegg er det forventet en økt trussel fra skred i forbindelse med befolkningsøkning og utbygging i Norge (Lied, 2014a). Med andre ord er skred et særdeles relevant og aktuelt tema i Norge i dag.

1.1 Problemstilling

Skred er det overordnede temaet for denne masteroppgaven der det nærmere bestemt omhandler en vurdering av skredfare i et utvalgt område i Midtre Gauldal Kommune i Trøndelag Fylke. Dette området er ikke nevnt som et prioritert område for skredfarekartlegging (Øydvin mfl., 2011). Samtidig har området en betydelig skredhistorikk der både mennesker og infrastruktur har blitt påvirket. I tillegg er det flere ulike skredtyper som er aktive i området i form av jordskred, flomskred og steinsprang. Dette gjør at en vurdering av skredfare er svært relevant og det er også ikke blitt gjort noe slikt tidligere. Skredfarevurderingen gjennomføres med forankring i NVEs «veileder for utredning av sikkerhet mot skred i bratt terreng» (NVE, 2020). Videre tar oppgaven utgangspunkt i følgende problemstilling: *Utgjør skred en trussel mot infrastruktur i området og hvilke skredtyper er det som eventuelt gjør dette? Når og som et resultat av hvilke mekanismer kan det forventes skredhendelser? Er det videre faktorer som påvirker skredfaren og hvordan vil skredfrekvensen utvikle seg videre i fremtiden?* Med utgangspunkt i dette vil oppgaven ta for seg en vurdering av hvilke skredtyper som er relevante i området og vurdere trusselen de utgjør mot infrastruktur. Dette vurderes opp mot definerte sikkerhetskriterier for ulike typer infrastruktur. Det er også et ønske at denne oppgaven skal kunne virke som et bistående verktøy dersom det planlegges utbygging innenfor det vurderte området. I tillegg vil resultatene kunne gi en pekepinn på om det burde utføres sikringstiltak. En vurdering av utløsende mekanismer og årsaker vil kunne tegne et bilde av trender innenfor dette området, noe som kan si noe om når og under hvilke forhold det kan forventes skredhendelser. Dette vil være svært nyttig informasjon i henhold til farevarsling. I tillegg vil det i forbindelse med klimaendringer vurderes hvordan situasjonen vil kunne endre seg fremover i tid, samt en vurdering av påvirkende faktorer på skredfaren. Dette er også vurderinger som potensielt vil kunne forbedre fremtidig farevarsling, og da spesielt knyttet opp mot dette

spesifikke området. Det er også et formål med denne oppgaven å gjøre en evaluering av NVE sin veileder som et metodisk verktøy for skredfarevurderinger basert på egne erfaringer med bruk av veilederen under prosessen med å skrive denne oppgaven.

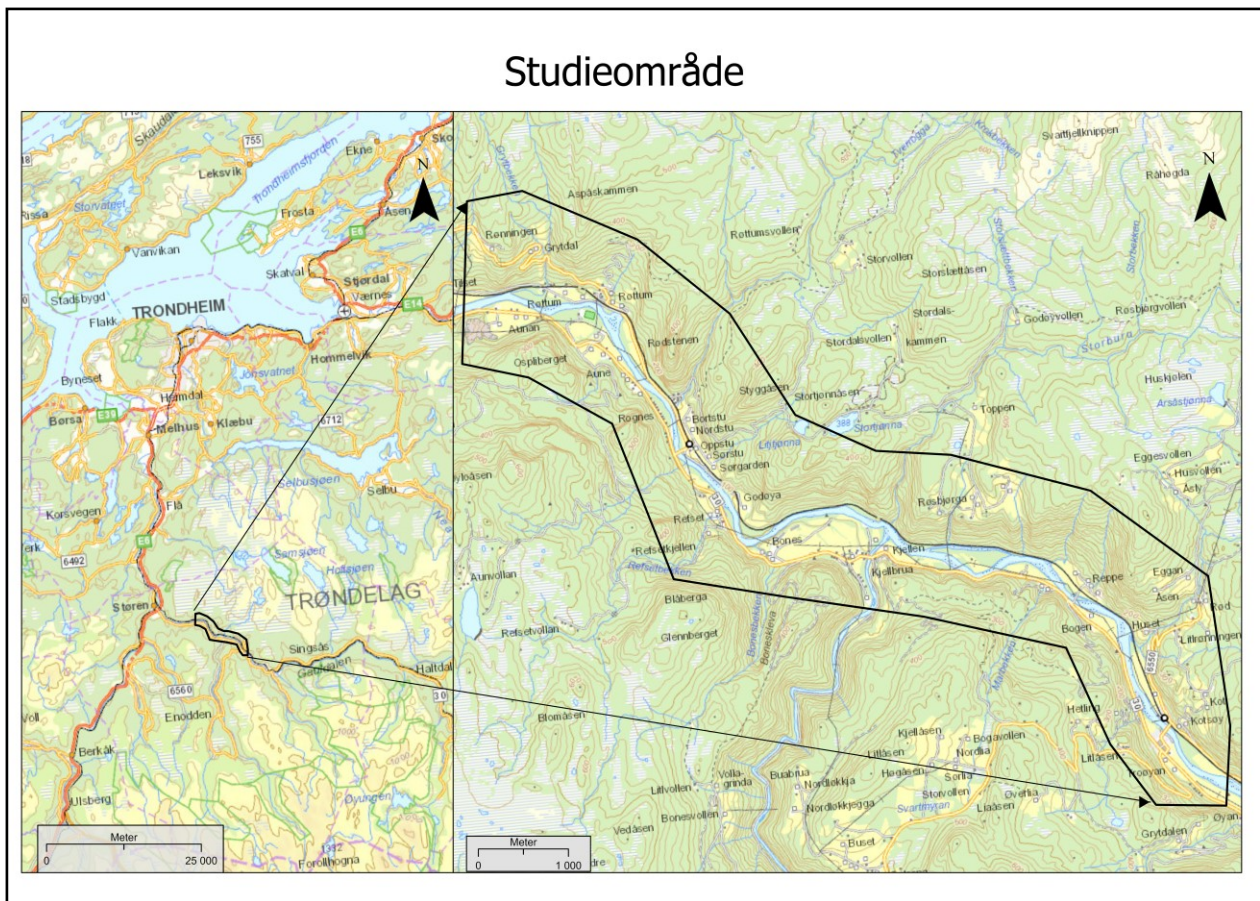
I første omgang vil det undersøkte området presenteres med fokus på å beskrive hvorfor skred er et relevant tema. Deretter vil det presenteres teori for å bygge et grunnlag til å forstå ulike skredtyper, utløsende årsaker og påvirkende faktorer. Deretter vil de metodiske fremgangsmåtene benyttet presenteres med en videre fremlegging av resultater. Til slutt vil resultatene diskuteres med hensikt i å besvare problemstillingen på en tilstrekkelig måte.

2. Områdebeskrivelse

Dette kapitlet tar for seg en beskrivelse av det utvalgte studieområdet. Dette omfatter lokalisering og en beskrivelse av landskapet. I tillegg vil ulike relevante faktorer relatert til skredaktiviteten presenteres slik som områdets geologi, skredhistorie, skogdekke og klimatiske forhold.

2.1 Beliggenhet, infrastruktur og landskap

Studieområdet ligger i Midtre Gauldal Kommune i Trøndelag ca 6 mil sør for Trondheim (figur 2.1). Videre ligger det øst for Støren et lite stykke lenger opp i Gauldalen. Fra østlig retning strekker området seg fra bygda Kotsøy forbi Bones og videre gjennom bygda Rognes til Grytdal ca 6,5 kilometer øst for Støren. Rognes er den mest befolkede bygda med ca 200 innbyggere, mens Kotsøy har en befolkning på 164 (Rosvold, 2020; SSB, 2021). Utover dette finnes det også spredt bebyggelse i området. Innenfor samferdsel er Fv30 og Rørosbanen de mest sentrale transportårene. Fv30 begynner på Støren og strekker seg oppover Gauldalen på sørsiden av Gaula i retning Røros. Denne veien hadde i 2019 en årsdøgntrafikk på 2550 biler (Trøndelag Fylkeskommune, 2020). Rørosbanen starter også på Støren og er lokalisert på nordsiden av Gaula. Denne jernbanestrekningen går oppover Gauldalen til Røros. I tillegg er Fv631 fra Budal lokalisert innenfor studieområdet der veien kommer ned i Gauldalen i søndre dalside ved Kotsøy, samt at det er mange mindre småveier innenfor området.



Figur 2.1: Studieområdets lokalisering. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

Landskapet i studieområdet er et typisk dallandskap. I dalbunnen slynger Gaular seg på en flat elveslette. Denne elva strekker seg fra fjellområdene mellom Tydal og Holtålen og ned Gauldalen til utløpet ved Gaulosen (Heggstad & Rosvold, 2021). Elva strekker seg 152,8 kilometer og har et nedbørsfelt på 3668 km². Det er få innsjøer i vassdraget, noe som gir elva liten selvregulering. Dette gjør elva flomutsatt, samt at den har stor erosjonskapasitet. Ut mot sidene er det brattere, der det enkelte steder forekommer bare fjellvegger, men i hovedsak er det bratte skråninger med løsmasser dekt av skog. I tillegg kommer det ut flere sideelver og bekker langs strekningen. Den største av disse er Bua som kommer ned Budalen. Det er også mange mindre sideelver som kommer ut i dalen. Felles for disse er at de har en mye brattere karakter enn det som er tilfellet for Gaular.

2.2 Geologi

Norges geologi og geologiske historie er viktige elementer i hvorfor skredprosesser aktivt påvirker det norske landskapet (Hermanns mfl., 2012). Norge har en lang geologisk historie som har påvirket de geologiske strukturene som i dag finnes i landet. Dette omfatter geologiske hendelser og glisiasjoner som har ledet til dannelse av berggrunnen og løsmasser. Kartlegging av et områdes

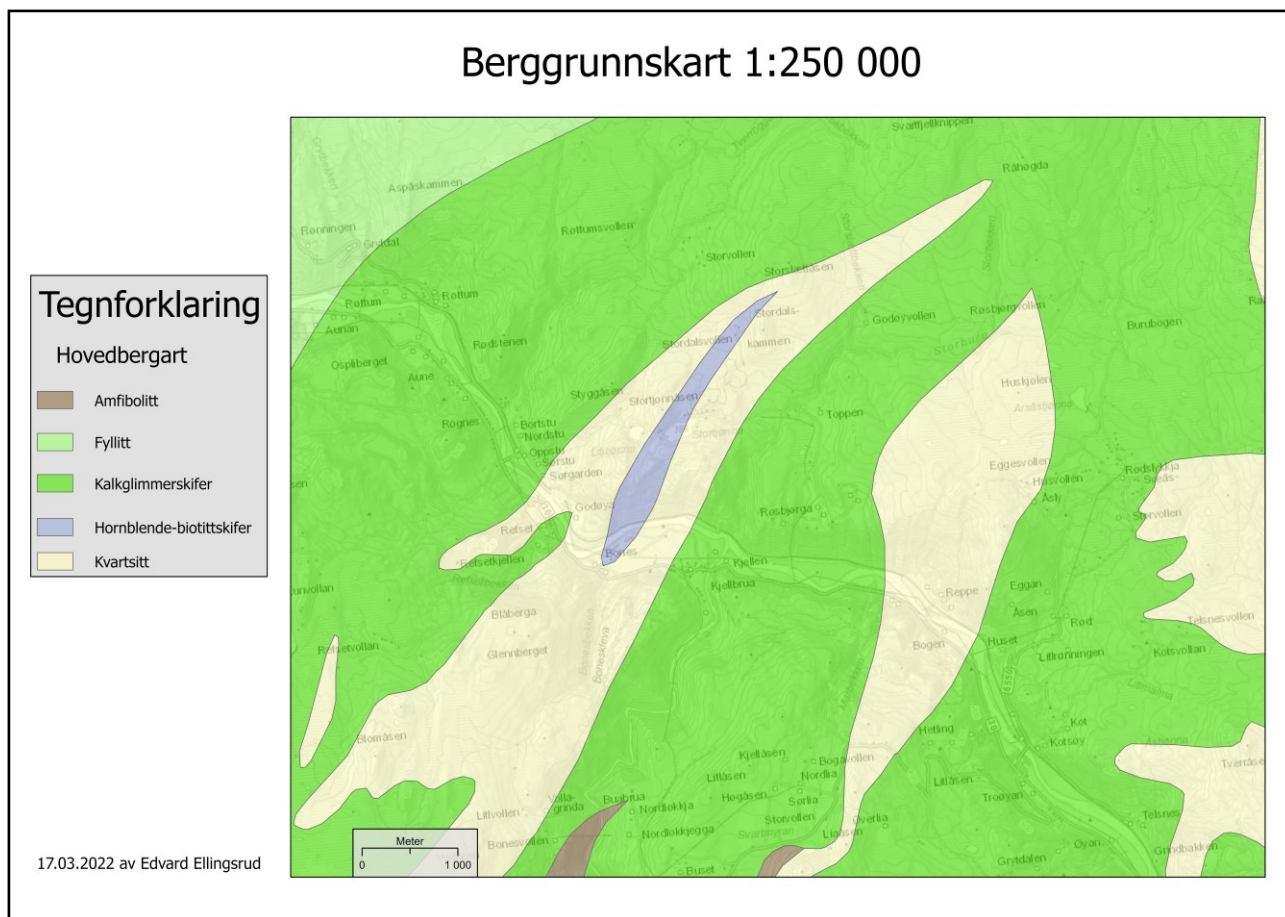
geologi er svært viktig for å kunne forstå hvorfor skred kan forekomme. Dette omfatter både ulike bergarter og strukturer, men også løsmasser og landformer.

Bergartene i studieområdet tilhører det større Trondheimsdekkekomplekset og er en del av skyvedekket Guladdekket (Fossen, Pedersen, Bergh & Andresen, 2013). Dette er metamorfe bergartsdekker som stammer fra dannelsen av den Kaledonske Fjellkjeden. For over 400 millioner år siden kolliderte Norge og Nord-Europa med Grønland og Nord-Amerika. Denne kollisjonen førte til dannelsen av en enorm fjellkjede og medførte massive endringer i geologiske strukturer. Bergartene i området stammer fra denne hendelsen og er over 400 millioner år gamle. Videre tilhører bergartene det som kalles Øvre Dekkeserie, det vil si bergartsdekker som stammer fra havbunnen i Iapetushavet, havet som lå mellom kontinentene før de kolliderte. Dette er skyvedekker som har blitt transportert over store avstander og innenfor disse dekkene er det stor variasjon i bergartssammensetning.

Studieområdet er preget av metamorfe bergarter der sammensetningen av hovedbergarter er vist i figur 2.2 med oppløsning 1:250 000, noe som er største tilgjengelige oppløsning for området. Kalkglimmerskifer er den dominerende bergarten. Denne finnes over hele området, kun avbrutt av et belte med fyllitt helt i vest, samt to belter med mye kvartsitt rett øst for Rognes og rett vest for Kotsøy. Bergartene i Guladdekket har en tydelig orientering fra nordøst mot sørvest (Fossen mfl., 2013). Dette kommer også tydelig frem i soneinndelingen i figur 2.2. Av øvrige strukturer er det en skjærsone i grensen mellom glimmerskifer og fyllitt helt vest i området. Denne skjærsonen er duktil, noe som vil si at den er dannet i dypet (NGU, 2020).

Tidsperioden Pleistocen (2,6 millioner år - 11 700 år) var en periode preget av store variasjoner i jordas klimatiske forhold (Vorren & Mangerud, 2013). Dette ga flere nedisninger og perioder med store innlandsiser. Under denne perioden som for øvrig er en del av den lengre tidsperioden Kvartær var på det meste 33 % av landjorda dekket av is (Sulebak, 2014). De gjentakende glasieringene har satt igjen spor i terrenget, og også i Norge som var isdekt i flere perioder. Et eksempel på dette er u-daler, en typisk glacial erosjonsform. Disse dalene har en veldig karakteristisk u-form med flat bunn der det gradvis blir brattere ut mot sidene. Gauldalen er et eksempel på et slikt dalføre.

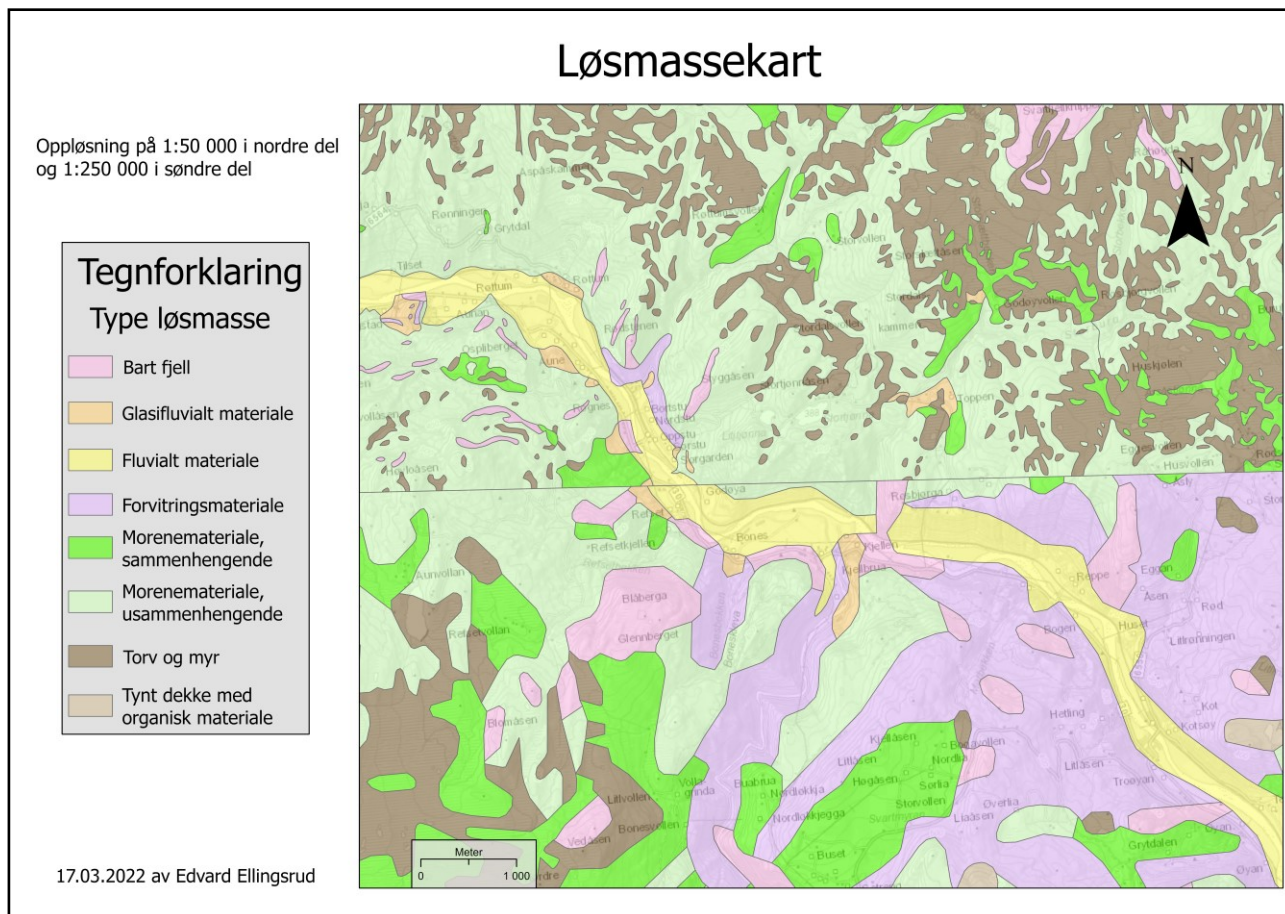
Berggrunnskart 1:250 000



Figur 2.2: Bergartssammensetning i studieområdet. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

Glasiasjonene har lagt igjen spor i terrenget i form av løsmasser. Isen beveger seg og vil erodere, transportere og avsette materialer. Av glisiale avsetninger finnes det to hovedtyper: morenemateriale og glasifluvialt materiale (Sulebak, 2014). Skillet mellom disse er at morenemateriale direkte blir transportert og avsatt av breens bevegelser mens glasifluvialt materiale blir avsatt av breens smeltevann. Morenemateriale består typisk av en usortert og ofte svært variert sammensetning av alle kornstørrelser fra leir til blokker (Wolden, 2001). På den andre siden består glasifluvialt materiale hovedsakelig av sand og grus og er godt sortert. I figur 2.3 vises sammensetningen av løsmasser i studieområdet med oppløsning på 1:50 000 nordvest i området og 1:250 000 i sørøst. Der fremkommer det mye morenemateriale i dalsidene der det skilles mellom sammenhengende og usammenhengende dekker. Forskjellen på disse er mektigheten og utbredelsen der de usammenhengende dekkene typisk ikke er tykkere enn 0,5 meter og har mindre utbredelse (NGU, 2022). De sammenhengende dekkene kan stedvis ha en mektighet på over 10 meter. Videre er det også mye forvitningsmateriale i dalsidene, en løsmasstype som i likhet med morenemateriale kan være skredutsatt (Bargel mfl., 2011). Dette er løsmasser som er dannet som et resultat av forvitring av berggrunnen. I Norge er slike dekker generelt svært tynne da istidene fjernet alt av forvitret berg, og forvitningsmaterialet har blitt dannet i etterkant av glasiasjonene (Sandersen,

2014). I de nedre delene av dalsidene forekommer det flere terrasser med glasfluvialt materiale. Dette er også dekker som kan bli svært mektige på flere titalls meter. I bunnen av dalen langs elva er det utelukkende fluvialt avsatt materiale. Dette skiller seg fra glasfluvialt materiale med at det er avsatt av en elv og ikke av smeltevann.



Figur 2.3: Områdets løsmassesammensetning. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

Når innlandsisen lå over landskapet skapte dette et enormt press på landflata under. Når isen forsvant ble dette trykket fjernet fra jordskorpa og den begynte å heve seg, en prosess som kalles isostatisk heving (Vorren, Mangerud, Blikra, Nesje & Sveian, 2013). Dette foregår svært sakte og når isen forsvant sto havet langt oppover Gauldalen som på dette tidspunktet var en fjord. Over tid som et resultat av landhevningen ble havnivået gradvis senket nedover dalen. Det høyeste nivået havet har stått på kalles marin grense og ved Rognes ligger denne på 188 moh (NGU, 2022). Samtidig ligger dalbunnen på ca 90 moh. Dette vitner om at havet på et tidspunkt sto langt oppe i dalsidene. I tillegg har også dalbunnen i forbindelse med landhevningen stått på flere ulike nivåer. Dette kan tydes i terrenget der det flere steder finnes terrasser som viser nivåer der dalbunnen tidligere har stått. I ettertid har Gaula erodert seg ned under disse terrassenivåene.

2.3 Skredhistorikk

Gauldalen er et dalføre som har en betydelig skredhistorie. Den mest omfattende hendelsen er Gauldalsraset fra 1345 (Rokoengen, Jespersen, Kleiv & Sæterbø, 2001; Lied, 2014a; Solem, 2015). Denne hendelsen har fått lite oppmerksomhet og er lite kjent grunnet lite dokumentasjon. Samtidig er dette den mest omfattende naturkatastrofen i Norges historie da det skal ha omkommet over 500 mennesker. Det faktiske nummeret er derimot ikke kjent og dette er basert på antagelser. Det er også uvisst hva slags skredtype som førte til katastrofen da enkelte kilder omtaler det som et kvikkleireskred og andre som et jordskred. Rokoengen mfl. (2001) viser til at det sannsynlig var en kombinasjon av begge typer der både lag med marin leire og lag med grus og sand raste ut. Videre skal skredet ha gått rett nord for Støren i en trang passasje i dalen. Dette er utenfor selve studieområdet, men skredet skal ha vært så stort at det fylte hele dalbunnen og lagde en demning. Dette førte til at Gaula ble demmet opp til en innsjø som skal ha strukket seg helt opp til Bones rett øst for Rognes, 14 kilometer ovenfor rasstedet. Det er å anta at selve raset grunnet sin størrelse tok flere liv og ødela gårder, samt at flere mennesker druknet i den nye innsjøen, men de største ødeleggelsene oppsto da demningen ved rasstedet brast, noe som slapp løs enorme mengder vann nedover dalføret. Flommen førte til store ødeleggelse nedstrøms og det antas at det ble gjort skader helt ned til Gaulosen ca 4 mil lenger nord.

Studieområdet har også en betydelig skredhistorie. I 1868 tok et snøskred fire menneskeliv ved Seterøya under Røsbjorgen (Aune, 1970). 1868 kan for øvrig regnes som den mest katastrofale vinteren i Norges historie da 161 menneskeliv gikk tapt i skredhendelser (Lied, 2014a). Det ble også tatt et menneskeliv i et jordskred i 1808 i samme område, samt at det i 1858 forekom et tilfelle der en stein gikk gjennom en husvegg og traff og skadet en gutt som lå i en seng.

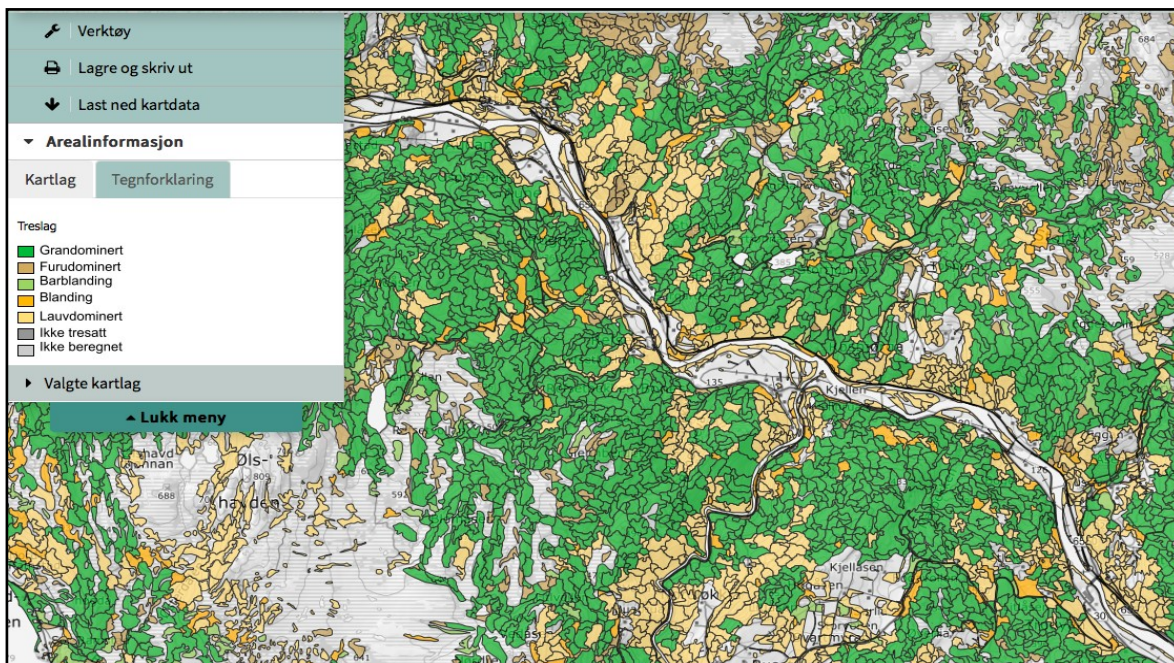
Den siste dødsulykken forekom i 1868, men skredhendelser har også forårsaket problemer i nyere tid. De siste 20 årene har både jordskred og steinsprang ført til problemer langs både veg og jernbane. Både Fv30 og Fv631 har blitt stengt som et resultat av skredhendelser (Adresseavisen, 2004). Jordskred som har stengt felt i vegbanen, samt steinsprang ned på vegen har også skapt problemer for trafikken på Fv30 (Vikan, 2014; Leth-Olsen, 2016). Videre har stengninger av jernbane som følge av skred eller ved fare for skred forekommet der det ene skredet fra 2002 også tok med seg et bolighus og et uthus (NRK, 2002; Nygård, 2013).

2.4 Skog og klima

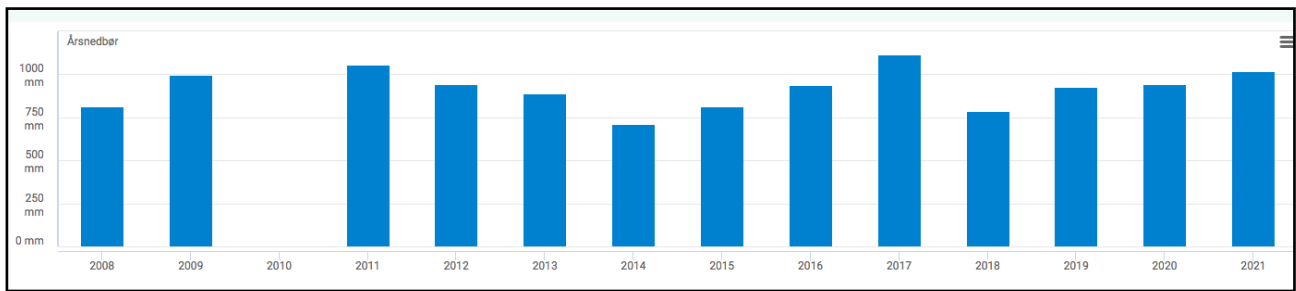
Skog er en sentral faktor når det kommer til skredfare da skog både kan påvirke frekvens og utløp (Høydal, Breien & Sandersen, 2013). I studieområdet er skråningene preget av et tett skogdekke,

noe som generelt forekommer overalt med et fåtall unntak knyttet til gårdsbruk. Skogdekket består hovedsakelig av lauvskog og granskog, men også enkelte soner med blandingskog (se figur 2.4). Lauvskogen består i all hovedsak av bjørk. Skogen står utelukkende tett uten større åpne felter og har jevnt over en kronedekning på over 80 % (NIBIO, 2022). Størrelsen på trærne, mengden trær og alderen er varierende. Generelt er barskogen eldre enn bjørkeskogen, mens bjørkeskogen generelt står enda tettere med flere trær. I dagens situasjon er det ingen hogstfelt lokalisert i dalsidene, men det er noen i overkant. I tillegg finnes det også nylig gjengrodd hogstfelt i dalsidene.

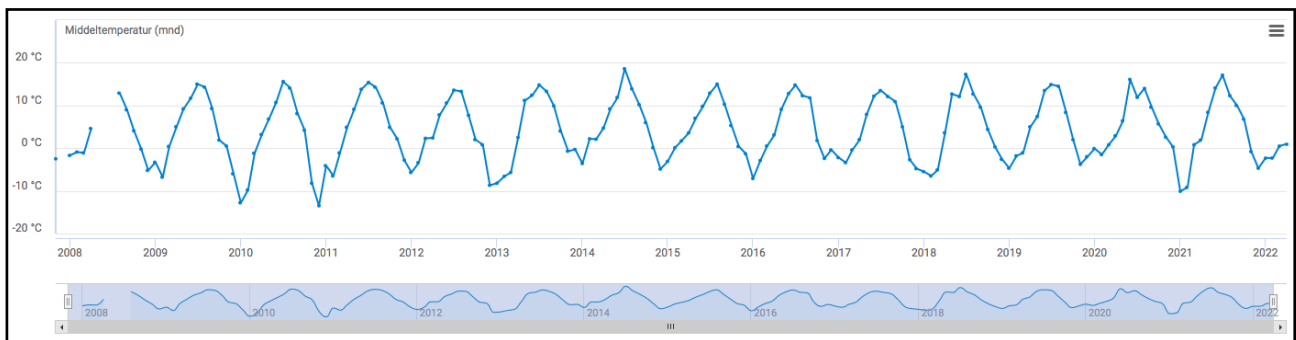
Klimaet i studieområdet er av en temperert type (Dannevig & Harstveit, 2021). Dette omfatter typisk en gjennomsnittlig årsnedbør på 750-1000 mm. Dette kan også tydes i gjennomsnittlig årsnedbør for de siste 14 årene ved værstasjonen på Kotsøy vist i figur 2.5 der årsnedbøren i all hovedsak faller innenfor dette intervallet. Fordeling for månedlig middeltemperatur på Kotsøy er vist i figur 2.6. Her fremkommer det typisk en middeltemperatur på -2 til -7 grader med unntaksvis et fåtall kaldere vintre. På sommeren er middeltemperaturen typisk på 12-18 grader. Vintrene er kalde med middeltemperatur godt nede på minussiden, mens somrene er milde. Kaldeste måned veksler mellom desember, januar og februar mens juli typisk er varmeste måned.



Figur 2.4: Fordeling av skogtyper i studieområdet (NIBIO, 2022).



Figur 2.5: Fordeling av årsnedbør fra 2008-dd ved Kotsøy (Norsk Klimaservicesenter, 2022).



Figur 2.6: Fordeling av middeltemperatur for måneder fra 2008-dd ved Kotsøy (Norsk Klimaservicesenter, 2022).

3. Teori

For å kunne svare på problemstillingen er det nødvendig å gjøre et grundig studium av teoretisk litteratur og forskning. Dette kapitlet tar for seg dette og vil presentere relevant teori for denne oppgaven. I første omgang vil generell teori om skred og en generell definisjon av begrepet presenteres. Deretter vil det presenteres teori for skråninger og skråningsstabilitet. Videre vil de skredprosessene som har blitt vurdert til å være aktuelle redegjøres for. Til slutt vil det presenteres ulike faktorer som påvirker utløsning av skred og skråningsstabilitet.

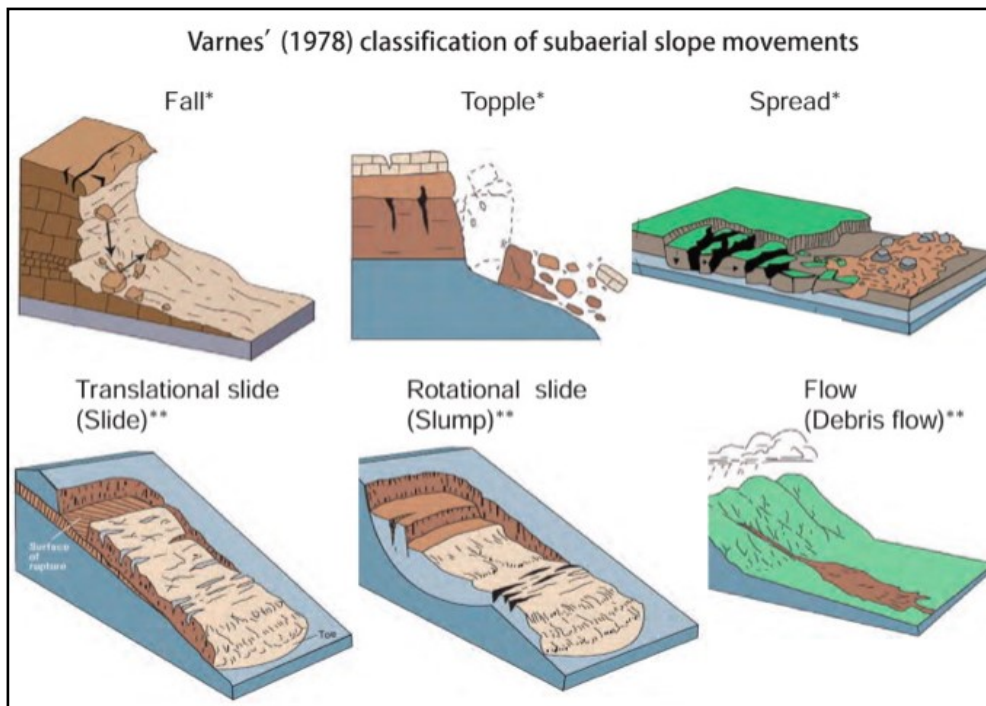
3.1 Generelt om skred

Skred er et komplekst tema der det finnes mange ulike definisjoner. I et forsøk på å skape en generell definisjon presenterte Cruden (1991) følgende: «Et skred er bevegelsen av en masse stein, jord eller slam ned en skråning». Highland & Bobrowsky (2008) har tatt det et steg videre med å inkludere organisk materiale, samt at bevegelsene foregår under påvirkning av tyngdekraften. I den forbindelse kan skred sees på som en massebevegelse, det vil si bevegelser av materialer ned en skråning som et resultat av tyngdekraft (Sulebak, 2014). Slike bevegelser vil foregå uten at det er en transporterende agens involvert i prosessen. Ingen av disse definisjonene tar bevegelser av snø med

i betraktningen, men i en norsk kontekst inkluderes bevegelser av snømasser som en del av definisjonen (Øydvin mfl., 2011).

Skred kan forekomme i flere ulike typer materialer. Bevegelsene av masser kan også foregå på forskjellige måter. Det er laget flere ulike klassifikasjonssystemer for skred. Et eksempel på dette er et system presentert av Varnes (1978), et system som baserer seg på seks ulike former for bevegelser. Disse bevegelsestypene med definisjoner hentet fra Highland & Bobrowsky (2008) er som følger og er også illustrert i figur 3.1:

- Utfall (fall): Bevegelse av en masse som løsner fra en bratt skråning eller en fri vegg. Denne beveger seg langs en overflate hvor ingen eller særdeles lite forskyvning foregår. Bevegelsene foregår gjennom fritt fall, hopping og rulling.
- Velt (topple): Veltende bevegelse der en masse av stein eller jord roterer ut i fra et punkt under gravitasjonscenteret til den forskjøvede massen.
- Utglidning (slide): Bevegelser av masser av jord eller stein ned en skråning langs overflater med brudd eller tynne soner med intens skjærbelastning. Utglidninger kan enten forekomme som en roterende bevegelse eller en rettere bevegelse langs en plan overflate.
- Spredning (spread): Ekstensjon av sammenhengende jord- eller steinmasser kombinert med innsynkning av oppsprekket masse inn i mykere underliggende sediment.
- Flytende bevegelse (flow): En romlig kontinuerlig og kortvarig bevegelse der skjæroverflaten normalt sett ikke er bevart. Bevegelsene og hastigheten i de fortrenge massene minner om de i en viskøs væske.
- Komplekse bevegelser (Complex): Denne varianten har ingen spesifikk definisjon, men kan sees på som en kombinasjon av flere av de nevnte bevegelsestypene.



Figur 3.1: Fem av de seks ulike hovedtypene skredbevegelser etter Varnes (1978). Figuren viser to typer utglidninger (slide og slump) og viser ikke bevegelsestypen kompleks. Figur hentet fra Shanmugam (2015).

De seks ulike typene bevegelser utgjør de viktigste komponentene i Varnes (1978) sitt klassifikasjonssystem. Videre bygger også systemet på hva slags materialer bevegelsene forekommer i, der det finnes flere ulike varianter av f. eks flytende bevegelser basert på ulike materialtyper. Jord- og steinmasser utgjør de to viktigste materialtypene. Type bevegelse og type materiale bygger sammen grunnlaget til å definere ulike skredtyper, der det er definert 29 ulike i systemet. I nyere tid har Hungr, Leroueil & Picarelli (2014) oppdatert dette systemet til å inneha 32 klasser for å bedre kompatibilitet til geologisk og geoteknisk terminologi av jord- og steinmasser.

Når det kommer til skred og spesifikke skredtyper kan det ofte være vanskelig å skille mellom ulike typer. For eksempel kan det ofte være vanskelig å skille mellom jordskred og flomskred (Devoli, 2018). Mye av teorien og terminologien for skredprosesser er på engelsk og det kan oppstå forvirringer når det skal oversettes til andre språk. Bargel mfl. (2011) har foreslått bruk av begrepene jordskred for den engelske betegnelsen «debris slide» og flomskred for betegnelsene «debris flow» og «debris flood». I engelsk terminologi skilles det mellom «debris» og «earth» med utgangspunkt i sammensetningen av løsmasser i et skred (Highland & Bobrowsky, 2008). «Debris» brukes for å klassifisere skred med grovere løsmasser, mens «earth» brukes om skred som inneholder minst 50 % partikler av finere løsmasser slik som sand, silt og leire, der begrepet «mud» også kan brukes i enkelte tilfeller i stedet for «earth» (Varnes, 1978). I en norsk kontekst skilles det

ikke mellom «earth» og «debris». Siden denne oppgaven omhandler skred i Norge vil ikke disse begrepene brukes. Når det senere i dette kapitlet vil defineres og presenteres spesifikke skredtyper vil dette gjøres med utgangspunkt i norske begreper og definisjoner. Dette gjøres med utgangspunkt i de skredtypene som er nevnt i NVE sin veileder for skred i bratt terreng (NVE, 2020) med videre fokus på de sentrale skredtypene i området.

3.2 Skråninger

Siden denne oppgaven tar for seg skredprosesser i bratte skråninger vil det være hensiktsmessig å fremlegge teori om skråninger. Dette kapitlet vil presentere generell teori om ulike skråningsformer, klassifisere skråninger etter helningsgrad, samt presentere teori for skråningsstabilitet og hvilke komponenter som påvirker dette.

3.2.1 Klassifisering av skråninger

Skråninger er noe man kan finne på de fleste landoverflater (Sulebak, 2014). De kommer i mange ulike varianter basert på blant annet lengde, helningsgrad og form. Skråninger kan sees på som et dynamisk system der jord- og steinmasser er i stadig bevegelse. Dette foregår svært sakte, men over lengre tid vil skråningene sakte flates ut mot et slakere landskap. De prosessene som påvirker endringen av skråninger kan kalles «skråningsprosesser» eller «denudasjonsprosesser». Disse prosessene omfatter massebevegelser, forvitring og fritt rennende vann på overflaten. Når det kommer til skråningsformer finnes det tre grunnformer: konveks, rettlinjet og konkav. Disse vises i figur 3.2. I en konveks skråning vil helningen gradvis øke mot bunnen, mens det vil være motsatt med en gradvis nedgang i helning mot bunnen av en konkav skråning. I en rettlinjet skråning vil helningsvinkelen være konstant i hele skråningen. Dette er de tre grunnformene, men det kan også finnes ulike varianter og sammenkoblinger mellom disse. For eksempel kan en skråning være konkav i en del før den på et annet punkt går over til en konveks profil. I tillegg vil også helningsvinkelen kunne variere. Sulebak (2014) har klassifisert skråninger med utgangspunkt i helningsvinkelen:

- Flate <2 grader
- Skråning 2-40 grader, der det videre deles inn i slak (2-10 grader), middels (10-18 grader), bratt (18-30 grader) og meget bratt (30-40 grader)
- Frivegg >40 grader



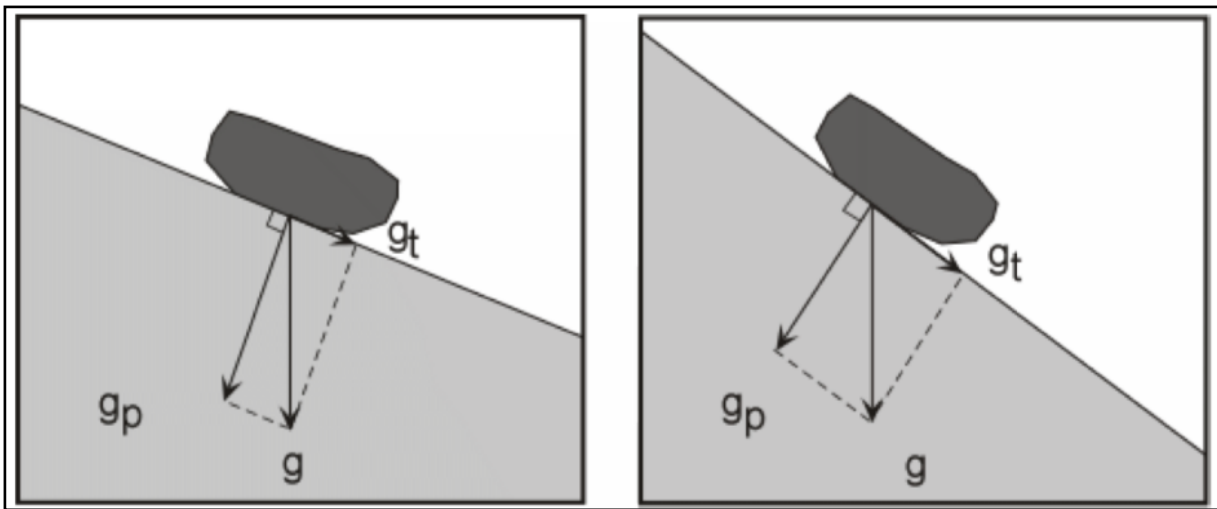
Figur 3.2: Konveks, rettlinjert og konkav skråningsform. Figur hentet fra Miller (2018).

3.2.2 Skråningsstabilitet

Skråninger kan komme i særdeles mange ulike former med ulike egenskaper. Dette fører til at det er stor variasjon i skråningers stabilitet, noe som er påvirket av flere ulike faktorer. Alle flater av sammenhengende lik materie vil være påvirket av en form for kraft, en kraft som kan virke på to måter: krefter fra selve flaten og krefter fra overflatene rundt (Selby, 2005). I det første tilfellet vil kreftene skapes innad i selve flaten og skapes uten kontakt med andre flater. Et eksempel på dette er tyngdekraft. Den andre typen krefter skapes gjennom fysisk interaksjon med omkringliggende flater. Når slike krefter blir påført til en flate vil dette påføre flaten en form for stress. Ulike materieflater vil ha ulik styrke og vil reagere på påført stress med en elastisk oppførsel der avstanden mellom atomene innad i materien vil kunne endre seg. Dersom stresset som påføres på materien overgår dets styrke vil det kunne resultere i deformasjon og brudd.

3.2.3 Skjærstress og skjærstyrke

I en skråning vil tyngdekraften til en hver tid virke inn som en drivkraft mot masseforflytning, en drivkraft som også kan kalles skjærstress (Sulebak, 2014). Denne drivkraften virker proporsjonelt med sinus til helningsvinkelen og vil bli større når helningen øker samtidig som at vekten også øker. I motsetning til dette er normalkraften som er proporsjonal med cosinus til helningsvinkelen. Dette fører til at den blir større dersom helningsvinkelen minker. Det generelle konseptet med dette vises i figur 3.3. Videre vil normalkraften ha innvirkning på friksjonen i skråningen som vil bli større dersom normalkraften øker. Friksjon tilsier evnen en masse har til å motstå forflytning.



Figur 3.3: Hvordan tyngdekraften virker inn på en masse i en skråning. Når helningen øker blir skjærstresset g_t større. Figur hentet fra Nelson (2013).

Ulike materialer og skråninger vil ha ulik styrke der styrke kan defineres som evnen til å motstå deformasjon under påført stress (Selby, 2005). Når det er snakk om skråningsteori og litteratur blir dette gjerne kalt skjærstyrke (Sulebak, 2014). Dersom skjærstresset overgår skjærstyrken vil det resultere i deformasjon og en påfølgende massebevegelse. Hvor raskt denne foregår bestemmes av hvor mye skjærstresset overgår skjærstyrken. For eksempel vil en økning av skjærstresset som gjør at det markert overgår skjærstyrken kunne resultere i en rask og plutselig bevegelse. På den andre siden vil bevegelsen være svært marginal og vanskelig å få øye på dersom stresset så vidt overgår styrken.

Videre er skjærstyrken svært sammensatt og den påvirkes av mange komponenter. Blant annet påvirkes det av sammensetning og struktur, samt kohesjon og friksjon der spesielt de to siste er viktige (Selby, 2005). Kohesjon kan sees på som bindinger mellom partikler og molekyler der det ikke er trykkende krefter involvert. Slike kohesive bindinger kan oppstå på flere ulike måter, blant annet kjemisk og elektrostatiske. Det kan også oppstå kohesjon dersom det forekommer små vannfilm i hulrom mellom partikler. Slike kohesive bindinger vil bidra til å styrke og bedre stabilitet i jord- og steinmasser. Friksjon er et resultat av direkte kontakt mellom partikler innad i en jord- eller steinmasse. Med utgangspunkt i dette vil en masse med færre kontaktflater mellom partiklene være svakere enn en masse med flere kontaktpunkter. Videre vil en masse ha en gitt største vinkel den kan stå i uten å rase ut, noe som kalles friksjonsvinkel (Sulebak, 2014). Denne vinkelen vil være ulik for ulike typer materialer og vil også variere som et resultat av ruheten til massen, samt porevannstrykket i bakken. Friksjonsvinkelen kan ofte være vanskelig å definere i jord- og steinmasser, dette fordi slike masser typisk har en varierende sammensetning. Det vil ofte være en

samling av ulike materialtyper, samt ulik grad av kohesjon og friksjon. Som et utgangspunkt vil friksjonsvinkelen være høyest dersom jordmassen er fuktig, mens den er mindre dersom massen er helt tørr eller ekstremt fuktig (Nelson, 2013).

3.2.4 Vann og skråningsstabilitet

Vanninnhold i jord- og steinmasser er en viktig faktor når det kommer til stabilitet i skråninger. Hulrommene mellom partikler i en jord- og steinmasse vil kunne fylles opp ved vann som kalles porevann (Sulebak, 2014). Dette vil også medføre et trykk i massene som kalles porevannstrykk. I en fuktig masse vil det være små vannfilm i porene der det kan oppstå kohesjon (Selby, 2005). Innenfor denne tilstanden vil porevannstrykket være negativt og massene vil generelt være stabile. Denne tilstanden vil endres dersom massene blir helt mettet på vann. I en mettet tilstand forsvinner overflatespenningen i vannet helt og porevannstrykket vil bevege seg i retning positivt (Brooks, Ffolliott & Magner, 2013). Dette fører til at en del av normalkraften overføres fra jord- eller steinmassene over til porevannet. Dette minsker friksjonen mellom de ulike partiklene i massen, noe som igjen minsker stabiliteten. En vannmettet jord-/steinmasse vil følgelig også ha en større vekt enn en mindre fuktig masse, noe som også øker effekten av tyngdekraft. Derav vil en jord- eller steinmasse mettet på vann være mindre stabil enn en fuktig, men ikke mettet masse.

Videre vil ulike typer grunnforhold påvirkes ulikt av vann. Når vann når ned til bakken vil det enten drenerer ned i jorda, lage dammer, eller drenerer på overflaten (Brooks mfl., 2013). Når vannet drenerer ned i jorda kalles dette infiltrasjon. Denne prosessen blir påvirket av mange faktorer, blant annet nedbørsintensitet, sammensetning av jordmasser, og frost (Selby, 2005). Ulike jordtyper vil for eksempel ha ulik permeabilitet, noe som er et mål på hvor fort vann kan strømme gjennom en masse (Sulebak, 2014). Dersom jordarten er av en grovere type med større korn vil permeabiliteten typisk være høyere enn i en jordart med finere korn. Den samme effekten er også synlig når det gjelder porøsitet, det vil si det samlede volumet av porer i en jordmasse. Som et resultat av tyngdekraft vil vannet i jorda drenerer ned mot grunnvannet, men det er ikke alltid forholdene ligger til rette for at vannet kan komme seg helt ned til grunnvannsspeilet. Enkelte jordlag kan ha en egenskap ved at de er vannavstøtende, det vil si at vann ikke er i stand til å drenerer inn. En lignende effekt kan også oppstå dersom det forekommer frosne lag i jorda.

3.3 Skred i løsmasser

Løsmasser omfatter masser som er overliggende fast fjell, det vil si ulike materialtyper som stein, grus, sand, silt, leire, jordsmonn med mye organisk materiale og masser som er deponert av mennesker (Bargel mfl., 2011). Skredhendelser i slike typer materialer kalles for løsmasseskred og

det består av fire typer: jordskred, flomskred, leirskred og kvikkleireskred. De to sistnevnte omhandler skred i leiravsetninger og vil ikke videre redegjøres for. I Norge er det et veldig tydelig skille mellom løsmassene og det underliggende faste fjellet (Sandersen, 2014). I hovedsak stammer løsmassene fra eller i etterkant av den siste istiden da glasial erosjon fjernet det meste av det forvitrede berget. Innenfor løsmasser vil det kunne finnes mange ulike kornstørrelser der det skilles mellom:

- Blokk >600 mm i diameter
- Stein <600 - >60 mm
- Grus <60 - >2 mm
- Sand <2 - >0,06 mm
- Silt <0,06 - >0,002 mm
- Leire <0,002 mm

Videre er det i Norge vanlig å inndele løsmasser slik: marine avsetninger, glasifluviale avsetninger, bresjøavsetninger, innsjøavsetninger, fluviale avsetninger, morene, skredavsetninger og forvittringsmateriale.

Et løsmasseskred vil typisk følge en spesifikk skredbane, og en slik bane kan deles inn i tre definerte deler: løsneområdet, skredløpet og utløpsområdet (Sandersen, 2014). Løsneområdet er typisk den bratteste delen av skråningen der selve bruddet forekommer. Dette området vil også typisk være den største bidragsyteren til å gi skredet materialer og tilføre volum. I skredløpet som ofte er noe slakere enn løsneområdet er det transport av sedimenter som er den sentrale prosessen. I denne delen av skredbanen vil det forekomme erosjon av underlaget som vil kunne gi skredet økt volum, men det kan også avsettes materialer langs sidene. I utløpsområdet vil skredmassene stoppe opp og avsettes. I denne delen av skredbanen avtar helningen ytterligere, noe som gjør at skredet taper energi og stopper opp.

3.3.1 Jordskred

En av de mest utbredte typene løsmasseskred er jordskred, noe som er en vanlig skredtype i Norge og et eksempel på et slikt skred er vist i figur 3.4. Jordskred er ikke normalt en stor trussel mot infrastruktur i Norge, men det forekommer til stadighet hendelser som medfører skade og ødeleggelser (Sandersen, 2014). NVE definerer jordskred som «raske utglidninger og bevegelse av vannmettede løsmasser i bratte skråningsgradienter, utenfor definerte vannveier» (Devoli, 2018). Slike skred utløses som en plutselig utglidning. Denne utglidningen forekommer typisk i

vannmettede jordmasser og vil følge et glidplan. Bevegelsen ned skråningen vil være strømmende og skredmassene vil typisk bli gradvis bredere. Dette gjør at skredbevegelsen kan defineres som type utglidning (slide) etter Varnes (1978) sin klassifisering. Videre vil denne bevegelsen enten være roterende eller en rettformet bevegelse langs glidplanet. Dybden til et rettformet skred vil typisk være mindre enn til et roterende skred (Highland & Bobrowsky, 2008). Generelt er glidplanet sjeldent mer enn 5 meter dypt og jordskred sees på som grunne dersom de utløses på en dybde på mindre enn 3 meter (Bargel mfl., 2011).



Figur 3.4: Skredsår etter et jordskred i Virumdalen i Sunndal (Bargel mfl., 2011).

Jordskred forekommer i bratte skråninger der det ligger et løsmassedekke (Devoli, 2018). Typisk vil dette være i skråninger som er brattere enn 30 grader, men det kan oppstå jordskred i slakere helninger ned mot 20 grader. Hastigheten til jordskred kan variere fra saktegående utglidninger til svært høye hastigheter. Typisk vil det i startfasen være langsomme bevegelser før hastigheten øker nedover skredbanen. Rekkevidden av et skred vil styres av ulike forhold slik som topografi/helning, volum og vanninnhold (Sandersen, 2014). Normalt vil rekkevidden være mindre enn 500 meter, men den kan i enkelte tilfeller være så mye som 1 kilometer. Et jordskred vil erodere med seg masser og vil kunne etterlate et tydelig sår i skråningen. Etter en slik hendelse vil det normalt forekomme en treg akkumulasjon av nye jordmasser i skredsåret. Dette fører til at det ofte kan ta lang tid før det igjen kan gå et nytt skred på samme sted. Skredavsetningene samles i bunnen av

skredet, gjerne som en tungeformet lobe (Bargel mfl., 2011). Det kan også dannes vifter av skredavsetninger, med grovere materialer i toppen og finere materialer utover mot fronten.

I bratte dalsider med tydelige raviner er jordskred en vanlig prosess (Devoli, 2018). Slike raviner vil typisk være dannet som et resultat av erosjon fra rennende vann i kombinasjon med skredprosesser (Bargel mfl., 2011). Gjentakende jordskred vil ofte kunne forekomme i en slik ravine. Et jordskred vil i et slikt landskap erodere seg ned til bunnen av løsmassene og etterlate seg en tydelig kanal. Videre vil kanalen kunne etablere seg som en definert skredbane for senere skred.

3.3.2 Flomskred

Flomskred er en vanlig skredtype i Norge og et eksempel på et slikt skred vises i figur 3.5. Begrepet er samtidig ikke gammelt da det først dukket opp på 1970-tallet (Bargel mfl., 2011). Flomskred er en trussel mot infrastruktur i Norge, og det er en av de vanligste årsakene til stengning av veier i landet (Sandersen, 2014). Flomskred kan ofte være vanskelig å skille fra jordskred, spesielt dersom vanninnholdet er høyt, men NVE definerer flomskred som «hurtige, flomlignende skred som opptrer langs elve- og bekkeløp, også der det vanligvis ikke er permanent vannføring» (Devoli, 2018). Ut i fra dette kommer det frem en distinkt forskjell fra jordskred der flomskred forekommer i definerte vannløp. Skredet vil ta form som en flytende masse bestående av vann, sedimenter og organisk materiale. Denne bevegelsen vil være styrt av elve-/bekkeløpet. Flomskred kan også komme i bølgesekvenser der flere skred kommer etter hverandre i den samme kanalen. Videre kan bevegelsen til et flomskred klassifiseres som en flytende bevegelse (flow) etter Varnes (1978). Flomskred blir også ofte sett på som en overgangsprosess mellom massebevegelser og fluviale prosesser.

Flomskred forekommer hovedsakelig i bratte elve- og bekkeløp med helning på 25-45 grader (Devoli, 2018). Det kan samtidig oppstå slike skred på lavere gradienter helt ned til 10 grader (Sandersen, 2014). Skredene kan oppnå svært store hastigheter som kan nå opp til 45-50 km/t. Hastigheten til skredet vil styres av flere ulike faktorer der Norem & Sandersen (2014) har listet opp følgende: volum på skredet, erosjon i skredbanen, størrelse på partikler, poretrykk og ruheten til overflaten i skredbanen. Vanninnholdet i skredet vil også påvirke hastigheten. I strømmen til et flomskred er det en tydelig kornfordeling der de største materialene beveger seg på toppen av strømmen med finere materialer lenger nede. Flomskred vil også kunne erodere i skråningen og øke i volum nedover skredbanen. Avsetningene etter gjentakende flomskred vil i bunnen forme en vifte der skråningen flater ut. I slike vifter vil de grove sedimentene være i toppen, mens det vil være finere sedimenter lenger nede i vifta. Vann og finstoff oppnår høyere hastigheter og vil derfor nå

lenger. Avsetninger kan også oppstå som rygger langs sidene av skredbanen kalt leveer. Flomskred skiller seg også fra jordskred med at de generelt har større rekkevidde. Rekkevidden er typisk på 500-1000 meter, men kan være mye lengre da et flomskred i prinsippet ikke vil stoppe opp før terrenget flater helt ut.



Figur 3.5: Flomskred ved Balestrand (Devoli, 2018).

3.3.3 Utløsende årsaker til jord- og flomskred

For at et jordskred skal kunne utløses er det noen faktorer som prinsipielt må være på plass. Bargel mfl. (2011) har listet følgende faktorer:

- Tilstrekkelig helning
- Det må være løsmasser
- Manglende stabilitet i løsmassene
- En utløsende faktor må være tilstede

Når det kommer til utløsende årsaker er det flere av disse. Jordskred og flomskred er ulike prosesser, men de har en viktig ting til felles med at de har et høyt vanninnhold (Devoli, 2018). Derav er det tydelig at vann er en viktig komponent. Wiczorek & Glade (2005) lister kraftig nedbør og snøsmelting som to av de viktigste årsakene til utløsning av flomskred. Dette er også typiske årsaker for utløsning av jord- og flomskred i Norge (Sandersen, 2014). Intens nedbør eller

kraftig snøsmelting, samt kombinasjoner av begge vil resultere i et økt porevannstrykk gjennom at store vannmengder infiltrerer ned i bakken. Økt porevannstrykk under kraftige nedbørshendelser er også sett på som en primær årsak til utløsning av grunne løsmasseskred (Iverson, 2000). Slike hendelser vil kunne ha spesielt stor effekt på skråninger med en konkav form. I slike skråninger er vannspeilet ofte nærmere overflaten samtidig som at vann naturlig vil samles og ledes inn i skråningen som et resultat av formen (Selby, 2005).

Nedbør kan føre til destabilitet i løsmasser, men den kan også påvirke utløsning av jord- og flomskred på andre måter. Erosjon er en vanlig utløsende årsak til slike skred (Sandersen, 2014). Hovedsakelig foregår dette på to forskjellige måter med erosjon i bunnen av en skråning eller erosjon i et elveløp. Ved intens nedbør vil vannføringen i elver og bekker øke og derav økes evnen til å utføre eroderende arbeid. Dersom en elv eroderer i foten av en skråning vil dette kunne medføre minsket stabilitet og medfølgende brudd i skråningen. I et elveløp vil erosjonen mot bunnen øke. Dersom denne når en kritisk verdi kan det føre til flomskred. Det er også en forutsetning at det er tilgjengelige løsmasser som elva kan erodere i for at flomskred skal kunne forekomme. I Norge er erosjon som følge av høy vannføring den vanligste årsaken til utløsning av flomskred (Norem & Sandersen, 2014). Flomskred kan også oppstå som et resultat av jordskred, der for eksempel et jordskred i toppen av skråningen kan utvikle seg til å bli et flomskred (Devoli, 2018). Dambrudd er også en vanlig årsak til flomskred, noe som for eksempel kan skje dersom et jordskred demmer opp et elveløp. Når dammen brister vil store mengder vann og løsmasser slippes løs nedover elveløpet.

En annen faktor som er knyttet til vann som kan resultere i løsmasseskred er menneskelig aktivitet som fører til endringer av dreneringsforhold (Sandersen, 2014). Menneskelige inngrep i naturen kan føre til at det naturlige dreneringsmønsteret påvirkes og endres. Dette kan medføre at store mengder vann kan konsentreres til skråninger uten at dette i utgangspunktet er naturlig. Hogst og anlegging av skogsveier er to typiske menneskelige inngrep som kan gi en slik effekt. Dersom det anlegges en stikkrenne under en vei vil dreneringen konsentreres dit. Dersom slike stikkrenner tettes eller kollapser vil dette medføre at vann kommer på avveie, noe som vil medføre erosjon og potensiell skredutløsning (Bargel mfl., 2011). Skogsveier vil også kunne medføre minsket stabilitet ved å kutte inn i skråninger og fjerne støtte, samt å påføre ekstra last til skråninger gjennom fyllinger (Sidle, 2005). Ved hogst vil stabilitet fjernes som et resultat av at kohesjon mellom røtter og løsmasser forsvinner (Norem & Sandersen, 2014). Røtter vil også ha en evne til å ta til seg vann, noe som forhindrer porevannstrykk til å bygge seg opp raskt, en effekt som vil forsvinne ved hogst.

Løsmasseskred kan utløses som et resultat av en ytre påvirkning (Sandersen, 2014). Dette omfatter at skred utløses av et påført ytre stress. Dette skjer typisk på to måter: jordskjelv og steinsprang/steinskred. Jordskjelv vil påføre et stort stress på løsmasser gjennom store skjelvninger i jorda. Dette er ikke en vanlig prosess i Norge da jordskjelv svært sjeldent forekommer. Den andre varianten der et steinsprang eller et steinskred utløser et jordskred er mere vanlig. Ved utfall av steinmasser vil det påføres et stress på jordmassene der de treffer. Dersom jordmassene er mettet på vann kan dette stresset medføre brudd. I slike tilfeller vil allerede jordmassene være ustabile.

3.3.4 Stabilitet i ulike typer løsmasser

Ulike løsmassedekker har ulike egenskaper når det gjelder kornfordeling, lagdeling, permeabilitet og porøsitet. Dette gjør at stabiliteten er svært varierende og at skredfaren vil variere mellom ulike typer løsmasser. Hvor skredutsatt en skråning er vil samtidig ikke kunne forklares bare ut i fra hva slags løsmassedekke det er. Normalt vil løsmassedekker ha en svært variabel sammensetning med mange ulike lag med ulike egenskaper (Sandersen, 2014). Sammensetningen i en type løsmasse kan også være svært variabel med variert kornfordeling. Et eksempel på dette er morenemateriale, en løsmasstype som er dårlig sortert og som består av korn i alle størrelser. I Norge er morenemateriale svært utbredt og det er i slike materialer det oftest forekommer løsmasseskred (Bargel mfl., 2011). Løsmasseskred kan også forekomme i forvitningsmateriale, skredmateriale, marine avsetninger og glasifluviale/fluviale avsetninger.

Når det kommer til morenemateriale er denne typen naturlig veldig sammenpresset på grunn av trykk fra overliggende is. Dette gjør at vann vanskelig kan trenge inn i slike løsmasser. Ved en normal tilstand har morenemateriale en porøsitet på 10-20 % (Brooks mfl., 2013). Over tid vil det skapes et løsere topplag som et resultat av frysing/tining og forvitring (Bargel mfl., 2011). Dette laget vil lettere kunne infiltreres av vann og typisk vil det være i slike lag jordskred forekommer. En slik endring av jordprofilen over tid er en normal prosess i løsmasser (Sandersen, 2014). I den øvre delen av jorda foregår det en utvasking, mens det foregår utfelling i dypere jordlag. I det øvre laget vil porøsiteten være stor, mens det vil være lav permeabilitet i det underliggende laget. Slike effekter er også fremvist i forskning. Chigira, Nakamoto & Nakata (2002) viser til forvitring som en medvirkende årsak til flere skredhendelser under en periode med ekstrem nedbør nord i Japan. Det øvre jordlaget ble mer porøst og lettere infiltrert, noe som førte til at jorda ble mettet på vann. Dette resulterte i ustabilitet og brudd. Et lignende studium er gjennomført i India av Sajinkumar, Anbazhagan, Pradeepkumar & Rani (2011) som viser til høy forvitningsgrad i en region med høy frekvens av skred og intens nedbør. Terlien (1998) nevner forvitring over lang tid som en viktig faktor til skredutløsning, ikke som den umiddelbart utløsende faktoren, men en faktor som svekker

skråningers stabilitet over tid. I en norsk kontekst kan forvitring av myke bergarter over tid skape løsmassedekker med svekket stabilitet med frostforvitring som viktigste prosess.

For skråninger med grove masser som sand og grus vil det typisk ikke bygges opp høye vanntrykk da disse har høy permeabilitet (Sandersen, 2014). Grus og sand har en porøsitet som typisk ligger på 25-50 % (Brooks mfl., 2013). I slike materialer vil skred ofte forekomme som et resultat av flomerosjon (Bargel mfl., 2011). Dette er også materialer som typisk blir funnet i glasifluviale avsetninger (Wolden, 2001). I finere jordarter som silt og leire er permeabiliteten lavere og porevannstrykket kan lettere bygges opp. Slike jordarter er også svært porøse der leira kan ha en porøsitet på 33-60 %. Samtidig kan også vann i slike masser føre til kohesjon og stabilitet dersom jorda ikke er vannmettet. Denne effekten forsvinner dersom jorda er helt tørr eller er helt mettet på vann og skred kan forekomme i begge typer tilfeller. Derav er leir- og siltholdig jord mest stabil når den er fuktig, men ikke mettet på vann.

Ulike løsmassedekker vil ha ulike friksjonsvinkler basert på sammensetning og kornstørrelser. Generelt vil skråninger med grovere materialer være mere stabile enn skråninger med finere masser (Sandersen, 2014). Denne trenden er også tydelig når det kommer til friksjonsvinkler. Typisk vil friksjonsvinkelen gå ned når innholdet av leire øker (Lupini, Skinner & Vaughan, 1981). I skråninger med grus vil friksjonsvinkelen typisk være rundt 35 grader (Fergus, Høydal, Johnsrud, Sandersen & Schanche, 2013). For sand er friksjonsvinkelen ofte rundt 33 grader, mens den typisk er rundt 30 grader for silt. For morenemateriale varierer typisk friksjonsvinkelen mellom 35-45 grader (Koloski, Schwarz & Tubbs, 1989). Dette er et resultat av den store variasjonen i sammensetning i slike løsmasser. Det kan også være vanskelig å fastsette friksjonsvinkelen i løsmasser generelt siden sammensetningen varierer (Selby, 2005).

3.4 Steinsprang

Skred i fast fjell er utbredt i Norge og det skilles mellom tre ulike prosesser basert på volumet av skredmassene (Domaas & Grimstad, 2014). Disse tre typene er steinsprang (<100 m³), steinskred (100-10 000 m³) og fjellskred (>10 000 m³). Denne oppgaven vil fokusere på prosessen steinsprang og de to andre typene vil ikke videre redegjøres for. Steinsprang omfatter steinmasser på mindre enn 100 m³ som løsner fra en fjellvegg og et eksempel på et slikt skred kan sees i figur 3.6. Det vil typisk være en bevegelse av enkeltblokker der de ulike blokkene ikke påvirker hverandre. Det er heller ikke uvanlig at et steinsprang består av at kun en enkeltblokk løsner. Bevegelsen nedover fjellsiden består av rulling, hopping og glidning der blokka eller blokkene ofte vil holde seg intakte (Devoli mfl., 2011). Denne bevegelsen vil typisk falle innenfor betegnelsen «fall» etter Varnes

(1978). Steinsprang beveger seg svært hurtig, noe som gjør at steinsprang kan gjøre stor skade på vegetasjon og infrastruktur. I Norge er det først og fremst veger som er utsatt for denne prosessen, men steinsprang kan også i enkelte tilfeller føre til skade på bebyggelse. Typisk vil steinsprang kunne forekomme dersom vinkelen i en fjellside er på over 40 grader (Sulebak, 2014).



Figur 3.6: Steinsprang i Luster (NVE, 2020).

3.4.1 Betingelser for steinsprang

Geologi er en svært viktig faktor for om steinsprang kan forekomme (Domaas & Grimstad, 2014). Ulike bergarter har ulik styrke der for eksempel friksjonsvinkelen vil være varierende. I tillegg vil hardheten til bergarten ha innvirkning. Fjellsider kan også bestå av flere ulike lag med ulik styrke. På toppen av dette vil sprekkesystemer og svakhetssoner innad i bergartene påvirke stabiliteten. I det hele tatt er stabiliteten i fast fjell komplisert.

Ulike typer bergarter har varierende egenskaper i form av blant annet porøsitet, skifrihet og struktur (Domaas & Grimstad, 2014). I dypbergarter og sedimentære bergarter forekommer dette ofte ensartet der dypbergartene ofte har grov oppsprekning, mens det typisk vil være en lagdelt oppsprekning i sedimentære bergarter. I metamorfe bergarter forekommer dette ofte mye mer uensartet med en veldig ustrukturert og variert oppsprekning. I Norge forekommer det meste av deformasjon langs sprekker og svake plan i bergmassene. Sprekker vil kunne oppstå som et resultat

av stress i berggrunnen. Selby (2005) skiller mellom fire ulike typer stress: gravitasjonelt stress, tektonisk stress, termisk stress og gjenværende stress der den siste varianten omhandler det stresset som vil være igjen etter at årsaken til det påførte stresset har blitt fjernet. Når først en sprekkeflate har oppstått vil motstanden mot brudd etter Domaas & Grimstad (2014) påvirkes av:

- Ruheten til sprekkeflaten
- Forvittringsgraden langs sprekkeflaten
- Fylling av leire/silt i sprekken
- Bergartens trykkstyrke
- Normalspenning langs sprekken
- Vanntrykket i sprekken

Videre vil trykkstyrken til en bergart påvirkes av flere faktorer. For eksempel vil forvitring kunne medføre en lavere trykkstyrke enn det som vil være tilfellet i uforvitrede bergarter (Domaas & Grimstad, 2014). I svakere forvittringsutsatte bergarter vil trykkstyrken være lavere, noe som gjør slike bergarter mindre stabile i bratte skråninger. Eksempler på svake bergarter er de metamorfe bergartene fyllitt og glimmerskifer. På den andre siden er kvartsitt en hardere og mere motstandsdyktig metamorf bergart (Haldar, 2020). Friksjonsvinkelen for ulike bergarter er også svært varierende. Zhang mfl. (2019) har presentert data for friksjonsvinkelen til ulike bergarter. For metamorfe bergarter er denne typisk mellom 30-35 grader. Nærmere bestemt er friksjonsvinkelen for tørr fyllitt rundt 34 grader. For glimmerskifer varierer friksjonsvinkelen mellom 25-30 grader og for kvartsitt er den typisk rundt 32 grader. Dersom bergartene er våte vil friksjonsvinkelen bli redusert.

3.4.2 Utløsende årsaker

Steinsprang kan utløses på flere forskjellige måter, men typisk vil det forekomme som et resultat av en svekkelse langs sprekker i fjellet (Domaas & Grimstad, 2014). Klima, værforhold og temperatur er faktorer som kan påvirke stabiliteten i sprekker. For det første vil nedbør tilføre vann i sprekker, noe som vil øke vanntrykket og kunne medføre destabilitet. Snøsmelting og teleløsning vil også tilføre vann til sprekkeflaten. Forekommer snøsmeltingen samtidig som det forekommer nedbør kan denne effekten bli ekstra stor. Gjentatte fryse- og tinesykluser er en annen klimatisk effekt som kan føre til steinsprang. Når vann fryser i sprekker utvider det seg, noe som over tid kan forskyve steinblokker og bergmasser. Denne effekten kalles frostsprengning. Det er foretatt undersøkelser av utløsende årsaker for steinsprang i Norge. Moen & Humstad (2009) undersøkte 80 steinsprang i Sunndal der det viste seg at fryse- og tinesykluser spilte en svært sentral rolle. Frysing og tining sto

for 40 % av de undersøkte hendelsene. På den andre siden spilte regnvær en mindre betydelig rolle som utløsende årsak for kun 10 % av tilfellene. I følge en NGI-rapport forekommer det mest steinsprang om våren og høsten, spesielt i månedene april, oktober og november (Jørstad, 1979, gjengitt i Bjordal mfl., 2011). I de to årstidene svinger temperaturen ofte rundt null grader, noe som gir gjentatte sykluser med frysing og tining. I Moen & Humstads (2009) undersøkelse fra Sunndal var februar, mars og oktober månedene med mest aktivitet der frysing og tining ble fremvist som spesielt sentral i de to første månedene.

Rotsprengning er en annen prosess som kan føre til utvidelse av sprekker i berggrunnen (Domaas & Grimstad, 2014). Når røtter tar til seg vann og vokser gir det en stor sprengkraft som kan føre til forskyvning av steinblokker. Generelt kreves det store trær for at sprengkraften skal være stor nok (Dorren mfl., 2007). Samtidig kan også denne effekten forsterkes eller skapes gjennom sterk vind som får trær til å svaie (Gerber, 1998, gjengitt i Dorren mfl., 2007). Dette er en vanlig årsak til utløsning av steinsprang, spesielt i vekstsesongen til trær i månedene mai-juli. Dette samsvarer også med funnene til Moen & Humstad (2009) der det ble påvist økt aktivitet i måneden juni sammenlignet med månedene før. I tillegg til rotsprengning vil også forvitring kunne svekke stabiliteten i sprekker og eksponere svake soner i berget. Dette er en svært langsom effekt som virker over lange tidsperioder. Forvitring vil også kunne forekomme på varierende dyp i berggrunnen. Over tid kan forvitring medføre at en bergart blir omgjort til leire, noe som eksempelvis kan forekomme i den myke bergarten fyllitt (Sandersen, 2014).

De tidligere nevnte utløsende mekanismene har alle vært relatert til svekkelse av skjærstyrken innad i berget og til utvidning av sprekker, men steinsprang kan også bli utløst som et resultat av et påført ytre stress, noe som blant annet omfatter erosjon, jordskjelv og menneskelige aktiviteter (Domaas & Grimstad, 2014). Erosjon i underkanten av skråninger vil kunne medføre at stabiliteten i skråningen svekkes. Dette kan forekomme både som et resultat av bølger i havet og av elveerosjon. Jordskjelv er en vanlig utløsende årsak til steinsprang på verdensbasis da jordskjelv kan påføre store belastninger på fjellgrunnen. I Norge forekommer derimot ikke jordskjelv ofte og de få som utløses har også for lav styrke til å være av betydning. Når det kommer til menneskelig aktivitet vil typiske utløsende årsaker være sprengning, endring av dreneringssystemer og gruvedrift.

3.4.3 Bevegelser og utløpsdistanse

Ved utførsel av steinsprang vil en eller flere blokker rulle og hoppe ned en fjellside med høy hastighet (Devoli mfl., 2011). Disse blokkene vil ofte bli utsatt for rotasjon når de treffer overflater (Domaas & Grimstad, 2014). Dersom rotasjonen blir svært stor kan blokkene nå svært langt, men

det kan også oppstå en tregere rotasjon ved treff på overflaten. Derav er underlaget i skråningen og hvor blokka får trefninger svært viktige faktorer for hastigheten og utløpet til et steinsprang. Ved slag mot harde flater vil typisk rotasjonen øke, mens den ofte vil bli mindre ved slag mot en mykere flate. Innenfor dette er restitusjon et sentralt begrep, det vil si gjenvinning av energi etter nedfall mot et underlag (Camponuovo, 1977, gjengitt i Domaas & Grimstad, 2014). Restitusjon har blitt forsket på av blant annet Azzoni, La Barbera & Zaninetti (1995) som påviste en høyere grad av restitusjon ved nedfall mot bart fjell sammenlignet med nedfall mot løsmassedekker. Dette viser til at en blokk vil ha et større energitap ved et treff mot et mykere underlag. En steinblokks form vil også ha stor betydning på utløp og hastighet. Aller lengst vil runde blokker kunne nå da de vil rulle nedover skråninger som et hjul, men slike blokker er sjeldne i naturen. Kubiske blokker vil også kunne oppnå en lignende effekt der blokka kan rotere om hjørnene og opptre som et hjul. Rektangulære blokker vil typisk ha de korteste utløpene. Dersom slike blokker lander ned på den flate siden kan dette føre til at rotasjonen i blokka stopper helt opp.

Ved fritt fall vil hastigheten til et steinsprang kunne øke raskt (Domaas & Grimstad, 2014). Videre er det gjort forskning på blokkhastigheter. I følge en studie gjennomført av Gsteiger (1993, gjengitt i Høydal mfl., 2013) vil en blokk nå en maksimal hastighet etter 40 meter. Ved dette stadiet vil blokka ha den største energien og ha vanskelig for å stoppe. Bevegelsesenergien vil også øke med størrelsen på steinblokkene. Dette skyldes høyere vekt og masse på blokkene. En slik effekt er også fremvist av De Blasio & Saeter (2009, gjengitt i Domaas & Grimstad 2014) gjennom testing i felt og i laboratorie. I tillegg vil rekkevidden til blokkene påvirkes av skråningens totale lengde. Lengre skråninger vil gi blokkene større fallhøyde og et større energipotensial. Denne effekten ble fremvist i en studie gjort av Domaas (1994, gjengitt i Domaas & Grimstad 2014). Undersøkelser i 120 ulike fjellsider viste en trend der de blokkene som hadde nådd lengst kom fra lengre skråninger. I tillegg vil en brattere helning også føre til en høyere hastighet og større energi. En slik trend vil også kunne finnes i avsetningene etter steinsprang. Gjentakende steinsprang på samme sted over tid vil kunne forme en ur ved foten av skråningen. I slike urer er ofte materialene godt sortert med større steiner i bunnen og mindre steiner lenger oppe i ura.

3.5 Skog/vegetasjon og skred

3.5.1 Skog/vegetasjon og skråningsstabilitet

Skog og vegetasjon er viktige parametre når det kommer til frekvensen og rekkevidden til skred (Høydal mfl., 2013). Vegetasjonen påvirker stabiliteten i skråninger. Dette skjer hovedsakelig på to måter gjennom endringer i jordas fuktighetsregime og styrking av stabilitet i jorda gjennom røtter (Wu, 1975). Skog og vegetasjon har stor innvirkning på hvordan vann drenerer i skråninger og på

hvor mye vann som kan ende opp i jorda. Ved nedbør vil planter og trær trekke til seg vann. Vann vil også fordampe tilbake til atmosfæren fra planter. På grunn av dette kan vegetasjon forhindre at det bygger seg opp kritiske porevannstrykk i jordmasser og derav forhindre skred. Effekten skog har på avrenning er også fremvist i undersøkelser. 40 år med observasjoner fra Sverige fremviste at kun 24 % av månedsnedbøren i tett granskog infiltrerte ned i jorda i motsetning til 34 % på åpne flekker i skogen (Lunmark, 1986, gjengitt i Høydal mfl., 2013).

Røtter i jorda kan bidra til en kohesiv effekt gjennom å binde jorda sammen, noe som styrker stabiliteten (Wu, 1975). Dette viser at vegetasjon kan ha en stabiliserende effekt på skråninger, men det kan også ha en motsatt effekt. Et eksempel på dette er rotsprengning, en vanlig utløsende årsak til steinsprang (Domaas & Grimstad, 2014). I tillegg vil vegetasjon typisk ha liten påvirkning på skråningsstabilitet dersom det er potensiale for dype glidplan (Norris & Greenwood, 2008). Dersom det er snakk om grunne løsmasser vil den stabiliserende effekten være langt større (Sidle, 2005). Dette kommer som et resultat av at røtter typisk kun er å finne i de øvre jordlagene da de sjeldent forekommer på større dyp enn 2 meter (Crow, 2005). Vegetasjon vil også kunne tilføre ekstra vekt på en skråning, men dette har sjeldent innvirkning på skråningsstabiliteten (Sidle, 1992).

Avskoging og fjerning av vegetasjon er sett på som en vanlig årsak til utløsning av skred (O'Loughlin & Ziemer, 1982). Blant annet er økt skredfrekvens som et resultat av avskoging og fjerning av vegetasjon fremvist i grunne løsmasser (Gray & Megahan, 1981). Stabiliteten til røtter i jorda er en påvirkende faktor når det kommer til utløsning av grunne skred (Sidle, 2005). I følge Sidle (2005) er sannsynligheten for økt skredaktivitet størst 3-15 år etter at vegetasjonen har blitt fjernet. Etter at vegetasjon fjernes vil de gjenværende røttene svekkes og det tar tid for røttene å bygge opp styrken igjen (Sidle, 1992). Rood (1984) undersøkte over 1000 jord- og flomskred i British Columbia, Canada der skredfrekvensen var 34 ganger større i områder med avskoging sammenlignet med skogdekte områder. Topografien gjenspeiler ikke norske forhold, men en lignende effekt er også registrert i Norge, spesielt under intens nedbør (Høydal mfl., 2013).

3.5.2 Vernskog mot steinsprang

Skog spiller en viktig rolle for skråningsstabilitet og kan også virke som et vern mot skred. Vernskog defineres som skog som verner annen skog eller skog som gir vern mot naturfarer (Skogbruksloven, 2005, § 12). For eksempel spiller skogen en viktig rolle i henhold til hvor lange utløp steinsprang kan oppnå (Dorren, Berger, le Hir, Mermin & Tardif, 2005; Høydal mfl., 2013). Skogen vil samtidig aldri kunne gi 100 % beskyttelse. I en skogkledd skråning vil en steinblokk kunne kollideres med trær, noe som fører til energitap i blokka (Brauner, Weinmeister, Agner,

Vosternik, & Hoesle, 2005). Dersom blokka taper energi kan dette forhindre at blokka når helt ned til bunnen av skråningen. Flere forsøk har blitt gjennomført der skogen har stoppet en betydelig mengde med steinsprang fra å nå ned til skråningsfoten (Jahn, 1988, gjengitt i Dorren mfl., 2005; Doche, 1997, gjengitt i Dorren mfl., 2005). Skog vil også kunne bidra til spredning av steinblokker. Ved slagninger mot trær kan blokker skifte retning ut mot sidene. Meissl (1998, gjengitt i Brauner mfl., 2005) fremviste at vegeterte skråninger har brattere utløpsgradienter for steinsprang enn det som er tilfellet i skråninger uten vegetasjon. For vegeterte skråninger er utløpsgradienten typisk på 35-38 grader, mens den normalt er på 32-34 grader for skråninger uten. Dersom en blokk ruller ned en uvegetert skråning vil den ikke tape energi til kollisjoner og blokka vil kunne nå sin maksimale hastighet etter 40 meter uten energitap (Gsteiger, 1993, gjengitt i Høydal mfl., 2013).

Dette viser at skogen har stor påvirkning på utløpet til steinsprang og at den kan verne mot denne naturfaren. Videre er det fire ulike parametre som påvirker beskyttelsesevnen til en skogdekt skråning: blokkstørrelse og energi, trediameter, tetthet på skog og lengde på skog (Høydal mfl., 2013). Desto større en blokk er desto større energi vil den ha. En større blokk vil kunne få flere trefninger, men samtidig vil det kreves større trær for å stoppe den (Dorren mfl., 2005). Selv om skogen kan bremse steinsprang vil den ikke kunne virke effektivt mot alle blokkstørrelser. Det er vanlig å anta at effekten skogen har forsvinner dersom blokkene blir større enn 2m^3 , men det er fremvist at større blokker kan stoppes. Rickli, Graf, Gerber, Frei & Boll (2004, gjengitt i Høydal mfl., 2013) har estimert den øvre grensen til å være rundt 4m^3 . Dette er dog svært komplekst og vil kunne variere som et resultat av skogens egenskaper, men kan også bli påvirket av formen på blokker.

Videre spiller trediameteren en viktig rolle. Dorren mfl. (2005) henviser til at trediameteren i brysthøyde (DBH) burde være $1/3$ av størrelsen på blokka for å kunne ha en god bremsende effekt, men dette varierer mellom ulike tresorter. Stokes mfl. (2005) viser til at løvtrær har en større bremsende effekt enn bartrær gjennom undersøkelser gjort på blant annet bøk og gran. Løvtrær vil bedre holde rotsystemene intakt, samt at trestammene har vanskeligere for å knekke. I tillegg viser løvtrærne en bedre evne til å komme seg etter skade.

Videre spiller tettheten på skogen en viktig rolle. En tettere skog vil gi flere trefninger, samt minske potensialet for en blokk til å nå topphastighet. Dette er spesielt gjeldende i tilfeller med utløp av mindre steinsprangblokker (Jahn, 1988, gjengitt i Dorren mfl., 2005). Dorren mfl. (2005) viser til resultater som tilsier at antall trefninger er et viktigere parameter enn trediameteren, men dette er komplekst og resultatene til Doche (1997, gjengitt i Dorren mfl. (2005) sin studie fremviser at

trediameteren er svært viktig for å stoppe større blokker. I tillegg påvirkes dette også av hvordan blokka treffer trærne. Jahn (1988, gjengitt i Dorren mfl., 2005) viser til at 40 % av tilfellene der en steinblokk hadde en frontkollisjon med et tre resulterte i at blokka stoppet helt opp. Samtidig vil også en skog med større trær ha mindre tetthet i form av antall trær. Bauerhansl mfl. (2010) vurderer en skogs beskyttende evne ut i fra skogens grunnareal, der skogen sees på som tilstrekkelig beskyttende ved et grunnareal på minst 25 m²/ha. Høydal mfl. (2013) definerer grunnareal som «arealsummen av tverrsnittet på trær i brysthøyde per ha». Ved en slik vurdering vil det kreves færre trær dersom trærne har større diameter for å oppnå tilstrekkelig beskyttelse og motsatt. Videre vises det i tabell 3.1 generelt hvor mange trær som kreves basert på trestørrelse for å oppnå et grunnareal på 25 m²/ha.

DBH (cm)	Trær / ha
12.0	2210
15.0	1415
18.0	982
25.0	509
30.0	354
40.0	199
50.0	127

Tabell 3.1: Hvor mange trær per ha som kreves avhengig av trestørrelse for å oppnå et grunnareal på 25 m²/ha (Høydal mfl., 2013).

Til slutt vil lengden på en skråning ha betydning for utløpet. En lengre skråning vil kunne gi grunnlag for flere trefninger og et større energitap. I følge Høydal mfl. (2013) er 100 meter en minimal lengde for at en skog skal kunne regnes som vernskog. Samtidig vil kortere skog også kunne spille en rolle. Brauner mfl. (2005) viser til at tetthet og trediameter spiller en viktig rolle på steinsprangutløp, der dette er spesielt gjeldende de første 100 meterne av en skråning. Videre foreslår Høydal mfl. (2013) at vernskog kan defineres ut ifra skogens prosentvise evne til å stoppe steinsprang. Dersom skogen har en evne til å stoppe steinsprang på >50 % kan skogen ansees som vernskog. Beskyttelsen er også sett på som betydelig dersom den er på 20-50 %. Skogens prosentvise beskyttelsesevne kan beregnes ved bruk av beregningsprogrammer. Videre foreslår Høydal mfl. (2013) minimumsverdier for de ulike parametrene nevnt i dette kapitlet for at skogen skal kunne sees på som vernskog. Disse kriteriene er vist i tabell 3.2.

Blokkstørrelse (m ³)	DBH (cm)	Tetthet (trær/ha)	Grunnareal (m ² /ha)
< 0.05	12-20	>600	>15
0.05-0.2	20-35	>400	>15
>0.2	>35	>200	>25
1	40	>350	>40
<2	50	>300	>60
>2	Særskilt vurdering		
>5	Ingen effekt		

Tabell 3.2: Forslag til minimumsverdier for ulike parametre i henhold til vurdering av vernskog for steinsprang (Høydal mfl., 2013).

3.5.3 Vernskog mot snøskred

Avskoging kan føre til at det skapes nye løsneområder for snøskred, samt at det vil påvirke utløpslengde (Anderson & McClung, 2012). Dersom det er trær i skredbanen vil dette kunne ha en bremsende effekt og føre til et kortere utløp. Skogens klima er en svært sentral faktor for å forhindre snøskred. Grunnet en positiv strålingsbalanse bygges det sjeldnere opp ulike lag i snøen inne i skogen (Høydal mfl., 2013). I tillegg akkumuleres det typisk mindre snø inne i skogområder enn det som er tilfellet på åpne flater (Golding & Swanson, 1986). Skogen vil også beskytte mot vindtransportert snø. Alle disse faktorene bidrar til at det vanskeligere bygges opp svakere snølag som kan løsne.

Høydal mfl. (2013) nevner 3 viktige faktorer for å hindre snøskredutløsning: kronedekning, størrelse på åpne felter og høyde/diameter på trær. Spesielt viktig er den første faktoren der større kronedekning vil bidra til at det akkumuleres mindre snø, spesielt i barskog der kronedekningen er den samme gjennom hele året. Meyer-Grass & Schneebeli (1992, gjengitt i Bauerhansl mfl., 2010) opererer med at 50 % eller større kronedekning er tilstrekkelig for at barskog skal fungere som vernskog mot snøskred. Dersom det er blanding mellom barskog og løvskog er 70 % tilstrekkelig, samt 80 % for løvskog. Den siste verdien er basert på løvskog fra Alpene. I Norge består hovedsakelig løvskogen av bjørkeskog, en skogtype som det ikke er forsket veldig mye på når det gjelder snøskred. I bjørkeskog faller løvene av om høstene, noe som gjør at kronedekningen blir mindre vinterstid. Høydal mfl. (2013) nevner at det trengs enten veldig mange trær eller svært store trær for å oppnå en kronedekning på 80 %. Som et eksempel trenger en bestand der det er 250 trær per dekar en gjennomsnittlig DBH på 10 cm.

Åpne felter i skogen vil kunne virke som løseområder for snøskred (Høydal mfl., 2013). I tillegg vil åpne felter gjøre at skred kan akselere og hastigheten vil øke i brattere terreng. Frehner, Wasser & Schwitter (2007) har satt ideelle kriterier for maksimal lengde på åpne felter for ulike helningsvinkler i skråninger. For en vinkel på opptil 30 grader er 50 meter maksimal lengde, 40 meter for opptil 35 grader, 30 meter for opptil 40 grader og 25 meter for opptil 45 grader. Verdiene er også like for både barskog og løvskog.

Til slutt spiller høyde og størrelsen på trærne en rolle. For det første er det kritisk at trærne har stor nok høyde sammenlignet med høyden på snødekket (Høydal mfl., 2013). Frey (1978, gjengitt i Høydal mfl., 2013) har foreslått at trær må være minst 1.5-2 ganger høyere enn snødekket dersom de skal ha en tilstrekkelig forankringseffekt på snøen. Grantrær vokser svært fort og vil derav raskt oppnå en tilstrekkelig høyde. Når det gjelder bjørk vil unge trær lett bøyes og de kan fort delvis havne under snødekket. Derav er alderen på trærne en viktig faktor for at de ikke skal bli dekt av snø. Høydal mfl. (2013) nevner 5-10 år som en alder for grantrær til å bygge opp tilstrekkelig høyde avhengig av vekstforhold. En tilstrekkelig høyde tilsvarer 5 meter der trediameteren burde være minst 7 cm.

3.6 Klima og skred

Det er forventet at frekvensen av skred vil øke som et resultat av klimaendringer (Seneviratne mfl., 2012). Dette kommer som et resultat av høyere temperaturer og mere ekstremvær. Dette er også en trend som er påvist i Norge der temperaturene stiger. Størst økning har det vært i Trøndelag og på Østlandet med en økning på rundt 0.5 grader i gjennomsnittstemperatur per tiår (Sletten mfl., 2009). Det har også vært en generell økning i nedbørmengde over hele landet, spesielt gjennom økning i intense nedbørsdøgn. Fram mot 2100 er det forventet en økning på 18 % i gjennomsnittlig årsnedbør i Norge (Hanssen-Bauer mfl., 2015). I Midt-Norge er det spesielt ventet en kraftig økning i høstnedbør som kan komme til å øke med over 20 % (Iversen mfl., 2005).

På global basis er nedbør en svært sentral årsak til utløsning av skred (Haque mfl., 2019). Videre nevner Terlien (1998) nedbør som en av de primære direkte utløsende årsakene til skred. En slik trend er også observert i Norge der nedbør er den mest fremtredende årsaken til skredutløsning (Sletten mfl., 2009). Ved studier av sammenhengen mellom skred og værforhold i Norge er det størst sammenheng med snøskred etterfulgt av løsmasseskred, mens det er mindre korrelasjon med steinsprang (Jaedicke mfl., 2008). For løsmasseskred er nedbør en sentral utløsende faktor, spesielt hvis nedbøren kommer i kortvarige perioder med høy intensitet (Iverson, 2000; Wieczorek & Glade, 2005). I Norge er det forventet en økning i antall løsmasseskred i flere landsdeler som et

resultat av klimaendringer. Dette er blant annet gjeldende for Midt-Norge der det forventes en økning i kortvarige perioder med intens nedbør, noe som er en sentral utløsende faktor i denne regionen. For steinsprang er også nedbør en utløsende årsak (Domaas & Grimstad, 2014), men studier har vist til nedbør som lite fremtredende (Moen & Humstad, 2009). Det er forventet at frekvensen av steinsprang også skal øke som et resultat av økte nedbørmengder, men i en mer beskjeden grad. Av klimatiske faktorer er det temperaturforskjeller som fører til frysing og tining som typisk gir mest steinsprang i Norge, en faktor som er avhengig av temperatur.

Videre finnes det fremgangsmetoder for å forutse skredaktivitet basert på terskelverdier for nedbør (Terlien, 1998). Ved å se på ulike faktorer som nedbørsintensitet og tidsintervaller for nedbør ved tidligere skredhendelser, samt historiske nedbørsdata kan det fremstilles kritiske terskelverdier for hvilke forhold som kan gi utløsning av skred. Dersom en slik terskelverdi overstiges kan dette resultere i at skred utløses. Det er presentert forskning innenfor dette, spesielt med utgangspunkt i flomskred. Caine (1980) var en av de første som presenterte en formel for å regne ut slike terskelverdier gjennom en studie av ulike flomskred spredt rundt om i verden. Denne formelen er basert på forholdet mellom gjennomsnittlig nedbørsintensitet (mm/time) og durasjonen på nedbøren i timer. Sidle & Swanston (1982) har dog vist til at det ikke nødvendigvis er lengden på nedbørseventen, men fordeling av nedbør over en kortere tidsperiode som ofte fører til at kritiske verdier overstiges. Sandersen, Bakkehøi, Kjekstad & Lied (1996) nevner også at korte intense perioder med nedbør ofte er kritiske for at flomskred skal kunne forekomme. I tillegg vil slike terskelverdier variere for ulike klima da ulike regioner er tilpasset ulikt. Som et eksempel vil det generelt kreves større nedbørmengder i et våtere klima enn det som er tilfellet i et tørrere klima. Dette gir for eksempel ulike utslag på Vestlandet (våtere klima) og i Midt-Norge (tørrere klima). Sandersen mfl. (1996) utarbeidet også en formel for terskelverdier som er basert på prosent av årsnedbør (P) og durasjon på nedbør (D). Formelen kan uttrykkes følgende: $P = 1.2 \times D^{0.6}$ Eksempelvis vil denne formelen gi 8 % av årsnedbøren som en kritisk verdi for en nedbørshendelse på 1 døgn, samt 12 % for 2 døgn. I nyere tid har Meyer, Dyrørdal, Frauenfelder, Etzelmüller & Nadim (2012) presentert slike terskelverdier for utløsning av flomskred basert på studier av 502 ulike hendelser i Norge. Terskelverdiene er basert på forholdet mellom intensitet og durasjon på nedbør som sammenlignes med en normalisering av lokal daglig nedbør. De utviklet også en formel basert på absolutte nedbørmengder, men denne viste seg mindre egnet gjennom testing. Videre utviklet Meyer mfl. (2012) tre ulike terskelverdier i form av en minimumsverdi, en middelvei og en maksimumsverdi. Disse representerer ulike situasjoner der minimum er den minste verdien som skal kunne gi flomskred, middelveien er en verdi som sannsynligvis gir flomskred, og maksimumsverdien skal kunne garantere flomskred. Formlene for disse baserer seg på I

(nedbørsintensitet i mm/dag), PDN (gjennomsnittsnedbør per dag med nedbør) og D_{dag} (durasjon av nedbørshendelse i dager) og kan uttrykkes slik:

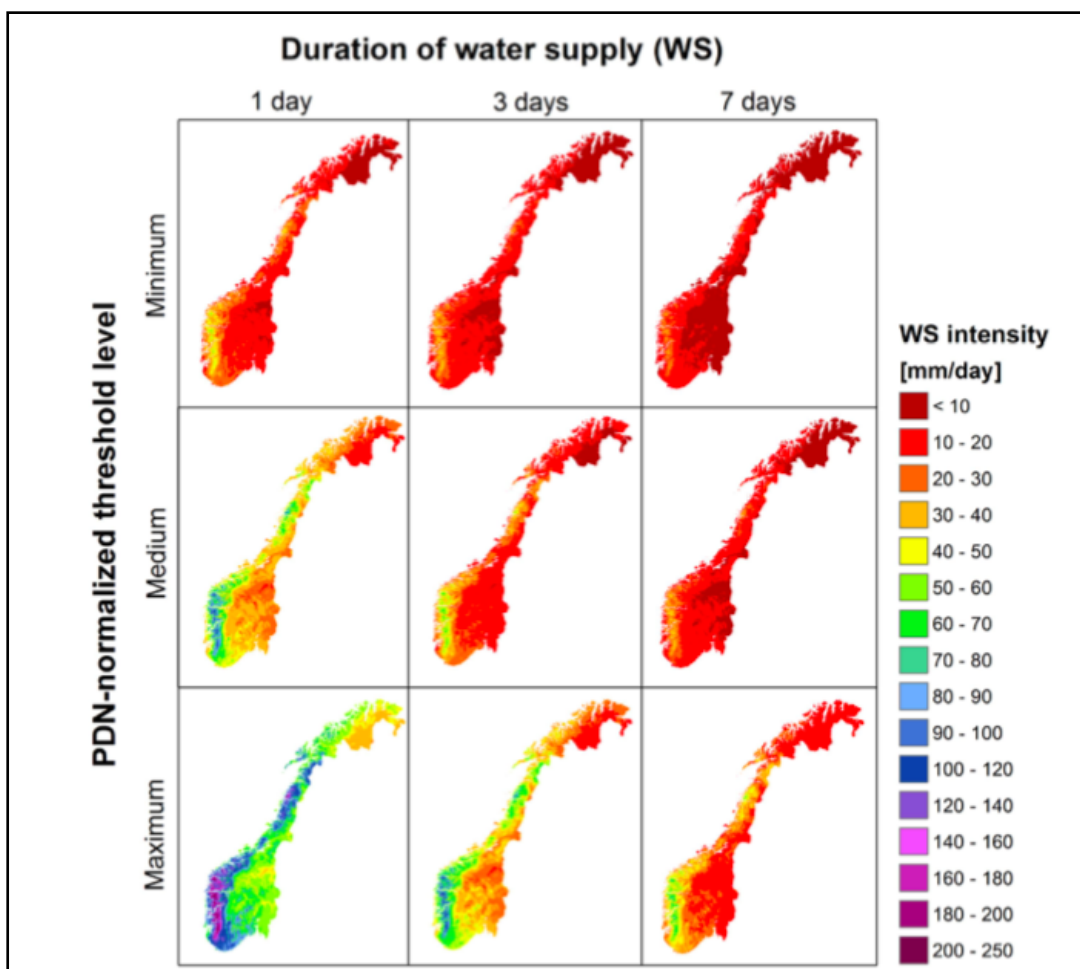
$$I_{\text{MIN}}/\text{PDN} = 2.18 \times D_{\text{dag}}^{-0.24}$$

$$I_{\text{MED}}/\text{PDN} = 4.51 \times D_{\text{dag}}^{-0.51}$$

$$I_{\text{MAX}}/\text{PDN} = 8.66 \times D_{\text{dag}}^{-0.55}$$

Med utgangspunkt i figur 3.7 kommer det frem at det kreves mer intensiv nedbør for at terskelverdiene skal overstiges på Vestlandet sammenlignet med resten av landet. Det kommer også frem at det omtrentlig kreves følgende nedbørsmengder for å overstige terskelverdiene innenfor studieområdet:

- Minimum: 1 dag 10-20 mm/dag, 3 dager 10-20 mm/dag, 7 dager <10 mm/dag
- Middelvei: 1 dag 20-30 mm/dag, 3 dager 10-20 mm/dag, 7 dager <10 mm/dag
- Maksimum: 1 dag 50-60 mm/dag, 3 dager 20-30 mm/dag, 7 dager 10-20 mm/dag



Figur 3.7: Terskelverdier for utløsning av flomskred i ulike deler av Norge. Verdiene er basert på en normalisering av gjennomsnittlig daglig nedbør (Meyer mfl., 2012).

4. Metode

Dette kapitlet tar for seg de metodene og fremgangsmåtene som har blitt benyttet i denne masteroppgaven. Disse vil presenteres og det vil forklares hvorfor de er relevante for oppgaven. Videre vil dette legge grunnlaget for de resultatene som senere blir presentert.

4.1 Veileder for skredfarevurderinger i bratt terreng

4.1.1 Bakgrunn

I Norge er det den statlige organisasjonen NVE som har hovedansvaret for skredforvaltende arbeid (NVE, 2015). I den forbindelse har NVE utarbeidet en veileder for vurdering av skredfare i bratt terreng (NVE, 2020), som denne oppgaven har en metodisk forankring i. Denne veilederen ble laget med et utgangspunkt i å skape en spesifikk fremgangsmåte innenfor en bransje og et fagfelt der det har blitt benyttet svært mange ulike fremgangsmetoder. Formålet med dette er å sørge for en kvalitetssikring av denne typen arbeid. Dette er svært viktig da Norge er et land med betydelig skredfare (Jaedicke mfl., 2013). I tillegg er det forventet at et slikt arbeid vil få en enda større relevans i forbindelse med befolkningsøkning og utbygging (Lied, 2014a). Det er også et formål å evaluere hvordan denne veilederen fungerer i praksis. Basert på egne erfaringer gjennom denne arbeidsprosessen vil det diskuteres om denne veilederen fullbyrder sin hensikt om å være et tilstrekkelig metodisk verktøy for skredfarevurderinger. Dette omfatter en diskusjon av styrker og svakheter, samt potensiale for forbedring som kan styrke veilederen som metodisk verktøy. Siden dette baseres på egne erfaringer fra arbeidsprosessen vil det omhandle de skredtypene som har blitt vurdert, noe som omfatter steinsprang, jordskred og flomskred.

Formålet med veilederen presenteres på følgende vis: «Formålet med denne veilederen er å gi en metodikk for skredfareutredninger og dokumentasjon av tilfredsstillende sikkerhet mot skred i bratt terreng, som oppfyller krav til sikker byggegrunn som gitt av plan- og bygningsloven (pbl) § 28-1. Veilederen utdyper byggteknisk forskrift (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3) med tilhørende veiledning og NVEs retningslinjer «Flaum og skredfare i arealplanar» (NVE, 2020). Det er et viktig formål at det kun bygges på sikker grunn med henhold til naturfarer (Plan- og bygningsloven - pbl, 2008, § 28-1). Hva som er sikker grunn defineres ut i fra sikkerhetsklasser gitt i Byggteknisk Forskrift TEK17 (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Disse sikkerhetsklassene er vist i tabell 4.1. Dette omhandler at ulike typer bygg har ulike sikkerhetskrav til hvor de kan plasseres basert på grad av konsekvens. Garasjer og naust (S1) kan eksempelvis plasseres innenfor en sannsynlighet på <1/100 år og bolighus <1/1000 år (S2). Skoler og større bygg (S3) kan kun plasseres innenfor en sannsynlighet på <1/5000 år. Videre bygger de ulike

sikkerhetsklassene på årlig nominell sannsynlighet, noe som er en vurdering av gjentakintervallet for skredhendelser, det vil si en vurdert sannsynlighet på hvor ofte skred forekommer.

Sikkerhetsklasse for skred	Konsekvens	Største nominelle årlige sannsynlighet
S1	liten	1/100
S2	middels	1/1000
S3	stor	1/5000

Tabell 4.1: Inndeling av sikkerhetsklasser for ulike bygg etter Byggeteknisk Forskrift TEK17 (Byggeteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3).

Årlig nominell skredsannsynlighet pr. enhetsstrekning	I ≤ 1/2					
	II ≤ 1/5					
	III ≤ 1/10					
	IV ≤ 1/20					
	V ≤ 1/50					
	VI ≤ 1/100					
Trafikkmengde (ÅDT)	A < 200	B 200 - <500	C 500 - <1500	D 1500- <4000	E 4000- <8000	F ≥ 8000

■ Akseptabel strekningsrisiko
 ■ Tolererbar strekningsrisiko. Aksept avhenger av skredintensitet og kost-nytte-analyse. Akseptnivå besluttes på regionledernivå.
 ■ Uakseptabel strekningsrisiko

Tabell 4.2: Foreslåtte sikkerhetskriterier for skred mot veg (Norem, Bjordal, Larsen & Dahle, 2012).

Veilederen tar utgangspunkt i sikkerhetsklasser for bygg, men det er også utarbeidet slike sikkerhetsklasser for jernbane og veg. Denne oppgaven vil vurdere skredfare mot både veg og

jernbane og derfor vil disse kriteriene være relevante. For jernbane er sikkerhetskravene følgende etter Taurisano (2020): høy: årlig sannsynlighet $\geq 1/20$, middels: $1/20 - 1/100$, lav: $\leq 1/100$. For veg har Norem mfl. (2012) fremlagt et forslag til kriterier som er presentert i tabell 4.2. Disse er mere komplekse da sikkerhetskravene varierer med utgangspunkt i trafikkmengde. I tillegg fremkommer det også at sikkerhetskravene er mindre strenge for veger og jernbane enn det som er tilfellet for bygninger. Dette kommer som et resultat av at tog og biler vil være i bevegelse og ikke vil oppholde seg på det samme stedet over tid i motsetning til mennesker som oppholder seg inne i et bygg.

4.1.2 Formål

Denne oppgaven tar for seg å gjennomføre en skredfarevurdering der formålet er å vurdere og definere faresoner for skred. Dette omfatter å vurdere hvilke skredtyper som kan utgjøre en fare i det undersøkte området (NVE, 2020). I dette tilfellet er det vurdert fare for jordskred, flomskred og steinsprang. Typisk vil det benyttes noe ulike fremgangsmåter for å vurdere fare for ulike skredtyper (Øydvin mfl., 2011). Dette kommer som et resultat av at ulike skred kan forekomme i ulike terrengtyper, samt at datagrunnlaget kan variere. Det er også definert ulike prosedyrer for ulike skredtyper i veilederen. Samtidig er grunnprinsippene for alle de ulike prosedyrene de samme. De tar utgangspunkt i å vurdere hvor det er løsneområder og videre vurdere løsesannsynlighet og utløp. Til slutt skal det vurderes om sikkerhetskravene i Byggteknisk Forskrift TEK17 er tilfredsstillt (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Disse sikkerhetskravene legger grunnlaget for å produsere faresonekart, noe som er et hovedformål med oppgaven. Disse sikkerhetsklassene er laget med utgangspunkt i bebyggelse, men det vil også vurderes fare mot veg og jernbane, samt områder med betydelig aktivitet selv om det ikke er infrastruktur som kan bli berørt av skred under dagens forhold. Dette vil kunne gi god veiledning dersom det planlegges ny bebyggelse eller annen infrastruktur.

Faresonekart for steinsprang og løsmasseskred ble produsert ved hjelp av verktøyet ArcGis Pro og disse baserer seg på sikkerhetsklassene vist i tabell 4.1. Dette gir utslag i tre ulike typer faresoner; $>1/100$ år, $>1/1000$ år og $>1/5000$ år. I NVEs veileder er det presentert en mal for hvordan faresonekart bør fremstilles og disse anbefalingene har blitt fulgt ved produksjon av kartene (NVE, 2020). Når det gjelder symbolisering er det brukt ulike farger for de tre ulike klassene. $>1/100$ er symbolisert med rødt, $>1/1000$ med oransje og $>1/5000$ med gult. Videre anbefales det at det brukes en gjennomsiktighetsgrad på 40 % slik at det kan identifiseres hvor sonene er beliggende på det underliggende bakgrunnskartet, der det anbefales bruk av Topografisk Norgeskart gråtone. Når det gjelder målestokk anbefales det en målestokk på 1:10 000 eller større for en hensiktsmessig detaljgrad. I dette tilfellet omfatter det bruk av 1:9000 for faresonekart for løsmasseskred og 1:7000

for faresonekart for steinsprang. Grunnen til dette er at de potensielle løsneområdene for steinsprang i området generelt er mindre enn løsneområdene for løsmasseskred, noe som krever større detalj. I tillegg kunne det brukes en mer detaljert målestokk for å dekke alle løsneområder for steinsprang da det forekommer større soner uten løsneområder sammenlignet med løsmasseskred. For løsmasser kreves det en noe mindre detaljert målestokk for å dekke hele studieområdet innenfor anbefalingene. Studieområdet er videre delt inn i fire soner, og det har blitt produsert tilsammen åtte faresonekart. Faresonekartene for løsmasseskred inneholder to ulike typer skred. Dette er hensiktsmessig å gjøre da flomskred har veldig definerte skredbaner som et resultat av at de forekommer i definerte vannløp (Devoli, 2018). I faresonekartene for løsmasseskred er den dimensjonerende skredtypen markert innad i faresonene. Videre tar ikke kartene utgangspunkt i sikkerhetsklasser for jernbane og veg. Dersom det skulle blitt laget egne kart for disse vil det gitt et for stort antall. For veg er også sikkerhetskravene komplekse da de varierer med utgangspunkt i trafikkmengde. I tillegg vil færre områder falle innenfor faresoner definert under disse kriteriene grunnet i at de er basert på høyere skredfrekvenser. Med utgangspunkt i dette vil det være mer hensiktsmessig å ikke inkludere dette i kartene, men å bruke disse sikkerhetsklassene som et verktøy til diskusjon i tilfeller der veg eller jernbane berøres av faresoner med høye frekvenser.

I tillegg til å produsere faresonekart er det også anbefalt å lage registreringskart ved vurdering av skredfare (NVE, 2020). Et slikt kart omfatter registreringer av alle faktorer og parametre som spiller inn på skredfare og frekvens. For slike kart er det anbefalt å bruke en målestokk på 1:10 000 eller større og det ble i dette tilfellet benyttet en målestokk på 1:9000 for å dekke hele studieområdet over fire deler. Kartene bygger på registreringer og data fra mange ulike kilder og verktøy. Disse vil redegjøres for videre i dette kapitlet der den neste delen tar for seg alle verktøyene som ble benyttet til å skape et datagrunnlag for vurderingen av faresoner for de ulike vurderte skredtypene. Dette innebærer bruk av en rekke ulike fremgangsmetoder, men det kan generelt skilles mellom fire ulike hovedkategorier: generell kartlegging, bruk av GIS, feltarbeid og skogkartlegging.

4.2 Generell kartlegging

4.2.1 Aktsomhetskart

Et aktsomhetskart er et kart som viser hvor skred potensielt kan forekomme (Øydvin mfl., 2011). Slike kart tar utgangspunkt i matematiske modeller som tar terreng og geologiske forhold i betraktning og modellerer potensielle løsneområder og utløp for ulike skredtyper. Dette gjør aktsomhetskart til et godt verktøy til å identifisere potensielt skredutsatt terreng. Samtidig tar ikke slike kart utgangspunkt i løsnensannsynligheten og de er ofte lite detaljerte. Derav er det først og

fremst et godt verktøy til å skaffe seg oversikt over kartleggingsområdet. Det kan gi et godt grunnlag til å identifisere områder som burde undersøkes videre, samt gi et bilde av hvilke skredtyper som er relevante. Slike kart finnes på NVE sine nettsider og ble studert for å identifisere potensielle løsneområder (NVE, 2022a). I den forbindelse fremkommer det at det er potensielle løsneområder for steinsprang, jordskred, flomskred og snøskred i kartleggingsområdet, der det videre har blitt vurdert fare for de tre første.

4.2.2 Skredregistreringer

Registreringer av tidligere hendelser er et svært nyttig hjelpemiddel for å vurdere skredfare (Bargel mfl., 2014). Det er ikke uvanlig at skred forekommer gjentatte ganger på samme sted, både steder der det er høyere løsnensannsynlighet og lavere. For Norge finnes det en database for skredregistreringer organisert av NVE på skredregistrering.no (NVE, 2022b). I tillegg registrerer BaneNor skredhendelser mot jernbane i sin egen database på banekart.banenor.no/kart (BaneNor, 2022). Lokale bygdebøker ble undersøkt for eldre skredhendelser fra området (Aune, 1970), og det ble også gjort et søk i aviser og andre medier for å finne artikler om skred fra studieområdet der det ble funnet flere (NRK, 2002; Adresseavisen 2004; Vikan, 2014; Leth-Olsen, 2016). I et av tilfellene viste det seg også at skredet ikke var registrert i NVEs database (Vikan, 2014).

Slike registreringer gir et bilde av situasjonen i området. Det forteller noe om hvilke skredprosesser som er aktuelle, samt at det også tegner et bilde av frekvens. I tillegg kan det brukes til å vurdere hvor skredutsatt et område er. For eksempel vil gjentagende registreringer tegne et bilde av at et område er særdeles utsatt. Data ble innhentet for alle registrerte skred (NVE, 2022b). Dette omfatter skredtype, dato og posisjon, mens informasjon om løsneområder og skredbaner ikke var tilgjengelig for noen av skredene. Data for skredene presenteres i tabeller med fordeling av skredtyper, årsfordeling og månedlig fordeling. Fordelingen av skredtyper tegner et bilde av hvilke skredprosesser som er aktive og deres frekvens, og en årsfordeling kan vise til utvikling over tid. Samtidig må det nevnes at skredregistreringer ofte er inkomplette der det har vært et større fokus i nyere tid (Øydvin mfl., 2011). Lenger tilbake i tid vil registreringer typisk kun omfatte skred som har ført til personskade eller skade på infrastruktur (Hermanns mfl., 2012). En årsfordeling vil kunne gi et bilde på om dette er tilfellet i det vurderte området. I tillegg vil en månedsfordeling kunne fortelle noe om når det er størst sannsynlighet for skred.

4.2.3 Tidligere skredfarevurderinger

Dersom det vurderes skredfare i et område er det et krav at det undersøkes om slikt arbeid har blitt gjort i det samme området tidligere (NVE, 2020). Dersom dette er tilfellet skal kvaliteten på

arbeidet vurderes og videre skal det vurderes om det er hensiktsmessig med en ny vurdering. Et element med skredfare er at det ofte endrer seg over tid. For eksempel fører pågående klimaendringer til endringer i skredfare i Norge (Sletten mfl., 2009). NVE har registreringer for skredfarevurderinger, men etter nærmere undersøkelser ble det ikke funnet noen (NVE, 2022a). Det ble også tatt kontakt med Midtre Gauldal Kommune, men det ga heller ingen resultater. Det er samtidig verdt å nevne at det har blitt gjennomført en skredfarevurdering i nærheten av studieområdet. Taurisano (2020) gjennomførte en vurdering av skredfare mot utvalgte jernbanestrekninger i Midtre Gauldal Kommune på oppdrag fra BaneNor. Flere strekninger langs Rørosbanen i Gauldalen og langs Dovrebanen i Soknedalen ble vurdert. En strekning beliggende noen få kilometer øst for Kotsøy i umiddelbar nærhet til studieområdet er også blant de vurderte. Dette er svært relevant da dette er fra områder med tilsvarende topografiske, geologiske og klimatiske forhold.

4.2.4 Klimatiske data

I Norge er nedbør en viktig faktor til utløsning av skred og det er forventet at nedbør vil utløse enda flere skred i fremtiden (Sletten mfl., 2009). I tillegg er også snøsmelting en viktig årsak til utløsning av løsmasseskred (Wieczorek & Glade, 2005; Sandersen, 2014). Vurdering av klimatiske forhold vil derfor være svært nyttig. Når det gjelder kobling til klima og vær er denne generelt større for løsmasseskred enn det som er tilfellet for steinsprang (Jaedicke mfl., 2008). Det er også generelt ikke sett på som nødvendig å vurdere klimatiske forhold ved vurdering av fare for steinsprang, mens det er viktigere ved vurdering av fare for løsmasseskred (NVE, 2020). I dette tilfellet ble det gjort klimatiske vurderinger for alle skredtyper. Dette ble gjort med utgangspunkt i registrerte datoer for å tegne et bilde av hvilke utløsende årsaker som er fremtredende i området. En vurdering av dette vil videre kunne forsterke inntrykket av når det er størst sannsynlighet for at skred kan forekomme. Det vil også tegne et bilde av hva slags klimatiske forhold som generelt kreves for å utløse skred. I tillegg vil det være et nyttig verktøy for å vurdere videre klimatisk utvikling og hvordan skreditsituasjon kommer til å se ut i årene fremover. En slik vurdering er også svært viktig for å gi en skredfarevurdering større holdbarhet.

Klimatiske data er tilgjengelig fra ulike værstasjoner spredt rundt om i landet og finnes i en database på seklima.met.no (Norsk Klimaservicesenter, 2022). Innenfor studieområdet finnes det to slike værstasjoner: Røsbjørgen (1960-2007) og Kotsøy (2007-dd). Det faktum at det finnes registrerte data fra innenfor studieområdet er svært nyttig da det gir bedre nøyaktighet enn det som ville vært tilfelle dersom det ikke fantes data fra innenfor studieområdet. Datagrunnlaget er samtidig varierende. Data fra Røsbjørgen omfatter kun nedbør og snødybde, mens Kotsøy har data for begge,

samt temperatur og vind. For hvert enkelt skred ble værforholdene under og i forkant av skredet registrert med hensikt i å vurdere utløsende årsaker. For eksempel vil nedbør og snøsmelting kunne utløse både løsmasseskred og steinsprang (Iverson, 2000; Wieczorek & Glade, 2005; Domaas & Grimstad, 2014; Sandersen, 2014). I tillegg vil også temperaturforhold kunne fortelle om et steinsprang har gått som et resultat av pågående svingninger mellom frysing og tining. Som en siste utløsende årsak ble også rotsprenging vurdert. Dette vil først og fremst være en utløsende årsak i vekstsesongen for trær, men det kan også forekomme som et resultat av sterk vind (Gerber, 1998, gjengitt i Dorren mfl., 2007).

For løsmasseskred ble det gjort videre vurderinger opp mot data fra senorge.no (NVE, Meteorologisk Institutt & Kartverket, 2022). Denne databasen inneholder en simulert modellering av ulike parametre basert på registrerte værforhold. Dette omfatter blant annet simulerte data for vannmetning og kapasitet i jordmasser som kan kobles opp mot datoer med registrerte skred. Dette vil kunne si noe om porevannstrykket i jorda, en svært sentral faktor til utløsning av løsmasseskred (Iverson, 2000). I tillegg ble det også registrert om det var tele i bakken. Dette er også en faktor som påvirker skredutløsning. For det første vil smelting av tele føre til et økt porevannstrykk (Fergus mfl., 2013). I tillegg vil også tele i bakken kunne virke som en barriere for vann til å drenere lenger ned i bakken (Brooks mfl., 2013).

4.2.5 Flyfoto og Google Street View

Flyfoto kan gi informasjon om tidligere hendelser, samt avsløre spor i terrenget etter skred. Gjennomgang av slike foto er et krav ved gjennomføring av skredfarevurderinger (NVE, 2020). Slike foto er tilgjengelige fra norgebilder.no (Norge i Bilder, 2021). Det som er svært gunstig med flyfoto er at terrenget kan sammenlignes mellom ulike årstall dersom historiske foto er tilgjengelig. På denne måten kan det for eksempel tegnes et bilde av når et skred har gått. Dette verktøyet ble benyttet for å se etter skredsår og avsetninger etter skred. Det ble også brukt til å vurdere utvikling av vegetasjonsforhold over tid og til å registrere tidligere og nåværende hogstfelt, noe som har innvirkning på skråningsstabilitet og skredfrekvens (Sidle, 1992; Høydal mfl., 2013). Datatilgangen er svært god med foto fra mange ulike årstall. Dette omfatter foto fra 1956, 1963, 2001, 2006, 2009, 2010, 2014, 2016 og 2021. Dette gjør at utviklingen i området kan studeres over tid, og det kan spesielt vurderes nøye i nyere tid. Data for observerte skredsår, avsetninger og skredbaner observert på flyfoto, samt tidligere og nåværende hogstfelt er representert i registreringskartene.

I tillegg ble også verktøyet Google Maps (Google, 2021) benyttet til å studere fjellvegger langs Fv30 på steder der det ikke er mulig å stoppe langs vegen. I dette programmet er det lagt inn

fotografering langs utvalgte vegstrekninger. Dette ble brukt til å vurdere oppsprekningsgrad i fjellvegger lokalisert langs vegstrekningen mellom Bones og Kotsøy med tilgjengelige foto fra 2010, 2018 og 2019.

4.3 Bruk av GIS

Ved gjennomføring av skredfarevurderinger er det et krav å produsere flere typer kart (NVE, 2020). I den forbindelse er GIS et nyttig hjelpemiddel for å kunne produsere disse kartene. I dette tilfellet ble programmet ArcGis Pro benyttet. Det har blitt gjennomført flere relevante analyser som videre vil redegjøres for. Det vil redegjøres for data, analyser og hvilke verktøy som er blitt benyttet.

4.3.1 Geologiske kart

Geologisk kartlegging er et viktig hjelpemiddel mot å redusere skredrisiko (Hermanns mfl., 2012). Videre er slike geologiske kartlegginger også et viktig hjelpemiddel for skredfarevurderinger (NVE, 2020). I Norge er det NGU som har ansvaret for slike kartlegginger og datasett er tilgjengelig for nedlastning fra <https://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlasting> (NGU, 2021). Dette omfatter datasett for løsmasser og for berggrunn. Løsmassekartene fremhever hvordan løsmassedekket er i området. På den måten kan man se hvor det finnes skredutsatte løsmassetyper. Det forteller også noe om mektigheten av løsmassedekkene, samt at det kan fremvise skredavsetninger. Dette gjør at man kan tegne et bilde av stabiliteten i potensielle løsneområder, samt at man kan få nyttig informasjon om tidligere hendelser og utløp for disse. Berggrunnskartene tilbyr nyttig informasjon gjennom at de viser hvilke bergarter som finnes i området, samt at det kan fremheve strukturer slikt som orientering og sprekkesystemer. For løsmassekart er det hensiktsmessig med kart med oppløsning på 1:50 000 eller større (Øydvin mfl., 2011). Dette skaper et problem da to ulike datasett med ulik oppløsning faller innenfor studieområdet. Den nordvestlige delen faller innenfor en målestokk på 1:50 000, mens den sørøstlige delen av området har en målestokk på 1:250 000. Datasettet for berggrunn kommer også med en oppløsning på 1:250 000. Dette er en målestokk som i utgangspunktet er for grov for skredfarevurderinger og dette er noe som må tas med i betraktning i analysene og vurderingene. I utgangspunktet vil dette kreve en egen innsamling av geologiske data, men dette ville blitt tidkrevende og hadde endret formålet med denne oppgaven over til å bli en generell geologisk kartlegging. Derfor blir de tilgjengelige dataene benyttet. Disse dataene ble prosessert i ArcGis og de representative kartene vises i figur 2.2 og figur 2.3 i kapittel 2.

4.3.2 Digital terrengmodell

Analyser av terrenget er essensielt ved gjennomføring av skredfarevurderinger og det er et krav at dette gjøres (NVE, 2020). Terrenganalyser gjøres med utgangspunkt i en digital terrengmodell og dette skal gjøres med høyeste tilgjengelige oppløsning. En slik modell er en digital representasjon av terrenget med informasjon om høyde over havet for alle punkter i datasettet (Bargel mfl., 2014). Slike modeller lages med utgangspunkt i LIDAR, en forkortelse som står for «Light Detection and Ranging» (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2021). Det fungerer ved at en fly- eller satellittbåren scanner sender ut laser for å måle avstand til jordoverflaten. Strålene blir reflektert tilbake og det blir registrert en stor mengde punkter i en punktsky. Hvert enkelt punkt i denne punktskyen har tredimensjonale koordinater som sammenfaller med et punkt på jordoverflaten. Videre kan det med utgangspunkt i tidsdifferansen mellom laserpunktmålingene skapes en nøyaktig representasjon av terrenget, noe som kan gjøres over store områder. Det er samtidig viktig å skille mellom terrengmodeller og overflatemodeller der den siste varianten inkluderer ulike strukturer som bygninger og vegetasjon. En terrengmodell har utgangspunkt i den nakne jordoverflaten. Slike terrengmodeller kan lastes ned fra [hoydedata.no](https://www.kartverket.no/tema/landbruk/hoydedata) (Kartverket, 2021), og det ble lastet ned en slik modell med oppløsning på 1x1 meter, noe som er den mest detaljerte tilgjengelige oppløsningen. En slik modell kan brukes til å gjennomføre flere ulike analyser som er relevante for skredfarekartlegging.

4.3.3 Skyggekart

Skyggekart er et nyttig verktøy ved skredfarevurderinger (NVE, 2020). Et slikt kart tar utgangspunkt i en digital terrengmodell og skapes ved bruk av verktøyet «hillshade». Dette verktøyet skaper en visualisering av terrenget gjennom å bestemme innlysningsverdier for alle cellene i en raster (Esri, 2022a). Verktøyet setter en posisjon for en hypotetisk lyskilde og beregner en innlysningsverdi for hver enkelt celle i relasjon med alle naboceller. Dette skaper en svært nøyaktig visualisering av det faktiske terrenget og dette er noe som kan brukes til å studere strukturer. For eksempel vil dette kunne fange opp skredavsetninger eller lignende som ellers kan være vanskelig å fange opp. I den forbindelse er det viktig å bruke en terrengmodell med høy oppløsning for å kunne skape et mest mulig detaljert skyggekart. Skyggekart ble studert etter strukturer som har innvirkning på skredfaren og skredaktiviteten. Dette omfatter avsetninger, bruddkanter og skredravin, samt ryggformasjoner i terrenget. Data for dette er representert i registreringskartene som også bruker skyggekart som bakgrunnskart.

4.3.4 Helningskart

Et av de aller viktigste parametrene for å kunne definere løsneområder for skred er helningen i terrenget (Taurisano, 2020). For eksempel vil ulike skredtyper forekomme ved ulike helningsvinkler. Å produsere helningskart er et krav ved skredfarevurderinger og er et nyttig verktøy for å identifisere skredutsatt terreng (NVE, 2020). Helningskart kan i kombinasjon med geologiske kart gi et godt innblikk i hvor ulike skredtyper kan forekomme. Et slikt kart tar utgangspunkt i en digital terrengmodell og skapes ved hjelp av verktøyet «slope» i ArcGis Pro. Dette verktøyet tar utgangspunkt i høydeverdier fra en terrengmodell og beregner helningen for hver enkelt rastercelle (Esri, 2022b). Dette kan videre presenteres i grader eller i prosent. I dette tilfellet er grader det mest hensiktsmessige da ulike skredtyper forekommer ved ulike helningsvinkler. Verktøyet «reclassify» ble brukt til å dele opp resultatet i 8 klasser med egendefinerte intervaller. Klassene ble inndelt som følger:

0-10 grader: Trygge forhold

10-20 grader: Potensielle løsneområder for flomskred under særdeles ugunstige forhold (Sandersen, 2014).

20-25 grader: Potensielle løsneområder for jordskred og flomskred under ugunstige forhold (Devoli, 2018).

25-30 grader: Potensielle løsneområder for jordskred under ugunstige forhold, normal helningsvinkel for løsneområder for flomskred (Devoli, 2018).

30-40 grader: Potensielle løsneområder for jordskred og flomskred (Devoli, 2018).

40-45 grader: Potensielle løsneområder for flomskred (Devoli, 2018) og steinsprang (Sulebak, 2014).

45-60 grader: Potensielle løsneområder for steinsprang.

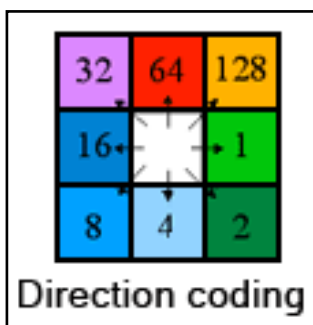
>60 grader: Potensielle løsneområder for steinsprang, særdeles bratte fjellvegger.

Videre er en fargeskala fra grønt via gul og oransje mot rødt brukt, der rødere farger representerer et brattere terreng. For slike kart er det anbefalt å bruke en målestokk på 1:10 000 eller større. I dette tilfellet ble det valgt å bruke en målestokk på 1:9000. Denne målestokken dekker hele studieområdet i fire deler.

4.3.5 Modellering av overflateavrenning

Formen på terrenget har mye å si i henhold til drenering. På steder der hvor det kan akkumuleres vann vil det potensielt kunne bygges opp høye porevannstrykk, noe som er en vanlig utløsende årsak til løsmasseskred (Iverson, 2000). For eksempel har vann en tendens til å akkumulere i konkave skråninger, noe som gjør skred mere sannsynlig i slike skråninger (Selby, 2005; Taurisano,

2020). Med utgangspunkt i en digital terrengmodell kan overflateavrenning modelleres i ArcGis Pro. Dette er ikke et krav ved skredfarevurderinger, men det er et nyttig verktøy for å kunne identifisere områder med større sannsynlighet for utløsning av løsmasseskred. For steinsprang er dette mindre relevant. Denne modelleringen tok utgangspunkt i en modell med oppløsning på 10x10 meter lastet ned fra hoydedata.no (Kartverket, 2021). Det ble først forsøkt med oppløsning på 1x1 meter, men dette ga ikke et tilstrekkelig resultat. Det er samtidig ikke problematisk med en mindre detaljert oppløsning da denne modelleringen først og fremst tar utgangspunkt i å grovt tegne et bilde av hvor vann drenerer og samles i terrenget. Videre inneholder en slik modellering flere steg og bruk av flere verktøy. I første omgang ble verktøyet «flow direction» benyttet. Dette verktøyet bestemmer dreneringsretningen for hver enkelt celle i en raster med utgangspunkt i høydedata fra en terrengmodell (Esri, 2022c). I den forbindelse finnes det åtte ulike retninger vannet kan drenerere og dette kodes på en spesiell måte, noe som er vist i figur 4.1.



Figur 4.1: Koding av dreneringsretninger ved bruk av «flow direction» (Esri, 2022c).

Ved bruk av «flow direction» kan det oppstå tilfeller der det ikke kan defineres en dreneringsretning. Slike celler kalles for «sinks» (Esri, 2022d). Dette kan forekomme dersom alle naboceller har en høyere høydeverdi eller dersom to celler drenerer inn i hverandre. Ved bruk av verktøyet «sink» kan man identifisere slike celler. Dette verktøyet identifiserer kun hvor disse cellene er og definerer ikke hvor dype de er. Derfor er verktøyet «fill» nyttig å bruke da det beregner dybden til «sinks» og fyller dem (Esri, 2022e). Etter at «sinks» og «fill» ble brukt ble «flow direction» benyttet igjen for en mere nøyaktig representasjon av dreneringsretninger. Til slutt for å definere hvor vann akkumuleres i terrenget ble verktøyet «flow accumulation» benyttet. Dette verktøyet beregner den akkumulerte vekten av alle celler som drenerer til en nedstrøms celle (Esri, 2022f). Verdien for hver enkelt celle er det antallet celler som drenerer inn til den enkelte cella. Resultatet av dette blir en representativ modell av hvor vann drenerer og hvor vann har en tendens til å samles i terrenget, noe som kan brukes til å definere potensielt utsatte områder for løsmasseskred. Resultatene presenteres i to kart med oppløsning på 1:16 000. Dette er den største oppløsningen som kan brukes til å dele opp studieområdet i to deler. I dette tilfellet er det ikke

nødvendig med en like detaljert målestokk da disse kartene først og fremst er en grov skissering av dreneringen i terrenget. For de fleste celler vil verdiene være lave og drenering vil være konsentrert til kanaler og spesielle terrengformer.

Verktøyet «reclassify» ble brukt til å definere intervallklasser der det ble brukt 10 stykker: 0-50, >50-100, >100-150, >150-200, >200-300, >300-500, >500-1000, >1000-2000, >2000-5000 og >5000. Generelt vil de fleste celler ha få andre celler som drenerer inn til dem. De store verdiene vil først og fremst forekomme nedstrøms i de større nedbørsfeltene. Derav ble det brukt kortere intervaller for de lavere klassene slik at også mindre dreneringskanaler i terrenget kan bli identifisert. Fargeskalaen benyttet for dette går fra hvit mot blå der mørkere blå representerer høyere verdier. De laveste verdiene som er helt hvite er gjort gjennomsiktige med 40 % slik at posisjoner kan gjenkjennes i det underliggende bakgrunnskartet. Disse cellene representerer områder hvor vann ikke vil akkumuleres i særlig grad og er derfor ikke viktige punkter i denne analysen. Som bakgrunnskart er topo 4 Gråtone benyttet.

4.3.6 FKB-data

Å vurdere skredfare mot infrastruktur er blant formålene med denne oppgaven. Det finnes datasett med representasjoner av ulik infrastruktur gjennom Kartverkets Felles KartdataBase FKB (GeoNorge, 2021). Slike data kan lastes ned fra <https://kartkatalog.geonorge.no> og til denne oppgaven har datasett for jernbane, veg, bygninger og vann blitt benyttet. Jernbane, veger og bygninger gir representasjoner av infrastruktur som det vurderes skredfare mot. Datasett for vann ble benyttet for å lokalisere bekkeleier, noe som er relevant da flomskred vil forekomme i definerte vannløp (Devoli, 2018). I registreringskartene er alle fire datasett representert, mens de tre datasettene som representerer infrastruktur også er representert i faresonekartene.

4.4 Feltarbeid

I skredfarevurderinger er feltkartlegging en viktig del av arbeidet (Bargel mfl., 2014). Dette er også i de fleste tilfeller et krav (NVE, 2020). Ved et slikt arbeid vil en kunne avdekke hvordan de faktiske forholdene i kartleggingsområdet er. Under feltarbeid er observasjoner en sentral metode og derav er det en fordel at det er gode observasjonsforhold. Generelt sett vil dette være bedre om våren og om høsten da vegetasjonsdekket er mindre dekkende (Taurisano, 2020). Feltarbeid ble gjennomført over tilsammen fire turer. En første rekognosering ble gjennomført 17. September 2021 for å skaffe oversikt og bli kjent med studieområdet. Deretter ble to turer gjennomført 3. og 17. November 2021. Dette ble gjort under gunstige observasjonsforhold om høsten da bladene hadde begynt å falle av trærne, noe som gir bedre innsyn. I tillegg ble det gjennomført en siste tur

21. April 2022 for å undersøke et nylig gått skred innenfor området. Feltarbeidet ble gjennomført med bakgrunn i kartleggingsarbeid gjort på forhånd med hensikt å bekrefte eller avkrefte funn gjort i kartleggingen. Dette ble først og fremst gjort til fots i terrenget, men det ble også benyttet en drone (se figur 4.2) til å fotografere oversiktsbilder, samt til å fotografere utilgjengelige høytliggende løsneområder. Det ble også tatt en rekke fotografier av diverse relevante oppdagelser i skråningene for en grundig dokumentasjon.



Figur 4.2: Denne dronen ble benyttet til å fotografere oversiktsbilder og høytliggende løsneområder. Foto av Edvard Ellingsrud.

For å komme seg til studieområdet og mellom de ulike lokalitene ble bil benyttet med hensikt å dekke studieområdet i så stor grad som overhodet mulig. Det er samtidig områder som er utilgjengelige i form av at det ikke er veier som går dit eller at det er så smalt ved hovedvegen langs elva at det ikke er mulig å stoppe. Dette gjelder i hovedsak strekningen fra Bones østover til Bogen og videre mot Kotsøy, der dette videre er gjeldende på begge sider av elva. Dette gjør det også vanskelig å dekke denne strekningen med drone. Derav har denne strekningen ufullstendige data fra feltkartleggingen, men skredfaren har like fullt blitt vurdert langs denne strekningen med fokus på andre tilgjengelige data.

Videre var fokuset ved feltkartleggingen på følgende parametre:

- Skape et videre inntrykk av hvilke skredprosesser som er relevante i kartleggingsområdet
- Kartlegging av terrenget til fots

- Registrere avsetninger som et bilde på skredfrekvens. Avsetninger etter steinsprang/løsmasseskred i skråninger og etter løsmasseskred i vifter under bratte bekkeløp
- Kartlegge rygger i terrenget
- Kartlegge løsmasser i skråninger
- Vurdere stabilitet i løsneområder til fots og ved bruk av drone
- Kartlegge skredsår registrert på flyfoto
- Oversiktsfotografering med drone for å avdekke spor etter skred slik som skredbaner, skredsår og avsetninger
- Vurdere vegetasjonens innvirkning på skredfrekvens og utløp
- Vurdere erosjonspotensiale i bratte bekkeløp
- Vurdering av skogsveger og andre menneskelige inngrep
- Registrering av sikringstiltak

I tillegg ble det under feltarbeid holdt samtaler med noen lokalkjente i området. Dette var ikke planlagt eller avtalt, men på to lokaliteter kom det bort mennesker som var nysjerrige på hva som foregikk. Dette var svært nyttig da de hadde kunnskap om lokale hendelser som de gledelig delte. Her ble det innhentet informasjon om flere skredhendelser i en skråning der blant annet et skred som hadde blitt observert på flyfoto og som ikke er registrert ble tidfestet. I tillegg ble det også innhentet svært nyttig informasjon om grunnforholdene i en skråning. Dette var svært nyttig for videre vurdering av skredfare i disse områdene.

Feltundersøkelsene ga mye data for registreringskartene i form av skredsår/skredbaner, rygger, løsneområder, avsetninger, erosjonspunkter og skredsikring. For steinsprang er det bevisst ikke registrert alt av avsetningspunkter da dette ville overflod av punkter i de ferdige kartene, noe som ville gjort kartene vanskelig å lese. I stedet ble det fokusert på å grovt markere områder med spredte avsetninger og å markere større avsetningsformer, i tillegg til en grundig dokumentasjon gjennom fotografering. I utgangspunktet er det anbefalt at enkeltblokker etter steinsprang skal markeres som punkter (NVE, 2020). Dette er vurdert til å ikke være hensiktsmessig i dette tilfellet. Ellers er andre parametre symbolisert etter anbefalinger. Videre har alle registreringene gjort under feltarbeid vært sentrale i den videre vurderingen av skredfare.

4.5 Skogkartlegging

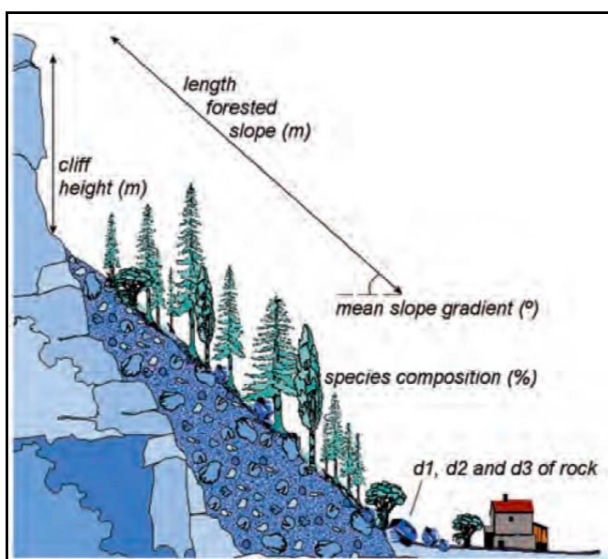
Kartlegging og vurdering av skog er ikke et krav ved skredfarevurderinger (NVE, 2020), men i denne sammenhengen er dette svært relevant da skråningene i studieområdet er dekket av tett skog. Skogen vil også kunne ha påvirkning på løsningsansynlighet og på skredutløp (Høydal mfl., 2013). Det finnes landsdekkende datasett for skog i Norge på kilden.nibio.no (NIBIO, 2022). SR16 er det tilgjengelige datasettet med best oppløsning for studieområdet. Dette kommer i både vektor og raster med en oppløsning på 16x16 meter per celle i rasteren. For vektor er dataene en beregning av gjennomsnittsverdier fra rastercellene. Dette verktøyet ble benyttet som en del av den endelige vurderingen av skredfare. Spesielt ble det fokusert på parametre som har innvirkning på om skogen kan virke som vernskog etter Høydal mfl. (2013). Dette omhandler parametre som kronedekning i %, tetthet, grunnflate, DBH (alle rasterdata) og tretype (vektor). I tillegg ble det også innhentet informasjon om skogens alder og om hogstfelt.

4.5.1 Beregning av skogens beskyttende evne mot steinsprang

Studieområdet er dekket av skog samtidig som at det finnes løsneområder for steinsprang. I den forbindelse er det av interesse å vurdere skogens evne til å bremse utløpene til steinsprang og dette ble gjort med verktøyet rockfor.net (Berger & Dorren, 2007). Dette er et verktøy som beregner skogens beskyttende evne i prosent med utgangspunkt i testing gjennomført i de franske Alpene. I den forbindelse kan skog med over 50 % beskyttelsesevne sees på som vernskog (Høydal mfl., 2013). Videre sees beskyttelsesevnen også på som betydelig dersom den er mellom 20-50 %. Dette ble gjennomført på fem utvalgte skråninger: tre skråninger i Ospliberget (en kort bjørkdekt skråning og en lang skråning med gran på vestsiden, samt i tidligere hogstfelt på østsiden), en kort skråning ved Bones med gran og en lang bjørkdekt skråning ved Kotsøy. Fokuset ved valget av skråninger var å avdekke ulike tretyper og ulike lengder og det ble derfor valgt en kort og en lang skråning med dominanse av de to ulike tretypene som er vanlige innenfor området. I tillegg ble det også vurdert i en skråning med mindre tett skog grunnet et nylig gjengrodd hogstfelt for å avdekke om det fremkommer forskjeller. De fem utvalgte skråningene er registrert i registreringskartene. Videre ble verktøyet benyttet til å vurdere hvor store blokker hver enkelt skråning kan beskytte mot i volum. Dette ble gjort med utgangspunkt i om skogen kan beregnes som vernskog (<50 %) og om skogen har en betydelig beskyttelse (25-50 %). I utgangspunktet burde det siste vært gjort med 20-50 %, men verktøyet opererer ikke med det som en resultatklasse. Det ble også vurdert om det er forskjell på beskyttelsesevnen mot runde, kubiske og rektangulære blokker. Volumet beregnes med utgangspunkt i radius på sirkulære former og med utgangspunkt i lengde, bredde og høyde for rektangler og kuber. Det er beregnet med utgangspunkt i like lengder på alle sider for kuber, mens

det er beregnet med to korte sider og en lang for rektangler med utgangspunkt i å finne største volum det gis beskyttelse mot.

For å gjøre beregningene trenger programmet data for gjennomsnittlig helning i skråning, høyde på fjellvegg, lengde på skogdekt skråning, lengde på bar skråning, tetthet, grunnflate og DBH. I tillegg trengs prosentvis fordeling av tresorter. En grov skissering av de nødvendige parametrene vises i figur 4.3. Siden dette er basert på studier fra Frankrike er skogforholdene fra testområdet noe annerledes enn norske forhold. Dette gjør utslag i at kun gran spesifikt er nevnt av de to relevante tretypene fra studieområdet, men det går an å velge andre løvtrærarter som et parameter.



Figur 4.3: Inngangsparametre ved bruk av verktøyet *rockfor.net* (Berger & Dorren, 2007).

Relevante data for skog ble innhentet fra SR16 (NIBIO, 2022). Langs målte strekk ble det innhentet data for alle celler innenfor strekningen og det ble regnet ut gjennomsnitt for tetthet, grunnareal og DBH. I enkelte tilfeller ble data ikke tatt med i beregningen der verdier kunne påvirke gjennomsnittet negativt. Dette omfatter først og fremst særdeles lave verdier i bunnen av skråninger som ikke sammenfaller med verdiene i resten av skråningen. Disse vil kunne føre til et lavere gjennomsnitt, samtidig som at de ikke har relevans for den faktiske beskyttelsesevnen til skogen. I et slikt tilfelle vil steiner enten stoppes tidligere eller de vil gå forbi disse punktene Videre ble også fordelingen av tretype vurdert med utgangspunkt i SR16. Data for gjennomsnittlig helning og lengde ble beregnet i ArcGis Pro for definerte linjer langs de utvalgte strekningene. Verktøyet «zonal statistics» ble benyttet for å beregne den gjennomsnittlige helningen med utgangspunkt i data fra helningsdatasettet (kapittel 4.3.4). For skråningslengde er det tilstrekkelig med lengde i luftlinje da verktøyet selv beregner lengden på skråningen langs overflaten basert på den gjennomsnittlige helningen (Berger & Dorren, 2007). Derav ble verktøyet «calculate geometry

attributes» benyttet. Når det gjelder høyde på fjellvegg ble dette vurdert med utgangspunkt i observasjoner gjort ved undersøkelser i felt. I tillegg krever også verktøyet informasjon om blokker i form av dimensjoner (3d), tetthet og form. Siden dette verktøyet ikke har blitt benyttet på spesifikke steinsprangcaser er det først og fremst verdier for tetthet som kan fastsettes. Dette ble gjort med utgangspunkt i berggrunnskartet (figur 2.2) der det fremkommer at fire av skråningene har glimmerskifer som hovedbergart og en har kvartsitt (Bones). Glimmerskifer og kvartsitt har henholdsvis typisk en tetthet på 2500-2900 kg m⁻³ og 2600 kg m⁻³ (Schon, 2015). I den forbindelse ble det valgt 2600 for kvartsitt. For glimmerskifer ble en middelvei på 2700 brukt ved beregningene. Det faktum at verktøyet krever data for dimensjoner og form på blokkene gjør også at man kan vurdere ulike former og blokkstørrelser.

Beregningene ble gjennomført med følgende parametre:

Ospliberget Vest (kort skråning): Lengde 117 meter, gjennomsnittlig helning på 34.4 grader, høyde på fjellvegg 5 meter, glimmerskifer med densitet på 2700 kg m⁻³, tetthet på 407.7 m³/ha, grunnareal på 43.1 m²/ha, DBH på 27.3 cm, 80 % bjørk, 20 % gran.

Ospliberget Vest (lang skråning): Lengde 193 meter, gjennomsnittlig helning på 38.5 grader, høyde på fjellvegg 10 meter, glimmerskifer med densitet på 2700 kg m⁻³, tetthet på 359.3 m³/ha, grunnareal på 42.8 m²/ha, DBH på 27.8 cm, 20 % bjørk, 80 % gran.

Ospliberget Øst (nylig hogstfelt): Lengde 181 meter, gjennomsnittlig helning på 40.2 grader, høyde på fjellvegg 6 meter, glimmerskifer med densitet på 2700 kg m⁻³, tetthet på 151.1 m³/ha, grunnareal på 25.1 m²/ha, DBH 17.5 cm, 90 % bjørk, 10 % gran.

Bones: Lengde 99 meter, gjennomsnittlig helning på 36.2 grader, høyde på fjellvegg 12 meter, kvartsitt med densitet på 2600 kg m⁻³, tetthet på 400.3 m³/ha, grunnareal på 41.6 m²/ha, DBH på 25.7 cm, 10 % bjørk, 90 % gran.

Kotsøy: Lengde 223 meter, gjennomsnittlig helning på 40.1 grader, høyde på fjellvegg 5 meter, glimmerskifer med densitet på 2700 kg m⁻³, tetthet på 340.3 m³/ha, grunnareal på 40.5 m²/ha, DBH på 19.7 cm, 90 % bjørk og 10 % gran.

5. Resultater

Dette kapitlet tar for seg en presentasjon av resultater fra de ulike analysene som ble forklart og redegjort for i kapittel 4. Dette omfatter flere kart og tabeller. Disse presenteres i en systematisk rekkefølge som starter med data for skredhendelser. Dette etterfølges av resultatene fra kartlegging og analyser gjennomført i GIS. Deretter presenteres resultatene fra skogmodelleringen med rockfor.net (Berger & Dorren, 2007). Til slutt presenteres faresonekartene. Disse er lagt til slutt da de er basert på en samlet vurdering av de andre resultatene.

5.1 Data for skredhendelser

Denne delen omfatter innsamlede relevante data i forbindelse med registrerte skredhendelser. Dette omfatter en presentasjon av fordeling av skredtyper og årstall. I tillegg blir en månedsfordeling av hendelsene og antatte utløsende årsaker presentert med utgangspunkt i historiske værdata innhentet fra værstasjoner i studieområdet.

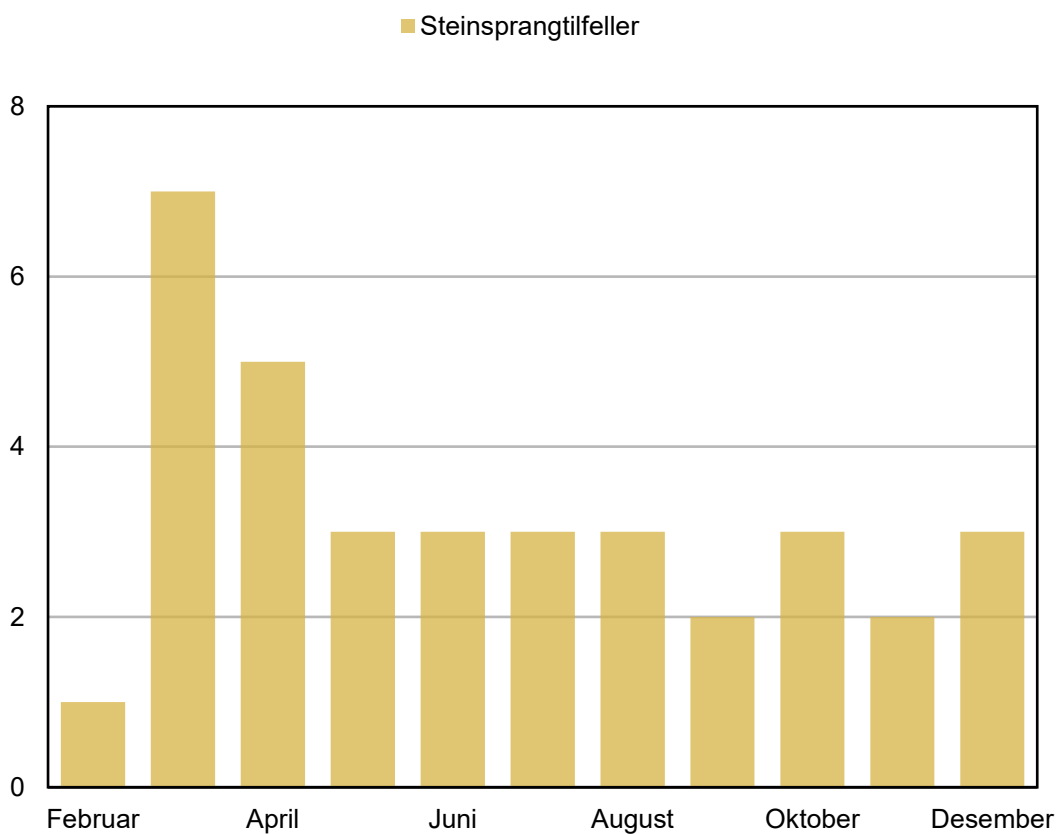
	Fordeling av skredtyper
Steinsprang	35
Jordskred	31
Flomskred	2

Tabell 5.1: Fordeling av skredtyper (Aune, 1970; Vikan, 2014; BaneNor, 2022; NVE, 2022b).

Tabell 5.1 viser at det tilsammen er foretatt 68 registreringer innenfor studieområdet. Videre er fordelingen mellom skred i fast fjell og i løsmasser jevn med 35 steinsprang og 33 løsmasseskred. Når det gjelder type løsmasseskred er jordskred den klart mest fremtredende med 31 registrerte hendelser, mens det er registrert to flomskred. Videre er årsfordelingen fremvist i tabell 5.2. Her fremkommer det at de fleste registreringene er gjort i nyere tid. På 2000-tallet og fremover er de fleste årstall representert, mens dette ikke er tilfellet før tusenårsskiftet. Videre fremkommer det noen spesielt aktive år. Dette gjelder spesielt 2004 (ni hendelser), 2000 (åtte hendelser) og 2013 (seks hendelser). I tillegg er også 2016 og 2017 aktive år med fem registreringer. Før 2000 er alle årstall med registreringer bortsett fra 1976 kun registrert med en hendelse.

		Årsfordeling			
1808	1	1999	1	2014	4
1858	1	2000	8	2015	3
1957	1	2002	3	2016	5
1973	1	2003	1	2017	5
1976	2	2004	9	2018	2
1977	1	2006	1	2019	2
1987	1	2008	1	2020	2
1990	1	2012	1	2021	3
1998	1	2013	6	2022	1

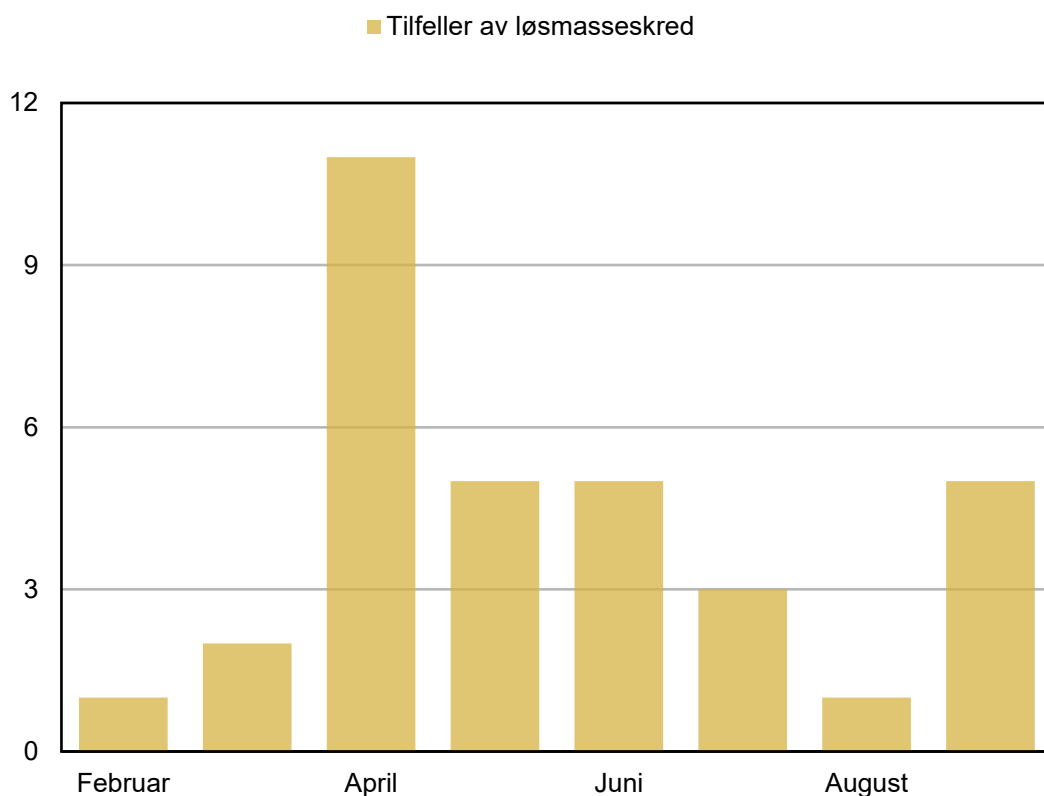
Tabell 5.2: Årsfordeling for registrerte skredhendelser (Aune, 1970; Vikan, 2014; BaneNor, 2022; NVE, 2022b).



Figur 5.1: Månedsfordeling steinsprang (Vikan, 2014; BaneNor, 2022; NVE, 2022b).

Månedsfordelingen for steinsprang i figur 5.1 viser en forholdsvis jevn fordeling utover hele året. Vårmånedene mars og april skiller seg ut som de to månedene med flest tilfeller (syv i mars og fem i april), mens de resterende månedene enten har et, to eller tre registrerte tilfeller. I vintermånedene januar er det ikke registrert noen tilfeller av steinsprang. Det er også kun registrert et tilfelle i februar.

Fordelingen i figur 5.2 viser at løsmasseskred forekommer i en periode mellom februar og september. Dette omfatter svært lite aktivitet om vinteren og ingenting sent på høsten. I april skyter aktiviteten fart og dette er den måneden med flest registrerte tilfeller. Videre er det jevn fordeling med flere skred i alle måneder mellom mai og september, med unntak av august som kun har et registrert tilfelle.



Figur 5.2: Månedsfordeling løsmasseskred (Aune, 1970; BaneNor, 2022; NVE, 2022b).

	Antatte utløsende årsaker til steinsprang
Frysing/tinging	8
Nedbør	10
Snøsmelting	7
Rotsprengning	3
Sterk vind utenfor vekstsesong for røtter	3
Uvisst	2
Ingen data	2

Tabell 5.3: Antatte utløsende årsaker for steinsprang. Utgangspunkt i klimatiske data fra Norsk Klimaservicesenter (2022).

Med utgangspunkt i tabell 5.3 kan åtte steinsprang kobles til frysing/tinging. Dette fremstår som en fremtredende årsak på lik linje med snøsmelting som står for syv tilfeller og nedbør som er den mest fremtredende med ti tilfeller. Av andre årsaker kan rotsprengning og sterk vind kobles til tilsammen seks hendelser der tre av dem har forekommet utenfor vekstsesong for trær. I to tilfeller er det ikke mulig å anta noen utløsende årsak i forbindelse med værforhold, samt at to tilfeller ikke har værdata tilgjengelig.

	Antatte utløsende årsaker til løsmasseskred
Nedbør	12
Snøsmelting	11
Snøsmelting/nedbør	4
Ingen klimatisk årsak	4
Ingen data	2

Tabell 5.4: Antatte utløsende årsaker for løsmasseskred. Utgangspunkt i klimatiske data fra Norsk Klimaservicesenter (2022).

Med utgangspunkt i tabell 5.4 er det registrert nedbør i forkant av tolv registrerte løsmasseskred. Videre er det registrert snøsmelting i forkant av femten hendelser, der det også forekom nedbør ved fire av de registrerte tilfellene. Fire av hendelsene kan ikke kobles til noen klimatisk årsak med utgangspunkt i historiske værdata og for to av tilfellene finnes det ikke tilgjengelige værdata.

	Intensitet/lengde på nedbør før skredhendelser
Kortvarig/intensiv (2-4 dager med >20mm)	6
Langvarig med intensiv topp (>1 uke med nedbør og >20mm rett i forkant av hendelse)	4
Kortvarig og lite intensivt	2

Tabell 5.5: Intensitet/lengde på nedbør i forkant av registrerte løsmasseskred (Norsk Klimaservicesenter, 2022).

Med utgangspunkt i tabell 5.5 er det registrert fire forskjellige typer nedbørssituasjoner som har ført til skredutløsning i løsmasser. Det mest fremtredende er kortvarig intensiv nedbør på 2-4 dager med >20mm per dag og lengre hendelser på over en uke med en intensiv topp på >20mm rett i forkant av hendelse. Slike nedbørssituasjoner kan henholdsvis kobles til seks og fire hendelser. I de to siste tilfellene har det vært kortvarig og lite intensivt regn i forkant av skredhendelsene.

	Data for skred utløst under snøsmelting
Under snøsmelting	13
Rett etter snøsmelting (3 dager etter)	2
Intensiv snøsmelting (<3cm per dag)	15
Tele i bakken	12
Snøsmelting/nedbør (>3 mm per dag)	4

Tabell 5.6: Data for løsmasseskred forbundet med snøsmelting (Norsk Klimaservicesenter, 2022; NVE, Meteorologisk Institutt & Kartverket, 2022).

Med utgangspunkt i tabell 5.6 er det utløst tretten løsmasseskred under snøsmelting og to skred rett i etterkant av snøsmeltingen. I alle tilfeller har smeltingen foregått med et snitt på over 3 cm per dag i forkant av hendelse. For de fire tilfellene der snøsmelting og nedbør har inntruffet snitter nedbørmengden på 3.1-5.2 mm per dag med nedbør. For elleve av de datoene med registrerte tilfeller som kan kobles til snøsmelting er det registrert tele i bakken på senorge.no (NVE, Meteorologisk Institutt & Kartverket, 2022).

Vannmetning/kapasitet	Totalt antall	Nedbør	Snøsmelting	Ingen klimatisk årsak
>90 % metning	3	0	3(1 med nedbør/snøsmelting)	0
80-90 % metning	7	0	7 (2 med nedbør/snøsmelting)	0
70-80 % metning	9	5	4	0
60-70 % metning	2	1	1 (med nedbør/snøsmelting)	0
<60 % metning	10	6	0	4
Svært liten lagerevne	11	0	11 (2 med nedbør/snøsmelting)	0
Liten lagerevne	10	6	4 (2 med nedbør/snøsmelting)	0
Middels lagerevne	10	6	0	4
Ingen data	2			

Tabell 5.7: Vannmetning/lagerevne i jord koblet opp mot utløsende årsaker for løsmasseskred (Norsk Klimaservicesenter, 2022; NVE, Meteorologisk Institutt & Kartverket, 2022).

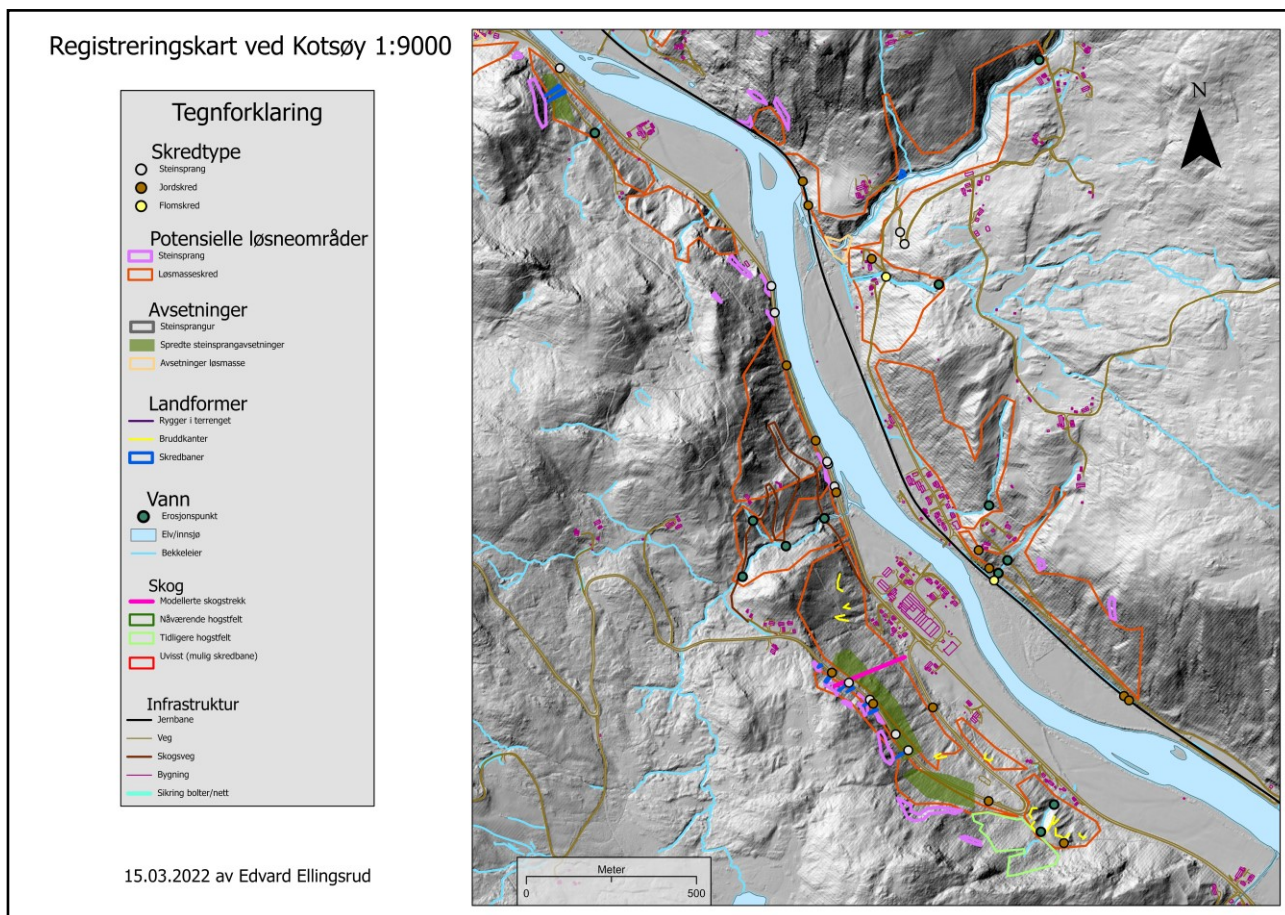
I tabell 5.7 kommer det frem at flest skred har forekommet i tilfeller med en simulert vannmetning i jorda på mellom 70-90 % med seksten tilfeller. Kun 3 ganger er vannmetningen simulert til å være over 90 %. Under 70 % vannmetning har forekommet ved tolv anledninger der ti av disse er under 60 %. Videre er det en jevn fordeling med tanke på lagerevne med ti tilfeller på middel og liten, samt elleve tilfeller på svært liten. Videre fremkommer det høyere verdier for skredtilfeller forbundet med snøsmelting enn ved nedbør. Dette kan tydes ved at nedbør ikke har gitt større vannmetning enn 70-80 % og at det ikke har ført til en svært liten lagerevne i jorda. På den andre siden har dette forekommet ved flere tilfeller under snøsmelting.

5.2 Kartlegging og GIS-analyser

5.2.1 Registreringskart

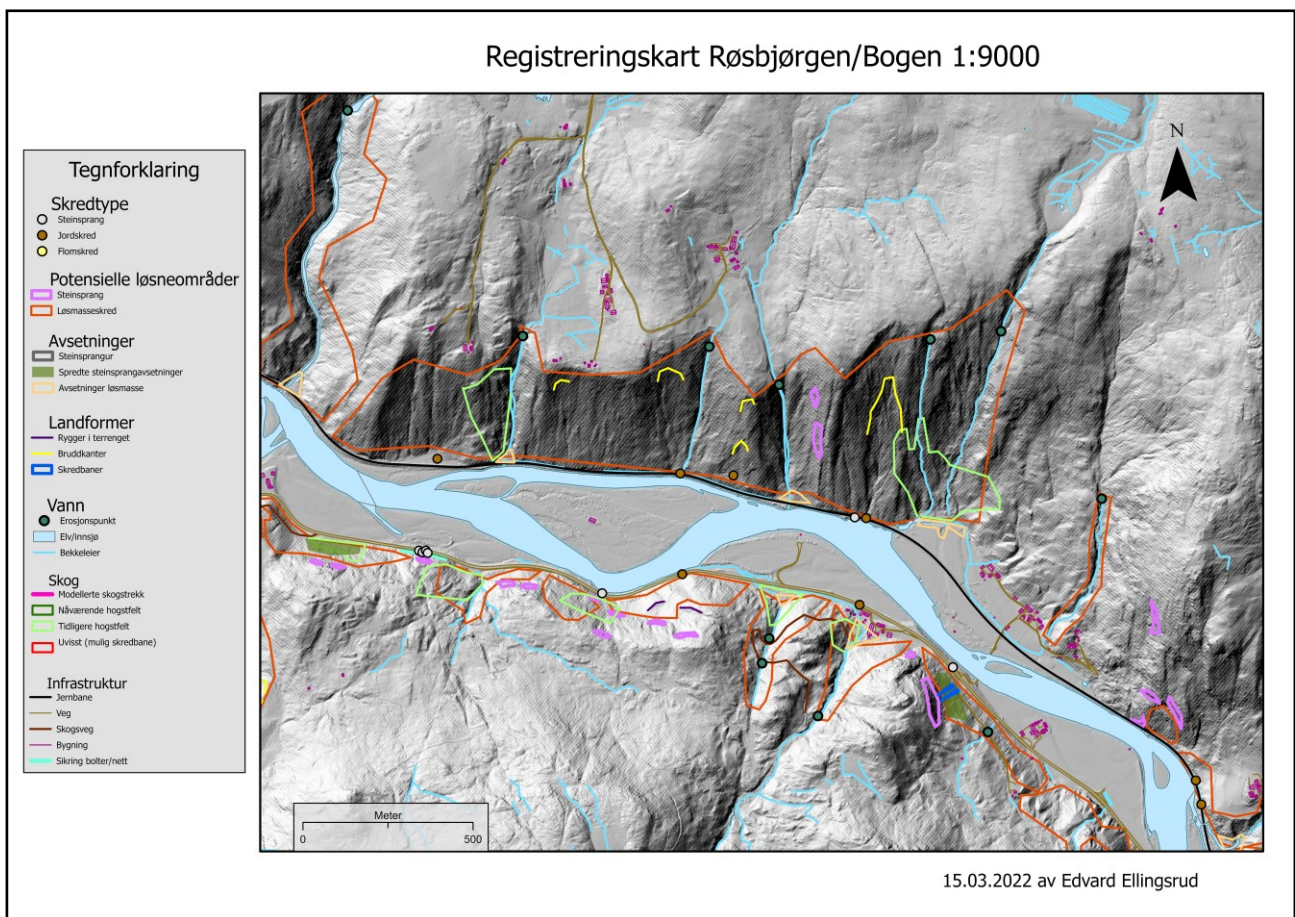
Denne delen omfatter en presentasjon av ferdige registreringskart med registreringer av alle påvirkende faktorer og parametre vurdert til å ha en innvirkning på skredaktiviteten i studieområdet. Dette faller innenfor hovedgruppene skredtype, potensielle løsneområder, avsetninger, landformer, vann og skog. I tillegg er infrastruktur og skredsikring presentert i kartene. Dette er gjort med

skyggekart som bakgrunn for å kunne markere de registrerte landformene. Kartene presenteres i rekkefølge fra øst mot vest i nedstrøms retning i dalføret.



Figur 5.3: Registreringskart ved Kotsøy. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

Med utgangspunkt i figur 5.3 fremkommer det at alle tre skredtyper er registrert i området rundt Kotsøy gjennom tolv steinsprang, femten jordskred og to flomskred. Det fremkommer også potensielle løснеområder for steinsprang og jordskred, samt potensielle flomskredkanaler gjennom flere bratte elveløp. I områdene rundt Kotsøy sentrum er det markert flere bruddkanter etter tidligere skredhendelser. Dette er spesielt tydelig helt sørøst i området der det fremkommer flere tydelige skredravinene der flere av dem er uten permanent vannføring. Det er også markert ni skredbaner som ble observert ved bruk av drone, ved studier av flyfoto og ved ferdsel i terrenget under feltarbeid. Disse er lokalisert henholdsvis med syv tilfeller i området rundt Fv631 i søndre dalside ovenfor Kotsøy Sentrum og to tilfeller ved Bogen helt nordvest i kartet.

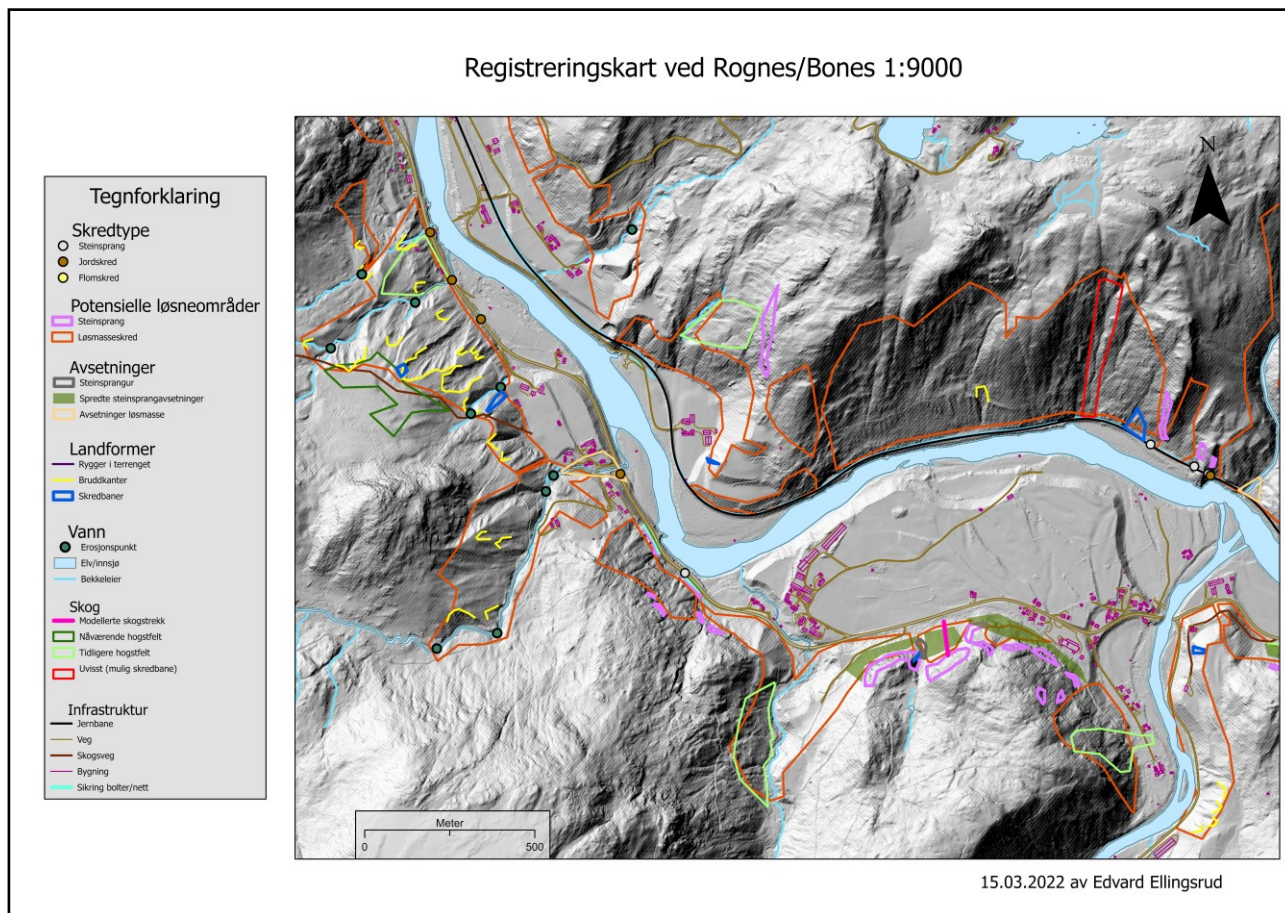


Figur 5.4: Registreringskart ved Røsbjørgen/Bogen. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

Med utgangspunkt i figur 5.4 fremkommer det registrering av både steinsprang og jordskred rundt Røsbjørgen/Bogen. Det er registrert syv steinsprang (østligste også vist i figur 5.3) og åtte jordskred (de to østligste er også vist i figur 5.3). Det er også markert potensielle løснеområder for både steinsprang og løsmasseskred, samt flere bratte elveløp. Det er registrert en større bruddkant etter en tidligere skredhendelse, samt flere mindre i nordre dalside. I søndre dalside er det markert to skredbaner (også i figur 5.3). I et løснеområde for steinsprang på sørsiden helt i vest er det foretatt sikring med bolter og nett.

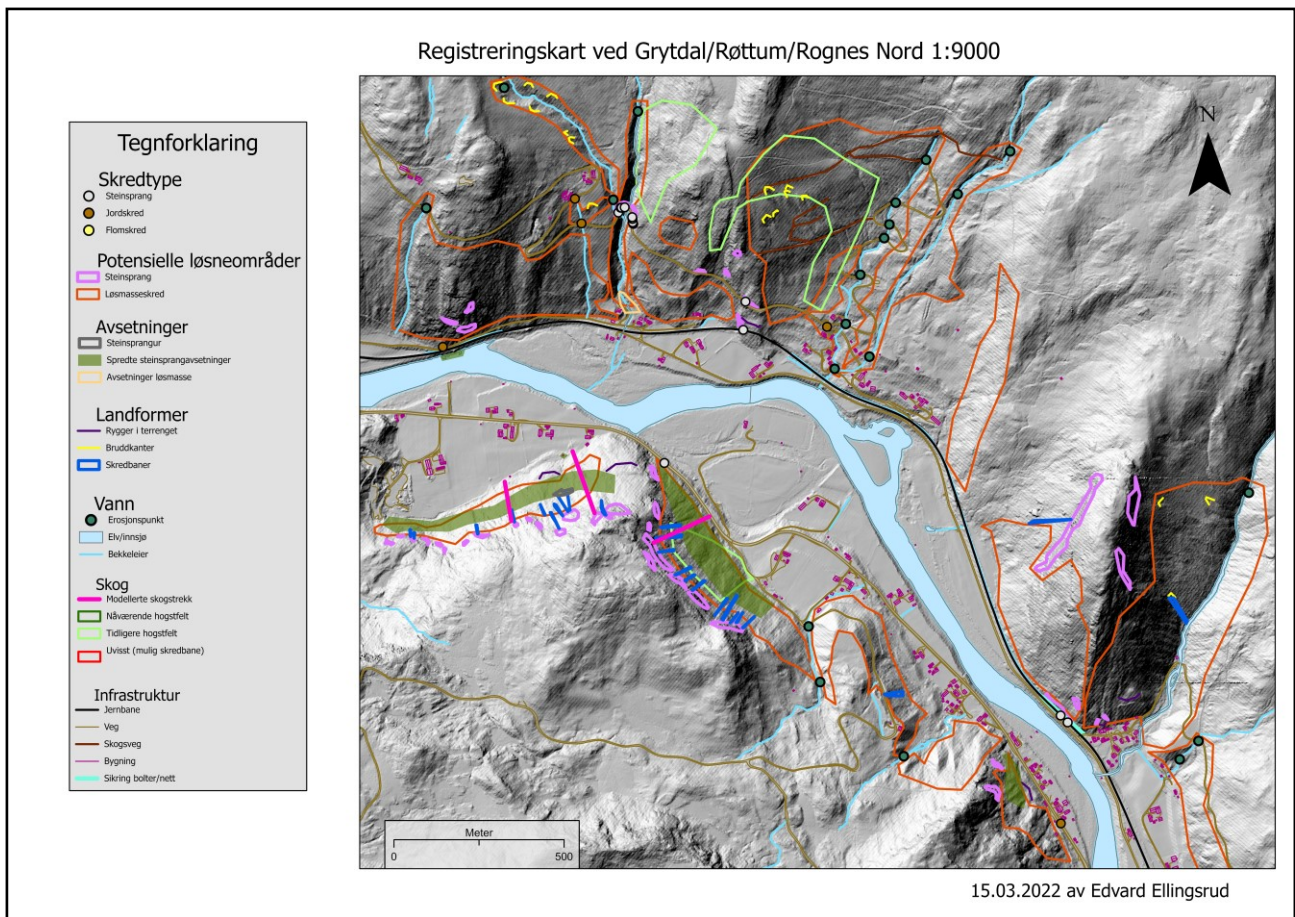
Med utgangspunkt i figur 5.5 er det registrert steinsprang og jordskred ved Rognes/Bones. Dette omfatter fem tilfeller av jordskred og fire tilfeller av steinsprang (en registrering i samme punkt som et tilfelle av jordskred helt øst i området). Det er markert flere potensielle løснеområder for steinsprang og løsmasseskred, samt et fåtall bratte elveløp. Innenfor dette området kommer også den større sideelva Bua ut i Gauldalen. Det er registrert flere bruddkanter, spesielt ved Rognes Sør der det tydelig kan sees flere store skredraviner i søndre/vestre dalside. Flere av disse ravinene har ikke permanent vannføring. Det er også markert flere bruddkanter i en yttersving i nærheten av utløpet til Bua på østsiden av elva. Utover dette området ble det observert fem skredbaner ved bruk

av drone, ved feltarbeid og ved studier av flyfoto. Langs hovedvegen rett vest for Bones er det lagt inn sikringer i to bratte fjellvegger ned mot vegen i form av nett og bolter. I nordre dalside vises det et større polygon under kategorien uvisst (markert i rødt). Dette er en registrering av en vegetasjonsfri sone som ble observert i eldre flyfoto fra 1956 og 1963. Det er ikke mulig å bekrefte ut i fra bildene om dette er et skredsrør eller et hogstfelt.



Figur 5.5: Registreringskart ved Rognes/Bones. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

Med utgangspunkt i figur 5.6 er det registrert steinsprang og jordskred rundt Grytdal, Røttum og Rognes Nord med tretten tilfeller av steinsprang og fem tilfeller av jordskred. Det er også markert flere potensielle løseområder for både steinsprang og løsmasseskred, samt flere bratte elveløp. Flere bruddkanter er markert fordelt på tre områder. De kan sees i et område langs vestre side av en sideelv i nordre dalside helt øst i området, et område høytliggende i nordre dalside og langs en sideelv helt vest i området i nordre dalside. Videre er det markert tilsammen 22 skredbaner observert med drone, studier av flyfoto og ved feltarbeid. Disse er hovedsakelig lokalisert i fjellet Ospliberget sørvest i området der det er flere skredbaner på nordvest- og østsiden av fjellet.

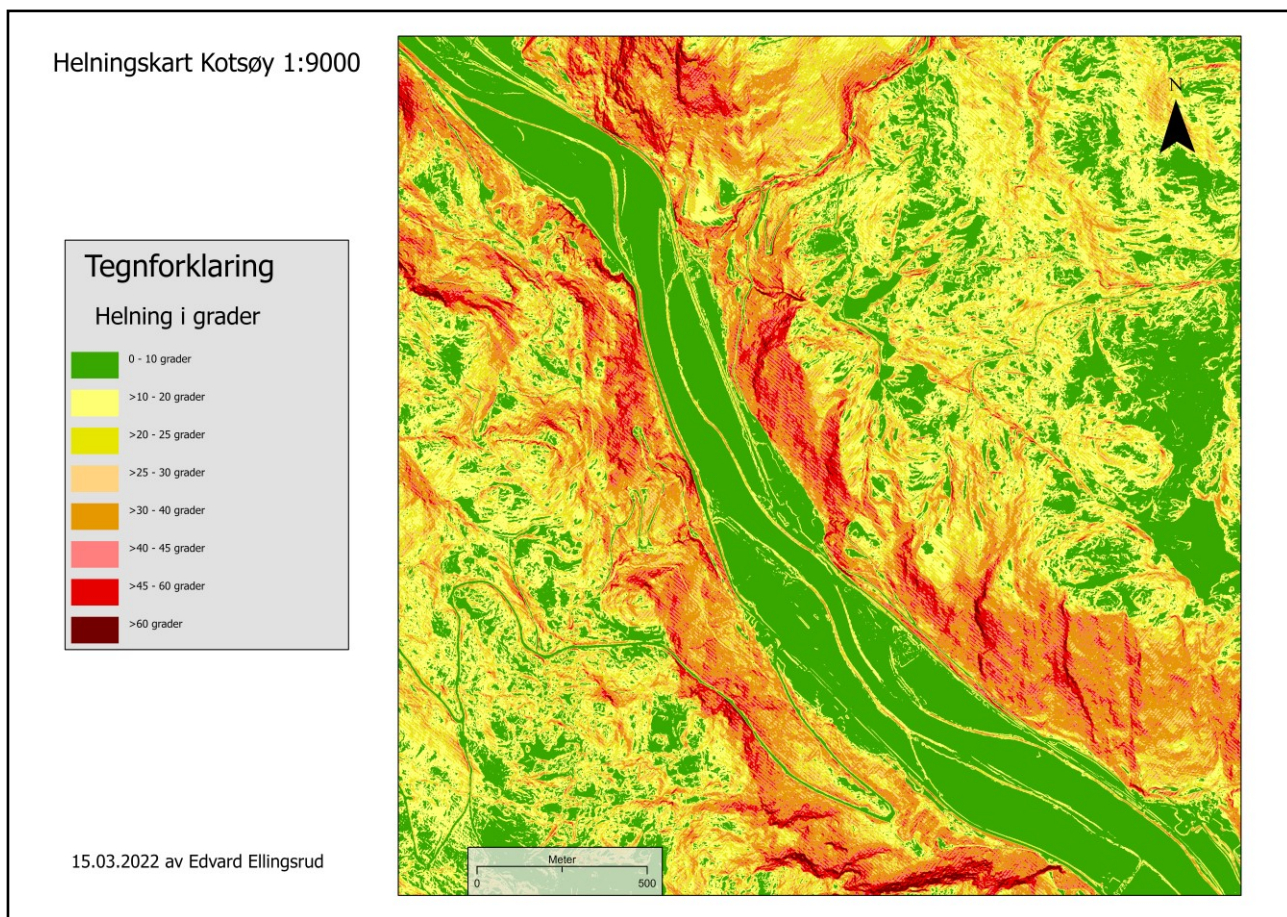


Figur 5.6: Registreringskart ved Grytdal/Røttum/Rognes Nord. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

5.2.2 Helningskart

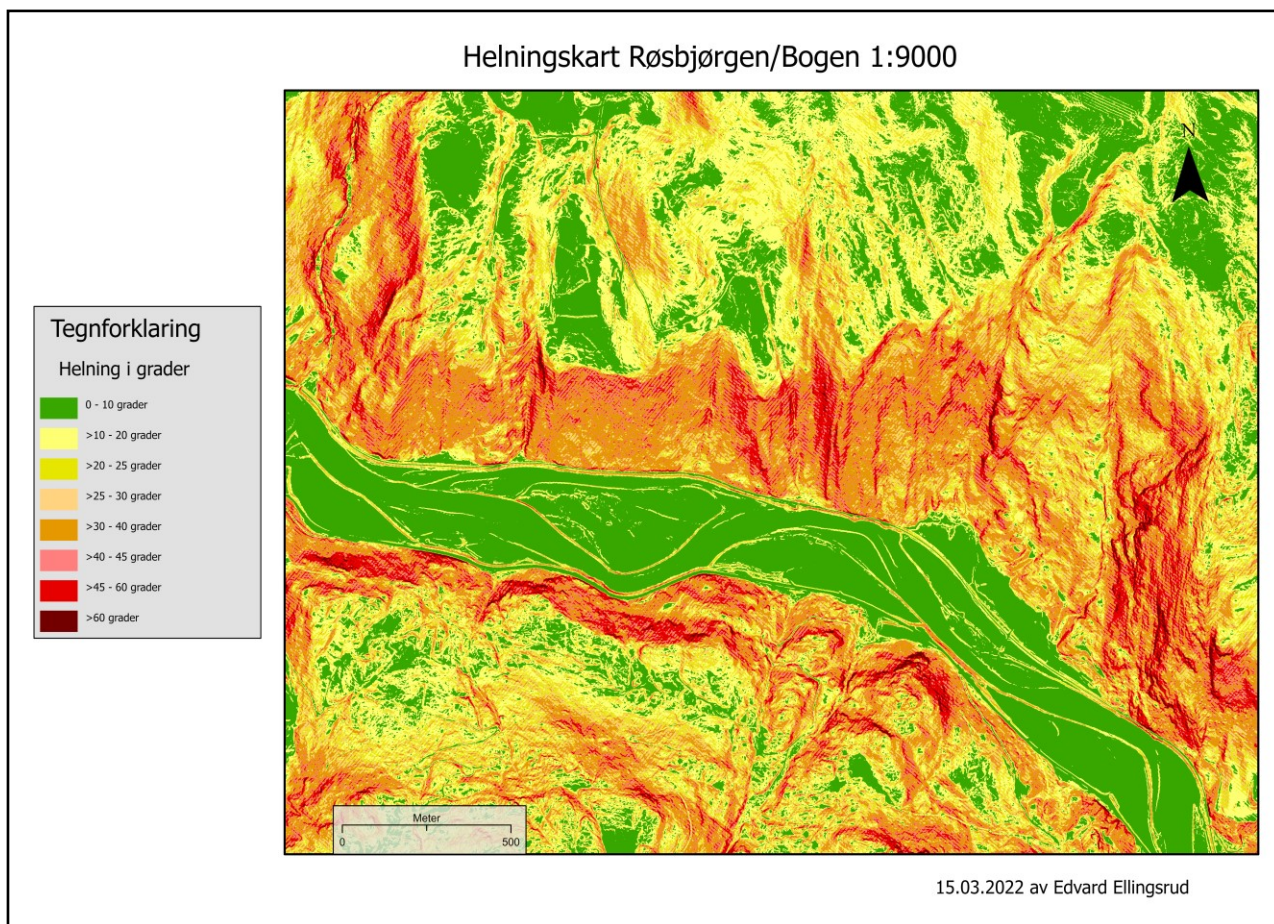
Denne delen omfatter en presentasjon av helningskart som viser helningnen i terrenget i grader for hele studieområdet. Disse presenteres fra øst mot vest i nedstrøms retning i dalføret.

Med utgangspunkt i figur 5.7 fremkommer det svært bratte dalsider rundt Kotsøy. Det kan identifiseres flere steder hvor helningen overstiger 40 grader, noe som er en typisk nedre vinkel for løснеområder for steinsprang (Sulebak, 2014). Flere områder overstiger også 60 grader i helning og de høyeste vinklene er mest fremtredende i høyere beliggende partier i dalsidene. Det forekommer også svært bratte vinkler helt nede ved dalbunnen langs elva nordvest i området like før elva gjør en sving mot vest. Ellers er det generelt jevnt over mer enn 30 graders helning i dalsidene, noe som typisk er en nedre grense for løснеområder for jordskred med mindre forholdene er særdeles ugunstige (Devoli, 2018). Flere av bekkeløpene innenfor dette området (se figur 5.3) har også en helningsvinkel på over 25 grader, noe som er en normal nedre helningsvinkel for løснеområder for flomskred.



Figur 5.7: Helningskart ved Kotsøy. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

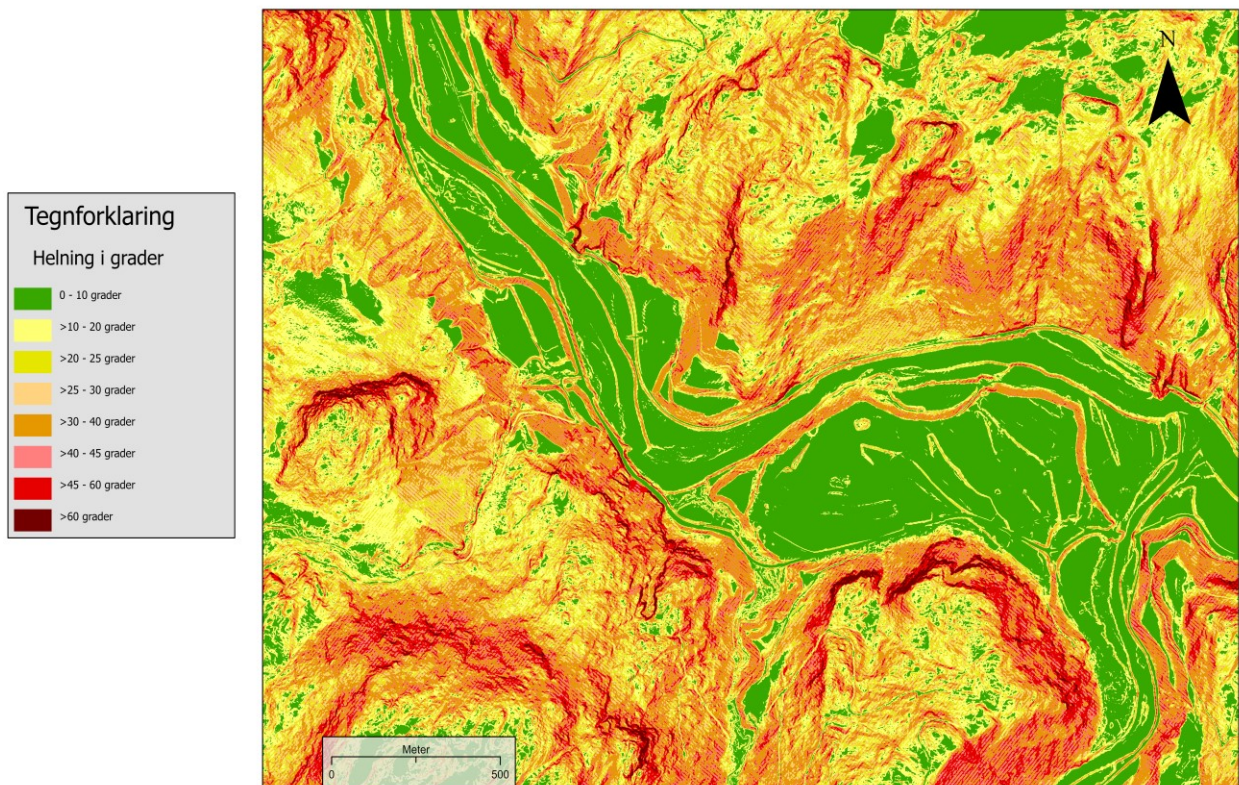
Med utgangspunkt i figur 5.8 fremkommer det flere områder med vinkler brattere enn 45 grader ved Røsbjørge/Bogen. Dette er først og fremst fremtredende langs søndre dalside og i partier i nordre dalside helt øst i området. Ellers er det jevnt over mer enn 30 graders vinkel de aller fleste steder. Med utgangspunkt i figur 5.4 er det også flere bekkeløp her som overstiger en vinkel på 25 grader. Ellers er det en distinkt forskjell på nordre og søndre dalside i dette området. Nordre dalside fremstår generelt som høyere, men mindre bratt enn det som er tilfellet langs den søndre dalsiden der det kan sees brattere og kortere dalsider.



Figur 5.8: Helningskart ved Røsbjørgen/Bogen. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

Med utgangspunkt i figur 5.9 kan det sees et fåtall områder med vinkler på over 45 grader ved Rognes/Bones der dette først og fremst forekommer i søndre dalside. Ellers er det jevnt over mer enn 30 graders vinkel i de fleste skråninger og det er flere bekkeløp som overstiger 25 grader (figur 5.5). Det kan også skilles mellom tre ulike deler. I søndre dalside fram til der elva svinger mot nordvest er det korte og svært bratte dalsider. I nordre dalside mot øst er det høye dalsider, men generelt mindre bratt. Etter at elva har svingt mot nordvest er dalsidene kortere og generelt slakere enn lenger øst.

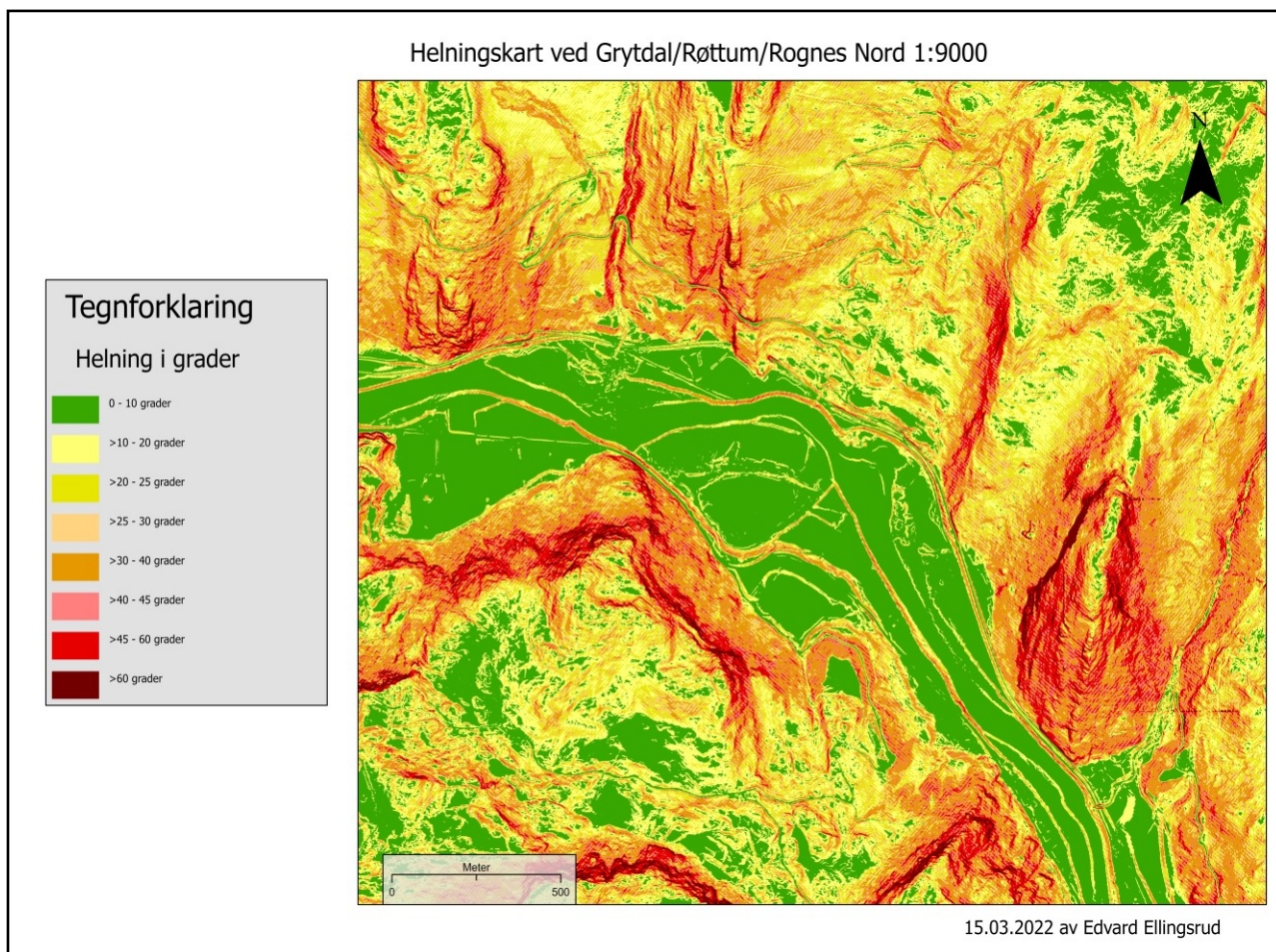
Helningskart ved Rognes/Bones 1:9000



15.03.2022 av Edvard Ellingsrud

Figur 5.9: Helningskart ved Rognes Sør/Bones. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

Med utgangspunkt i figur 5.10 kan det sees flere fjellsider med vinkler på over 45 grader Grytdal/Røttum/Rognes Nord. Disse forekommer i størst grad i søndre dalside, men det er også en stupbratt fjellside i nordre dalside øst i området. I tillegg er det flere bratte overheng i nordre dalside helt mot vest. I et område i søndre dalside er det også slike bratte overheng rett ned mot dalbunnen og hovedvegen. Ellers er det jevnt over brattere enn 30 grader de fleste steder, minus en terrassert skråning i nordre dalside. Litt lenger vest i nordre dalside kan det tydes en bratt nedskjæring der en sideelv faller ned mot Gaula i dalbunnen. Det fremkommer også av figuren at dalsidene på nordsiden av elva generelt er høyere, mens dalsidene på søndre side fremstår som brattere.



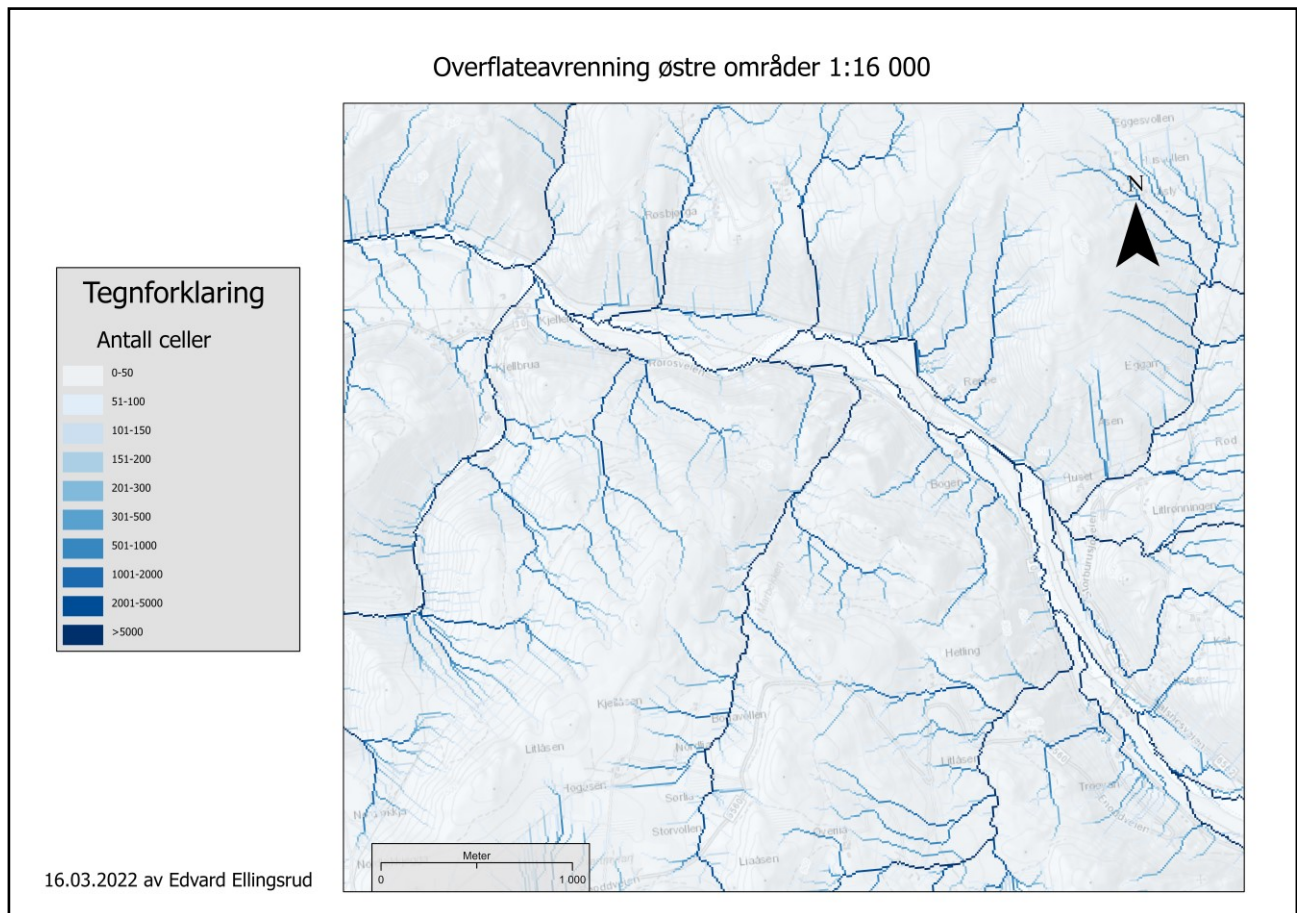
Figur 5.10: Helningskart ved Grytdal/Røttum/Rognes Nord. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

5.2.3 Overflateavrenning

Denne delen omfatter kart med resultater fra modelleringen av overflateavrenning i ArcGis Pro. Disse kartene viser med utgangspunkt i terrenget hvor på overflaten vann vil drenere og hvor vann vil kunne akkumuleres. Verdiene er basert på hvor mange celler oppstrøms som drenerer til hver enkelt celle der verdiene vil øke nedstrøms i et nedbørsfelt. Kartene presenteres i retning fra øst mot vest i dalføret.

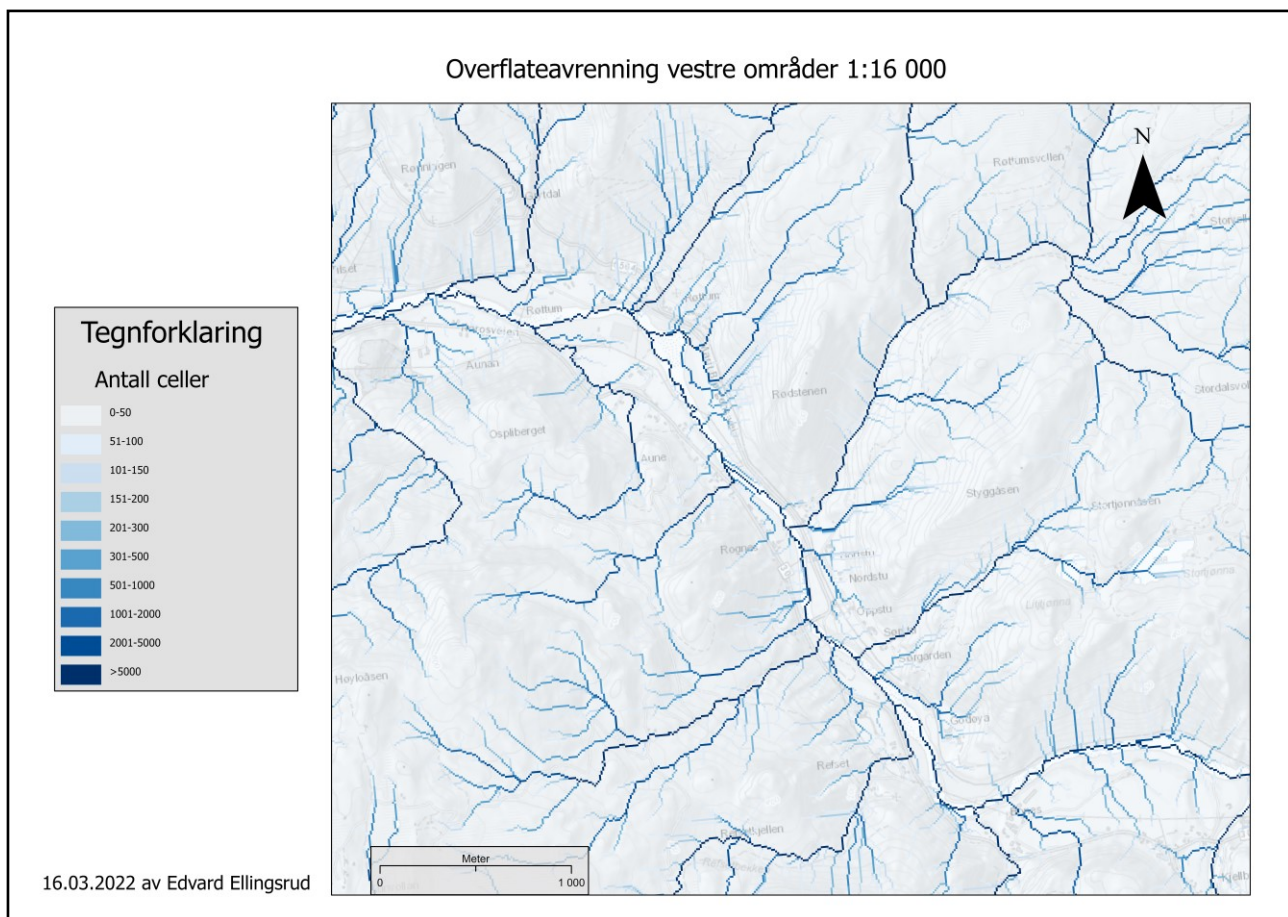
Med utgangspunkt i figur 5.11 kan de høyeste verdiene tydes i dalbunnen. Dette kommer som et resultat av at all drenering naturlig vil gå mot hovedelva i dalbunnen. Det er også høye verdier ved utløpet av Bua helt vest i området, noe som også er et resultat av at det er en større elv. Ellers er hovedsakelig dreneringen i dalsidene konsentrert til sidebekker, der de største sidebekkene har de høyeste verdiene. Det er også noen steder hvor det fremkommer konsentrert drenering selv om det ikke er permanente bekkeleier. I søndre dalside ved Kotsøy helt øst i området fremkommer det mange dreneringskanaler der det normalt ikke er vannføring. Det vises også konsentrert drenering i

flere kanaler i nordre dalside i området rundt Røsbjørgen og rett vest for utløpet av Bua. I dette området er det flere konkavt formede innsenkninger i dalsidene som naturlig vil samle vann (Selby, 2005). Ellers fremkommer det en generelt større grad av drenering i dalsidene på nordsiden av Gaula med flere kanaler. I søndre dalside er dreneringen mere konsentrert i et fåtall lengre kanaler.



Figur 5.11: Modellert overflateavrenning i østre del av studieområdet ved Kotsøy og Røsbjørgen/Bogen. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

Med utgangspunkt i figur 5.12 kan de høyeste verdiene generelt tydes i dalbunnen i løpet til Gaula. Det kan også tydes høye verdier i flere sidebækker i dalsidene på begge sider. Dette omfatter de sidebakkene med de største nedbørsfeltene. Ellers kan det tydes svært mange dreneringskanaler i nordre dalside ved Røttum øst i området i en skråning med flere terrassestrukturer. Det samme kan tydes i nordre dalside helt øst i området (overlapper med vestre del i figur 5.11). Det er også generelt flere dreneringskanaler lokalisert i nordre dalside enn det som er tilfellet i søndre dalside. På sørsiden er dreneringen hovedsakelig konsentrert i større kanaler. På denne siden er det kun et fåtall mindre kanaler som drenerer ned mot dalbunnen. På nordsiden er det flere små kanaler i tillegg til flere større nedbørsfelt.



Figur 5.12: Modellert overflateavrenning i vestre del av studieområdet ved Rognes/Bones og Grytdal/Røttum. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

5.3 Skogmodellering

Denne delen omfatter resultatene fra skogmodellering gjennomført med verktøyet rockfor.net (Berger & Dorren, 2007). Resultatene presenteres med utgangspunkt i volum på fallende steiner der det presenteres største blokkstørrelse skogen kan regnes som vernskog mot (>50 %), og største blokkstørrelse skogen gir betydelig beskyttelse mot (25-50 %) (Høydal mfl., 2013). Det er beregnet største blokkstørrelse for tre ulike former på blokker i form av rund, kubisk og rektangulær.

	Ospli Vest (kort, bjørk)	Ospli Vest (lang, gran)	Ospli Øst (bjørk, nylig hogstfelt)	Bones (kort, gran)	Kotsøy (lang, bjørk)
25-50 % (rund)	7.79 m ³	4.58 m ³	2.1 m ³	2.31 m ³	6.21 m ³
25-50 % (kubisk)	5.6 m ³	3.3 m ³	1.52 m ³	1.69 m ³	4.49 m ³
25-50 % (rektangulær)	6 m ³	3.5 m ³	1.6 m ³	1.79 m ³	4.76 m ³
Vernskog (>50 %)	Ikke oppnådd	Ikke oppnådd	Ikke oppnådd	Ikke oppnådd	Ikke oppnådd

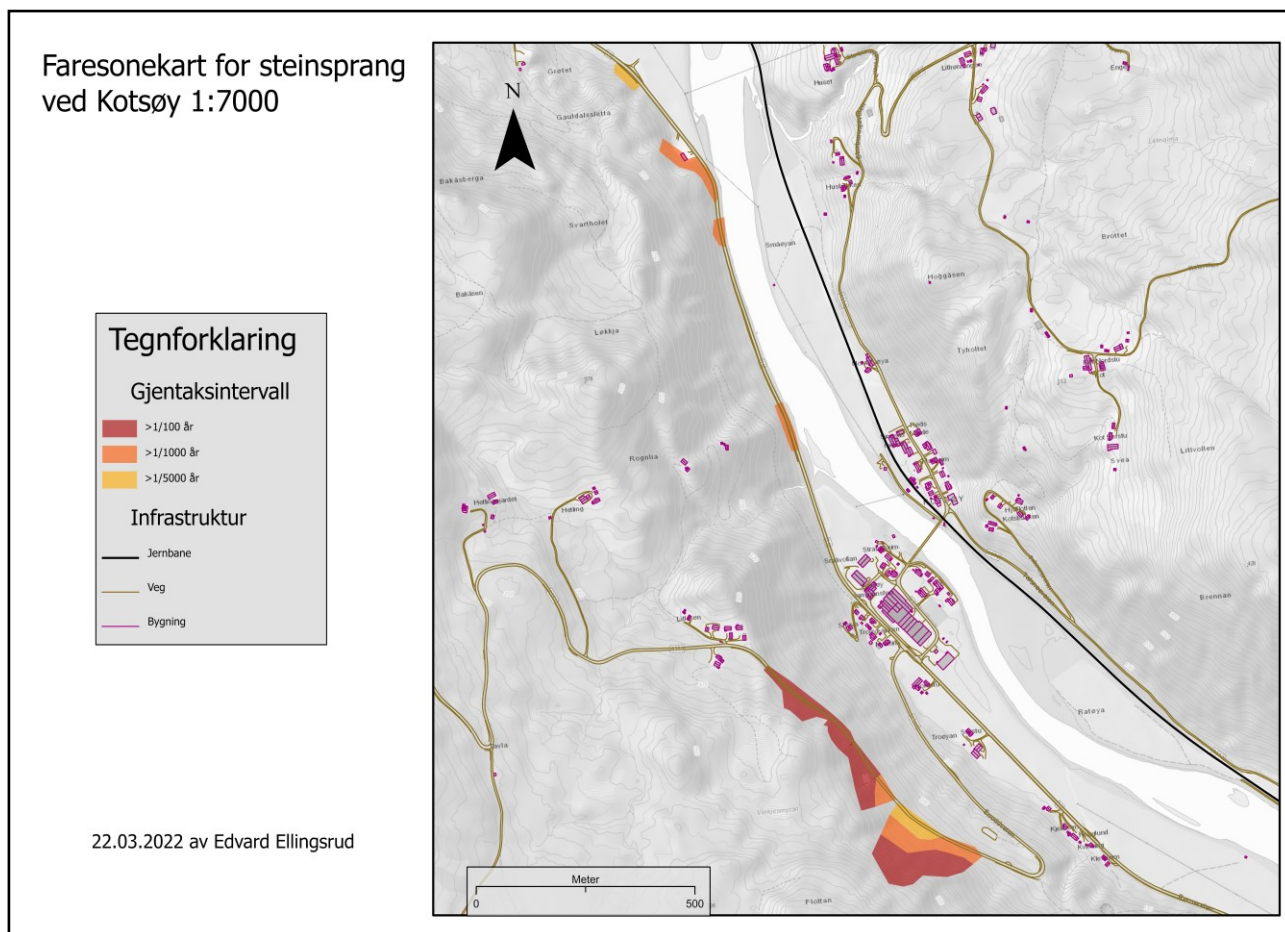
Tabell 5.8: Største blokkstørrelser i ulike former skogen gir beskyttelse mot. Utgangspunkt i beregninger fra verktøyet rockfor.net (Berger & Dorren, 2007).

Med utgangspunkt i tabell 5.8 er det ingen av de vurderte skråningene som kan klassifiseres som vernskog. Dette gjelder uansett form og størrelse på blokker. Videre kan alle skråninger gi en betydelig beskyttelse på 25-50 % med variasjon i største blokkstørrelse. Den korteste skråningen i Ospliberget Vest gir beskyttelse mot de største blokkene der de kan nå opptil en størrelse på 7.79 m³ i rund form. I motsatt ende er skråningen i Ospliberget Øst med største blokkstørrelse på 2.1 m³, en skråning med et nylig gjengrodd hogstfelt. Videre kommer det også tydelig frem at dominerende tretype har en innvirkning på resultatene. Det beskyttes mot betydelig større blokkstørrelser i skråningene som er dominert av bjørk sammenlignet med skråningene dominert av grantrær. Det er også betydelige forskjeller i beskyttelse mot ulike former på blokker. De største blokkstørrelsene det kan beskyttes mot oppnås i form av runde blokker. De runde blokkene kan også bli betydelig større enn de firkantede blokkene. Videre fremkommer det en liten forskjell mellom rektangulære og kubiske blokker der det beskyttes mot noe større volum for rektangulære blokker. Når det gjelder lengden på skråningens betydning fremkommer det ikke like tydelige mønstre. For eksempel gir en av de kortere skråningene beskyttelse mot de største blokkene i resultatene, mens den andre korte skråningen gir noen av de laveste verdiene for beskyttelse. For de to lengre skråningene uten hogstfelt er verdiene vesentlig høyere enn det som er tilfellet for den korte skråningen ved Bones, men samtidig er det også en vesentlig forskjell mellom de to der skråningen ved Kotsøy kan beskytte mot blokker på mer enn 1 m³ større volum.

5.4 Faresonekart

Denne delen omfatter en presentasjon av faresonekart med utgangspunkt i sikkerhetsklasser fra Byggteknisk Forskrift TEK17 (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Disse kartene viser en vurdering av faresoner for steinsprang og løsmasseskred i studieområdet og presenteres i samme rekkefølge. Videre presenteres kartene i retning fra øst mot vest.

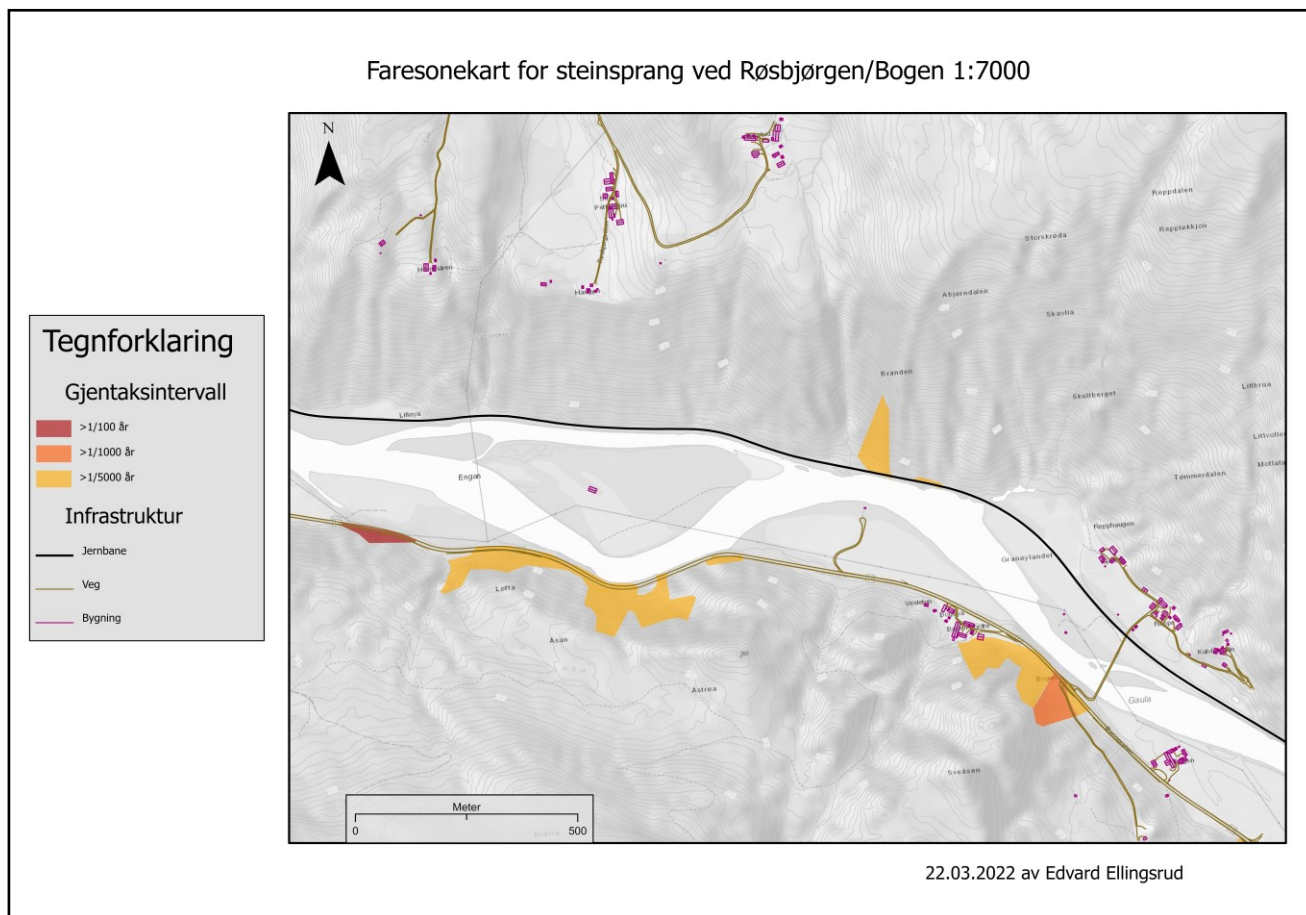
5.4.1 Steinsprang



Figur 5.13: Faresoner for steinsprang ved Kotsøy. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

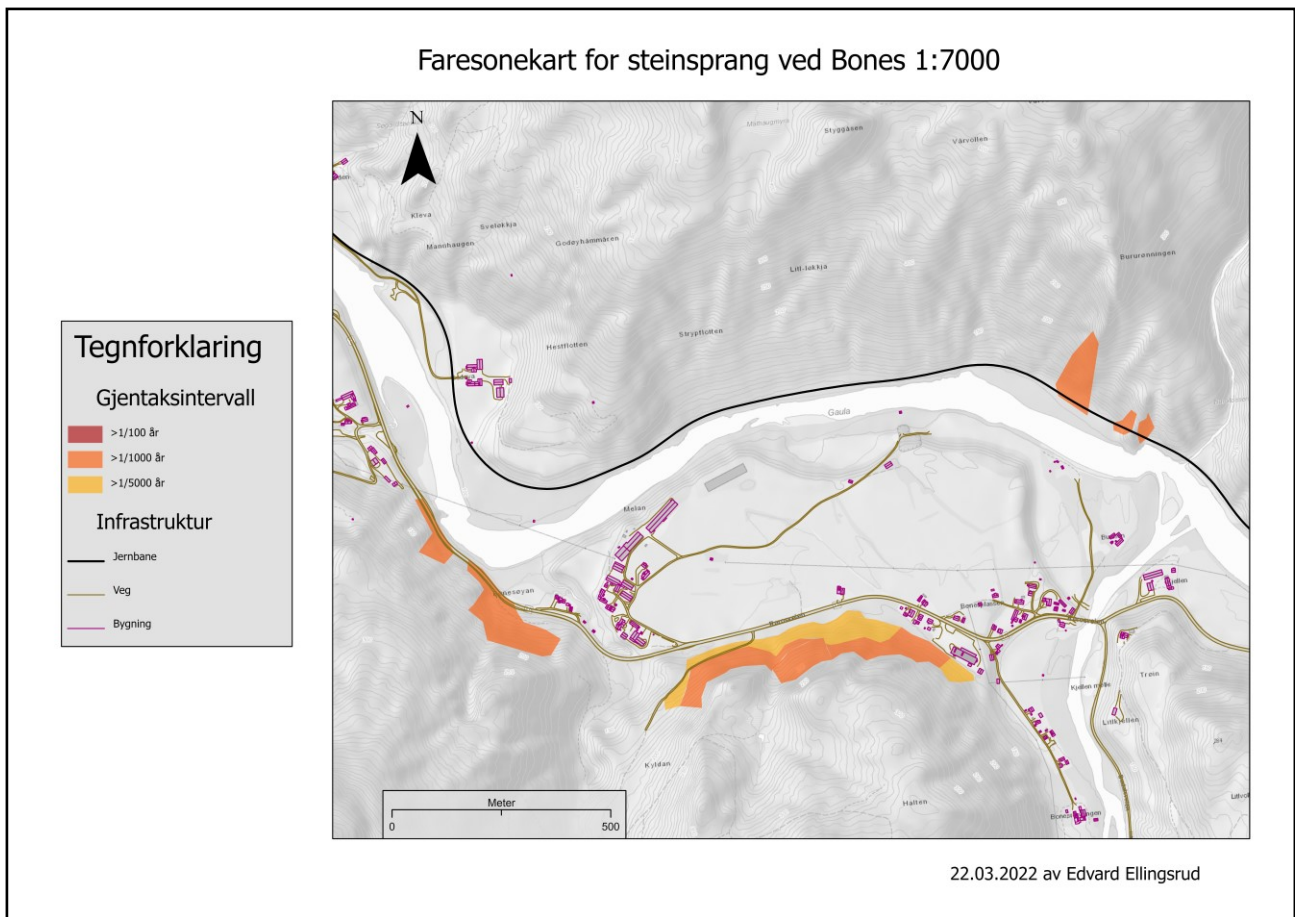
Det er definert flere faresoner for steinsprang rundt Kotsøy i figur 5.13. Faresoner er spesielt fremtredende langs Fv631 i søndre dalside opp fra Kotsøy mot Budal. Denne veien berøres av en lengre >1/100 års-soner. I tillegg berøres også veien i mindre områder av faresoner med lavere gjentaksintervall. Langs Fv30 i dalbunnen er det lokalisert to >1/1000 års-soner. Den nordligste av disse berører også en bygning, men dette er et uthus så det er bygd på det som vurderes som grunn med tilstrekkelig sikkerhet (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). I tillegg er det lokalisert en

mindre >1/5000 års-sone helt nordvest i området. Ellers er det ikke definert noen faresoner for steinsprang som berører jernbane eller annen bebyggelse.



Figur 5.14: Faresoner for steinsprang ved Røsbjørge/Bogen. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

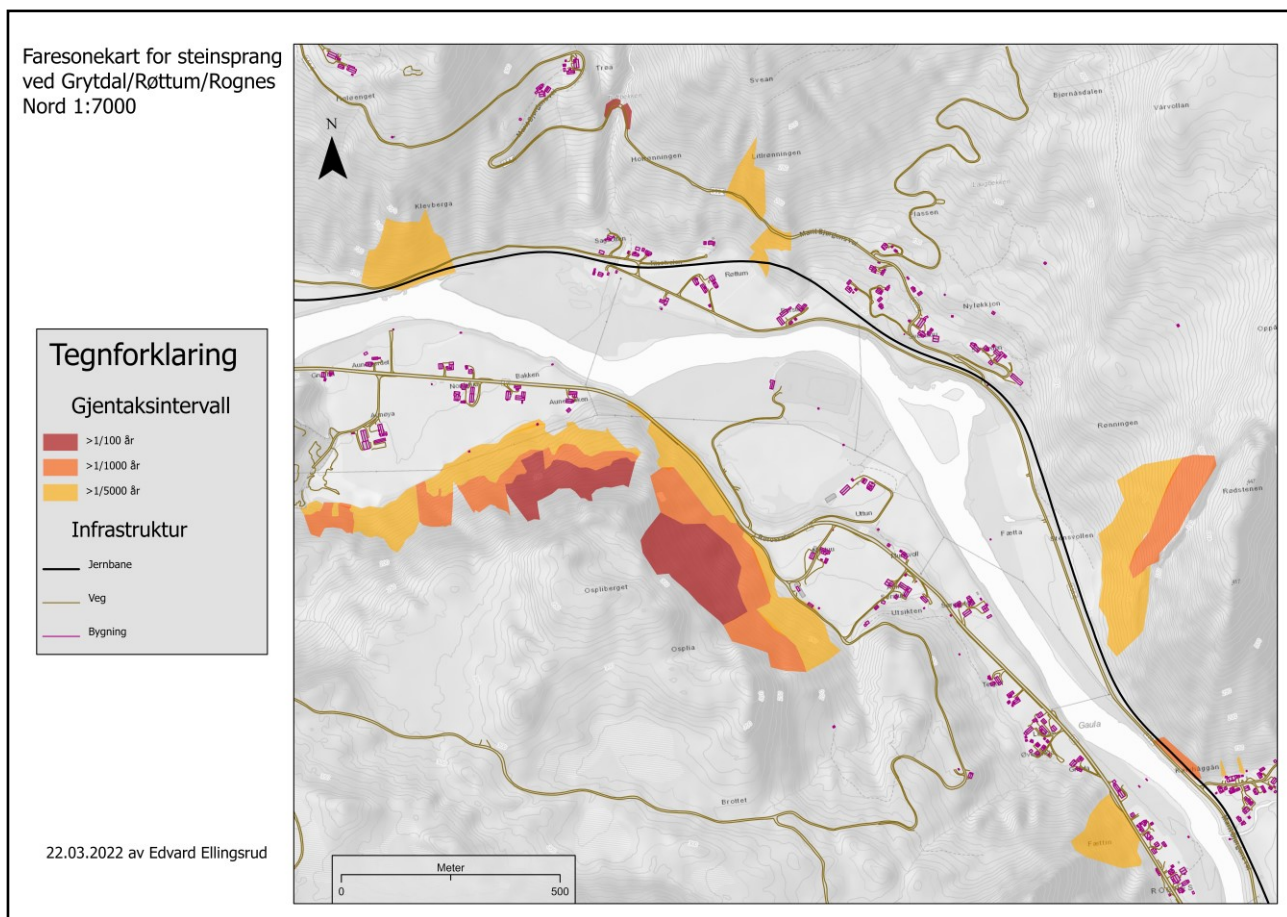
Med utgangspunkt i figur 5.14 er det definert flere faresoner for steinsprang ved Røsbjørge/Bogen der både jernbane, veg og bygninger er berørt. En bygning berøres av en >1/5000 års-sone, men denne plasseringen tilfredsstiller kravene for sikker byggegrunn (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Langs Fv30 er det lokalisert en >1/100 års-sone helt vest i området i en fjellvegg i nedre deler av skråningen helt nede mot vegen. I tillegg berøres også vegen av en >1/1000 års-sone øst i området, samt flere >1/5000 års-soner. Langs jernbanen er det også >1/5000 års-soner der det totalt er to i tallet.



Figur 5.15: Faresoner for steinsprang ved Bones. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

Med utgangspunkt i figur 5.15 kan det sees flere faresoner for steinsprang ved Bones. I søndre dalside er det flere store soner med et gjentaksintervall på $>1/1000$ år. To av disse berører også Fv30, samt at det langs jernbanen er tre soner innenfor den samme kategorien. Når det gjelder bygninger er det ingen som berøres av faresoner innenfor dette området.

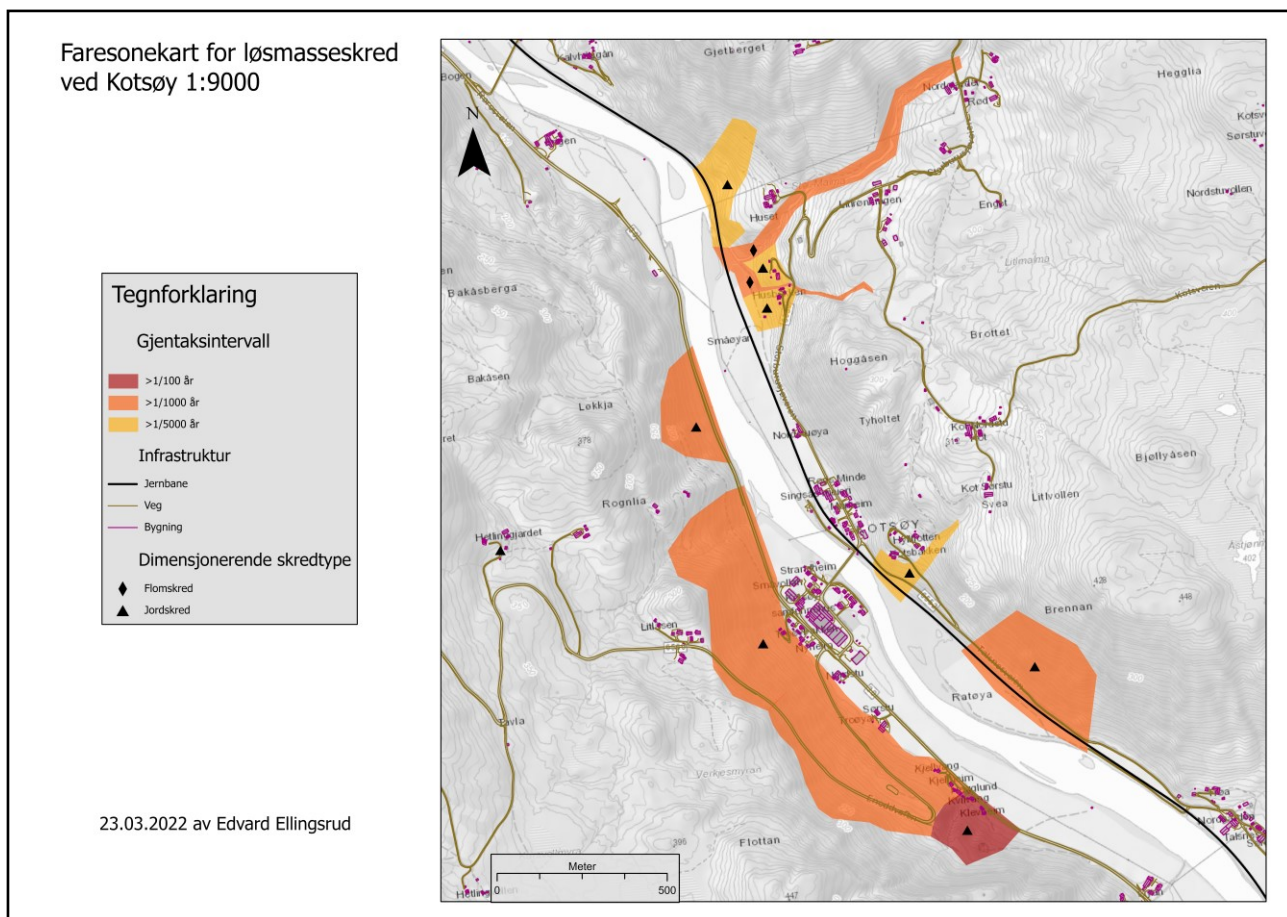
Med utgangspunkt i figur 5.16 er det definert flere faresoner for steinsprang ved Grytdal/Røttum/Rognes Nord, der alle de tre ulike typene faresoner er representert. I øvre deler av Ospliberget i søndre dalside er det faresoner med gjentaksintervall på $>1/100$ år. I tillegg er det lokalisert en slik sone langs en sideveg i nordre dalside. Fv30 berøres av en $>1/1000$ års-sone i et lite område i Ospliberget. Helt i øst når også to soner med dette gjentaksintervallet helt ned til dalbunnen, men uten å berøre noe infrastruktur. Langs jernbanen er det markert en $>1/1000$ års-sone helt øst i området, samt to $>1/5000$ års-soner. Ellers er det på vestsiden av Ospliberget to bygninger i bunnen av skråningen som er berørt av en $>1/5000$ års-sone, men dette er vurdert som godkjent byggegrunn (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). I tillegg er den østligste av disse to registreringene ikke en bygning, men en steinsprangblokk som ble observert under feltarbeid.



Figur 5.16: Faresoner for steinsprang ved Grytdal/Røttum/Rognes Nord. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

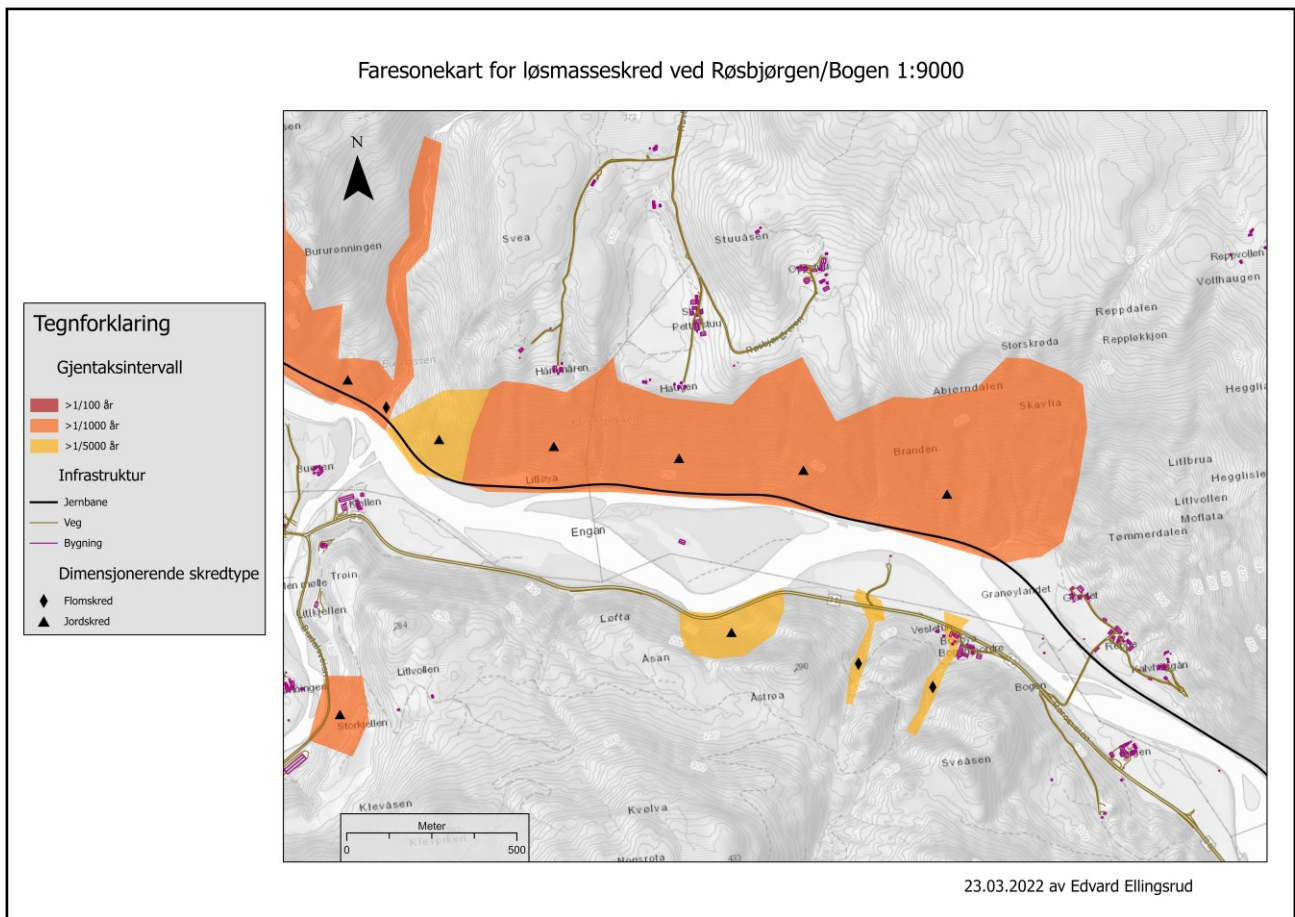
5.4.2 Løsmasseskred

Med utgangspunkt i figur 5.17 er det lokalisert flere faresoner for løsmasseskred i områdene rundt Kotsøy. >1/1000 års-soner er mest fremtredende da de forekommer på begge sider av elva. Disse berører også både flere bygninger, Fv30 og Fv631, samt jernbane. I tillegg omfatter det både faresoner for jordskred og to faresoner for flomskred helt vest i området på nordsiden av Gaula. Når det gjelder bolighus vil dette ikke kunne sees på som trygg grunn i henhold til kriteriene (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Samtidig er dette trygg grunn for uthus og garasjer så et fåtall av bygningene er bygd på godkjent grunn. Helt i øst er det lokalisert en mindre >1/100 års-soner. Innenfor denne sonen skal det etter kriteriene ikke plasseres bygninger uansett bygningsstørrelse og bruk, men det er et fåtall bygninger lokalisert innenfor denne sonen. I tillegg blir også Fv30 i bunnen av skråningen berørt av denne faresonen.



Figur 5.17: Faresoner for løsmasseskred ved Kotsøy. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

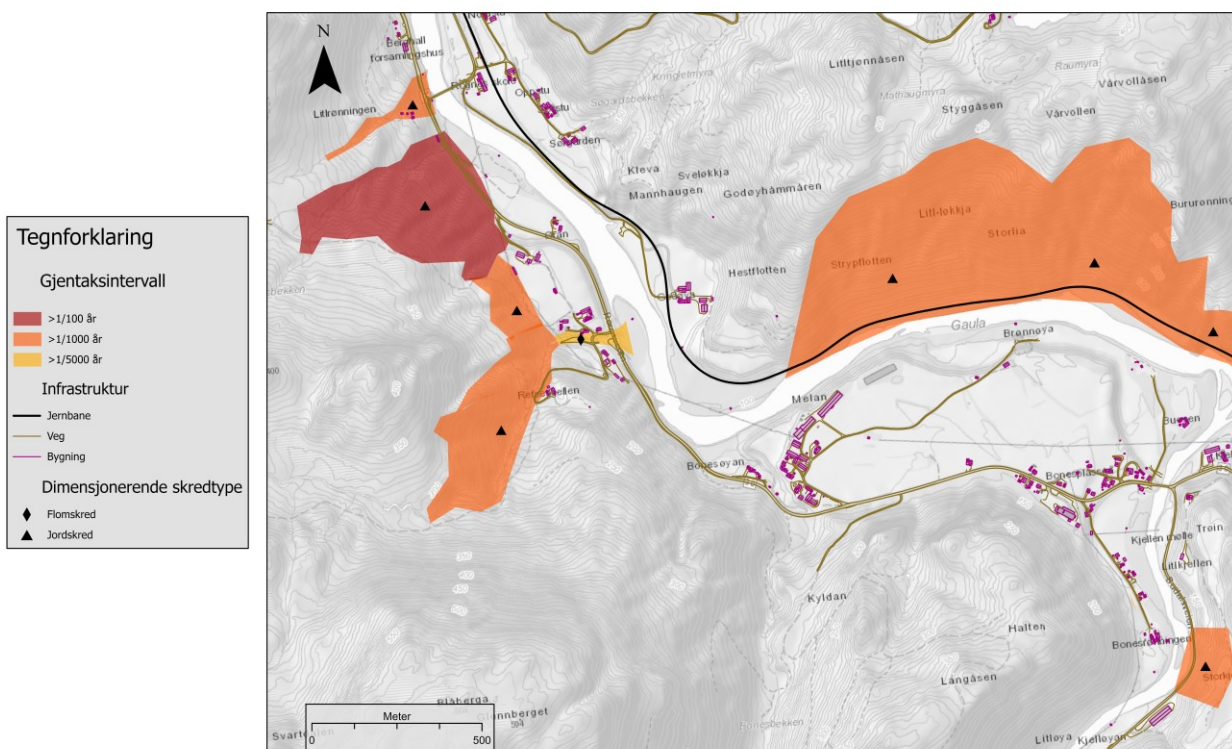
I figur 5.18 ved Røsbjorgen/Bogen er det definert to typer faresoner. I dette området er det først og fremst nordre dalside som har betydelig fare for løsmasseskred der så og si hele dalsiden faller innenfor en $>1/1000$ års-sone. Dette gjelder både jordskred og flomskred som vil kunne berøre jernbanen i bunnen av skråningen. I tillegg er det også en slik faresone for jordskred som berører en sideveg i nedre del av Budalen rett ovenfor utløpet ned i Gauldalen. Langs Fv30 er det vurdert til å være en liten trussel i dette området. Vegene er kun berørt av $>1/5000$ års-soner, men vil kunne berøres av både jordskred og flomskred. Når det gjelder bygninger er det et fåtall bygninger som berøres ved Bogen. Dette er bolighus og uthus, og de er bygget på grunn som er vurdert til å ha tilstrekkelig sikkerhet (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3).



Figur 5.18: Faresoner for løsmasseskred ved Røsbjørgen/Bogen. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

I figur 5.19 ved Rognes Sør/Bones er det definert faresoner av alle typer. Helt vest i området er det lokalisert en større sone med et sannsynlig gjentaksintervall på $>1/100$ år. I denne sonen er det jordskred som er den fremtredende skredtypen og et skred her vil kunne berøre Fv30 i bunnen av skråningen. Det er også lokalisert en bygning helt nord i denne sonen på det som er vurdert som utrygg grunn (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Det er også lokalisert bygninger i en sone med et gjentaksintervall på $>1/1000$ år som også vil kunne berøre Fv30. Det er lokalisert et flomskredløp ned mot hovedvegen, men dette løpet er vurdert innenfor den minst risikofylte klassen. På den nordlige siden av elva er det en stor $>1/1000$ års-sone. Denne berører jernbanen i bunnen av skråningen.

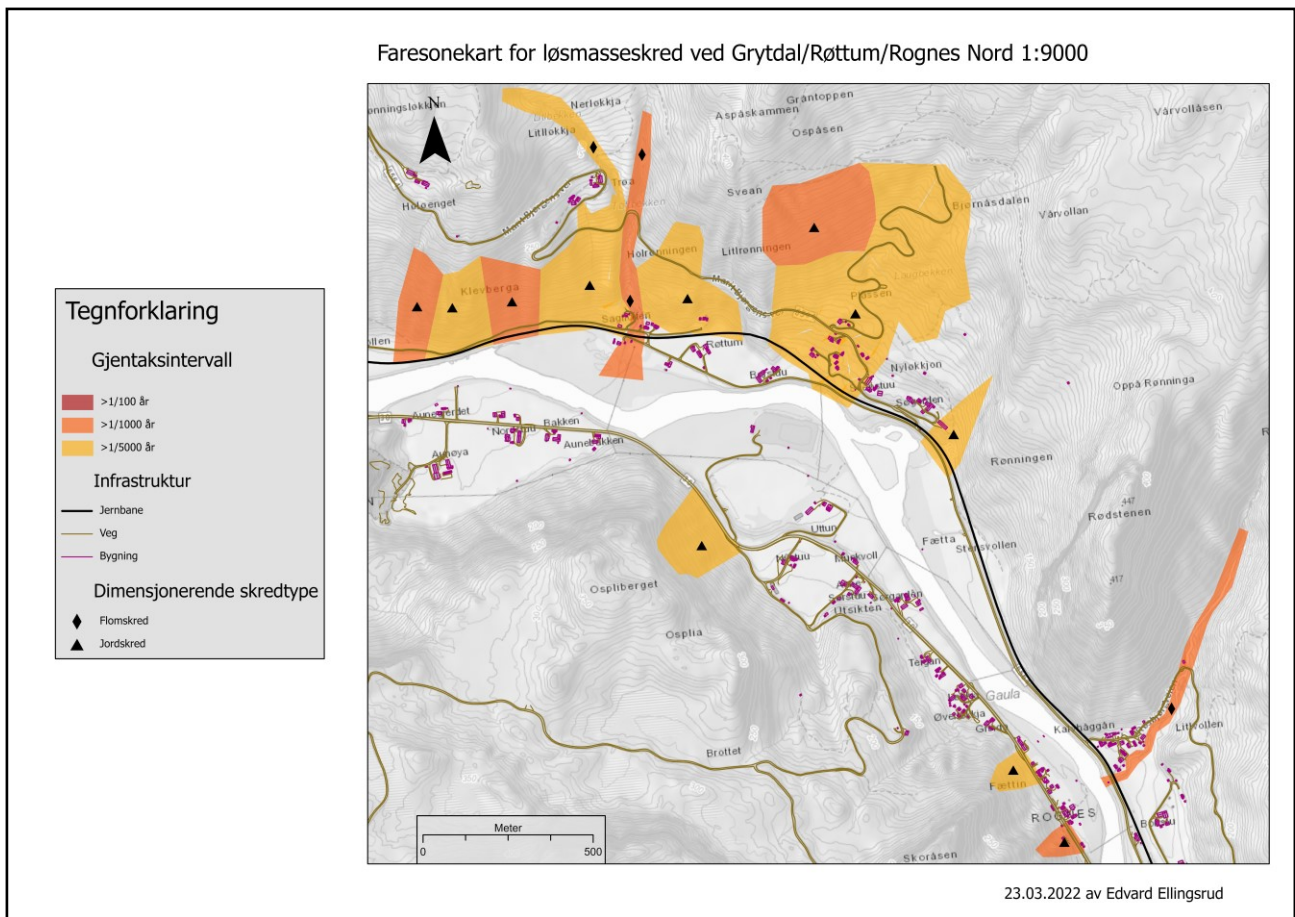
Faresonekart for løsmasseskred ved Rognes Sør/Bones 1:9000



23.03.2022 av Edvard Ellingsrud

Figur 5.19: Faresoner for løsmasseskred ved Rognes Sør/Bones. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

I figur 5.20 ved Grytdal/Røttum/Rognes Nord kan det sees faresoner av to typer. Både jordskred og flomskred har faresoner som er definert innenfor klassen >1/1000 år. Jernbanen berøres også av slike soner for begge skredtyper. Når det gjelder Fv30 berøres den kun av en slik faresone for jordskred, der denne faresonen også berører et fåtall bygninger som derav ikke er bygget på sikker grunn (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Samtidig berøres også flere bygninger av en >1/1000 års-soner for flomskred nordvest i området, samt at jernbane og en mindre veg også berøres av denne sonen. Ellers er dette et område som er dominert av mange >1/5000 års-soner med jordskred som dimensjonerende type, faresoner som berører alle typer infrastruktur.



Figur 5.20: Faresoner for løsmasseskred ved Grytdal/Røttum/Rognes Nord. Prosessert i ArcGis Pro av Edvard Ellingsrud.

6. Diskusjon

6.1 Valg av skredprosesser

6.1.1 Steinsprang, jordskred og flomskred

Ved gjennomføring av denne skredfarevurderingen har fokuset vært på å utrede fare mot steinsprang, jordskred og flomskred. Dette gjør at flere skredprosesser er utelatt, noe som omfatter snøskred, sørpeskred, leirskred, kvikkleireskred og steinskred. Etter nærmere vurderinger ble det valgt å fokusere på de tre førstnevnte skredtypene og utelate de andre fem. Dette kommer som et resultat av hvilke prosesser som ble vurdert til å utgjøre en stor nok fare mot infrastruktur til at sikkerhetskriteriene ikke tilfredsstilles (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3).

Når det gjelder registreringer fremkommer både steinsprang og jordskred som svært aktuelle med tilsammen 65 registrerte hendelser (NVE, 2022b). Det er også svært mange potensielle løsneområder for disse skredtypene. For jordskred omfatter dette typisk skråninger med løsmasser der det er en helning på over 30 grader, mens det for steinsprang typisk omfatter fjellvegger brattere

enn 40 grader (Sulebak, 2014; Devoli, 2018). Skråninger som faller innenfor disse kriteriene er lokalisert over hele området. I tillegg ble det også registrert flere spor etter jordskred i skyggekartene, samt avsetninger etter steinsprang ved feltarbeid. I den forbindelse ble det tidlig vurdert til at jordskred og steinsprang hadde potensiale til å danne faresoner med utgangspunkt i Byggteknisk Forskrift TEK17 (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Flomskred har en langt mindre grad av registreringer med to tilfeller. Samtidig har registreringene blitt gjort i nyere tid (2000 og 2018). Det er også svært mange bratte bekkeløp innenfor studieområdet som fremstår som potensielle flomskredløp. Dette omfatter typisk bekkeløp med helning på over 25 grader. I tillegg er det også forventet en økning i nedbør i Trøndelag, med størst økning om høsten og med flere kortvarige og intensive nedbørshendelser (Iversen mfl., 2005; Sletten mfl., 2009). Dette medfører at det er forventet en økning i frekvensen av løsmasseskred i Trøndelag, noe som både gjelder jordskred og flomskred. I den forbindelse ble det vurdert til at flomskred også har potensiale til å danne faresoner.

6.1.2 Snøskred

Med utgangspunkt i aktsomhetskart fremkommer snøskred som en aktuell prosess i området (NVE, 2022a). Det er også foretatt flere registreringer av denne skredtypen (NVE, 2022b). Derav tegnes det et bilde ved første øyekast at snøskred utgjør en trussel. Det må samtidig taes i betraktning at aktsomhetskart ikke sier noe om faktisk løsnensannsynlighet (Øydvin mfl., 2011). I tillegg kan det tydes en trend i registreringene. De fleste registreringene er foretatt før 1987. I etterkant av dette er det kun registrert to tilfeller. I en skråning under Røsbjørgen er det foretatt fem registreringer, men alle disse er fra 1986 eller tidligere. I tillegg kan det tydes en tydelig trend på flyfoto i denne skråningen at vegetasjonsforholdene har endret seg med tettere skog i nyere tid (Norge i Bilder, 2021). Dette er også en trend i andre skråninger i området. I tillegg faller skogen innenfor kriterier for vernskog mot snøskred etter Meyer-Grass & Schneebeli (1992, gjengitt i Bauerhansl mfl., 2010). Dette omfatter en kronedekning på over 50 % for barskog og over 80 % for løvskog. Dette er basert på løvskog i Alpene og det har blitt forsket lite på effekten til den norske bjørkeskogen (Høydal mfl., 2013). På den andre siden har barskogen den samme effekten som den skogen som finnes i Alpene. Sees det på data fra SR16 er også kronedekningen tilstrekkelig jevnt over hele studieområdet (NIBIO, 2022). I tillegg står skogen uten store åpne felter. Dette tilfredsstillende kriterier satt av Frehner mfl. (2007) for størrelse på åpne felter i skog. Dette gjør at den totale vurderingen er at snøskred ikke utgjør en veldig stor trussel. Det er usikkerhet rundt bjørkeskogens effekt da denne typen skog mister bladene om vinteren, noe som gir en mindre kronedekning, men det har i andre skredfarevurderinger blitt brukt et utgangspunkt på 70 % kronedekning i bjørkeskog når det kommer til å vurdere om snøskred er relevant (Taurisano, 2020). Dette er også lavere enn

kriteriene fra Alpene. I tillegg burde også bjørkeskogen være gammel nok til at den ikke blir dekt av snø slik at den kan ha en forankrende effekt på snøen. Det kreves typisk at trærne er 1.5-2 meter høyere enn snødekket (Frey, 1978, gjengitt i Høydal mfl., 2013). Det er store variasjoner i alder, men generelt er de laveste verdiene rundt 20 år med vesentlig eldre skog flere steder. Samtidig kan ikke snøskred utelukkes helt da det er registrert flere tilfeller. Det kan også argumenteres for at skredtypen kan utgjøre faresoner med en frekvens på $>1/5000$ år, men i slike faresoner er det kun store bygg slik som eksempelvis skoler som ikke kan plasseres og det er ikke trussel mot slike bygninger. Derav ble det valgt å ikke vurdere faresoner for snøskred. I tillegg er det også forventet at antall snøskred vil gå ned i lavlandet i forbindelse med klimaendringer, samt en videre vekst av skogsområder (Lied, 2014a).

6.1.3 Sørpeskred

Sørpeskred er en type skred som typisk oppstår langs bekkeløp eller i forsenkninger i terrenget der vann og snø kan samle seg (Lied, 2014b). De kan også oppstå ved utløpet av myrområder. Grunnet høyt vanninnhold kan slike skred oppstå på lave helningsvinkler. Det finnes områder der slike skred i teorien kan oppstå. Det forekommer myrområder enkelte steder i overkant av dalsidene, samt at det finnes mange bekkeløp. Det er samtidig ikke registrert noen tilfeller av sørpeskred innad i studieområdet (NVE, 2022b). Sørpeskred blir ofte utløst som et resultat av at krystallene innad i snødekket endres til å bli grovere. Dersom skogen står tett vil slike endringer i snøens sammensetning vanskeligere kunne forekomme (Høydal mfl., 2013). Bare flater er også utsatt for denne typen skred, men skogen står tett de aller fleste steder, også i overkant av dalsidene. Sørpeskred fører ofte til videre flomskred dersom det forekommer ned i bratte elveløp, men det er kun registrert to flomskred, der kun et av tilfellene videre ble utløst mens det var snø. Sørpeskred er også aller mest fremtredende langs kysten og langs fjordene i Norge. I den forbindelse har det blitt vurdert at sørpeskred ikke utgjør en stor nok fare til at det kan defineres faresoner mot denne skredtypen. Dette er en skredprosess som er forventet å øke i frekvens som et resultat av klimaendringer (Lied, 2014a), men det er uvisst hvordan dette vil slå ut i Trøndelag. Det er også forventet at skogen vil vokse seg enda tettere og at den vil krype oppover i terrenget, faktorer som potensielt kan minske faren for sørpeskred.

6.1.4 Kvikkleire- og leirskred

Kvikkleireskred er en skredtype som kun forekommer i marine avsetninger, noe som også i all hovedsak gjelder leirskred da slike avsetninger inneholder mye leire (Gregersen, 2014; Sandersen, 2014). I løsmassekartet fremkommer det ikke marine avsetninger (figur 2.3). Dalbunnen ligger samtidig under marin grense og med utgangspunkt i kartlag fra NGU er det potensiale for marine

avsetninger (NGU, 2022). Det kan også ikke benektes at det er marine avsetninger under da løsmassekartet kun viser overflaten. Det er registrert et leirskred og dette skredet blir også omtalt som et leirskred i en nyhetsartikkel (NRK, 2002; NVE, 2022b). Samtidig er dette skredet omtalt som et jordskred i beskrivelsen i registreringen, en beskrivelse som også fremstår mer utfyllende enn beskrivelsen i nyhetsartikkelen. Med utgangspunkt i løsmassekartet gikk dette skredet i fluvialt materiale, og det gikk i en skråning med helning på over 30 grader. Generelt går friksjonsvinkelen ned dersom leireinnholdet øker (Lupini mfl., 1981), men det er ikke mulig å fastslå om det var et jordskred eller et leirskred. Helningsvinkelen får det til å fremstå som at jordskred er det mest sannsynlige. Uansett fremstår ikke leirskred eller kvikkleireskred som store trusler. Det eneste sporet er en usikker registrering og det er usikkerhet rundt om det finnes marine avsetninger. Den totale vurderingen er at det ikke kan defineres faresoner etter kriteriene for disse to skredtypene.

6.1.5 Steinskred

Det er ikke foretatt noen registreringer av steinskred (NVE, 2022b). I skreddatabasen brukes begrepet steinskred som en fellesbetegnelse for alle skredtyper i fast fjell, mens det som i teorien kalles steinskred omtales som mindre fjellskred. Enkelte registreringer står kun under fellesbetegnelsen steinskred, men disse ble raskt vurdert til å være steinsprang gjennom størrelse på løснеområder. Det er også ikke nevnt noe stort skadeomfang. Fjellveggene i området er generelt ikke veldig store og det er usannsynlig at det vil rase fjellmasser på mer enn 100 m³. Det ble observert en stor avsetning i bunnen av et skredsår i Ospliberget på et flyfoto fra 2021 (Norge i Bilder, 2021). Denne avsetningen ligger i bunnen av et åpent og bredt skredsår og vises i figur 6.1. Størrelsen på avsetningen overstiger sannsynligvis 100 m³. Samtidig vises det ikke tegn til at så store mengder har rast ut i løgneområdet. Dette løgneområdet vises i figur 6.2. Vurderingen ble gjort til at alle disse avsetningene ikke stammer fra denne ene hendelsen. Flere av blokkene stammer sannsynligvis fra andre steinspranghendelser og ble satt i bevegelse igjen under denne hendelsen, en prosess som kalles remobilisering (NVE, 2020). I tillegg er skredsåret svært bredt og det ser ut til at også løsmasser ble satt i bevegelse. I vannmettede løsmasser kan skred oppstå dersom løsmassene blir påført et ytre stress fra en fallende blokk (Sandersen, 2014). Under feltarbeid ble det innhentet informasjon om dette skredet fra en lokalkjent og skredet skal ha gått i påska i 2019. Dette sammenfaller med den siste perioden med snøsmelting dette året, samt høye simulerte verdier for vannmetning og kapasitet i jord (Norsk Klimaservicesenter, 2022; NVE, Meteorologisk Institutt & Kartverket, 2022). Derav er det tydelig at et steinsprang førte til et videre løsmasseskred og remobilisering av tidligere utraste blokker, og det ble vurdert til at dette var tilfellet. For øvrig stoppet dette skredet midt oppe i dalsiden og truet ikke noe infrastruktur. Dette forekom også i en

dalside med betydelig steinsprangaktivitet. Samtidig er den totale vurderingen at steinskred ikke utgjør en stor nok trussel til at det kan defineres faresoner.



Figur 6.1: Steinsprangavsetning i Osplibergget. Foto av Edvard Ellingsrud (venstre).

Figur 6.2: Skredsår i Osplibergget. Løsneområdet kan tydes helt øverst til venstre i fjellveggen i overkant av skredsåret. Fotografert med drone av Sverre Dælhi (høyre).

6.2 Faresoner for løsmasseskred

6.2.1 >1/100 års-soner

>1/100 års-sonene utgjør den største risikoen og det vil kreves en hyppig skredfrekvens for at en faresone skal falle innenfor denne kategorien. I Norge stammer de fleste løsmassedekkene fra etter istidene (Sandersen, 2014). Istidene sluttet for i underkant av 12 000 år siden (Vorren & Mangerud, 2013). I løpet av denne perioden må det for å kunne ha en gjentagende frekvens på >1/100 ha gått tilsammen minst 120 hendelser. Forholdene vil endre seg over tid, men det tegner et bilde av at det kreves høye frekvenser og generelt mange tilfeller. Dette omfatter at det kan tydes en god mengde spor etter skred. Slike spor kan finnes i form av skredraviner og skredsår. For eksempel opptrer løsmasseskred ofte i raviner (Devoli, 2018). Dersom det kan tydes et flertall skredraviner i en skråning taler dette for en betydelig skredaktivitet. I tillegg vil det kreves tegn til fersk aktivitet. Derav er flyfoto, feltarbeid og registreringer nyttige verktøy. Registreringer vil kunne tegne et bilde av frekvens, samt at det kan gi et bilde av om en skråning er aktiv eller ikke. Dersom det er foretatt flere registreringer på kort tid vil dette tyde på at en skråning er svært aktiv. I tillegg kan flyfoto og feltarbeid også avsløre spor etter skredhendelser.

For at løsmasseskred skal kunne forekomme kreves det ustabile løsmasser (Bargel mfl., 2011). I Norge fremkommer dette spesielt ofte i morenematerialer. Slike løsmasser kan også oppnå stor mektighet på flere meter (NGU, 2022). I utgangspunktet er morenen sammenpakket og lite porøs,

men over tid kan forvitring skape et øvre lag med høyere porøsitet, en effekt som kan føre til større ustabilitet. En slik effekt er også fremvist i form av skredutløsning i slike forvitningslag flere steder i verden (Chigira mfl., 2002; Sajinkumar mfl., 2011). Disse lagene vil lett kunne bygge opp høye porevannstrykk, noe som er en av de mest sentrale utløsende faktorene til løsmasseskred (Iverson, 2000). Dersom disse lagene blir dype nok kan dette også påvirke stabiliteten på andre måter. Trær og vegetasjon har en styrkende effekt på jordmasser gjennom kohesjon fra røtter (Wu, 1975). Samtidig vil ikke røttene kunne gå særlig dypt ned i jorda, typisk ikke mere enn 2 meter (Crow, 2005). Vegetasjon vil derav ha lite forankrende effekt dersom det er dype løsmasser der dype glidplan kan forekomme (Norris & Greenwood, 2008).

Sammensetningen i løsmasser er også en sentral faktor når det kommer til stabiliteten. Når det gjelder morenemateriale har det blitt fremvist at slike løsmasser ofte er preget av forvitrede fragmenter fra lokale bergarter (Dreimanis, Reavely, Cook, Knox & Moretti, 1957). Innenfor studieområdet er berggrunnen dominert av mye glimmerskifer. Det har flere steder blitt fremvist hyppig skredaktivitet i morenemateriale med høyt innhold av skiferfragmenter (Schaefer & Lohnes, 2004; Geertsema, Clague, Schwab & Evans, 2006). Skiferen vil kunne brytes ned svært lett av forvitring og dette gir morenen en fin tekstur med høy grad av finstoff. Som eksempel vil morene med høyt innhold av leire kunne være svært ustabil (Sauer & Christiansen, 1985). En slik morene vil også være mere utsatt for forvitring, noe som kan gi en selvforsterkende effekt.

Innenfor studieområdet er det lokalisert to faresoner for løsmasseskred med et vurdert gjentaksintervall på $>1/100$ år (se figur 5.17 og 5.19). Begge disse to sonene har jordskred som dimensjonerende skredtype. De har også noe til felles med at begge soner har svært mange synlige spor etter jordskred i terrenget. Dette omfatter skredraviner og bruddkanter. Dette er spesielt fremtredende i sonen vist i figur 5.19 ved Rognes. I denne faresonen er det svært mange store skredraviner lokalisert i en sone med tykk morene liggende over glimmerskifer. I tillegg er det i denne sonen registrert to hendelser i etterkant av tusenårsskiftet, noe som tyder på fersk aktivitet (NVE, 2022b). Dette bildet ble også forsterket gjennom studier av flyfoto og under feltarbeid. På flyfoto ble det observert to skredsår i dalsidene som stammer fra perioden 2016-2021 (Norge i Bilder, 2021). Et av disse skredsårene er vist i bildet i figur 6.3. Dette skredsåret har i dag et tynt dekke med vegetasjon, men det kan ikke tydes noen tegn til hogst. I overkant av skredsåret er det en nylig anlagt skogsveg. Denne vil kunne påvirke dreneringen og stabiliteten i skråningen (Sidle, 2005; Sandersen, 2014). Derav tegnes det et bilde av at dette er en særdeles ustabil skråning. Den har både mange tydelige spor etter jordskred, samt at det også fremstår som at skråningen er aktiv i nyere tid. I tillegg ble det under feltarbeid innhentet informasjon fra en lokalkjent om at denne

dalsiden kalles for «Leirdalene», noe som tyder på at morenematerialet består av mye finstoff. Skråningen består også av løsmasser som fremstår som svært ustabile. Dette bildet forsterkes av at helningen som hovedsakelig er rundt 30 grader ligger under det som er typisk friksjonsvinkel for morenemateriale (Koloski mfl., 1989). Friksjonsvinkler vil typisk være lavere ved høyere leireinnhold (Lupini mfl., 1981). Lav stabilitet og høy skredfrekvens har også blitt fremvist i leirerik morene på vinkler godt under normal friksjonsvinkel (Sauer & Christiansen, 1985). I tillegg kan denne skråningen minne om andre skråninger vurdert ved skredfareutredninger i omkringliggende områder (Taurisano, 2020). Både langs Dovrebanen og langs Rørosbanen lenger øst i dalføret fremkommer det slike skråninger med mange skredraviner i tykke morenemasser.



Figur 6.3: Skredsår i >1/100 års-sone ved Rognes. Foto av Edvard Ellingsrud.

Den andre faresonen innenfor denne kategorien er lokalisert ved Kotsøy (figur 5.17). Denne har også flere tydelige skredraviner. Samtidig er dette en sone som i følge løsmassekartet i figur 2.3 består av forvittringsmateriale og bart fjell. Slike dekker har generelt ikke stor mektighet i Norge (Sandersen, 2014), samt at bart fjell vil tilsi at det ikke kan gå løsmasseskred. I overkant er det lokalisert en sone med tykk morene. Slike løsmassedekker har større mektighet og det er med utgangspunkt i dybden på ravinene svært sannsynlig at denne sonen faktisk består av tykk morene. Dette ble også vurdert til å være tilfellet. For øvrig ble denne sonen i utgangspunktet vurdert til å være en >1/1000 års-sone. Den har tydelige spor i terrenget i form av skredraviner. Samtidig ble det

ikke registrert noen ferske spor. Det forekom ingen registreringer samtidig som at det ikke kunne tydes noen spor etter skred på flyfoto eller i feltarbeid. Derav var vurderingen at denne skråningen i dagens situasjon ikke fremsto som veldig aktiv. Dette bildet endret seg helt da det gikk et jordskred i denne sonen 26. Mars 2022. Dette var registrert som et steinsprang (NVE, 2022b). Samtidig sto det i registreringen at det var usikkerhet rundt skredtype grunnet snødekke i området som gjorde det vanskelig å se hvilken skredtype det var. Ved undersøkelser i felt ble dette vurdert til å være et jordskred og dette skredet vises i figur 6.4. Skredet er ikke stort da det kun består av en liten utglidning oppe i dalsiden. Samtidig har det innvirkning på vurderingen av denne sonen og på grunn av dette skredet ble faresonen endret til $>1/100$ år.



Figur 6.4: Jordskred i $>1/100$ års-soner ved Kotsøy. En liten utglidning av jordmasser kan tydes mellom trærne i overkant av snødekke. Foto av Edvard Ellingsrud.

6.2.2 $>1/1000$ års-soner

Denne klassen omfatter lavere frekvenser enn $>1/100$ års-sonene. Med utgangspunkt i istidene vil det kunne omfatte et spekter på mellom i underkant av 120 hendelser og 12 hendelser. Dette viser at et stort spekter kan falle innenfor denne typen faresone. Dette vil kunne omfatte et fåtall observerte spor slik som skredsår og bruddkanter eller et fåtall registreringer. Samtidig vil også soner med mange spor der det samtidig ikke er noen særlige tegn til fersk aktivitet kunne falle innenfor denne kategorien. Det kreves også generelt ugunstige forhold for at løsmasseskred skal kunne forekomme,

noe som omfatter helningsgrad og løsmasser med manglende stabilitet (Bargel mfl., 2011). Dette omfatter blant annet morenemateriale og forvittringsmateriale. Som eksempel vil morene liggende over skifer kunne forvitre lett og ha et svært høyt innhold av finstoff, noe som gjør løsmassene utsatt for skred (Schaefer & Lohnes, 2004; Geertsema mfl., 2006). Forvittringsmaterialer liggende over lettforvitrede myke bergarter vil også kunne inneholde mye finstoff og være ustabile (Sandersen, 2014). I tillegg omfatter ugunstige forhold bratte nok helningsvinkler, noe som typisk omfatter vinkler på over 30 grader for jordskred og over 25 grader for flomskred (Devoli, 2018). Jordskred vil også kunne opptre i konkave skråninger som et resultat av at slike skråninger naturlig akkumulerer vann (Selby, 2005; Taurisano, 2020). Når det kommer til flomskred er det registrert svært få tilfeller (NVE, 2022b). Derav er spor en svært viktig faktor for å vurdere frekvensen. Som et eksempel vil gjentakende flomskred kunne skape en vifteform. Slike vifteformer kan være vanskelig å tyde da de ikke har spesielt stor helning (Hillestad, 2013). Samtidig vil en flomskredvifte ha en sortering med grovere materialer i toppen og finere mot bunnen, noe som vil gjøre at vifta ikke er helt flat. Vifteformasjoner i underkant av bratte bekkeløp er også generelt et viktig element for å vurdere flomskredfare innenfor studieområdet. Viftene er dekket av vegetasjon, men samtidig er de blant de få sporene som kan tydes som eventuelt kan tale for flomskred. Slike vifter opptrer i hovedsak i bunnen av bekkeløpene med de største nedbørsfeltene. I tillegg kan det også i enkelte bekkeløp sees skredsår i sidene ned mot løpet på flyfoto (Norge i Bilder, 2021). Jordskred ned i bekkeløp som demmer opp bekken vil også kunne føre til flomskred.

Innenfor denne kategorien er det lokalisert flere soner i studieområdet. Et eksempel er en lengre strekning langs jernbanen under Røsbjørgen med jordskred som dimensjonerende type (se figur 5.18). Skråningen består av forvittringsmateriale/tynn morene og har svært ugunstige dreneringsforhold gjennom flere konkave innsynkninger. I tillegg er det registrert fire hendelser (NVE, 2022b), samt at det kan observeres flere bruddkanter i skyggekart langs denne skråningen. En av disse bruddkantene er også svært stor, samt at det gikk et jordskred som førte til et dødsfall i 1808 (Aune, 1970). Med utgangspunkt i dette kan det fremstå som at denne sonen vil kunne falle innenfor $>1/100$ år, men det må også taes med i betraktning at det kun har vært registrert en hendelse etter 2000, noe som tyder på mindre aktivitet i nyere tid. Dette inntrykket forsterkes også av at to av fire tilfeller stammer fra 1800-tallet. I tillegg har denne skråningen grodd igjen med et svært tett skogsdekke, noe som tydelig vises på flyfoto (Norge i Bilder, 2021). Denne skråningen består også av svært grunne løsmassedekker. I Norge er generelt ikke dekker med forvittringsmaterialer dype med utgangspunkt i at de stammer fra etter istidene (Sandersen, 2014). Det samme omfatter også tynn morene som gjennomgående har en mektighet på under 0,5 meter (NGU, 2022). I dypere løsmasser der det kan oppstå dype glidplan vil vegetasjon ha en mindre

effekt på stabilitet enn den vil kunne ha i grunnere løsmasser (Sidle, 2005; Norris & Greenwood, 2008), og i denne skråningen vil skogen kunne tilføre stabilitet. Helningsvinkelen er også generelt i intervallet 30-40 grader. En studie har vist til at trær tilfører stabilitet til skråninger på 35 grader (Lan mfl., 2020). Med utgangspunkt i dette har denne skråningen blitt vurdert til å falle innenfor $>1/1000$ år, men den var svært nære å bli vurdert til $>1/100$ år. Lignende skråninger med tynne løsmassedekker og bruddkanter finnes også lenger oppe i dalføret (Taurisano, 2020).

I søndre dalside ved Kotsøy er det plassert en stor sammenhengende sone innenfor denne kategorien (se figur 5.17). Denne sonen har også gjennomgående mange spor og faktorer som taler for hyppig aktivitet. Det er registrert flere hendelser. I tillegg kan det tydes flere bruddkanter på skyggekart, samt at det er ugunstige dreneringsforhold i deler av faresonen. Dette gjør at det er svært mange ulike faktorer samlet i denne sonen, men samtidig er de ulike faktorene fremtredende i ulike deler av skråningene. Registrerte hendelser er først og fremst lokalisert langs Fv631 øverst i skråningen. Helt i østenden av sonen er det flere dreneringskanaler som har potensiale til å samle opp vann, mens bruddkanter først og fremst kan tydes i nordvestre del av denne sonen. Derav ble den totale vurderingen av denne sonen at den ikke kan falle innenfor $>1/100$ år, dette med utgangspunkt i at de ulike faktorene som taler for skredaktivitet er spredt rundt i egne soner. I tillegg består også skråningen av forvitningsmateriale og er dekket av tett skog. Skog vil tilføre stabilitet i grunne løsmasser (Sidle, 2005; Norris & Greenwood, 2008).

Det er lokalisert flere faresoner for flomskred definert innenfor denne klassen. Eksempelvis er en av disse faresonene konsentrert til et bekkeløp med en vifte i bunnen med noe helning ($>1/1000$ års-sone for flomskred nordvest i figur 5.20). Denne vifta er i likhet med andre vifteformasjoner i området dekket av vegetasjon, men helningen kan tyde på en fordeling av materialstørrelser fra grovt i topp til finere i bunn, noe som er typisk for flomskredvifter (Devoli, 2018). Dette bekkeløpet har tydelige løsmasser i løpet, noe som er prinsipielt for at flomskred skal kunne forekomme (Sandersen, 2014). Oppe i dalsiden går en veg over bekken, der løpet er lagt gjennom et rør. Dette vil kunne være et kritisk punkt dersom røret tettes igjen. Elveløpet er også lagt ned i en kanal der helningen flater ut, noe som kan være et sikringstiltak mot nettopp flomskred. Det samme kan også sees i nedre deler av andre løp som er vurdert innenfor denne klassen, noe som kan tyde på at flomskred er et kjent problem i dalføret.

6.2.3 $>1/5000$ års-soner

Innenfor denne kategorien vil det ikke kreves veldig høye frekvenser, Med utgangspunkt i starten av istidene tilsier det 2-12 hendelser. Derav vil ikke slike soner omfatte mange synlige spor eller

mange registreringer. For eksempel vil dette kunne omfatte områder med en registrering og ingen andre synlige spor. Samtidig gjelder dette områder der løsmasseskred ikke kan benektes. For eksempel vil dette omfatte terreng med løsmassedekker der jordskred kan forekomme slik som morenemateriale, forvittringsmateriale, men også glasifluvialt og fluvialt materiale (Bargel mfl., 2011). I tillegg vil det omfatte terreng som ikke har ugunstig form og ugunstige dreneringsforhold, noe som er spesielt gjeldende for konvekse skråninger. Samtidig kreves det typisk vinkler på over 25 grader for at løsmasseskred skal kunne forekomme (Devoli, 2018). For glasifluvialt materiale vil det kunne kreves enda høyere vinkler da det i hovedsak består av materialer med en friksjonsvinkel på 33-35 grader (Fergus mfl., 2013). I tillegg vil det i glasifluviale materialer ofte kreves kraftig flomerosjon for at det skal kunne gå skred (Sandersen, 2014). Samtidig har det også blitt vurdert for skråninger der det i utgangspunktet ikke er bratt nok, men det er flere faktorer som påvirker dreneringen. Dette vil blant annet omfatte skogsveger. Dette vil også gjelde mindre bekkeløp der det går veger over. I tillegg har områder med registrerte hendelser der det er vurdert til at menneskelige inngrep har vært den største faktoren blitt klassifisert innenfor denne klassen. For disse områdene har det blitt vurdert til at den naturlige skredfaren ikke er spesielt høy.

Ved Kotsøy er det en sone (figur 5.17) vurdert innenfor denne klassen der det er registrert tre hendelser (NVE, 2022b). Dette omfatter to jordskred og et flomskred. Sonen består av en terrasse ovenfor dalbunnen med bebyggelse. Denne terrassen består med utgangspunkt i løsmassekart (figur 2.3) av fluviale materialer, men dette datasettet har dårlig oppløsning og terrassen minner i dimensjon og i høyde over dalbunnen om glasifluviale terrasser fra andre steder i studieområdet. Det kan også være en terrassestruktur som representerer et tidligere nivå dalbunnen har stått på, men med utgangspunktet i høyden på terrassen virker dette usannsynlig. Som et eksempel ligger det en fluvial terrasse en liten kilometer lenger vest i dalen som er vesentlig lavere. I den forbindelse har denne terrassen blitt vurdert til å bestå av glasifluviale materialer. Slike materialer består typisk av sand og grus, materialer som har friksjonsvinkler på rundt 33 og 35 grader (Wolden, 2001; Fergus mfl., 2013). I denne terrassen er helningsvinkelen flere steder lavere enn dette. I tillegg er det en registrert hendelse som ikke kan kobles til klimatiske årsaker. Det står ikke nevnt årsak, men det er sannsynlig at det omfatter menneskelig påvirkning med utgangspunkt i bebyggelse. Det samme kan også gjelde den registrerte flomskredhendelsen. Denne bekken er særdeles liten og drenerer et svært lite areal. Samtidig krysses den av to veger. Slike veger kan bli til erosjonspunkter der det kan utløses flomskred (Bargel mfl., 2011). Samtidig er det med utgangspunkt i størrelsen på bekken og nedbørsfeltet usannsynlig at et flomskred forekommer igjen i nær fremtid. Det kan heller ikke påvises noen synlige tegn til at det har forekommet slike skred i terrenget. Derav har vurderingen blitt til at den naturlige skredfaren ikke er høy nok til å overstige $>1/1000$ år. Skredene

som har gått har sannsynlig sammenkobling med menneskelige inngrep og aktiviteter, og den naturlige skredfaren er vurdert som lav. Samtidig vil det være vanskelig å forutsi hvordan dette vil påvirke skredfaren i fremtiden.

6.2.4 Trussel mot infrastruktur

Normalt sett er ikke jordskred en stor trussel mot infrastruktur i Norge (Sandersen, 2014), men i dette tilfellet fremstår det som en betydelig trussel. Jordskred kan spesielt sies å være en trussel mot bygninger i dette området da flere hus faller innenfor faresoner. Dette omfatter også faresonenivåer der det ikke er tillatt å bygge etter TEK17 (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Dette er spesielt gjeldende i >1/100 års-sonene ved Rognes og Kotsøy. Det er heller ikke tillatt å plassere bolighus i >1/1000 års-soner og det er også flere hus som berøres av faresoner innenfor denne klassen. Det må tas i betraktning at dette er bebyggelse som har blitt bygget for mange år siden mens det ikke har vært et stort fokus på skredregistreringer før i nyere tid (Øydvin mfl., 2011). Det har også ikke tidligere blitt gjennomført skredfarevurderinger i dette området. Derav er det ikke usannsynlig at det ikke var noe fokus på skredfare ved utbygging. Uansett kan jordskred sies å være en betydelig trussel mot bygninger i området. Det har også forekommet en hendelse der et hus og et uthus ble tatt av det som sannsynligvis var et jordskred, men det hersker tvil rundt skredtype grunnet at det har blitt omtalt som både jordskred og leirskred (NRK, 2002; NVE, 2022b). Når det gjelder flomskred er det kun en sone ved Tøftbekken (figur 5.20) som berører bygninger der sikkerhetskriteriene samtidig ikke er oppfylt. Denne har ingen registrerte hendelser, samt at bekken i nedre deler er lagt i et kanalisert løp. Vurderingen av sannsynligheten for flomskred i dette bekkeløpet er også vurdert til å være nærmere 1/1000 år enn 1/100 år. Derav er ikke trusselen like stor, men den er absolutt ikke ubetydelig da den er vurdert til å være stor nok til at sikkerhetskravene ikke oppfylles.

Når det gjelder veger foreligger det andre sikkerhetskriterier der det tolereres høyere skredfrekvenser (Norem mfl., 2012). I Norge utgjør typisk flomskred først og fremst en trussel mot veger (Sandersen, 2014), men i dette tilfellet er det ingen flomskredløp som overstiger sikkerhetskriterier for veg. Det er soner som kan berøre veger, men risikoen er akseptabel med god margin. Derav er ikke flomskred en særlig stor trussel mot veger i studieområdet, men samtidig vil ikke slike hendelser kunne utelukkes. Det er også først og fremst lokalisert flomskredløp langs mindre veger som tåler en større risiko. Langs hovedvegen Fv30 er det kun lokalisert et fåtall flomskredløp, løp som er vurdert innenfor >1/5000 år. For jordskred er det en sone ved Rognes som faller innenfor klassen >1/100 år som videre har blitt vurdert til å falle innenfor klassen <1/20 år - >1/50 år innenfor sikkerhetsklassene for veg. Denne sonen berører Fv30, en veg som i 2019 hadde

en årsdøgntrafikk på 2550 biler (Trøndelag Fylkeskommune, 2020). Med utgangspunkt i tabell 4.2 omfatter dette en tolererbar strekningsrisiko. Dette gjør at denne sonen kan fremstå som problematisk. Samtidig må det belyses at det er vurdert løsningsansynlighet for hele sonen som helhet. Et skred vil ikke nødvendigvis nå ned til vegen. Det er også vanskeligere å definere utløp for jordskred som et utgangspunkt i større løsneområder samtidig som at skredene kan forekomme både som store skred og mindre utglidninger. Det finnes heller ikke verktøy spesifikt laget for å modellere utløp ved jordskred. Samtidig har også to skred nådd ned til veien etter 2000 (NVE, 2022b). Fv30 berøres også av $>1/100$ års-sonen lokalisert ved Kotsøy, men denne er vurdert til å ha en lavere frekvens enn sonen ved Rognes basert på færre tegn til fersk aktivitet. Derav vil strekningsrisikoen kunne sees på som akseptabel langs denne sonen. Samtidig fremstår jordskred som en betydelig trussel mot veger. Det er kun en sone i studieområdet der risikoen ikke faller innenfor kategorien akseptabel, men samtidig er det mange faresoner som berører veger. Det er også registrert hendelser mot veg andre steder i studieområdet, der både Fv30 og Fv631 har blitt stengt som resultat av jordskred (Adresseavisen, 2004; Leth-Olsen, 2016).

Når det gjelder jernbane er det ingen områder som oppnår høy nok sannsynlighet til å falle innenfor klasser ovenfor laveste sikkerhetsklasse (Taurisano, 2020). Det er ingen soner som har sannsynlighet som overgår $>1/100$ år. Samtidig er det en sone som ble vurdert til å være i nærheten av dette som berører jernbanen. Det er også registrert flere hendelser langs jernbanen (NVE, 2022b). I omkringliggende områder er det en trend at jordskred utgjør en betydelig trussel mot jernbane, noe som også er gjeldende i det samme dalføret (Taurisano, 2020). Jordskred kan også sees på som en trussel i dette området, men på et akseptabelt nivå.

6.3 Faresoner for steinsprang

6.3.1 $>1/100$ års-soner

Innenfor denne klassen vil det kreves en høy grad av frekvens. Et bilde av dette vil kunne tegnes med utgangspunkt i registreringer og gjennom spor i terrenget. Hyppig frekvens på registreringer vil kunne si noe om steinsprang forekommer ofte. Dette er spesielt et viktig verktøy der løsneområder forekommer rett ovenfor veger, da steiner som lander i vegen vil fjernes. I tillegg vil steinsprang etterlate seg tydelige spor i terrenget. Steinsprang gjennom skog vil for eksempel etterlate seg en tydelig åpen bane i terrenget der blokkene har rullet og slått ned trær. I tillegg vil blokkene stoppe opp som avsetninger. I den forbindelse har frekvensen blitt vurdert med utgangspunkt i registreringer, samt spor etter skred i form av avsetninger og skredbaner. Skredbaner ble observert ved bruk av drone og ved studier av flyfoto, og avsetninger ble vurdert under feltarbeid (Norge i Bilder, 2021). Avsetningene vurderes med utgangspunkt i mengde. Det kan også vurderes om avsetningene er

ferske eller ikke med utgangspunkt i mosedekke og lav på blokkene (NVE, 2020). Dersom en blokk har lite eller ingen mose vil det tyde på at det er en avsetning fra en fersk hendelse. I tillegg vil skredbaner være et tegn på fersk aktivitet da vegetasjonen vil vokse seg opp igjen i etterkant.

Videre er steinsprangaktivitet svært avhengig av geologiske strukturer (Domaas & Grimstad, 2014). Enkelte bergarter er mer utsatte enn andre. Myke metamorfe bergarter som fyllitt og glimmerskifer kan være svært utsatte da de kan ha store variasjoner i lagdeling og oppsprekningsgrad (Halliday, 2008; Rosenvold & Domaas, 2017). Steinsprang forekommer typisk som et resultat av svekkelse av berggrunnen langs sprekker. I tillegg til dette vil også geologiske strukturer spille en rolle. For eksempel vil svakhetssoner der skred i fast fjell kan forekomme hyppig oppstå langs skjærsoner (Brideau, Stead, Kinakin & Fecova, 2005).

Innenfor studieområdet er det flere soner som er definert innenfor denne klassen, der alle sonene hovedsakelig består av enten fyllitt eller glimmerskifer med stor grad av oppsprekning i løснеområdene. Dette omfatter en lagvis skrått orientert strukturering med stor avstand mellom sprekkeene. I tillegg er løśnieområdene svært ujevne med mange utheng og potensielle utfallsblokker av variabel størrelse. Tre av disse sonene er løøgneområder rett over veg der flere registreringer fra etter 2000 ble brukt til å vurdere frekvens (NVE, 2022b). Langs to av disse strekkene er dette essensielt da løøgneområdene er bergvegger rett ovenfor vegen der steiner vil fjernes etter hendelser. For disse to er det registrert åtte og fire hendelser fra etter 2000. I den sonen med færrest registreringer (figur 5.14) er alle gjort fra 2014-2019. I tillegg ble det på Google Maps observert at halve vegen var stengt etter en hendelse her i 2019 der det tydelig hadde rast ut stein fra fjellveggen (Google, 2021). Den andre sonen med åtte registreringer ligger rett ved en skjærson i berggrunnen i overgangen fra glimmerskifer over mot fyllitt (sonen ligger på siden med fyllitt). Den tredje sonen langs veg har også løøgneområder lenger oppe så der ble skredbaner brukt i tillegg til registreringer for å vurdere frekvens. Et eksempel på en slik skredbane er vist i bildet i figur 6.5. I dette tilfellet er det også skråning under vegen, men det er ikke nødvendig å vurdere avsetninger i underkant da vegen effektivt vil drepe blokkenes energi og stoppe dem opp (Grue, 2018). I tillegg er det også et autovern som vil bremse ned blokker ytterligere. For høyereliggende fjellvegger i toppen av dalsidene ble frekvensen vurdert med utgangspunkt i ferske avsetninger og skredbaner. I Ospliberget er det lokalisert to områder der dette var tilfellet med mange skredbaner og mange ferske avsetninger i skråningene. Samtidig er disse skråningene lengre og utløpene til steinsprang vil kunne styres og påvirkes av skogen (Dorren mfl., 2005; Høydal mfl., 2013). Derav er det definert soner med lavere sannsynlighet i underkant av $>1/100$ sonene. Disse representerer en vurdering av sannsynlighet for utløp, mens den øvre sonen representerer selve

løsnesannsynligheten. Videre er $>1/100$ års-sonen dratt lenger ned to steder. Dette er gjort i et større åpent skredsår. I det området vil en blokk kunne nå maksimal hastighet da det er et åpent område på over 40 meter (Gsteiger, 1993, gjengitt i Høydal mfl., 2013). I tillegg ble det også gjort i en sone med et nylig gjengrodd hogstfelt. Denne sonen vil ha en mindre dempningseffekt enn områdene rundt med tettere skog. $>1/100$ års-sonene har samtidig ikke blitt vurdert helt ned til bunnen da begge soner har tett skog i nedre deler. I skredsåret vil det også kunne oppstå en dempende effekt i bunnen der det ligger en stor steinsprangavsetning (Walberg & Reinemo, 2019). I tillegg slaker terrenget ut i underkant. Ikke-vegeterte skråninger har lavere utløpsgradienter enn vegeterte skråninger, typisk på 32- 34 grader (Meissl, 1998, gjengitt i Brauner mfl., 2005). I dette tilfellet er gradienten i nedre deler for lav da den stedvis er slakere enn 20 grader.



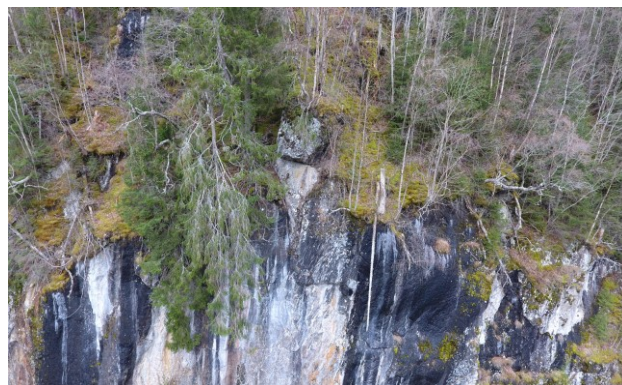
Figur 6.5: Skredbane ned mot Fv631 i Troøybakkene ovenfor Kotsøy. Skredbanen kan sees midt i bildet. Fotografert med drone av Sverre Dælhi.

6.3.2 $>1/1000$ års-soner

Slike soner vil omfatte en lavere frekvens enn $>1/100$ års-sonene, men samtidig vil det også være et bredt spekter av frekvenser innenfor denne klassen. I dette tilfellet vil de samme hjelpemidlene i form av registreringer og spor i terrenget være nyttige, men fokuset vil være på å avdekke spor etter lavere frekvenser. Dette omfatter for eksempel et fåtall registreringer uten andre tilgjengelige spor. I tillegg vil det også kunne omfatte steder med et fåtall ferske spor, samt tilfeller med mange spor der sporene ikke fremstår som ferske. I tillegg er også geologiske strukturer viktig når det kommer til steinsprang (Domaas & Grimstad, 2014). Glimmerskifer er en myk bergart som kan være veldig utsatt for skred (Halliday, 2008). Samtidig er dette en bergart med variert oppsprekningsgrad. Fjellsider med mindre grad av oppsprekning og glattere overflate fremstår som mere stabile og med lavere frekvens. Studieområdet består også av områder med mye kvartsitt. Dette er en hard

metamorf bergart som er svært motstandsdyktig mot forvitring (Haldar, 2020). Derav vil kvartsitten typisk være mere stabil og ha mindre oppsprekning. Steinsprang kan også forekomme i slike bergarter, men generelt med lavere sannsynlighet enn det som er tilfellet for eksempelvis glimmerskifer. Derav vil ferske spor være nyttig til å vurdere løsnings sannsynligheter for slike områder.

Innenfor denne klassen er det lokalisert en sone på sørsiden av dalen ved Bones med den største observerte steinsprangavsetningen i studieområdet (figur 5.15). I en forsenkning i terrenget mellom to fjellvegger ligger det en steinur som dekker et stort område i dalsiden. Denne fremstår dog som svært lite aktiv i nyere tid, til tross for store mengder avsetninger. Blokkene er totalt mosede og går mer eller mindre i ett med vegetasjonen, noe som tyder på at de er eldre avsetninger. I tillegg vokser det vegetasjon både innenfor og rundt ura. Et eksempel på dette vises i bildet i figur 6.6. Samtidig er det også ingen tegn til ferske spor i form av skredbaner fra steinsprang eller blokker uten mose. Dette er også tilfellet videre utover i denne sonen med særdeles få ferske avsetninger til tross for at det er en stor mengde. Samtidig ble det observert en løs blokk på toppen av en fjellvegg i dette området som vises i bildet i figur 6.7. Derav kan steinsprang tydelig fremdeles forekomme, men det er ikke stor aktivitet under nåværende forhold. Denne sonen består også i hovedsak av kvartsitt, noe som er en hard og stabil bergart (Haldar, 2020). I andre skredfarevurderinger har også områder med større urer blitt vurdert til å falle innenfor samme klasse basert på manglende spor etter fersk aktivitet (Walberg & Reinemo, 2019).



Figur 6.6: Blokker i forsenkning i terrenget ved Bones. Steinene er totaldekt av mose, noe som gjør at de går i ett med tettbevokst vegetasjon. Foto av Edvard Ellingsrud (venstre).

Figur 6.7: Løs blokk på toppen av fjellside ved Bones. Blokk ligger på toppen midt i bildet. Fotografert med drone av Sverre Dælhi (høyre).

I en annen sone helt vest i Osplibergget (se figur 5.16) fremstår situasjonen helt annerledes. Det ble observert flere ferske avsetninger i et område med glimmerskifer, noe som er vist i bildet i figur 6.8. Dette er også en svak bergart som er svært utsatt for steinsprang (Halliday, 2008). Det ble samtidig ikke registrert veldig mange avsetninger lenger nede i skråningen. Denne skråningen har også en lav helningsgradient og tett skog. Gjennomsnittlig helning er på under 35 grader, noe som gjør at skråningen har en lavere helning enn det som er typisk utløpsgradient for steinsprang i skogdekte skråninger (Meissl, 1998, gjengitt i Brauner mfl., 2005). I tillegg er løsneområdene svært små. Derav ble sannsynligheten vurdert til å falle innenfor denne klassen.



Figur 6.8: Steinsprangavsetninger i >1/1000 års-sone vest i Osplibergget. Flere ferske avsetninger rett i front av et mindre løsneområde. Foto av Edvard Ellingsrud.

6.3.3 >1/5000 års-soner

Innenfor denne typen faresone vil ikke frekvensen være spesielt høy. Derav vil det kunne omfatte soner med svært få spor. Dette omhandler blant annet et fåtall avsetninger, samt steder der det kun har blitt foretatt en registrering uten at det er registrert noen andre spor. Steinsprangaktiviteten vil også påvirkes av geologiske strukturer der enkelte bergarter er mere utsatte enn andre (Domaas & Grimstad, 2014). I dette tilfellet er mange av sonene beliggende i områder med kvartsitt. Dette er en svært hard og motstandsdyktig bergart (Haldar, 2020). Det er også soner innenfor området med mindre motstandsdyktige bergarter slik som glimmerskifer. Flere bergvegger i studieområdene bestående av denne bergarten viser svært liten grad av oppsprekning, samt at det er svært få spor eller ingen spor etter steinsprang i underkant. Med andre ord er områder med få spor eller områder uten spor i ugunstige bergarter vurdert til å falle innenfor denne kategorien. Slike områder viser

ingen tegn til høy frekvens, men samtidig kan det ikke benektes at steinsprang kan forekomme. I andre skredfarevurderinger har også fjellsider med lite oppsprekning, samt lite avsetninger i underkant blitt vurdert innenfor samme klasse (Grue, 2018).



Figur 6.9: Steinsprangblokker ved veggen til et uthus ved Rognes. Foto av Edvard Ellingsrud.

På nordøstsiden av elva nord i Rognes (figur 5.16) er det lokalisert to mindre soner innenfor denne klassen. I første øyekast ved feltarbeid fremsto disse sonene som soner med høyere risiko. På begge sider av et bolighus lå det steinsprangavsetninger oppimot veggen på to uthus (eksempel i figur 6.9). Dette gjorde at en videre vurdering av løsneområder var nødvendig. Lokaliseringen til løsneområdene er ikke langt i overkant av bunnen av skråningen. De består av svært oppsprukket berg med glimmerskifer som hovedbergart. Samtidig vil ikke en blokk kunne nå topphastighet da det er mindre enn 40 meter ned til bunnen av skråningen (Gsteiger, 1993, gjengitt i Høydal mfl., 2013). Løsneområdene er også svært små og det er begrenset hvor mye materiale som kan rase ut. Etter nærmere vurderinger ble det vurdert til at det er særdeles usannsynlig at blokker kan treffe veggene på uthusene. Denne vurderingen ble gjort med bakgrunn i lengden på skråningen, samt størrelsen på avsetningene som omfatter små blokker. I tillegg er det også en liten flate i bunnen av skråningene før uthusene. Midt i mellom står huset også helt trygt da løsneområdene er lokalisert på

sidene og ikke rett i overkant. I tillegg er det en liten rygg i terrenget i bakkant av huset med to innskjøringer på sidene. Dette vil lede fallende blokker naturlig ut mot sidene og ikke ned på huset, men det er uansett ingen løsneområder i overkant av bolighuset.

6.3.4 Trussel mot infrastruktur

Med utgangspunkt i faresonene utgjør ikke steinsprang en spesielt stor trussel mot bygninger i studieområdet. Det er også sjeldent at steinsprang fører til skader på bolighus i Norge (Domaas & Grimstad, 2014). Fire bygninger faller innenfor faresoner, men i felt ble det avdekket at en av disse i bunnen av Ospliberget faktisk er en steinsprangblokk (bildet i figur 6.10). Videre faller to av bygningene innenfor $>1/5000$ års-soner, noe som er tillatt grunn å bygge på så lenge det ikke er større bygg, noe det ikke er snakk om i dette tilfellet (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Den siste bygningen faller innenfor en $>1/1000$ års-sone (figur 5.13). Dette er også tillatt byggegrunn siden dette er et uthus. I et slikt tilfelle vil et eventuelt skred ha mindre konsekvenser. For øvrig er det generelt lite bebyggelse i nærheten av løsneområder for steinsprang i studieområdet. I tillegg er det på de stedene der dette er tilfellet bygd ute på flatene i dalbunnen et lite stykke bort fra fjellveggene slik som ved Bones. På østsiden av Ospliberget ligger det også bebyggelse i bunnen av skråninger med steinsprangfare. Her ligger vegen innenfor i skråningskanten og vil virke som en effektiv stopper for steinsprangblokker (Grue, 2018). Derav er det tydelig at steinsprang ikke utgjør en særlig trussel mot bygninger i dette området.

I Norge utgjør steinsprang ofte en betydelig trussel mot veger (Domaas & Grimstad, 2014). Det kan også tegnes et bilde av det i dette tilfellet da flere $>1/100$ års-soner berører veger i området. Dette omfatter tilsammen tre faresoner der to av disse forekommer i sideveger. Disse har mindre trafikk og vil derav tåle en større skredrisiko (Norem mfl., 2012). Med utgangspunkt i kriteriene er også disse to strekningene vurdert til å ha en akseptabel strekningsrisiko. Dette er tilfellet selv om sannsynligheten har blitt vurdert til å være på $<1/10$ år - $>1/20$ år i faresonen ved Tøftbekken (figur 5.16), men denne veien er så lite trafikkert at risikoen er særdeles lav. I det andre tilfellet langs Fv631 i Troøybakkene ovenfor Kotsøy ble sannsynligheten vurdert til å være på rett i underkant av $1/50$ år. Denne strekningen vurderes også til å ha en akseptabel risiko da vegen vil kunne falle inn under klasse B i tabell 4.2. Den siste faresonen berører Fv30 som har en vesentlig større trafikkmengde. I 2019 var årsgjenntrafikken på 2550 biler (Trøndelag Fylkeskommune, 2020). Samtidig ble sannsynligheten vurdert til å være $<1/20$ år - $>1/50$ år. Dette gjør at denne faresonen har en tolererbar risiko. Det er foretatt sikring i denne fjellveggen så det er tydelig at skredfaren allerede er kjent og dette vil kunne ha en dempende effekt på skredaktiviteten. Det vites samtidig ikke med sikkerhet når dette sikringstiltaket ble gjennomført, men med utgangspunkt i Google Maps har

det skjedd en gang mellom 2010 og 2018 (Google, 2021). I den samme perioden har det forekommet tre skredhendelser, samt en i etterkant. Det er dog kun det ene tilfellet i etterkant som det med sikkerhet kan sies har gått etter at sikringen ble satt opp, men det er ikke usannsynlig at minst et til tilfelle har gjort det samme. Et registrert tilfelle av steinsprang skjedde 3 måneder før bildet i Google Maps fra 2018. Derav er det fremdeles aktivitet i denne skråningen selv med sikringstiltak, men over tid burde dette kunne føre til en lavere frekvens noe som også ble tatt med i vurderingen. Totalt sett er uansett bildet at steinsprang utgjør en betydelig trussel mot vegger i studieområdet. Ingen strekninger har en ikke akseptabel risiko, men flere strekninger faller innenfor faresoner med høyt gjentaksintervall. I tillegg er det registrert et betydelig antall tilfeller langs veg (NVE, 2022b). Tilfeller der Fv30 og Fv631 har blitt blokkert av steiner fra ras har også forekommet (Adresseavisen, 2004; Vikan, 2014).



Figur 6.10: Steinsprangblokk i bunnen av en skråning i Ospliberget. Denne blokka var markert som en bygning på nedlastet datasett for bygninger. Foto av Edvard Ellingsrud.

Det er ikke definert veldig mange faresoner langs jernbanen i området. De som er har også en lav løsnings sannsynlighet. Kun et fåtall soner faller innenfor klassen $>1/1000$ år. Disse har blitt vurdert til å være et langt stykke unna $>1/100$ år, der de er nærmere $1/1000$ år. $>1/100$ år utgjør også grensen for neste faresoneklasse i kriteriene for jernbane (Taurisano, 2020). Det betyr derimot ikke at steinsprang ikke kan forekomme langs jernbanen, noe et fåtall registreringer vitner om (NVE, 2022b). Faresonen i underkant av fjellet Rødstenen (se figur 5.16) har også som eneste sone langs jernbanen to registrerte hendelser. Her er det foretatt sikring av fjellet i et mindre løsneområde. For

øvrige er også steinsprang lite betydelig langs andre jernbanestrekninger i området (Taurisano, 2020). I de tilfellene har denne prosessen blitt sett på som helt urelevant, noe det ikke kan gjøres i dette tilfellet. Trusselen er samtidig ikke veldig stor og er innenfor godkjente kriterier.

6.4 Utløsende årsaker til løsmasseskred

Løsmasseskred forekommer typisk i forbindelse med ekstreme vær-situasjoner (Sandersen, 2014). Dette omfatter intensiv nedbør som vil medføre økte porevannstrykk, og nedbør er den mest sentrale utløsende faktoren både globalt og i Norge (Iverson, 2000; Wieczorek & Glade, 2005; Sletten mfl., 2009; Haque mfl., 2019). Det forekommer også ofte i forbindelse med intensiv snøsmelting. Det fremkommer en tydelig trend der de fleste løsmasseskredene utløses som et resultat av klimatiske årsaker i studieområdet. I tabell 5.4 er 27 av 33 registrerte tilfeller koblet til klimatiske årsaker, der videre tolv kobles til nedbør, elleve til snøsmelting og fire som en kombinasjon av de to. Kun fire tilfeller kan ikke kobles til klimatiske årsaker, samt to hendelser uten data. Derav er det tydelig at vær og klima spiller en sentral rolle på utløsning av løsmasseskred i dette området, der det videre fremstår en jevn fordeling mellom nedbør og snøsmelting.

6.4.1 Nedbør

Når det kommer til nedbør kan svært mange av skredene kobles til en spesifikk værhendelse. I september 2004 forekom det en kort periode med svært intens nedbør. I dagene 22-24. september ble det målt 100,7 mm nedbør på målestasjonen ved Røsbjørgen (Norsk Klimaservicesenter, 2022). Samtidig er det registrert fire jordskred den 24. september (NVE, 2022b). Det forekom også et skred 27. september i etterkant da det hadde regnet 36 mm den 25. september, samt to dager med 3-4 mm fram til skredhendelsen. I tillegg kan også tre hendelser kobles til en ekstrem vær-situasjon i 2013. Den 9. juni gikk tre jordskred på en dag med 22,1 mm nedbør. Dette er vesentlig mindre enn tilfellet i 2004. Samtidig hadde det også regnet mye i forkant. Fra 3-8. juni falt det 47,3 mm med den siste dagen som en av de mest intensive. Ellers er det ingen spesifikke værhendelser som kan kobles til mer enn et skred. Ti av tolv skred kan samtidig kobles til intensiv nedbør der det har forekommet minst en dag med >20 mm nedbør rett i forkant. Dette viser en svært tydelig trend at det kreves svært intensiv nedbør for at løsmasseskred skal kunne utløses. Mindre nedbørsmengder vil kunne ha en motsatt effekt gjennom at det kan oppstå økt kohesjon i fuktig, men ikke vannmettet jord (Selby, 2005; Sandersen, 2014). Dette vil spesielt være gjeldende i løsmasser med mye finstoff, slik som leire, noe som ofte vil forekomme i morenemateriale og forvittringsmateriale liggende over myke og lett forvitrede bergarter slik som skifer (Schaefer & Lohnes, 2004; Geertsema mfl., 2006). Det er også snakk om kortvarige intensive hendelser på et fåtall dager. Dette er typisk for utløsning av løsmasseskred der det ofte forekommer i forbindelse med kortvarige og svært intense

regnperioder (Iverson, 2000). De to hendelsene som har gitt flere skred skiller seg fra andre værhendelser i området. Nedbørshendelsen fra 2004 er den klart mest intensive nedbørsperioden registrert siden 2000 med over 100 mm på tre dager. Det forekommer et fåtall perioder på tre dager med samlet nedbør på 60-75 mm, men ingen er i nærheten av å matche hendelsen fra 2004 på intensitet. Denne hendelsen er også tilsvarende en nedbørshendelse fra 2011 lenger oppe i dalføret som medførte flere jordskred i området rundt Ålen (Bargel mfl., 2011). Det er flere perioder som matcher nedbørshendelsen fra 2013 i form av mengde over tid. Det som skiller denne perioden fra andre er den intensive toppen på >20 mm på dagen skredene ble utløst. Det er kun et tilsvarende tilfelle fra 2014 der en intensiv topp etter langvarig nedbør også førte til utløsning av et skred. Denne hendelsen hadde enda lavere intensitet på den langvarige nedbøren, men fikk en svært intensiv topp på 39 mm dagen før skredutløsning. Sidle & Swanston (1982) har vist at det ikke er den totale nedbørmengden i en regnperiode som nødvendigvis betyr noe for skredutløsning, men fordelingen av nedbøren. Et slikt bilde kan også sees i disse periodene fra 2013 og 2014 der en intensiv slutt på en regnværsperiode var det som førte til utløsning av skred. Det fremkommer videre svært tydelig at det er svært ekstreme nedbørssituasjoner som kreves for å utløse løsmasseskred. Over tid vil også løsmassedekker tilpasse seg etter værforholdene i et område (Sandersen mfl., 1996). Derav vil plutselige ekstreme hendelser kunne føre til at kritiske verdier overstiges. Det er også tydelig at de mest ekstreme vær-situasjonene er de som har ført til utløsning av flere skred i form av to hendelser som skiller seg fra normalen, samt et skredtilfelle i en tilsvarende situasjon. I tillegg er et til skred utløst ved nedbør med høy intensitet i en periode på tre dager med >60 mm nedbør fordelt på de tre dagene. Kun to hendelser har forekommet i forbindelse med lite intensivt regn.

Når det gjelder flomskred har en av to hendelser forekommet i forbindelse med intensiv nedbør. I 2018 gikk det et skred etter at det hadde regnet 64,3 mm på tre dager ved målestasjonen på Kotsøy (Norsk Klimaservicesenter, 2022). De to første dagene var spesielt intensive med henholdsvis 25,6 og 33,8 mm. Dette sammenfaller også med Sidle & Swanston (1982) og Sandersen mfl. (1996) som viser til at det typisk er svært intensiv nedbør som medfører at kritiske verdier for flomskred overskrides. Mengden nedbør som skal til varierer i henhold til klima, men i dette tilfellet er det snakk om et tørt klima der det vil kreves mindre. Med utgangspunkt i terskelverdier for flomskred presentert av Meyer mfl. (2012) gjeldende for denne regionen vil dette kunne klassifiseres innenfor kategorien som mer eller mindre garanterer flomskred ved et tre dagers intervall. Dette omfatter 20-30 mm per dag over tre dager. I dette tilfellet er det kun to av dagene som overstiger 20 mm, men snittet per dag faller over 20 mm. Det har også forekommet flere andre tre dagers nedbørshendelser med tilsvarende intensitet siden 2000, samt nedbørshendelsen fra 2004 som hadde enda høyere

intensitet. Det har derimot ikke blitt registrert noen tilfeller av flomskred i forbindelse med disse hendelsene. Det er samtidig ikke 100 % sikkert at det ikke har forekommet flomskred da det kan være mangelfull registrering, men det er overraskende at nedbørseventen fra 2004 ikke har noen registreringer da denne kraftig overstiger de kritiske verdiene for tre dagers nedbørsintervall for denne regionen etter Meyer mfl. (2012). Ellers er det ikke registrert noen tilfeller siden 2000 som overstiger de kritiske verdiene for en dag, og for en uke som mer eller mindre skal kunne garantere flomskred. Derav er det en tydelig trend at det sjeldent forekommer nedbørseventer innenfor disse kritiske verdiene. Det har samtidig forekommet flere hendelser på tre dager som overstiger verdiene, der en av disse også medførte et flomskred. Det er registrert mange tilfeller som overstiger verdiene som er minimum og verdiene der flomskred er sannsynlig, både for en dag, tre dager og syv dager, men ingen av disse kan kobles til registreringer av flomskred. Når det gjelder kritiske verdier etter Sandersen mfl., (1996) kan det ikke fremvises enkeltdøgn med 8 % av, eller to døgn med 12 % av årsnedbør i registrerte værdata.

6.4.2 Snøsmelting og teleløsning

Tilsammen femten hendelser kan kobles til snøsmelting i studieområdet, der fire av tilfellene også kan kobles til noe nedbør. Dette gir et omtrentlig likt antall hendelser koblet til snøsmelting sammenlignet med antallet koblet til nedbør. På generell basis er nedbør viktigste utløsende årsak til løsmasseskred i Norge (Sletten mfl., 2009), men i dette området opererer snøsmelting som utløsende årsak på lik linje. Det kan også tydes en tydelig trend at snøsmelting gir større vanntilførsel til jorda. I følge data fra senorge.no fremkommer det høyere verdier for vannmetning i jord og mindre lagerevne for løsmasseskred med snøsmelting som utløsende årsak (NVE, Meteorologisk Institutt & Kartverket, 2022). Jorda vil samtidig kunne tilpasse seg etter de klimatiske forholdene (Sandersen mfl., 1996). De klimatiske forholdene vil også variere mellom vinter og sommer. Om vinter vil det ligge snø og jorda vil permanent bære på fuktighet. Samtidig vil det om sommeren kunne være svært tørt over tid før det plutselig kommer intensiv nedbør. Derav kan det argumenteres for at jorda har mindre kapasitet på sommers tid enn det som er tilfellet om vinteren. Det er samtidig en svært tydelig trend at det kreves snøsmelting over tid. I tillegg har snøsmeltingen i alle tilfeller foregått med et snitt på over 3 cm med smelting per dag. Vanntilførselen til jorda vil også kunne øke dersom det forekommer nedbør under snøsmeltingen, noe simulerte data for metning og lagerkapasitet i jord vitner om. Samtidig er det mest interessante funnet at flestparten av hendelsene sammenfaller med tele i bakken. Dette var også tilfellet under snøsmeltingen i 2000, et årstall som har stått for åtte av hendelsene. På et generelt grunnlag vil tele tilføre stabilitet i bakken (Sandersen, 2014). Samtidig vil teleløsning øke vannmengdene i jorda som vil kunne medføre økte porevannstrykk. Dette er også en svært vanlig årsak til at skred forekommer i

innlandsområdene i Norge (Fergus mfl., 2013). Som et eksempel er det antatt at et stort jordskred i Soknedal i 2012 forekom som et resultat av høyt vanninnhold i morenejord i forbindelse med nedbør, teleløsning og snøsmelting (Brøto, 2014). Det er også ikke usannsynlig at flere av skredene har gått i perioder der telen var i ferd med å smelte. I tillegg må det også taes i betraktning at tele i bakken vil kunne fungere som et blokkerende lag for videre drenering av vann nedover i jorda (Brooks mfl., 2013). Dette kan også medføre at det bygges opp kritiske porevannstrykk dersom telen ikke når helt til toppen av jordmassene, samt at den er sammenhengende.

6.4.3 Menneskelig påvirkning

Når det gjelder flomskred forekom det et tilfelle i forbindelse med snøsmeltingen i 2000. Dette forekom i en svært liten bekk som krysses av to små veier i nærheten av bebyggelse. Dette er et løp der det av naturlige årsaker vil være usannsynlig at flomskred forekommer. Veger vil samtidig kunne påvirke dreneringen i skråningen og derav øke sannsynligheten for skred (Sandersen, 2014). Det har også forekommet flomskred som et resultat av en slik effekt noen kilometer vest for studieområdet (Bargel mfl., 2011). Selv om skredet kan kobles til snøsmelting er det svært sannsynlig at utløsningen var påvirket av menneskelige inngrep. Det er også fire skred som ikke kan kobles til klimatiske årsaker. Flere av disse har blitt utløst i områder med bebyggelse. Det betyr at det er sannsynlig at menneskelige aktiviteter kan ha bidratt til utløsningen, men dette kan ikke bekreftes. I tillegg er en hendelse koblet til lite intensiv nedbør nevnt med arbeid ved en stikkrenne som en påvirkende faktor i registreringen (NVE, 2022b). Ved feltarbeid ble det observert flere skredsår rett ved skogsveger. Dette omfattet både skråninger i underkant og i overkant av vegene. Slike veger vil kunne bidra til minsket skråningsstabilitet gjennom å grave inn i skråninger eller ved å påvirke dreneringen (Sidle, 2005). I tillegg vil dumping av fyllinger kunne påvirke stabiliteten. Dette tegner et bilde av at menneskelig påvirkning spiller en rolle i henhold til skredaktiviteten i området. Slike faktorer vil samtidig være vanskelig å vurdere da det ikke i like stor grad kan forutsies når skred vil forekomme. Naturlige skredhendelser vil som oftest forekomme i forbindelse med ekstremvær. Det er vanskeligere å forutsi når skred som går i forbindelse med menneskelig aktivitet vil forekomme da aktiviteten kan foregå når og hvor som helst, ofte med uvisshet om at det som gjøres påvirker skråningsstabiliteten.

6.4.4 Sesongfordeling

Når det gjelder fordelingen av løsmasseskred utover året er denne konsentrert til en periode fra februar frem til september. Det kan dog argumenteres for at sesongen starter i mars da det kun er registrert et tilfelle i februar. Videre fremstår april som den aller mest aktive måneden med elleve tilfeller. Dette sammenfaller med snøsmelting som i hovedsak forekommer på sitt mest aktive i

denne måneden (Norsk Klimaservicesenter, 2022). I enkelte år forekommer det også tidligere snøsmelting i mars eller senere i mai, og flere løsmasseskred fra disse månedene kan kobles til denne utløsende årsaken. Dette gjør at det kan sees to distinkte perioder med ulike aktive utløsende årsaker. Om våren i en kort periode blir løsmasseskred utløst av intensiv snøsmelting. Videre er resten av løsmasseskredene fordelt utover månedene fra mai til september, en periode der den mest intensive nedbøren typisk forekommer.

6.5 Utløsende årsaker til steinsprang

Den månedlige fordelingen av registrerte steinspranghendelser i figur 5.1 viser en tydelig trend. Det er jevn fordeling utover sommeren og høsten, samt tidlig vinter. Våren skiller seg ut med flest hendelser. I Norge forekommer også steinsprang typisk oftest om våren og om høsten, spesielt i månedene april, oktober og november (Jørstad, 1979, gjengitt i Bjordal mfl., 2011). Dette kommer som et resultat av at temperaturen ofte svinger mellom pluss- og minusgrader, noe som gir gjentatte sykluser med frysing og tining, noe som kan medføre svekkelse langs sprekker i fjellet (Domaas & Grimstad, 2014). I dette tilfellet er det mars som er mest aktiv med april som nummer to. Dette kan komme som et resultat av klima, der våren vil kunne komme og gi fryse/tine-sykluser på ulike tidspunkt på ulike steder. Samtidig fremkommer ikke høsten som mere aktiv enn gjennomsnittet med 2-3 hendelser per måned. Dette sammenfaller også godt med undersøkelser gjort av Moen & Humstad (2009). I en studie av 80 tilfeller i Sunndal var frysing og tining den klart mest fremtredende årsaken. Her var også dette spesielt gjeldende om våren i månedene februar og mars. Samtidig er dette også en utløsende årsak for tilfeller om høsten.

6.5.1 Frysing/tining og snøsmelting

Med utgangspunkt i datoer for registreringer og klimatiske data er det tilsammen åtte hendelser om våren, høsten og tidlig vinter der temperaturen har svinget mellom minus og plussgrader i forkant (Norsk Klimaservicesenter, 2022; NVE, 2022b). Med utgangspunkt i dette kan 23 % av hendelsene kobles til fryse/tine sykluser, noe som tegner et bilde av at dette er en fremtredende årsak. Den er dog ikke like fremtredende som i Moen & Humstads (2009) studie der det sto for 40 % av tilfellene. Dette er samtidig spesielt gjeldende om høsten og vinteren. I månedene oktober, november, desember og februar kan alle hendelser kobles til frysing/tining med unntak av to tilfeller.

Videre er det også noen få tilfeller om våren som kan kobles til frysing/tining, men i mange av tilfellene er det ikke registrert slike temperaturforhold i forkant. Om våren vil det foregå snøsmelting som vil kunne øke vanninnholdet og vanntrykket i sprekker (Domaas & Grimstad, 2014). Det er syv tilfeller som kan kobles til snøsmelting om våren, samt et om vinteren i desember.

Derav virker det som om frysing og tining utløser jevnt over like mange tilfeller som om høsten, men det har forekommet flere hendelser på våren som et resultat av at det er flere prosesser som bidrar til å utløse steinsprang. Snøsmelting fremstår også som en omtrent like fremtredende årsak som frysing/tining da det kan kobles til 20 % av tilfellene.

6.5.2 Nedbør

Generelt sett er det liten kobling mellom værforhold og steinsprang i Norge (Jaedicke mfl., 2008). Som eksempel sto nedbør kun for 10 % av hendelsene i Sunndal undersøkt av Moen & Humstad (2009). Nedbør vil samtidig kunne øke vanntrykket og føre til destabilisering i sprekker (Domaas & Grimstad, 2014). Med utgangspunkt i data fra værstasjoner i studieområdet er intensiv nedbør i form av regn først og fremst vanlig på sommeren og på høsten (Norsk Klimaservicesenter, 2022). Videre er det i henhold til datoer for registrerte hendelser forekommet nedbør i forbindelse med tilsammen ti hendelser (NVE, 2022b). Av disse er fordelingen jevn utover senvåren, sommeren og tidlig på høsten, der alle måneder mellom april og september er representert med en eller to hendelser med unntak av juli som ikke har noen tilfeller. Derav fremstår det som at nedbør faktisk er den mest fremtredende årsaken til steinsprang i studieområdet. Det utgjør 35 % av totalen, noe som er en betydelig høyere andel enn det som fremvises i studien til Moen & Humstad (2009). Dette kan komme som et resultat av de metamorfe bergartene i studieområdet. Både glimmerskifer og fyllitt kan ha høy oppsprekningsgrad og ustabil struktur (Halliday 2008; Rosenvold & Domaas, 2017). Derav vil det kunne være mange sprekker der det kan bygge seg opp vanntrykk. Fyllitt er også en bergart som lett blir infiltrert av vann, noe som gjør den ustabil og utsatt for skred (Rosenvold & Domaas, 2017). I området som Moen & Humstad (2009) undersøkte består berggrunnen av gneisbergarter. Dette er også metamorfe bergarter som blir nevnt som ustabile med mange sprekker. Nedbør fremkommer samtidig ikke som en veldig fremtredende årsak, noe som kan tyde på at gneisen har lavere infiltrasjonsrate.

6.5.3 Rotsprengning

Etter dette står det igjen åtte hendelser som ikke kan kobles til vær eller temperatur. Av disse har tre av tilfellene forekommet i månedene mai, juni og juli. Dette er under vekstsesongen til trær, og i disse månedene er rotsprengning en vanlig årsak til steinsprang (Domaas & Grimstad, 2014). Med utgangspunkt i at det ikke kan kobles noen klimatisk årsak til tre tilfeller i disse månedene er det stor sannsynlighet for at rotsprengning er utløsende årsak. I studieområdet er det mye skog og det er trær i toppen av løsneområdene for disse tre hendelsene. Det kan ikke fremvises at rotsprengning er årsaken til disse tilfellene, men forholdene ligger til rette for det. Det er også store trær i løsneområdene, noe som generelt kreves for at røttene skal kunne ha nok sprengningskraft (Dorren

mfl., 2007). Denne effekten vil også kunne forsterkes dersom det forekommer mye vind som vil tilføre trærne tyngde og føre til at de svaier (Gerber, 1998, gjengitt i Dorren mfl., 2007). Et av disse tilfellene kan kobles til kraftig vind der det har blåst over 10 sekundmeter på dagen til hendelsen (Norsk Klimaservicesenter, 2022). I tillegg kan også to hendelser fra disse månedene med nedbør i forkant også kobles til kraftig vind der det er sannsynlighet for at steinsprang har forekommet som en kombinasjon av rotsprengning og høyt vanntrykk i sprekke. Videre er det målt sterk vind i forbindelse med tre hendelser utenfor vekstsesongen for trær, der ingen annen årsak kan identifiseres. I disse tilfellene er det ikke mulig å si med sikkerhet at dette er årsaken, men sannsynligheten er til stede. Av andre årsaker kan det ha forekommet som et resultat av kjemisk forvitring, men dette er uvanlig i Norge. Det kan også utelukkes da de aktuelle hendelsene ikke har forekommet i forbindelse med høye temperaturer. Jordskjelv er også usannsynlig da de ikke forekommer med nok kraft til å kunne utløse steinsprang i Norge på en generell basis. Samtidig kan forvitring over tid som et resultat av gjentakende frysing og tining ha forårsaket svekkelse i fjellet, uten at dette har vært den direkte utløsende årsaken.

6.6 Skogens effekt på skred

6.6.1 Påvirkning på skråningsstabilitet

Rotsprengning fremstår som en utløsende årsak til steinsprang, men den er ikke av de mest fremtredende. Derav er ikke skogen en veldig stor bidragsyter til å utløse skred. Skred kan påføre ekstra vekt på skråninger, men dette påvirker sjeldent stabiliteten (Sidle, 1992). En slik effekt har blitt forsket på der trær først påvirket stabiliteten og førte til brudd i løsmasser på vinkler rundt 50 grader (Lan mfl., 2020). Slike vinkler forekommer kun i bare fjellvegger i studieområdet. Samtidig viste den samme studien til økt stabilitet på vinkler rundt 35 grader (Lan mfl., 2020). I slike skråninger vil skogen ha en forankrende effekt med bindende røtter i sprekker, samt at det påvirker fuktighetsregimet og dreneringen (Wu, 1975). Dette fremstår også som gjeldende for studieområdet. Skogkledde skråninger når ikke vinkler brattere enn rett over 40 grader. Det ble ikke testet på 40 grader i studien til Lan mfl. (2020), men det er en stor forskjell på 40 og 50 grader. I tillegg står trærne tett, noe som vil påvirke oppbyggingen av porevannstrykk. Dette inntrykket forsterkes også gjennom at løsmasseskred i all hovedsak har forekommet i forbindelse med svært intensiv nedbør langt over normalen. Løsmassedekkerne er jevnt over tynne med mye forvitringmateriale og tynn morene, løsmassedekker med generelt liten mektighet (Sandersen, 2014; NGU, 2022). I slike skråninger vil vegetasjonen ha en god forankrende effekt da det ikke kan oppstå dype glidplan for skred (Norris & Greenwood, 2008). Dette er en konsekvens av at røtter sjeldent når dypere enn 2 meter, noe som gjør at skog og vegetasjon har en større forankrende effekt i grunne løsmasser (Crow, 2005; Sidle, 2005). Tykkere løsmassedekker forekommer kun i et fåtall områder bestående

av tykk morene. I disse områdene forekommer det dype skredraviner og skredsår i løsmassene, noe som tyder på at skogen har mindre stabiliserende effekt i disse løsmassene. Dekker med glasifluvialt materiale vil også kunne ha stor mektighet, men det fremkommer svært lite skredaktivitet i slike løsmasser i studieområdet. For øvrig er det også en trend på flyfoto at skogdekket har vokst seg tettere de senere årene (Norge i Bilder, 2021). Dette kan potensielt være en medvirkende årsak til økt stabilisering i løsmasseskråninger, en effekt som fremstår tydelig i enkelte skrån timer der det har blitt registrert færre hendelser i takt med en voksende skogtetthet. Dette påvirket også vurderingen av faresoner der eksempelvis skrån timerene under Røsbjørgen (figur 5.18) ble vurdert til å ikke kunne falle innenfor kategorien $>1/100$ år basert på dette.

6.6.2 Blokkstørrelse og tretype

Når det kommer til beskyttelse mot steinsprang viser resultatene fra simuleringen med rockfor.net at skogen har en beskyttende evne (Berger & Dorren, 2007). Resultatene er samtidig overraskende på flere vis. Ingen av skrån timerene kan etter kriteriene klassifiseres som vernskog (Høydal mfl., 2013). Samtidig gir flere skrån timerer betydelig beskyttelse mot store blokker, med et tilfelle der det beskyttes mot blokker på oppmot 8 m^3 . Dette er omtrentlig dobbel størrelse av 4 m^3 , som Rickli mfl. (2004, gjengitt i Høydal mfl., 2013) opererer med som en største blokkstørrelse det sannsynlig kan beskyttes mot, men dette vil kunne variere med utgangspunkt i blant annet blokkas størrelse og form. Det fremkommer også at skogen kan beskytte mest mot runde blokker. Dette er svært overraskende da slike blokker i teorien oppnår de største hastighetene og de lengste utløpene (Domaas & Grimstad, 2014). Samtidig er helt runde blokker svært sjeldne i naturen, men det ble observert tilfeller av rundformede blokker som hadde nådd ned til skrån timeringsfoten under feltarbeid. Derav er dette et overraskende resultat. Samtidig beskyttes det mot blokker som overgår 4 m^3 også i rektangulær og kubisk form. Videre beskyttes det mot noe større rektangulære blokker. Kubiske blokker vil kunne nå høyere hastigheter ved at de ruller ned skrån timerer som et hjul. Samtidig fremstår denne forskjellen som minimal i resultatene.

Det fremstår en vesentlig forskjell mellom ulike tretyper. Skrån timerer med bjørketrær beskytter mot langt større blokker enn det som er tilfellet i skrån timerer med gran. Dette samsvarer med funnene til Stokes mfl. (2005) som fremviste en større bremsende effekt i skrån timerer med løvtrær kontra grantrær. Bjørk er en type løvtre, og den har en langt bedre evne enn grantrær til å holde rotsystemene intakt, samt at den har vanskeligere for å knekke. Dette fremkommer også tydelig i resultatene. Samtidig viser en skrån timering med bjørk den laveste beskyttelsesevnen. Dette er en skrån timering der vegetasjonen har begynt å vokse igjen etter hogst. Vegetasjonen står ikke like tett, noe som kommer tydelig frem da denne skrån timeringen har de klart laveste verdiene for tetthet og

grunnareal. I tillegg er også ingen av skråningene med grantrær kapable til å stoppe blokker på over 4 m³.

6.6.3 Tetthet og grunnareal

Tettheten og grunnarealet i de to bjørkdekte skråningene som ikke har blitt utsatt for hogst er forholdsvis høy. Begge skråninger har et grunnareal som overgår 25 m²/ha, noe som ansees som en nedre grense for beskyttelse (Bauerhansl mfl., 2010). Tettheten tilsier flere trefninger, noe som på generell basis er det viktigste parameteret for å stoppe blokker (Dorren mfl., 2005). Dette er også spesielt gjeldende for mindre blokker (Jahn, 1988, gjengitt i Dorren mfl., 2005). I felt ble det observert varierende blokkstørrelser, men små blokker opptredde mest hyppig. Bjørkeskogen beskytter også mot større blokker, men i slike tilfeller vil det generelt kreves større trær (Doche, 1997, gjengitt i Dorren mfl., 2005). Det må også nevnes at den skråningen som tåler de største blokkene har en gjennomsnittlig helning rett under 35 grader, noe som gjør at den faller rett under typisk utløpsgradient for steinsprang i vegeterte skråninger (Meissl, 1998, gjengitt i Brauner mfl., 2005). Samtidig er det mindre enn en grad unna intervallet 35-38 så forskjellen vil være minimal. Det beskyttes mot nesten like store blokker i den andre tettbevokste skråningen med bjørk, der den gjennomsnittlige helningen er på over 40 grader. Denne skråningen skiller seg ut med at den har trær av mindre størrelse med en gjennomsnittlig DBH på rett under 20 cm. De andre skråningene har en DBH på over 25 cm (ikke skråning med hogstfelt). Samtidig er 20 cm fremdeles en vesentlig størrelse på trærne. Når det kommer til DBH bør denne være 1/3 av blokkstørrelsen for å kunne bremse. Akkurat hvor store blokker dette tilsier i volum vites ikke, men en bremsende effekt burde være oppnåelig. I tillegg er det også trær langs strekket som er større en gjennomsnittet. For de andre skråningene vil bremsende effekt basert på DBH være enda større. I tillegg vil også blokker vanskelig kunne nå topphastighet, noe som typisk skjer etter 40 meter (Gsteiger, 1993, gjengitt i Høydal mfl., 2013). Skogen står svært tett uten større åpne felter.

6.6.4 Beskyttende evne og påvirkning på faresoner

Med utgangspunkt i parametrene diskutert ovenfor fremstår bjørkeskogen som at den har gode beskyttende evner, men den faller ikke innenfor kriteriene for vernskog (Høydal mfl., 2013). Dette kan sannsynligvis blant annet forklares i at ingen skråninger har tilstrekkelige verdier for alle parametre vist i tabell 3.2. For mindre blokkstørrelser forekommer det tilstrekkelige verdier for to av parametrene, men ikke for alle tre. Dette kan også ha en sammenheng med at skråningene generelt er korte. Med utgangspunkt i Høydal mfl. (2013) kreves det en lengde på minst 100 meter for at en skogdekt skråning kan klassifiseres som vernskog. En lengre skråning vil kunne gi flere trefninger, noe som øker sannsynligheten for at en blokk stopper opp. Samtidig er det fremvist i

forskning at blokker ofte oppnår lengre utløp i lengre skråninger (Domaas, 1994, gjengitt i Domaas & Grimstad, 2014). En av skråningene er under 100 meter lang med høye verdier for tetthet, grunnflate og DBH. I tillegg har en skråning på rett over 100 meter de høyeste verdiene for grunnflate og tetthet, samt nest høyest verdi for DBH. Hvorfor kriteriene ikke tilfredsstilles kan være påvirket av skråningslengden og det tegnes et bilde av at dette har påvirkning på resultatene. Samtidig har tetthet og DBH aller størst innvirkning på utløp de første 100 meterne (Brauner mfl., 2005). Selv om skogen står tett vil det også kunne finnes rom mellom trærne. Hvordan trærne står i forhold til hverandre vil ha innvirkning på om blokker kan stoppes eller ikke. Det er viktig at blokker får trefninger hver 40 meter, slik at de ikke når topphastighet (Gsteiger, 1993, gjengitt i Høydal mfl., 2013). I tillegg vil blokker kunne spres ut til sidene ved treff (Dorren mfl., 2005). Dette gjør at skredbanene kan variere. Forskjellene mellom ulike skredbaner kan også være store. For at trefninger skal kunne garanteres kreves det en særdeles tettbevokst skog.

Det må nevnes at det under feltarbeid ble observert flere blokker som hadde stoppet midt i skråninger, der det også ble observert flere store blokker. I flere tilfeller omfatter det blokker som står rett opp mot en trestamme, der et eksempel er vist i figur 6.11. Slike frontkollisjoner mellom blokk og tre vil medføre et stort energitap. For eksempel viser en studie av Jahn (1988, gjengitt i Dorren mfl., 2005) til at 40 % av blokkene som var involvert i en slik kollisjon stoppet helt opp. Derav er det tydelig at slike kollisjoner har en bremsende effekt, noe observasjoner i felt også ga inntrykk av. I det hele tatt fremsto skogen som veldig beskyttende. I bunnen av skråninger ble det i all hovedsak observert store blokker eller blokker med mye mose som fremsto som veldig gamle. Det må også nevnes at det er flere parametre rockfor.net ikke tar stilling til (Berger & Dorren, 2007). Trebestandene i skråningene måles i stående trær. Samtidig kan også veltede trær bremse blokker (Høydal mfl., 2013). Veltede trær forekommer i flere bjørkdekte skråninger. I tillegg tar ikke verktøyet stilling til grunnforholdene. Tap av energi vil være vesentlig større i en skråning dekt av løsmasser kontra en skråning med mere stein og berg (Azzoni mfl., 1995). Skråningene i området er preget av løsmassedekker. Derav kan det argumenteres for at bjørkeskogens beskyttende evne er enda større enn det resultatene tilsier, men det er fremdeles usikkert om det er nok til at den kan klassifiseres som vernskog. Granskogen har en mindre beskyttende evne og denne vil nok ikke kunne klassifiseres som vernskog selv om grunnforhold og veltede trær taes i betraktning. Veltede trær ble også i all hovedsak observert i bjørkeskog.

Skogens rolle har også hatt påvirkning på vurderingen av faresoner. Det er tydelig at skogen påvirker utløp for steinsprang, noe som ble tatt i betraktning da faresonene ble definert. I flere skråninger med løsneområder helt i toppen er det lokalisert faresoner med lavere gjentaksintervall i

underkant. I disse sonene er løsnings sannsynligheten representert i den øvre sonen mens de underliggende sonene representerer sannsynligheten for utløp. Dette er spesielt gjeldende i skråninger med bjørketrær da denne tretypen har stor bremsende effekt (Stokes mfl., 2005). Eksempelvis er det flere løsningsområder for steinsprang der det er et vurdert gjentakintervall på $>1/100$ år, der det videre er definert både en $>1/1000$ års-soner og en $>1/5000$ års-soner i underliggende bjørkeskog ned mot skråningsfoten.



Figur 6.11: Steinsprangblokk som har kollidert med og blitt stoppet av et bjørketre. Foto av Edvard Ellingsrud.

6.7 Fremtidig klimatisk utvikling

6.7.1 Steinsprang

Hvordan klimaet kommer til å utvikle seg er ikke mulig å si med sikkerhet, men det er forventet en økning i skredfrekvens både internasjonalt og i Norge (Sletten mfl., 2009; Seneviratne mfl., 2012). Et våtere og varmere klima er forventet å påvirke frekvensen til ulike skredtyper, der det videre er forventet en større økning i frekvens for løsmasseskred sammenlignet med steinsprang grunnet større kobling til klima (Jaedicke mfl., 2008). I studieområdet fremkommer samtidig nedbør som den vanligste utløsende årsaken til steinsprang. Derav kan det se ut som at klima har større

påvirkning på denne skredtypen i området enn det som generelt er vanlig. Det er også forventet en økning i steinsprangfrekvens, men i mindre grad. Den gjennomsnittlige nedbøren per tiår har økt i perioden 1960-2010 (Norsk Klimaservicesenter, 2022). Det siste tiåret har det gått noe tilbake, men trenden er fremdeles tydelig; nedbørsmengden øker. Data for det siste tiåret er også hentet fra en annen værstasjon noen kilometer lenger øst i studieområdet. Små lokale forskjeller kan ha påvirket de registrerte verdiene for gjennomsnittlig nedbør per tiår. Da nedbør fremkommer som den mest sentrale utløsende faktoren til steinsprang er det svært sannsynlig at frekvensen vil øke med et våtere klima. Det kan også sannsynlig komme en mere markant økning i frekvens enn det som generelt er forventet i Norge. Nedbør fører hovedsakelig til steinsprang i perioden mai-september. Dette er den perioden der det oftest forekommer intensiv nedbør. Det er også forventet en økning i høstnedbør i Trøndelag (Iversen mfl., 2005). Derav er det sannsynlig at denne perioden kan forlenges til oktober. En trend med økt steinsprangfrekvens kan også tydes i flere skråninger, noe som har hatt betydning for vurderingen av faresoner. I flere skråninger var det ikke store mengder avsetninger, men samtidig ble det observert både ferske skredbaner og ferske avsetninger. To eksempler på slike skredbaner fra Osplibergget er vist i figur 6.12. Det er ikke store mengder avsetninger lenger nede i skråningen, men ferske spor gjør at skråningen fremstår som svært aktiv under dagens forhold. Dette sammenfaller også med en økning i nedbørsmengde, samt at nedbør også fremstår som mest fremtredende utløsende årsak. Dette var en medvirkende faktor til at denne skråningen ble vurdert innenfor kategorien $>1/100$ år.



Figur 6.12: Fersk skredbane fra et steinsprang på østsiden av Osplibergget. Løsneområdet kan tydelig sees i fjellveggen. I tillegg kan det også tydes en mindre skredbane helt til høyre i bildet. Fotografert med drone av Sverre Dælhi.

Steinsprang kan også kobles til snøsmelting og frysing/tining som utløsende årsaker. Klimaet i Norge er i ferd med å bli varmere (Sletten mfl., 2009). Samtidig er det vanskelig å se noen særlig endring i temperaturforhold i studieområdet. Datagrunnlaget er lite da det kun omfatter data for temperatur fra 2007 og frem til i dag (Norsk Klimaservicesenter, 2022). Dette er for lite data til å kunne identifisere en utvikling, men på generell basis har Trøndelagsregionen hatt en økning i gjennomsnittstemperatur. Samtidig er det usannsynlig at et varmere klima vil medføre noen betydelig endring i steinsprangfrekvens. For det første vil mere nedbør også medføre større mengder med snø. I tillegg er laveste temperatur per år svært ofte under 20 minusgrader. Det fremkommer også minusgrader store deler av vinteren, samt mange svingninger mellom minus- og plussgrader. Slike svingninger er vanlig gjennom hele perioden oktober-april. Det er derav usannsynlig at det blir store endringer i henhold til utløsning fra disse to årsakene. Ved et varmere vær kan det dog hende at tidspunkt kan endres. For eksempel vil snøsmeltingen kunne komme tidligere på våren. Det kan også med større snømengder tilføres enda større vannmengder i sprekker, noe som kan øke frekvensen noe. For frysing/tining er det mere usannsynlig med endringer da svingninger rundt 0 grader fremkommer hyppig, men det kan skje at sesongen kortes ned noe. Derav kan frekvensen gå ned i noen grad, men det er usannsynlig at det blir noen vesentlig forskjell.

6.7.2 Løsmasseskred

Når det gjelder løsmasseskred er det forventet en økning i Trøndelag (Sletten mfl., 2009). I tillegg er også intensiv nedbør en av de mest fremtredende årsakene samtidig som at nedbørsmengdene øker (Norsk Klimaservicesenter, 2022). Skogområder vil samtidig vokse i forbindelse med klimaendringer, noe som vil kunne påvirke skredfrekvensen i motsatt retning (Lied, 2014a). Det er forventet en økning i intensiv nedbør i Trøndelag, og da spesielt om høsten (Iversen mfl., 2005). Derav vil skredfrekvensen svært sannsynlig øke, noe som både gjelder jordskred og flomskred. Det kreves generelt svært intensiv nedbør for å utløse skred, typisk minst 60-75 mm over tre dager uten at dette garanterer skred. Kun en hendelse overgår denne intensiteten og det er også en av to hendelser det kan kobles flere skredhendelser til. Sannsynlig vil flere slike hendelser langt over normalen forekomme i fremtiden og værdatabene viser en tydelig trend med økte nedbørsmengder. Samtidig forekommer det sjeldent nedbør med stor nok intensitet til å overstige kritiske verdier for flomskred. Kun tre dagers perioder har gitt intensiv nok nedbør til at flomskred skal kunne garanteres (Meyer mfl., 2012). I tillegg kan det ikke fremlegges enkeltdøgn eller to døgn som overstiger kritiske verdier etter Sandersen mfl. (1996). Det er sannsynlig at frekvensen på nedbørseventer som overstiger kritiske verdier vil øke, men samtidig vil også nedbør kunne være veldig lokal. Dette vises for eksempel gjennom et tilfelle ved Ålen lenger oppe i dalen i 2011 der

det ble utløst flere jordskred (Bargel mfl., 2011). Samtidig er det ikke registrert noe skredaktivitet i studieområdet i samme periode. Derav er det vanskelig å si med sikkerhet hvordan klimaendringene slår ut i området, men det er svært sannsynlig at frekvensen av løsmasseskred vil øke. Trøndelag er også en region som er mindre tilpasset et vått klima enn det som for eksempel er tilfellet på Vestlandet, noe som gjør Trøndelag mere sårbar mot intensiv nedbør (Sandersen mfl., 1996).

Når det kommer til snøsmelting er det usannsynlig at situasjonen vil endre seg mye. Klimaet er forventet å bli varmere, men samtidig øker også nedbørsmengdene. Derav vil det også kunne komme mere snø. I de fleste tilfeller har jordskred forekommet da det har vært tele i bakken. Når telen smelter tilfører dette mere vann til jordmasser som allerede er svært våte grunnet snøsmelting og dette er ofte en årsak til skred (Fergus mfl., 2013). Samtidig er det sannsynlig at tele i bakken også vil forekomme i årene fremover da laveste målte temperatur per år ofte er under 20 minusgrader (Norsk Klimaservicesenter, 2022). Det er også ikke usannsynlig at effekten med ekstra vanntilførsel til jorda gjennom regn samtidig som snøsmeltingen pågår vil kunne forekomme oftere i fremtiden da nedbørsmengdene øker.

En vurdering av klimatisk utvikling har også hatt påvirkning på faresonene. Spesielt gjelder dette flomskred. I svært mange flomskredløp kan det ikke registreres mange spor, samt at det ikke er foretatt registreringer. Samtidig har flere soner blitt vurdert innenfor klassen $>1/1000$ år. Klimatisk utvikling ble spesielt vurdert som et viktig element for de større nedbørsfeltene. Disse vil kunne samle opp større vannmengder ved intensiv nedbør. Dette vil kunne gi kraftig erosjon i bekkeløpene, noe som igjen er den vanligste utløsende årsaken til flomskred i Norge (Norem & Sandersen, 2014). Samtidig fører også klimaendringer til tettere skog (Lied, 2014a), noe som påvirket flere faresoner gjennom at løsnings sannsynligheten ble vurdert til å være lavere, samt at det var en medvirkende årsak til at det ikke ble vurdert faresoner for snøskred.

6.8 Potensielle feilkilder

Et svært viktig poeng å påpeke er at skredfarevurderinger kun er basert på faglig skjønn (Bargel mfl., 2014). Det er ingen fasit og det er kun basert på faglige vurderinger. Derav burde faresonene kun sees på som veiledende. For eksempel betyr det ikke nødvendigvis at skred ikke kan forekomme i områder med bratte skråninger selv om det ikke er definert en faresone. Det har blitt vurdert til at skred sannsynlig vil gå med større mellomrom enn 5000 år mellom hendelsene. Det benekter ikke at skredhendelser kan forekomme, noe som også gjelder skredtyper som ikke er vurdert. For eksempel er det ingen umulighet at det forekommer snøskred, en skredtype som også har registrerte tilfeller (NVE, 2022b). I tillegg er gjentakintervallene kun veiledende og de er basert

på en helhetlig vurdering. Selv om en faresone er definert som $>1/5000$ år kan det gå skred med hyppigere eller lavere frekvens. Vurderingen er også gjort med utgangspunkt i nåværende forhold. Situasjonen kan endre seg dersom forholdene endrer seg, noe som også kan påvirke faresonenes gyldighet. For eksempel tilpasser områder seg etter klimatiske forhold over tid (Sandersen mfl., 1996). I tillegg kan også menneskelige inngrep som hogst og anleggelse av skogsveger påvirke skredfaren, samt skredsikrende inngrep (Sidle, 2005; Sandersen, 2014).

6.8.1 Skredregistreringer og klimatiske data

Skredregistreringer er et nyttig verktøy for skredfarekartlegging (Bargel mfl., 2014). Samtidig er slike registreringer svært sjeldent komplette da fokuset på registreringer har økt i nyere tid (Øydvin mfl., 2011). Det er også hendelser i nyere tid som ikke er blitt registrert, der det for eksempel ble funnet info om en hendelse i en avisartikkel (Vikan, 2014). Registreringer tegner et bilde av skredfrekvens, men dette bildet er ikke komplett. Det er svært viktig at registreringene ikke blir sett på som en fullstendig fasit. Manglende registreringer vil for eksempel kunne tegne et feil inntrykk. Dersom det er registrert et tilfelle samtidig som at det faktisk har forekommet åtte hendelser på 100 år tegnes det et helt feil bilde av frekvens. I tillegg kan det også være feil informasjon i registreringene, noe som blant annet kan omfatte feil dato eller feil posisjon, samt at det kan være dokumentert av mennesker med manglende faglig bakgrunn (NVE, 2020). Derav er det for eksempel en konsekvens at skred kan bli registrert som feil type, noe som ble erfart.

Registreringene kan også ha mangelfull informasjon i form av at de kun er registrert med et utløpspunkt og ikke med løsneområde og skredbane. I det hele tatt er det viktig å være kritisk til registreringene og de burde kun sees på som veiledende (Taurisano, 2020).

En konsekvens av feilregistrerte datoer er videre følgefeil når utløsende årsaker vurderes, noe som kan gi et grunnlag til vurderinger som ikke er riktige. I tillegg er også dataene for utløsende årsaker kun basert på antagelser da det ikke er nevnt noen informasjon om utløsende årsaker i registreringene. Det kan ikke benektes at disse antagelsene ikke er riktige. Samtidig er data for værforhold innhentet fra målestasjoner innad i studieområdet så de burde være nøyaktige representasjoner, men nedbør kan være svært lokal, noe en ekstremintensiv hendelse fra lengre oppe i dalen vitner om (Bargel mfl., 2011). Samtidig har ikke nedbørshendelsen fra 2004 ført til registreringer utenfor studieområdet (NVE, 2022b). I tillegg kan andre faktorer spille inn som ikke er blitt vurdert. En skogsveg vil kunne endre dreneringssystemet i en skråning (Sandersen, 2014). Samtidig kan en skredhendelse kobles til intensiv nedbør, men den kan også i samme omgang være påvirket av endret drenering. I tillegg vil steinsprang ned på vannmettede løsmasser kunne utløse løsmasseskred. I et slikt tilfelle vil værdata kunne peke mot at snøsmelting var den utløsende

årsaken, noe som vil gi en feil antagelse. En slik hendelsesforløp ble også koblet til et skredår i felt der det ble vurdert til at et steinsprang hadde ført til videre bevegelser i løsmasser.

Det må også tas i betraktning at det er mangelfulle data fra værstasjonen på Røsbjørgen. Denne stasjonen målte kun nedbør og snødybde da den var operativ. Dette gjør at det er mangelfulle data for skredhendelser fra før 2007, og det kan derav være gjort feil vurderinger av utløsende årsaker. Dette er først og fremst gjeldende for steinsprang, en skredtype som kan komme som et resultat av temperatursvingninger eller sterk vind (Gerber, 1998, gjengitt i Dorren mfl., 2007; Domaas & Grimstad, 2014). Dette er det ikke tilgjengelige data for når det gjelder skredhendelser fra før 2007. For løsmasseskred er dette mindre gjeldende da nedbør og snøsmelting er sentrale utløsende faktorer for slike skred (Iverson, 2000; Wiczorek & Glade, 2005).

Videre er vurderingen av klimatisk utvikling kun basert på antagelser. Det kan observeres en trend som tilsier et våtere klima, noe som er forventet å føre til økt skredfrekvens (Sletten mfl., 2009; Seneviratne mfl., 2012). Det er ikke nok tilgjengelige data til å spore trender i temperaturutvikling, men det er også forventet at klimaet vil bli varmere. Samtidig vites det ikke med sikkerhet hvordan klimaendringer faktisk vil slå ut, og det må også tas med i betraktning at områder over tid tilpasser seg etter rådende klimatiske forhold (Sandersen mfl., 1996). Hvordan dette slår ut og hvor raskt det eventuelt skjer er vanskelig å si. Derav er det viktig å påpeke at den klimatiske vurderingen ikke er noen fasit. Det er kun antagelser basert på observerte mønstre og forventet utvikling. Utviklingen kan slå ut i andre retninger både i form av høyere eller lavere frekvens enn det som er forventet.

6.8.2 Feltarbeid

Langs to soner på strekningen mellom Bones og Kotsøy er det et mindre tilgjengelig datagrunnlag enn det som er tilfellet for andre soner. Langs to strekk går veien tett inntil elva på den ene siden og dalsiden på den andre og det er ikke mulig å stoppe langs vegen. I tillegg er det ingen veier over på den andre siden av elva. Dette gjør at flere skråninger verken har blitt undersøkt til fots eller ved bruk av drone. Enkelte løsneområder langs vegen ble studert ved bruk av Google Maps (Google, 2021), men samtidig er det også potensielle løsneområder i overkant. Dette gjør at vurderingene er basert på et mindre datagrunnlag. Dette kan også ha påvirket resultatene da det for eksempel ikke har blitt kartlagt steinsprangavsetninger oppe i skråningene. Vurderingene er foretatt basert på bakgrunn av registreringer, geologi og terrengforhold, samt observerte spor på flyfoto og skyggekart. I verste fall kan dette ha gitt grunnlag til vurderinger som ikke er riktige og dette er noe som må tas i betraktning.

Alderen på steinsprangavsetninger ble vurdert med utgangspunkt i dekke av lav og mose der steiner med mindre mose ble vurdert som ferskere og motsatt. Dette kan være misvisende da blokker kan bli liggende i over 100 år uten at de dekkes av mose og lav dersom de klimatiske forholdene ligger til rette for det (NVE, 2020). Dette vil for eksempel kunne forekomme i tett granskog der mose over tid vil kunne dø. Dette påvirkes både av klima og bergart, og det vites ikke med sikkerhet om blokkene er ferske eller ikke med mindre det også kan lokaliseres ferske skredbaner i overkant av avsetningene. Hvordan denne metoden kan være misvisende ble også erfart. Under felt ble det lokalisert en blokk (figur 6.10) med mye mose på toppen, en blokk som ble vurdert til å være minst 100 år gammel. Dette ble avkreftet da en lokalkjent nevnte at denne blokka hadde kommet ned på 1960-tallet. Derav var vurderingen av alder feil og det viser at dette er en metode man må være kritisk til. Det kan også herske tvil om blokkene faktisk stammer fra steinsprang da det kan være moreneblokker. Dette kan det ofte være vanskelig å skille, men eksempelvis vil det sannsynligvis ikke være moreneblokker dersom det ikke er morenemateriale i skråningene, mens sannsynligheten er til stede for at det kan være det dersom det er et dekke med morene. I tillegg kan det forekomme at steinsprangblokker blir fjernet dersom de raser ut på jordbruksområder eller ut på veier. Dette gjør at spor forsvinner, noe som kan påvirke inntrykket av frekvens i en skråning og videre ha innvirkning på hvordan faresoner vurderes.

6.8.3 Geologiske kart

Ved skredfarevurderinger er det anbefalt å bruke geologiske kart med en oppløsning på 1:50 000 eller større (Øydvin mfl., 2011; NVE, 2020). Kartlag med tilstrekkelig oppløsning er kun tilgjengelig for den nordvestre delen av studieområdet og da kun for løsmasser. Resten av området dekkes av en oppløsning på 1:250 000. I slike tilfeller stilles det strengere krav til vurderinger og det ble også erfart at dette kan by på utfordringer. Som eksempel ble det observert et felt med dype skredraviner helt øst i studieområdet (figur 5.3). Dette er markert delvis som forvitningsmateriale og delvis som bart fjell på løsmassekartet (figur 2.3). Forvitningsmateriale har generelt ikke stor mektighet i Norge (Sandersen, 2014), samtidig som at det er snakk om dype raviner på flere meter, noe som tyder på at det er markert feil løsmasstype i denne sonen. I tillegg kan det ikke være bart fjell da det har forekommet mange tilfeller av løsmasseskred. I overkant er det plassert en sone med tykk morene og det ble også vurdert til at det måtte være tykk morene i denne sonen. Denne sonen er også tilsvarende en sone lenger vest i området der skredraviner forekommer hyppig i tykk morene, et område som dekkes av det mere detaljerte datasettet for løsmasser. Det kan argumenteres mot at det kan gå dype brudd i morenejord da den typisk vil ha et tynt øvre forvitningslag (Bargel mfl., 2011). Samtidig vil morene liggende over skifer kunne inneholde svært mye finstoff, noe som gjør den svært utsatt for forvitring (Schaefer & Lohnes, 2004; Geertsema

mfl., 2006). Dette gjør at det sannsynligvis kan oppstå dypere brudd i løsmassene. Det ble også observert enkelte dype bruddkanter i områder markert med forvittringsmateriale og tynn morene. Dette kan vitne om at det er flere små soner som ikke er markert riktig på kartene. På det mere detaljerte kartlaget fremstår det flere mindre soner innad i større felter. Samtidig kan det heller ikke utelukkes feil på kart med oppløsning på 1:50 000 da 1 cm på et slikt kart vil tilsvare et ganske stort område i virkeligheten. I tillegg viser også løsmassekartene kun dekket som er på overflaten og ikke det som er under, noe som kan føre til feil tolkninger. Det er i det hele tatt svært viktig at geologiske kart ikke stoles blindt på ved vurdering av skredfare (Taurisano, 2020).

Når det kommer til berggrunnskartet er også dette lite detaljert. Det er delt opp i større soner basert på hovedbergart. Det er sannsynlig at det opptrer andre bergarter i mindre soner og årer. Dette er også noe som kan påvirke faresonene da ulike bergarter har ulik styrke (Domaas & Grimstad, 2014). De to bergartene fyllitt og glimmerskifer kan eksempelvis være svært utsatt for skred (Halliday, 2008; Rosenvold & Domaas, 2017). Samtidig fremstår ikke alle løsneområder med slike bergarter som like aktive og ustabile. I tillegg er det stor variasjon i oppsprekningsgrad, noe som fører til ulik stabilitet, men dette er også vanlig i slike bergarter. Samtidig kan det være et resultat av at andre bergarter opptrer i løsneområdene. Løsneområdene har også en brattere vinkel enn typiske friksjonsvinkler for hovedbergartene i ren form. Som eksempel har fyllitt og glimmerskifer typisk friksjonsvinkler på henholdsvis 34 og 25-30 grader (Zhang mfl., 2019). Løsneområdene er generelt mye brattere enn dette, der de hovedsakelig har vinkler på over 40 grader. I tillegg vil ulike sammensetninger kunne ha ulik styrke og stabilitet. Uansett er det ingen tvil om at kartene viser for liten grad av detalj. Dette er det viktig å være bevisst på da det kan trekkes feil konklusjoner, og gjøres vurderinger som ikke er riktige. Samtidig er dette de eneste tilgjengelige geologiske dataene.

6.8.4 Skogmodellering

Dataene innhentet for skogmodelleringen er basert på rasterceller med oppløsning på 16x16 meter og de vil derav ikke være perfekte representasjoner av virkeligheten. Eksempelvis kan det i virkeligheten være flere trær av ulik størrelse lokalisert innad i det som er definert som et celleareal samtidig som at det er definert en verdi for cellen som helhet. I tillegg vil ikke nødvendigvis gjennomsnittet gi et riktig bilde av en skrånings beskyttende evne. Sammensetningen og plasseringen av trær vil ha stor innvirkning. Dersom det er plassert mange store trær tett sammen i et område i en skråning vil dette området kunne ha en større bremsende effekt enn det som er tilfellet for skråningen som helhet. Stor tetthet gir potensielt flere trefninger og større bremsende effekt (Jahn, 1988, gjengitt i Dorren mfl., 2005). Resultatene er basert på en helhetlig vurdering,

men enkeltområder kan gi større beskyttelse. I tillegg kan det også gå i motsatt retning med mindre beskyttelse. Dette er noe som må taes i betraktning.

6.9 Egne erfaringer med veilederen og videre anbefalinger

Det generelle inntrykket er at NVEs veileder (NVE, 2020) utgjør et godt metodisk verktøy for skredfarevurdering. Veilederen gir en god oversikt i parametre som er relevante for skredfare og hvilke faktorer som er viktige å vurdere slik som terrengforhold, geologi, skredhistorikk, klima og skog. Dette er også faktorer som har vist seg å spille inn på skredaktiviteten i det undersøkte området. I tillegg gir også veilederen en grunnleggende forståelse av konseptet med risikoklasser, samt at den gir generelle retningslinjer for hvordan faresoner kan vurderes. Slik vurdering er basert på faglig skjønn (Bargel mfl., 2014), men samtidig gis det et utgangspunkt til hvordan dette kan gjøres. Det kan samtidig påpekes noen mangler. Retningslinjene for vurdering av faresoner baserer seg på observerte spor. Samtidig er det ikke er noe fokus på forebyggende faktorer og hvordan de vil påvirke vurderingen av faresoner. For eksempel kan skog påvirke utløpene til steinsprang (Dorren mfl., 2005; Høydal mfl., 2013), og dette ble også erfart i studieområdet. Dette påvirker ikke løsnanssynligheten, men det kan påvirke utløpene, noe som har innvirkning på utstrekningen til faresoner. I tillegg vil også skog ha en forankrende effekt i løsmasser (Wu, 1975). I studieområdet er det en generell trend at skogen i nyere tid har vokst seg mye tettere samtidig som at det også kan fremvises spor etter løsmasseskred. Det kommer frem informasjon om at skog påvirker steinsprangutløp og skråningsstabilitet i veilederen, men samtidig tar ikke de spesifikke retningslinjene for å vurdere faresoner stilling til dette. Det samme gjelder også sikringstiltak som potensielt vil kunne påvirke skredfaren og sannsynligheten for skred. Dette er faktorer som må taes i betraktning når skredfaren skal vurderes og dette kan by på utfordringer. Erfaringen er også at dette i flere tilfeller gjorde det utfordrende å definere faresoner. Det er derfor en anbefaling at dette belyses i veilederen. I tillegg informeres det kun om sikkerhetsklasser for bygninger, og ikke for veier og jernbane. I mange tilfeller slik som i denne skredfarevurderingen vil det vurderes fare mot jernbane eller veier. Hovedformålet med veilederen er sikkerhet mot bygninger, men dette kan samtidig belyses da sikkerhetskriteriene er basert på andre gjentaksintervaller (Norem mfl., 2012; Taurisano, 2020). Med tanke på at veilederen har blitt laget med utgangspunkt i å lage felles retningslinjer for en hel bransje vil det være hensiktsmessig at dette nevnes.

6.9.1 Metodisk problematikk

I forbindelse med skredfarevurdering kan det oppstå problematikk og det finnes flere potensielle feilkilder. Generelt gir veilederen god innsikt i dette der den belyser flere potensielt problematiske punkter. Eksempelvis nevnes det at mosedekke kan være en misvisende metode for å vurdere alder

på blokker. Det er også anbefalt å bruke geologiske kart med oppløsning på 1:50 000 eller større (Øydvin mfl., 2011) og dette kommer også tydelig frem i veilederen (NVE, 2020). Problematikken med kart med for dårlig oppløsning ble også erfart gjennom denne prosessen eksempelvis gjennom flere tilfeller der løsmassene markert i kart ikke sammenfaller med de faktiske forholdene i terrenget. Det er svært viktig at dette belyses og det kommer også tydelig frem at det stilles strengere krav til vurderinger i tilfeller der de geologiske kartene ikke har tilstrekkelig oppløsning. Samtidig er det også problematikk knyttet til bruk av geologiske kart med tilstrekkelig oppløsning. For det første vil 1 cm i et kart med oppløsning på 1:50 000 fremdeles være en stor distanse i det faktiske terrenget, noe som gjør at detaljer fremdeles kan være utelatt. Generelt er det viktig å ikke stole blindt på slike kart (Taurisano, 2020). De viser også kun løsmassedekket i overflaten, og sier ikke noe om det som ligger under. Dette er noe som burde nevnes i veilederen slik at det kan bygges opp en enda større bevissthet rundt potensiell problematikk.

6.9.2 Feltarbeid

Når det gjelder feltarbeid kommer det frem at dette kan utelates for faresoner innenfor sikkerhetsklasse $>1/100$ år eller $>1/1000$ år dersom det foreligger tilstrekkelig med observasjoner dokumentert fra det området som skal vurderes eller at det i grunnlagsdataene tydelig fremkommer at sikkerhetskravene ikke er tilfredsstilt (NVE, 2020). Geologiske kart vil være en del av dette datagrunnlaget og dette kan medføre at det gjøres feil vurderinger. Viktigheten av feltarbeid ble også erfart og da spesielt knyttet opp mot steinsprang. I felt ble det observert mange ferske avsetninger i flere skråninger samtidig som at den totale mengden avsetninger ikke var veldig stor. Samtidig ble det ikke registrert veldig mange spor på flyfoto, samt at de fleste av disse ferske hendelsene ikke var registrert. Feltarbeidet gjorde at inntrykket av steinsprangfrekvens ble endret helt da det ble observert mange flere spor etter fersk aktivitet enn det som ble gjort i den forberedende kartleggingen. Dette påvirket videre vurderingen av faresoner. For løsmasseskred spilte grunnlagsdataene en viktigere rolle i vurderingene, men feltarbeid påvirket også resultatene. For eksempel spilte feltarbeid en viktig rolle i å vurdere løsmasser og potensielle flomskredvifter. Feltarbeid er også et viktig verktøy for å bekrefte eller avkrefte funn gjort i kartleggingen i forkant. Derav er det en anbefaling at feltarbeid burde være et krav uansett situasjon. Erfaringsmessig utgjør observasjoner i felt en viktig del av datagrunnlaget og det er derfor viktig at det legges ned nok tid i dette.

6.9.3 GIS, modellering og klimaanalyser

Veilederen gir generelt et godt bilde av ulike GIS- og modelleringsverktøy som kan benyttes. For det første er terrenyanalyser et krav med fokus på skygge- og helningskart (NVE, 2020). Dette er

også erfart som nyttige verktøy. I tillegg gir veilederen informasjon om ulike modelleringsverktøy. Dette gjelder både for å beregne utløp og for å beregne skogens beskyttende evne. Verktøyet rockfor.net (Berger & Dorren, 2007) blir også nevnt og erfaringen er at dette er et nyttig verktøy dersom det vurderes fare for steinsprang i skogdekte skråninger. Samtidig belyses det som et krav at det skal brukes modelleringsverktøy for utløp dersom det vurderes fare for jordskred og flomskred, mens dette ikke er et krav for steinsprang. Hvor nyttig dette er vil samtidig variere mellom ulike prosjekter. Slik modellering er tidkrevende og det sier også ikke noe om løsningsmuligheten. I forbindelse med et større prosjekt over et større område vil dette kunne bli svært tidkrevende og relevansen vil også være ulik. Studieområdet har mye spredt bebyggelse, samt at skredfaren varierer. I tillegg er det også ikke noe spesifikt verktøy spesialisert på å modellere utløp av jordskred. For flomskred er dette tilfellet, men samtidig vil slike skred følge definerte vannveier (Devoli, 2018). Det er først og fremst der terrenget flater ut på viftene at problemene kan oppstå da bekken kan skifte løp (Hillestad, 2013). Der bratte bekkeløp flater ut vil det samtidig kunne identifiseres en vifte i skyggekart, der hele vifta kan markeres som en del av faresonen. Den totale vurderingen er at slik modellering ikke er hensiktsmessig med prosjekter som omfatter større områder, men dette vil absolutt være et nyttig verktøy dersom det vurderes fare innenfor mindre områder. Samtidig kan det sees relevans til større prosjekter dersom det er snakk om tett bebyggelse. I slike tilfeller vil modellering kunne være et godt hjelpemiddel til å sette grenser på utløpssoner, noe som vil definere hvilke bygninger som er i faresoner og hvilke som ikke er det. Veilederen belyser at klimaanalyser generelt er viktig for å vurdere fare for løsmasseskred (NVE, 2020), men samtidig nevnes det ikke noe om GIS-relaterte analyser. Som eksempel vil vann akkumuleres med utgangspunkt i terrenget og det vil ofte samle seg mye vann i konkave skråninger (Selby, 2005; Taurisano, 2020). Dette kan også modelleres i GIS, og det ble erfart at dette er et nyttig verktøy for å vurdere jordskredfare. I tillegg er det nevnt at det ikke er nødvendig å gjennomføre klimaanalyser når fare for steinsprang vurderes. Generelt sett er det ikke en veldig stor kobling mellom steinsprang og klima/værforhold i Norge (Jaedicke mfl., 2008). Samtidig ble det erfart at denne koblingen er større i det vurderte området med nedbør som mest fremtredende årsak. Selv om det generelt ikke er noen stor kobling kan dette være tilfellet da situasjonen vil være ulik på ulike steder. Som eksempel kan dette påvirkes av geologi der for eksempel metamorfe bergarter kan ha høy oppsprekningsgrad, noe som gjør at de lett kan infiltreres av vann (Domaas & Grimstad, 2014; Rosenvold & Domaas, 2017). I det hele tatt er en vurdering av utløsende årsaker og klima noe som gir et bedre grunnlag til å forstå skredaktiviteten i et område. Det gir en pekepinn på hvorfor skred forekommer, samt at det kan gi en forståelse for når sannsynligheten er størst. Dette gjør det også mulig å komme med prediksjoner for hvordan situasjonen vil utvikle seg. Derav er det en anbefaling at dette burde gjøres, også når det skal vurderes fare for steinsprang.

6.9.4 Andre anbefalinger

Skogen i området viser en betydelig grad av beskyttelse. Den kan samtidig med utgangspunkt i resultatene ikke klassifiseres som vernskog, men det er noen parametre som ikke er med i beregningene som potensielt kan gi en enda større beskyttelse enn det resultatene tilsier. Det totale bildet er uansett at skogen spiller en stor beskyttende rolle. Dette gjelder også alle typer skog. Bjørkeskogen er svært viktig for å bremse utløpene til steinsprang, samt at den forankrer svært godt i grunne løsmassedekker. Granskogen beskytter ikke like godt mot steinsprang, men den spiller fremdeles en viktig rolle. Det har ikke blitt vurdert fare for snøskred, men granskog er den skogtypen som beskytter best mot slike skred (Høydal mfl., 2013). Derav er anbefalingen at flatehogst uansett skogtype ikke burde forekomme, og da spesielt ikke innenfor faresonene. Det burde også vurderes nøye i andre bratte områder der det ikke er definert faresoner. Hogst vil minske stabiliteten gjennom at kohesjon mellom røtter og løsmasser forsvinner (Norem & Sandersen, 2014). I tillegg vil hogst påvirke utløpene til steinsprang, der blokkene vil kunne nå lengre. I verste fall kan dette medføre at en skråning som ikke er vurdert som en faresone med skog kan bli det eller at faresoner kan trekkes lenger ned i skråninger. Dersom det hogges ned skog vil det være størst sannsynlighet for skred 3-15 år etter hogst (Sidle, 2005). Det er også fremvist en effekt av at hogst kraftig øker frekvensen til skred (Rood, 1984). Å bevare skog er både et svært godt skredforebyggende tiltak i dette området og på generell basis.

Det er også en anbefaling at det gjennomføres en ny geologisk kartlegging i området innenfor anbefalt oppløsning for skredfarevurderinger, noe som omfatter en oppløsning på minst 1:50 000 (Øydvin mfl., 2011; NVE, 2020). Dette vil gjelde hele området for berggrunn og ca halve for løsmasser. Nye og oppdaterte geologiske kart vil kunne tegne et bilde av om de vurderingene som er gjort er valide eller ikke. I tillegg er det også mange andre områder i Norge som ikke er dekt av kart med anbefalt oppløsning. Basert på erfaringer fra denne prosessen er dette problematisk og det er derfor også en generell anbefaling at nye geologiske kartlegginger burde gjennomføres og prioriteres. Dette er spesielt relevant med tanke på at klimaendringer er forventet å gi en økning i skredfrekvens i Norge samtidig som at befolkningen er i vekst (Jaedicke mfl., 2008; Sletten mfl., 2009; Lied, 2014a).

7. Konklusjon

Steinsprang, jordskred og flomskred er de aktuelle skredtypene i dette området og de utgjør alle en trussel mot infrastruktur, der de videre påvirker ulike typer infrastruktur ulikt. Mot bebyggelse utgjør jordskred den klart største trusselen da et godt antall bygninger er bygd på det som ikke er vurdert som trygg grunn (Byggteknisk Forskrift TEK17, 2017, § 7-3). Dette omfatter hovedsakelig bebyggelse i $>1/100$ års- og $>1/1000$ års-soner for jordskred, men det er også plassert bygg på utrygg grunn i en $>1/1000$ års-sone for flomskred. Når det gjelder steinsprang er ingen bygg plassert på utrygg grunn. Mot veger utgjør steinsprang totalt sett den klart største trusselen med flere faresoner i farligste risikoklasse. Hvor stor trusselen varierer samtidig med utgangspunkt i trafikkmengde og derav vil sonene langs den mest trafikkerte vegen Fv30 være de med aller størst risiko. Dette omfatter en sone for steinsprang, men jordskred utgjør også en betydelig trussel mot veger med to tilsvarende faresoner ned mot Fv30. I dette tilfellet utgjør ikke flomskred en spesielt stor trussel. Videre er jernbanen den typen infrastruktur som er minst utsatt i området da de farligste faresonene som berører den er vurdert i klassen $>1/1000$ år. Av skredtypene er det jordskred som viser den største trusselen mot jernbane.

Løsmasseskred kan først og fremst forventes i perioden fra mars til september. Dette kommer som et resultat av to ulike fremtredende utløsende mekanismer. Snøsmelting er en fremtredende årsak om våren og vil kunne inntreffe i løpet av perioden mars-mai. For å utløse løsmasseskred kreves det en intensiv snøsmelting over lengre tid. I tillegg er snøsmeltingen spesielt effektiv i forbindelse med teleløsning eller i kombinasjon med nedbør. Fra mai og utover til september er intensiv nedbør den mest fremtredende utløsende faktoren. Det kreves svært intensiv nedbørsutløsning generelt for å utløse løsmasseskred. Dette omfatter enten svært intensiv og kortvarig nedbør langt over normalen eller langvarig nedbørsutløsning med en intensiv topp mot slutten av perioden.

Steinsprang kan forventes mer eller mindre hele året, med minst aktivitet midtvinters og størst aktivitet om våren. I månedene mars og april som er de mest aktive utløses det steinsprang som et resultat av frysing/tining og snøsmelting, samt at det også har forekommet et tilfelle i forbindelse med nedbør. Av disse fremstår snøsmelting som den mest fremtredende årsaken om våren, men totalt sett i løpet av året som helhet er de to andre nevnte utløsende årsakene enda mer fremtredende. Frysing/tining utløser også steinsprang sent på høsten og på vinteren. Denne mekanismen er aktiv mer eller mindre i hele perioden fra oktober til april med jevnt mye utløsning i periodene oktober-desember og mars-april. Videre er nedbør den aller mest fremtredende årsaken i studieområdet. Intensiv nedbør utløser steinsprang fra april og frem til september.

Løsmasseskred forekommer i størst grad i morenemateriale, men også i forvittringsmateriale. Slike skred er spesielt fremtredende i tykk morene liggende over skifer, noe som gir morenen et høyt innhold av finstoff. I slike løsmassedekker er det lokalisert mange skredraviner og skredfrekvensen er høy. I tillegg forekommer det også skred i tynnere løsmassedekker bestående av morene- og forvittringsmateriale.

Steinsprang forekommer hyppig i metamorfe bergarter som glimmerskifer og fyllitt. Stedvis viser disse bergartene stor grad av oppsprekning og lite struktur, noe som gjør de utsatte for steinsprang. I tillegg fremkommer det at disse bergartene lett blir påvirket av nedbør som infiltrerer ned i sprekkene og skaper store vanntrykk.

Skogen i området spiller en svært viktig rolle i henhold til skred. Dette gjelder både i å forhindre skredutløsning og i å forkorte utløp. Tett skog har en god forankrende effekt i grunne løsmassedekker, noe som medvirker til lavere skredfrekvens i skråninger med slike dekker. Dette omfatter skråninger med forvittringsmateriale og tynn morene. I tillegg spiller skogen en viktig rolle i å bremse utløpene til steinsprang. Dette omfatter spesielt bjørkeskogen i området. Den kan ikke betraktes som vernskog, men beskyttelsen er betydelig. I tillegg har også løsmasser i skråningene en bremsende effekt på fallende blokker. Granskogen har en mindre beskyttende effekt, men en slik type skog utgjør den største beskyttelsen mot snøskred. I tillegg er også bjørkeskogen tett nok til å kunne spille en rolle i henhold til å forhindre snøskredutløsning. Derav er det en anbefaling at skogen i bratte skråninger i området ikke burde hogges ned.

Fremover i tid er det forventet en økning i skredfrekvens. Dette omfatter alle tre skredtyper da nedbør er en omfattende utløsning årsak. Det er forventet en økning i nedbørmengde og en slik trend kan også tydes. Med økte nedbørmengder øker sannsynligheten for at kritiske verdier overstiges, noe som vil gi en økt mengde av jordskred og flomskred. I tillegg viser også steinsprang en større kobling til nedbør i dette området enn det som generelt er vanlig. Derav er det også forventet at frekvensen vil øke for denne skredtypen. Intensiv nedbør forekommer oftest i perioden mai-september. Det er sannsynlig at skredfrekvensen vil øke i denne perioden og da spesielt om høsten. I tillegg vil det kunne forventes at denne perioden forlenges til oktober.

Når det gjelder veilederen for skredfare i bratt terreng (NVE, 2020) oppleves denne som et generelt godt metodisk verktøy der den fremlegger relevante faktorer og belyser en god del metodisk problematikk. Samtidig er det også rom for forbedring gjennom at det enda bedre kan belyses hvordan skredforebyggende faktorer skal taes hensyn til i vurderinger av faresoner. I tillegg er det erfart at det også er gunstig å vurdere klima og utløsning årsaker i forbindelse med steinsprang,

samt at feltarbeid er særdeles viktig. Feltarbeid burde i det hele tatt være et obligatorisk krav for alle skredfarevurderinger. I tillegg er det viktig å påpeke problematikk rundt detaljgraden og oppløsningen til geologiske kart. Slike kart kan gi grunnlag til feil vurderinger og tolkninger.

8. Referanser

Adresseavisen. (2004, 24. september). Ras stengte flere veier. Hentet fra

<https://www.adressa.no/nyheter/innenriks/article7735.ece>

Anderson, G. & McClung, D. (2012). Snow avalanche penetration into mature forest from timber-harvested terrain. *Canadian Geotechnical Journal*, 49(4), s. 477-484.

<https://cdnsiencepub.com/doi/full/10.1139/t2012-018>

Aune, H. (1970). *Bygdefolk og bygdeliv i Støren*. Trondheim: Globus-forl.

https://www.nb.no/items/URN:NBN:no-nb_digibok_2011121908039?page=451

Azzoni, A., La Barbera, G. & Zaninetti, A. (1995). Analysis and Predictions of Rockfalls Using a Mathematical Model. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanic Abstracts*, 32(7), s. 709-724.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/014890629500018C>

BaneNor. (2022). *Banekart*. Tilgjengelig fra <https://banekart.banenor.no/kart/> (Hentet 24.01.2022).

Bauerhansl, C., Berger, F., Dorren, L., Duc, P., Ginzler, C., Kleemayr, K., ... & Seebak, L. (2010) *Development of harmonized indicators and estimation procedures for forest with protective functions against natural hazards in the alpine space (PROALP)*. EUR 24127 EN. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities.

[https://www.dora.lib4ri.ch/wsl/islandora/object/wsl:10165/datastream/PDF/Bauerhansl-2010-Development_of_harmonized_indicators_and-\(published_version\).pdf](https://www.dora.lib4ri.ch/wsl/islandora/object/wsl:10165/datastream/PDF/Bauerhansl-2010-Development_of_harmonized_indicators_and-(published_version).pdf)

Bargel, T., Fergus, Å. T., Devoli, G., Orvedal, K., Peereboom, I., Øydvin, E. K., ...Eilertsen, R. (2011). *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred* (NVE rapport 16/2011).

Hentet fra https://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_16.pdf

Bargel, T., Midtun, Y., Rubensdotter, L., Sletten, K., Taurisano, A., Wasrud, J. & Yugsi, F. (2014). *Skredfarekartlegging i Høyanger Kommune* (NVE-rapport 60-2014). Hentet fra

https://publikasjoner.nve.no/rapport/2014/rapport2014_60.pdf

Berger, F. & Dorren, L. K. A. (2007). Principles of the tool Rockfor.net for quantifying the rockfall hazard below a protection forest. *Schweiz Z Forstwes* 158, 6, s. 157–165.

https://www.ecorisq.org/docs/szf_Berger&Dorren_157.pdf

Bjordal, H., Domaas, U., Holmøy, K. H., Moen, K., Farestveit, N., Ebeltoft, R. G., ...Frækaland, S. H. (2011). *Sikring av veger mot steinskred - Grunnlag for veiledning* (Vegdirektoratet-rapport 32).

Hentet fra [https://vegvesen.brage.unit.no/vegvesen-](https://vegvesen.brage.unit.no/vegvesen-xmlui/bitstream/handle/11250/2582754/VD%20rapport%2032.pdf?sequence=1&isAllowed=y)

[xmlui/bitstream/handle/11250/2582754/VD%20rapport%2032.pdf?sequence=1&isAllowed=y](https://vegvesen.brage.unit.no/vegvesen-xmlui/bitstream/handle/11250/2582754/VD%20rapport%2032.pdf?sequence=1&isAllowed=y)

Brauner, M., Weinmeister, W., Agner, P., Vospernik, S. & Hoesle, B. (2005). Forest management decision support for evaluating forest protection effects against rockfall. *Forest Ecology and Management*, 207(1-2), s. 75-85.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378112704007285?via%3Dihub>

Brideau, M., Stead, D., Kinakin, D. & Fecova, K. (2005). Influence of tectonic structures on the Hope Slide, British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 80, s. 242-259.

https://www.researchgate.net/publication/254210400_Influence_of_tectonic_structures_on_the_Hope_Slide_British_Columbia_Canada

Brooks, K. N., Ffolliott, P. F. & Magner, J. A. (2013). *Hydrology and the Management of Watersheds* (4. utg.). Hoboken, New Jersey, USA: John Wiley & Sons, Inc.

Brøto, M. Å. (2014). *Skadeskredet 13. og 14. mars 2012 i Soknedal, Midtre Gauldal kommune* (Masteroppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet). Hentet fra

[https://ntnuopen.ntnu.no/ntnu-](https://ntnuopen.ntnu.no/ntnu-xmlui/bitstream/handle/11250/236266/726196_FULLTEXT01.pdf?sequence=2&isAllowed=y)

[xmlui/bitstream/handle/11250/236266/726196_FULLTEXT01.pdf?sequence=2&isAllowed=y](https://ntnuopen.ntnu.no/ntnu-xmlui/bitstream/handle/11250/236266/726196_FULLTEXT01.pdf?sequence=2&isAllowed=y)

Byggteknisk forskrift TEK17. (2017). Byggteknisk forskrift TEK17 med veiledning (15.09.2017).

Hentet fra <https://dibk.no/regelverk/byggteknisk-forskrift-tek17/>

Caine, N. (1980). The Rainfall Intensity: Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 62(1/2), s. 23-27.

https://www.jstor.org/stable/520449?seq=2#metadata_info_tab_contents

Camponuovo, G. F. (1977). ISMES` experiences on the model of S. Martino. *Rockfall Dynamics and Protective Works Effektivness*, 90, s. 25-39.

Chigira, M., Nakamoto, M. & Nakata, E. (2002). Weathering mechanisms and their effects on the landsliding of ignimbrite subject to vapor-phase crystallization in the Shirakawa pyroclastic flow, northern Japan. *Engineering Geology*, 66(1-2), s. 111-125.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0013795202000352?via%3Dihub>

Crow, P. (2005). *The Influence of Soils and Species on Tree Root Depth*. Forest Research. Hentet 23.02.2022 fra <https://www.forestresearch.gov.uk/documents/6734/FCIN078.pdf>

Cruden, D. M. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, v. 43, 27-29.

<https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/BF02590167.pdf>

Dannevig, P. & Harstveit, K. (2021). *Klima i Norge*. I Store Norske Leksikon. Hentet 18.01.2022 fra https://snl.no/klima_i_Norge

De Blasio, F. V. & Saeter, M. B. (2009). Rolling friction on a granular medium. *Physical Review E*, 79.

Devoli, G., Eikenæs, O., Taurisano, A., Hermanns, R., Fischer, L., Oppikofer, T. & Bunkholt, H. (2011). *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred* (NVE-rapport 15/2011). Hentet fra https://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_15.pdf

Devoli, G. (2018). *Jordskred og flomskred*. NVE. Hentet 27.01.2022 fra https://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013_05.pdf

Doche, O. (1997). *Etude experimentale de chutes de blocs en foret* (Cemagref/Institut des Sciences et Techniques de Grenoble (ISTG) rapport 97/0898).

Domaas, U. (1994). *Geometrical methods of calculating rockfall range* (NGI-rapport 585910-1).

Domaas, U. & Grimstad, E. (2014). Fjell- og steinskred. I K. Høeg, K. Karlsrud & K. Lied (Red.), *Skred - skredfare og sikringstiltak - praktiske erfaringer og prinsipper* (s. 45-75). Oslo: Universitetsforlaget.

Dorren, L. K. A., Berger, F., le Hir, C., Mermin, E. & Tardif, P. (2005). Mechanisms, effects and management implications of rockfall in forests. *Forest Ecology and Management*, 215, s. 183-195. <https://www.ecorisq.org/docs/foreco215.pdf>

Dorren, L., Berger, F., Jonsson, M., Krautblatter, M., Molk, M., Stoffel, M. & Wehrli, A. (2007). State of the art in rockfall - forest interactions. *Schweiz Z Forstwes* 158, 6, s. 128–141. https://dendrolab.ch/wp-content/uploads/2018/10/Dorren_etal_SZF_2007.pdf

Dreimanis, A., Reavely, G. H., Cook, R. J. B., Knox, K. S. & Moretti, F. J. (1957). Heavy mineral studies in tills of Ontario and adjacent areas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(2), s. 148-161. <http://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-pdf/27/2/148/2802479/148.pdf>

Esri. (2022a). *How HillShade works*. Tilgjengelig fra <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/2.8/tool-reference/3d-analyst/how-hillshade-works.htm> (Hentet 09.03.2022)

Esri. (2022b). *How Slope works*. Tilgjengelig fra <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/2.8/tool-reference/3d-analyst/how-slope-works.htm> (Hentet 10.03.2022)

Esri. (2022c). *How Flow Direction works*. Tilgjengelig fra <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/spatial-analyst/how-flow-direction-works.htm> (Hentet 10.03.2022).

Esri. (2022d). *How Sink works*. Tilgjengelig fra <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/2.8/tool-reference/spatial-analyst/how-sink-works.htm> (Hentet 10.03.2022).

Esri. (2022e). *How Fill works*. Tilgjengelig fra <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/2.8/tool-reference/spatial-analyst/how-fill-works.htm> (Hentet 10.03.2022)

Esri. (2022f). *How Flow Accumulation works*. Tilgjengelig fra <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/2.8/tool-reference/spatial-analyst/how-flow-accumulation-works.htm> (Hentet 10.03.2022).

Fergus, T., Høydal, Ø. A., Johnsrud, T. E., Sandersen, F. & Schanche, S. (2013). *Skogsveier og skredfare - veiledere*. Biri: Skogbrukets Kursinstitutt.

<https://publikasjoner.nve.no/diverse/2011/skogsveggerskredfare2011.pdf>

Fossen, H., Pedersen, R-B., Bergh, S. & Andresen, A. (2013). En fjellkjede blir til. I I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt & K. Ragnes (Red.), *Landet blir til: Norges geologi* (2. utg., s. 180-233). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.

Frehner, M., Wasser, B. & Schwitter, R. (2007). *Sustainability and success monitoring in protection forests: Guidelines for silvicultural interventions in forests with protective functions: Appendix 1 Natural hazards*. Bern, Sveits: Federal Office for the Environment (FOEN).

<https://lib.icimod.org/record/13224>

Frey, R. (1978). Die Nutzen-Kosten-Analyse: Grundzuge, Probleme, Kritik. *Wirtschaft und Recht*, 30, s. 267-286.

Geertsema, M., Clague, J. J., Schwab, J. W. & Evans, S. G. (2006). An overview of recent large catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 83, s. 120-143.

https://www.researchgate.net/publication/222530759_An_overview_of_recent_large_catastrophic_landslides_in_Northern_British_Columbia_Canada

GeoNorge. (2021). *Kartkatalogen*. Tilgjengelig fra <https://kartkatalog.geonorge.no> (Hentet 27.08.2021)

Gerber, W. (1998). Waldwirkung und Steinschlag. *Arbeitstagung Schweizerischen Gebirgswaldpflege- gruppe & FAN*, s. 1-15.

Golding, D. L. & Swanson, R. H. (1986). Snow Distribution Patterns in Clearings and Adjacent Forest. *Water Resources Research*, 22(13), s. 1931-1940.

http://www.merrittnet.org/Marmot/Golding_Swanson_1986.pdf

Google. (2021). *Google Maps*. Tilgjengelig fra <https://www.google.com/maps> (Hentet 27.09.2021)

Gray, D. H. & Megahan, W. F. (1981). Forest Vegetation Removal and Slope Stability in the Idaho Batholith. *USDA Forest Service Research Paper INT-271*, s. 1-23.

<https://www.biodiversitylibrary.org/item/136919#page/27/mode/1up>

Gregersen, O. (2014). *Leirskred*. I K. Høeg, K. Karlsrud & K. Lied (Red.), *Skred - skredfare og sikringstiltak - praktiske erfaringer og prinsipper* (s. 95-122). Oslo: Universitetsforlaget.

Grue, H. G. (2018). *Faresoner for skred* (Skred AS-rapport 18146-01-2). Hentet fra https://www.vang.kommune.no/_f/p1/i3e76c4d4-15a8-45d8-a983-f780fa338703/6_18146-01-2_skredfarevurdering_tyintrafikkareal.pdf

Gsteiger, P. (1993). Steinschlagschutzwald - Ein Beitrag zur Abgrenzung, Beurteilung und Bewirtschaftung. *Schweizerische Zeitschrift für Fortstwesen*, 144, s. 115-132.

Haldar, S. K. (2020). *Introduction to Mineralogy and Petrology* (2. utg.). Amsterdam, Nederland: Elsevier. Hentet fra: <https://www.sciencedirect.com/topics/earth-and-planetary-sciences/quartzite>

Halliday, G. S. (2008). A small rock avalanche in toppled schist, Lake Wanaka, New Zealand. I Z. Chen, J. Zhang, Z. Li, F. Wu & K. Ho (Red.), *Landslides and Engineered Slopes - From the Past to the Future* (s. 1565-1569). London, England: Taylor & Francis

Group.<https://static1.squarespace.com/static/5e6ae6cf0eedae432b1188e1/t/5f0fcd859809d922841b7ac3/1594871175248/A-small-rock-avalanche-in-toppled-schist-Lake-Wanaka-New-Zealand.pdf>

Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., ... Ådlandsvik, B. (2015). *Klima I Norge 2100* (Norsk Klimaservicesenter-rapport 2/2015). Hentet fra <https://www.miljodirektoratet.no/globalassets/publikasjoner/m406/m406.pdf>

Haque, U., da Silva, P. F., Devoli, G., Pilz, J., Zhao, B., Khaloua, A., ... Glass, G. E. (2019). The human cost of global warming: Deadly landslides and their triggers (1995–2014). *Science of the Total Environment*, 682, s. 673-684.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969719314214?via%3Dihub>

Heggstad, R. & Rosvold, K. A. (2021). *Gaula*. I Store Norske Leksikon. Hentet 14.01.2022 fra <https://snl.no/Gaula>

Hermanns, R. L., Hansen, L., Sletten, K., Bohme, M., Bunkholt, H. S. S., Dehls, J. F., ... Yugsi Molina, F. X. (2012). Systematic geological mapping for landslide understanding in the Norwegian context. I E. Eberhardt, C. Froese, K. Turner & S. Leroueil (Red.), *Landslides and Engineered Slopes - Protecting Society through Improved Understanding* (s. 265-271). London, England: Taylor & Francis Group.

https://www.researchgate.net/publication/235430200_Systematic_geological_mapping_for_landslide_understanding_in_the_Norwegian_context

Highland, L. M. & Bobrowsky, P. (2008). *The Landslide Handbook - A Guide to Understanding Landslides*. Reston, Virginia, USA: US Geological Survey. Hentet fra

https://pubs.usgs.gov/circ/1325/pdf/C1325_508.pdf

Hillestad, K. (2013). *Identifisering av skredvifter*. NVE. Hentet 02.05.2022 fra

https://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013_02.pdf

Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, s. 167-194. <https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-013-0436-y>

Høydal, Ø. A., Breien, H. & Sandersen, F. (2013). *Forslag til kriterier for vernskog mot skred - DEL 1* (NGI rapport 20120078-01-R). Hentet fra

https://www.statsforvalteren.no/contentassets/c6c0b6d6bd7443ea847bb334721fc5be/20120078-01-r_forslag-til-kriterier-for-vurdering-av-skog-som-vernskog.pdf

Iversen, T., Benestad, R., Haugen, J. E., Kirkevåg, A., Sorteberg, A., Debernard, J., ... Engen-Skaugen, T. (2005). *RegClim - Norges klima om 100 år - Usikkerheter og risiko*. Hentet 14.02.2022 fra https://projects.met.no/regclim/presse/download/regclim_brosjyre2005.pdf

Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, v. 36(7), 1897-1910. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2000WR900090>

Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L. H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., ... Mestl, H. (2008). Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, s. 893-904.

https://www.researchgate.net/publication/26641073_Spatial_and_temporal_variations_of_Norwegian_geohazards_in_a_changing_climate_the_GeoExtreme_Project

Jaedicke, C., Van Den Eeckhaut, M., Nadim, F., Hervas, J., Kalsnes, B., Vangelsten, B. V., ...Smebye, H. (2013). Identification of landslide hazard and risk 'hotspots' in Europe. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 73, s. 325-339.

<https://link.springer.com/article/10.1007/s10064-013-0541-0>

Jahn, J. (1988). Entwaldung und Steinschlag. *International Congress Interpraevent, Graz. Conference Proceedings*, 1, s. 185-198.

Jørstad, F. (1979). *Veiledning ved undersøkelser av og sikring mot steinskred* (NGI-rapport 54705-1).

Kalsnes, B., Nadim, F., Hermanns, R. L., Hygen, H. O., Petkovic, G., Dolva, B. K., ...Høgvold, D. O. (2016). Landslide risk management in Norway. I K. Ho, S. Lacasse & L. Picarelli (Red.), *Slope Safety Preparedness for Impact of Climate Change* (s. 215-252). Boca Raton, Florida, USA: CRC Press.

https://www.researchgate.net/publication/312344750_Landslide_risk_management_in_Norway

Kartverket. (2021). *Høydedata*. Tilgjengelig fra <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/> (Hentet 04.09.2021)

Koloski, J. W., Schwarz, S. D. & Tubbs, D. W. (1989). Geotechnical Properties of Geologic Materials. *Washington Division of Geology and Earth Resources Bulletin*, 78, s. 19-26.

https://www.dnr.wa.gov/publications/ger_b78_engineering_geol_v1_pt1of5.pdf

Lan, H., Wang, D., He, S., Fang, Y., Chen, W., Zhao, P. & Qi, Y. (2020). Experimental study on the effects of tree planting on slope stability. *Landslides*, 17, s. 1021-1035.

<https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-020-01348-z>

Leth-Olsen, L. (2016, 9. desember). Jordskred sperret halve veien ved Rognes. *Adresseavisen*.

Hentet fra <https://www.adressa.no/nyheter/sortrondelag/2016/12/09/Jordskred-sperret-halve-veien-ved-Rognes-13906857.ece>

Lied, K. (2014a). Innledning og Historikk. I K. Høeg, K. Karlsrud & K. Lied (Red.), *Skred - skredfare og sikringstiltak - praktiske erfaringer og prinsipper* (s. 1-12). Oslo: Universitetsforlaget.

Lied, K. (2014b). Snøskred. I K. Høeg, K. Karlsrud & K. Lied (Red.), *Skred - skredfare og sikringstiltak - praktiske erfaringer og prinsipper* (s. 13-44). Oslo: Universitetsforlaget.

Lunmark, J. E. (1986). *Skogmarkens ekologi. Standortpassad skogsbruk. Del 1- Grunder*. Jonköping: Skogsstyrelsen.

Lupini, J. F., Skinner, A. E. & Vaughan, P. R. (1981). The drained residual strength of cohesive soil. *Geotechnique*, 31(2), s. 181-213.

<https://www.icvirtuallibrary.com/doi/pdf/10.1680/geot.1981.31.2.181>

Meissl, G. (1998). *Modellierung der Reichweite von Felsstuerzen*. Innsbruck, Østerrike: Selbstverlag des Institut fur Geographie der Universitat Innsbruck.

Meyer-Grass, M. & Schneebeili, M. (1992). Die Abhängigkeit der Walddlawinen von Standorts-, Bestandes- und Schneeeverhältnissen. *Internationales Symposion Interpraevent 1992 Bern. Tagungspublikation, 2*, s. 443-455.

Meyer, N. K., Dyrddal, A. V., Frauenfelder, R., Etzelmuller, B. & Nadim, F. (2012). Hydrometeorological threshold conditions for debris flow initiation in Norway. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, s. 3059-3073.

<https://nhess.copernicus.org/articles/12/3059/2012/nhess-12-3059-2012.pdf>

Miller, D. T. (2018). *Potentially Unstable Slopes and Landforms*. Idaho Department of Lands. Hentet 19.04.2022 fra https://www.idl.idaho.gov/wp-content/uploads/sites/2/forestry/forester-forums/fpa10_rev.pdf

Moen, K. & Humstad, T. (2009, november). *RV. 70 FORBI OPDØLSSTRANDA - SKREDHENDELSER, RISIKOVURDERING, SIKRINGSTILTAK*. Innlegg presentert ved Bergmekanikkdagen 2009, Oslo. Sammendrag hentet fra <https://nff.no/wp-content/uploads/sites/2/2020/04/Fjellsprengningsdagen-2009.pdf>

National Oceanic and Atmospheric Administration. (2021, 26. Februar). *What is lidar?* Hentet fra <https://oceanservice.noaa.gov/facts/lidar.html>

Nelson, S. A. (2013). *Slope Stability, Triggering Events, Mass Movement Hazards*. Tulane University. Hentet 03.02.2022 fra https://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/slopestability.pdf

NGU. (2020, 30. april). Strukturgeologi. Hentet fra <https://www.ngu.no/emne/strukturgeologi>

NGU. (2021). *Datasett og nedlastning*. Tilgjengelig fra <https://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlastning> (Hentet 04.09.2021)

NGU. (2022). *Løsmasser*. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/ (Hentet 18.01.2022)

NIBIO. (2022). *Kilden - Arealinformasjon*. Tilgjengelig fra: https://kilden.nibio.no/?lang=nb&topic=arealinformasjon&bgLayer=graatone_cache&X=6993766.11&Y=271795.10&zoom=7.93194729992695&catalogNodes=102,402,817,869,816,377,103&layers_opacity=0.75 (Hentet 20.02.2022).

Norge i Bilder. (2021). *Norge i Bilder*. Tilgjengelig fra <https://www.norgeibilder.no> (Hentet 20.09.2021).

Norem, H., Bjordal, H., Larsen, J. O. & Dahle, H. (2012, 27. september). FORSLAG TIL RISIKOAKSEPTKRITERIER FOR SKREDHENDELSER PÅ VEG. Hentet fra <https://www.vegvesen.no/globalassets/fag/horinger/2013/2013038896-01-frist-20130715/2013038896-001-vedlegg.pdf>

Norem, H. & Sandersen, F. (2014). *Flom- og sørpeskred - veiledning*. Statens Vegvesen håndbok v. 139. Oslo: Vegdirektoratet. <https://www.vegvesen.no/globalassets/fag/handboker/hb-v139-121214.pdf>

Norris, J. E. & Greenwood, J. R. (2008). An Introduction to Types of Vegetated Slopes. I J. E. Norris, A. Stokes, S. B. Mickovski, E Cammeraat, R. Van Beek, B. C. Niccol & A. Achim (Red.), *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions* (s. 9-17). Dordrecht, Nederland: Springer. <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2F978-1-4020-6676-4.pdf>

Norsk Klimaservicesenter. (2022). *Observasjoner og værstatistikk*. Tilgjengelig fra <https://seklima.met.no> (Hentet 24.01.2022).

NVE. (2015, 26. februar). Dette er NVE. Hentet fra <https://www.nve.no/om-nve/dette-er-nve/>

NVE. (2020, 7. mars). *Veileder for utredning av sikkerhet mot skred i bratt terreng*. Hentet fra <https://veileder-skredfareutredning-bratt-terreng.nve.no>

NVE. (2022a). *NVE Temakart*. Tilgjengelig fra <https://temakart.nve.no> (Hentet 24.01.2022).

NVE. (2022b). *Skredregistrering*. Tilgjengelig fra <https://www.skredregistrering.no/#Forsiden> (Hentet 24.01.2022).

NVE, Meteorologisk Institutt & Kartverket. (2022). *seNorge*. Tilgjengelig fra <http://www.senorge.no> (Hentet 24.01.2022).

NRK. (2002, 31. juli). *To hus tatt av ras*. Hentet fra <https://www.nrk.no/norge/to-hus-tatt-av-ras-1.506340>

Nygård, M. Y. (2013, 9. april). Frykter ras ved Rørosbanen. *Adresseavisen*. Hentet fra <https://www.adressa.no/nyheter/sortrondelag/article7425463.ece>

O'Loughlin, C. & Ziemer, R. (1982, august). *The Importance of Root Strength and Deterioration Rates Upon Edaphic Stability in Steepland Forests*. Inlegg presentert ved Proceedings of I.U.F.R.O. Workshop P.1.07-00 Ecology of Subalpine Ecosystems as a Key to Management 1982, Corvallis, Oregon. Sammendrag hentet fra https://www.researchgate.net/publication/242330647_The_Importance_of_Root_Strength_and_Deterioration_Rates_Upon_Edaphic_Stability_in_Steepland_Forests

Plan- og bygningsloven - pbl. (2008). Lov om planlegging og byggesaksbehandling (LOV-2008-06-27-71). Hentet fra <https://lovdata.no/dokument/NL/lov/2008-06-27-71>

Rickli, C., Graf, F., Gerber, W., Frei, M. & Boll, A. (2004). Der Wald und seine Bedeutung bei Naturgefahren geologischen Ursprungs. I J. Roost (Red.), *Forum fur Wissen: Vol. 2004. Schutzwald*

und Naturgefahren, s. 27-34. Birmensdorf, Sveits: Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft.

Rokoengen, K., Jespersen, M. N., Kleiv, R. A. & Sæterbø, E. (2001). The 1345 slide and flood disaster in the Gauldalen valley, Mid-Norway: a new interpretation. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55(2), s. 57-70. <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00291950121138>

Rood, K. M. (1984). *An Aerial Photograph Inventory of the Frequency and Yield of Mass Wasting on the Queen Charlotte Islands, British Columbia* (BC Ministry of Forests Land Management Report 34). Hentet fra <https://www.for.gov.bc.ca/hfd/pubs/Docs/Mr/Lmr/Lmr034.pdf>

Rosvold, K. A. (2020). *Rognes*. I Store Norske Leksikon. Hentet 11.01.2022 fra <https://snl.no/Rognes>

Rosenvold, B. & Domaas, U. (2017). *Klimatilpasning og endringer i kommunal risiko- håndtering/beredskap. Instrumentering, prosessforståelse som grunnlag for tidlig varsling - Lokal varsling av skred og flom i risikoutsatte områder. Kommunal beredskap basert på terskelverdier, lokale analyser og overvåking av risikoutsatte områder* (NGI-rapport 20150084-05-R). Hentet fra https://www.researchgate.net/publication/322520478_Klimatilpasning_og_endringer_i_kommunal_risikohandteringberedskap_Instrumentering_prosessforstaelse_som_grunnlag_for_tidlig_varsling_LOKAL_VARSLING_AV_SKRED_OG_FLOM_I_RISIKOUTSATTE_OMRADER_KOMMUNAL_B

Sajinkumar, K. S., Anbazhagan, S., Pradeepkumar, A. P. & Rani, V. R. (2011). Weathering and Landslide Occurrence in Parts of Western Ghats, Kerala. *Journal of the Geological Society of India*, 78, s. 249-257. <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/s12594-011-0089-1.pdf>

Sandersen, F., Bakkehøi, S., Hestnes, E. & Lied, K. (1996). The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. I K. Senneset (Red.), *Landslides, Proceedings of the 7th symposium on landslides, Trondheim, 17–21 June 1996* (s. 97-114). England: Taylor & Francis Group.
https://www.researchgate.net/publication/289962522_The_influence_of_meteorological_factors_on_the_initiation_of_debris_flows_rockfalls_rockslides_and_rockmass_stability

Sandersen, F. (2014). Løsmasse- og flomskred. I K. Høeg, K. Karlsrud & K. Lied (Red.), *Skred - skredfare og sikringstiltak - praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper* (s. 77-94). Oslo: Universitetsforlaget.

Sauer, E. K. & Christiansen, E. A. (1985). A landslide in till near Warman, Saskatchewan, Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 22(2), s. 195-204. <https://cdnsciencepub.com/doi/pdf/10.1139/t85-027>

Schaefer, V. R. & Lohnes, R. A. (2004, april). *Landslides in shale-derived glacial till*. Innlegg presentert ved Fifth International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering 2004, New York. Sammendrag hentet fra <https://scholarsmine.mst.edu/cgi/viewcontent.cgi?referer=https://www.google.com/&httpsredir=1&article=2381&context=icchge>

Schon, J. H. (2015). Chapter 4 - Density. *Developments in Petroleum Science*, 65, s. 109-118. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780081004043000044>

Selby, M. J. (2005). *Hillslope Materials and Processes* (2. utg.). Oxford, England: Oxford University Press.

Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., ...Zhang, X. (2012). Changes in Climate Extremes and their Impacts on the Natural Physical Environment. I C. B. Field, V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J. Dokken, K. L. Ebi, ...P. M. Midgley (Red.), *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* (s. 109-230). Cambridge, England: Cambridge University Press. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/SREX-Chap3_FINAL-1.pdf

Shanmugam, G. (2015). The landslide problem. *Journal of Paleogeography*, 4(2), s. 109-166. https://www.researchgate.net/publication/274074154_The_landslide_problem

Sidle, R. C. & Swanston, D. N. (1982). Analysis of a small debris slide in coastal Alaska. *Canadian Geotechnical Journal*, 19(2), s. 167-174. <https://cdnsciencepub.com/doi/10.1139/t82-018>

Sidle, R. (1992). A Theoretical Model of the Effect of Timber Harvesting on Slope Stability. *Water Resources Research*, 28(7), s. 1897-1910.

https://www.researchgate.net/publication/251425519_A_Theoretical_Model_of_the_Effect_of_Timber_Harvesting_on_Slope_Stability

Sidle, R. (2005). Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows. I M. Jakob & O. Hungr (Red.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena* (s. 386-409). Berlin, Tyskland: Springer. https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2F3-540-27129-5_16.pdf

Solem, J. (2015, 3. september). Norgeshistoriens verste naturkatastrofe. I *Harvest Magazine*. Hentet fra <https://www.harvestmagazine.no/artikkel/norgeshistoriens-verste-naturkatastrofe>

Skogbruksloven. (2005). Lov om skogbruk (LOV-2005-05-27-31). Hentet fra <https://lovdata.no/dokument/LTI/lov/2005-05-27-31>

Sletten, K., Solheim, A., Blikra, L. H., Jaedicke, C., Sorteberg, A., Stalsberg, K. & Aaheim, A. (2009). *GEOEXTREME - Endringer i klima og skredfare de neste 50 år*. Hentet 14.02.2022 fra https://www.ngu.no/upload/Geofarer/Skred/GeoExtreme_folder.pdf

SSB (2021). 04632: *Alders- og kjønnsfordeling for grunnkretsenes befolkning (G) 2001 - 2021*. Tilgjengelig fra <https://www.ssb.no/statbank/table/04362> (Hentet 11.01.2022)

Stokes, A., Salin, F., Kokutze, A. D., Berthier, S., Jeannin, H., Mochan, S., ...Fourcaud, T. (2005). Mechanical resistance of different tree species to rockfall in the French Alps. *Plants and Soils*, 278(1), s. 107-117. https://www.researchgate.net/publication/226549434_Mechanical_Resistance_of_Different_Tree_Species_to_Rockfall_in_the_French_Alps

Sulebak, J. R. (2014). *Landformer og prosesser - En innføring i naturgeografiske tema* (2. utg.). Bergen: Fagbokforlaget.

Taurisano, A. (2020). *Skredfarekartlegging av utvalgte strekninger langs Dovrebanen og Rørosbanen; pilotprosjekt forbedret kravspesifikasjon* (Skred AS-rapport 18231-01-1).

Terlien, M. (1998). The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Earth Sciences*, 35(2), s. 124-130.

https://www.researchgate.net/publication/225449700_The_determination_of_statistical_and_deterministic_hydrological_landslide-triggering_thresholds

Trøndelag Fylkeskommune. (2020, 18. november). Fv. 30 Støren - Røros. Hentet fra https://www.trondelagfylke.no/contentassets/3a2e9727874c44a4a1dc2ad6b20d4d9f/20201118_presentation-regionalt-planforum-fv.-30.pdf

Varnes, D. J. (1978). Slope Movement Types and Processes. I R. L. Schuster & Krizek, R. J. (Red.), *Landslides, Analysis and Control, special report 176* (s. 11-33). Washington D. C., USA: National Academy of Sciences. <https://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr176/176-002.pdf>

Vikan, J. A. (2014, 26. februar). - Det kunne blitt stygt. *Adresseavisen*. Hentet fra <https://www.adressa.no/nyheter/sortrondelag/article9224825.ece>

Vorren, T. O. & Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går. I I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt & K. Ragnes (Red.), *Landet blir til: Norges geologi* (2. utg., s. 494-547). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.

Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., Nesje, A. & Sveian, H. (2013) Norge trer fram. I I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt & K. Ragnes (Red.), *Landet blir til: Norges geologi* (2. utg., s. 548-575). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.

Walberg, N. A. K. & Reinemo, P. (2019). *Skredfare- og overvannsvurdering* (Skred AS-rapport 19407-01-1). Hentet fra https://www.ringebu.kommune.no/f/p9/i294ae3d5-5b65-4679-8502-8b8f0d7bf25f/kvitfjelltoppen_h7_skredfare-overvannsvurdering_041120.pdf

Wieczorek, G. F. & Glade, T. (2005). Climatic factors influencing the occurrence of debris flows. I M. Jakob & O. Hungr (Red.), *Debris-Flow Hazards and Related Phenomena* (s. 325-362). Berlin, Tyskland: Springer.
https://www.researchgate.net/publication/280992477_Climatic_factors_influencing_occurrence_of_debris_flows

Wolden, K. (2001). *Grus- og Pukkdatabasen ved NGU. Innhold og feltmetodikk* (NGU rapport 2001.026). Hentet fra <https://www.ngu.no/filearchive/91/GPdatabasen%20-%20innhold%20og%20feltmetodikk.pdf>

Wu, T. H. (1975). Effect of Vegetation on Slope Stability. *Transportation Research Board*, 965, s. 37-46. <https://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/trr/1984/965/965-006.pdf>

Zhang, N., Li, C., Lu, A., Chen, X., Liu, D. & Zhu, E. (2019). Experimental Studies on the Basic Friction Angle of Planar Rock Surfaces by Tilt Test. *Journal of Testing and Evaluation*, 47(1). https://www.researchgate.net/publication/326272419_Experimental_Studies_on_the_Basic_Friction_Angle_of_Planar_Rock_Surfaces_by_Tilt_Test

Øydvin, E. K., Devoli, G., Bargel, T. H., Wiig, T., Taurisano, A., Berg, H., ...Stalsberg, K. (2011). *Plan for skredfarekartlegging* (NVE rapport 14/2011). Hentet fra https://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_14.pdf

