

Skredfarekartlegging på Frøset, Midtre Gauldal kommune

Marte Bakka Stemland

Geologi

Innlevert: mai 2016

Hovedveileder: Terje Harald Bargel, IGB

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for geologi og bergteknikk

Sammendrag

Frøset i Midtre-Gauldal kommune, Sør-Trøndelag, blir i NVEs plan for skredfarekartlegging gitt 2. prioritet for faresonekartlegging. Aktsomhetskart basert på modellering viser at området er utsatt for jord- og flomskred, snøskred og steinsprang. Med bakgrunn i aktsomhetskartet, gis en konkret vurdering av skredfaren i området for disse skredtypene. Fjellskred, steinskred og kvikkleireskred innbefattes ikke, da forutsetningene for disse skredtyper er vurdert som mangelfulle. Metoder inkluderer grundige undersøkelser av argumenter i faglitteratur, feltundersøkelser, flere typer GIS-analyser, analyser av nedbørdata samt laboratorieanalyser.

Studieområdet omfatter ca. 1 km² og store deler av det undersøkte området er brattere enn 30°. Terrenget har generelt en ru overflatekarakter og er dominert av plane terrengformer. Løsmassedekket domineres av morene, og tykkelsen er hovedsakelig $\leq 0,5$ m. Vanlige utløsningsårsaker for jord- og flomskred er knyttet til vann, menneskelige inngrep samt elve- og bekkeerosjon. Silt- og leirinnholdet i tre undersøkte løsmasseprøver tilsier at poretrykksutløste jord- og flomskred kan utløses i studieområdet. Området er generelt tett vegetert, slik at røtter tar opp vann, forankrer løsmasser, og tilfører kohesjon. Dermed kan løsmassene ligge stabilt nær naturlig friksjonsvinkel. Teoretiske terskelverdier for nedbør har sannsynligvis blitt overskredet flere ganger uten at skred har blitt utløst, og nedbør alene er trolig ikke tilstrekkelig for å utløse jord- og flomskred i området. Under de rådende forhold vurderes det som lite sannsynlig at det utløses jord- og flomskred som vil kunne gi alvorlige skader på eksisterende bebyggelse og infrastruktur. Mindre, lokale utglidninger kan likevel ikke utelukkes, eksempelvis som følge av tette stikkrenner som leder vann til områder uten tilstrekkelig drencapasitet.

Bergmassen i studieområdet er av middels kvalitet, hvor tre tydelige sprekkeliner samt sporadiske sprekker muliggjør utløsning av steinsprang. Nedenforliggende veg og jernbane kan derfor være utsatt for blokkutfall, og sikring anbefales vurdert av Jernbaneverket eller øvrig myndighet. Utløsning av snøskred vurderes som lite sannsynlig fordi kontinuerlig skog i brattere områder forankrer snødekket, i tillegg til at vegetasjonens kronedekning skal være tilstrekkelig til å hindre utløsning av snøskred. Det har ikke blitt avdekket forhold som tilsier umiddelbar og alvorlig skredfare i området. Derfor vurderer forfatter rangeringen som 2. prioritet for faresonekartlegging til å være riktig. Skredfaren for alle skredtyper kan imidlertid endres som følge av fremtidige klimaendringer eller menneskelige inngrep i området.

Abstract

Frøset, which is located in Midtre-Gauldal Municipality, Sør-Trøndelag County, is given second priority for further landslide hazard mapping by the Norwegian Water Resources and Energy Directorate. Computer-based landslide susceptibility maps show that the area is prone to debris slides, debris flows, rock fall and snow avalanches. An assessment of the landslide hazard for these particular landslide variants based on the landslide susceptibility map is performed. Rockslides and quick clay slides are not included as conditions for these particular landslide variants are considered insufficient. Methods include a thorough investigation of arguments in literature, field investigations, GIS-analyses, analyses of precipitation data as well as laboratory analyses.

The study area covers approximately 1 km², and the majority of the area is steeper than 30°. The terrain surface is mainly rough and dominated by planar slope segments. Till is the dominating type of soil deposit, with a thickness ≤ 0.5 m. Common triggering factors of debris slides and debris flows are related to water and human intervention as well as river erosion. The content of fine-grained material (clay and silt) in three investigated soil samples indicate that pore pressure-induced landslides may occur. The majority of the area is densely vegetated so that roots withdraw water and add cohesion to the soil mantle. Soil deposits may therefore be stable close to their natural angle of friction. Theoretical threshold values for precipitation are likely to have been exceeded without debris slides and debris flows occurring. Therefore, precipitation alone is probably not a sufficient trigger of debris slides and debris flows in the area. The occurrence of debris slides and debris flows that may cause severe damage to settlement and infrastructure is unlikely. Minor slips occurring in conjunction to underdimensioned culverts cannot, however, be excluded, especially slips occurring as a result of clogged culverts, leading water to areas without sufficient drainage capacity.

The bedrock is of medium quality. Rock fall may occur due to the presence of three distinct joint sets. Therefore, the underlying road and railway may be susceptible to rock fall. Jernbaneverket or other Governmental authorities should consider the need for reinforcement. The occurrence of snow avalanches is considered unlikely, as the dense forest will anchor the snow cover. In addition, the cover by the crown of trees should be sufficient to prevent the triggering of avalanches. No circumstances indicating immediate and severe landslide hazard in the area are revealed, adding strength to the decision that Frøset should have second priority for further landslide hazard mapping. However, the landslide hazard may change in the future due to climate change and/or human intervention.

Forord

Masteroppgaven er utført ved Institutt for geologi og bergteknikk ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, og er skrevet for Norges vassdrags- og energidirektorat. Oppgaven er på 60 studiepoeng. Hovedveileder har vært sjefsgeolog ved NVEs skred- og vassdragsavdeling i Region Midt / førsteamanuensis 2 ved NTNU, Terje Harald Bargel. Biveileder har vært PhD.-stipendiat Øystein Lid Opsal ved NVE/NTNU. Arbeidet med oppgaven startet i juli 2015 og ble ferdigstilt i mai 2016.

Jeg vil rette en stor takk til hovedveileder Terje H. Bargel for god veiledning, oppfølging og innspill. Jeg vil også takke biveileder Øystein Lid Opsal for gode tilbakemeldinger, innspill og kommentarer. Takk for at kontordøren din alltid står åpen når jeg har spørsmål. Videre vil jeg takke MSc-student Marit Bakken Gjørva for hyggelig og faglig assistanse i felt og gjennom det øvrige arbeidet med oppgaven. Takk til overingeniør Gunnar Vistnes ved Ingeniørgeologisk laboratorium hos NTNU/SINTEF, som har kommet med gode tips og innspill til laboratoriearbeidet.

Jeg vil også rette en stor takk til alle som har hjulpet meg med korrekturlesing og kritiske spørsmål. Til slutt vil jeg takke alle medstudenter for en fantastisk studietid.

Marte Bakka Stemland

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	iii
Abstract	v
Forord	vii
Innholdsfortegnelse	ix
Figurliste	xiii
Tabelliste	xvii
1 Innledning	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Generelt om skredfarekartlegging og prioritering av områder	3
1.3 Problemstilling og mål for oppgaven	4
2 Teori	5
2.1 Klassifikasjoner av skred	5
2.2 Kvartærgeologi og løsmasser	7
2.2.1 Kvartærgeologi	7
2.2.2 Morene	8
2.2.3 Klassifisering og benevning av løsmasser	9
2.2.4 Løsmassers egenskaper	11
2.3 Hydrogeologi	16
2.3.1 Vannets bevegelse	16
2.3.2 Porøsitet.....	17
2.3.3 Porevannstrykk	19
2.3.4 Permeabilitet.....	20
2.3.5 Infiltrasjon av nedbør	21
2.4 Skråningsprosesser	22
2.4.1 Jordskred	24
2.4.2 Flomskred.....	25
2.4.3 Steinsprang	27
2.4.4 Snøskred	29
2.4.5 Krypbevegelser.....	31
2.5 Betingende faktorer for utløsning av jordskred	32
2.5.1 Skråningshelning	32
2.5.2 Løsmasser	32
2.5.3 Stabilitet	32
2.5.4 Utløsende faktor	33
2.6 Skråningsstabilitet	36

2.6.1	Analyse av skråningsstabilitet.....	36
2.7	Faktorer av betydning for skråningsstabilitet	39
2.7.1	Hydrologiske faktorer	39
2.7.2	Geologiske faktorer	42
2.7.3	Geomorfologiske faktorer	46
2.7.4	Vegetasjon	48
2.7.5	Menneskelige inngrep	52
2.8	Metodikk for utarbeidelse av faresoner	55
2.8.1	Generelt om skredfarekart	55
2.8.2	Utarbeidelse av faresoner	57
2.9	Klima, klimaendringer og skred	59
2.9.1	Klimaendringer.....	60
2.9.2	Klima og skred	61
2.9.3	Klimaendringer og skred	65
2.10	Sikringstiltak mot jord- og flomskred.....	66
2.10.1	Tiltak som forhindrer utløsning av skred	67
2.10.2	Tiltak som forhindrer at skred gjør skade på bebyggelse og infrastruktur.....	69
2.11	Lovverk i forbindelse med skredfare	70
3	Metode	71
3.1	Studieområdets avgrensing.....	71
3.2	Litteraturstudium	71
3.3	Feltarbeid	71
3.4	Q-verdi.....	72
3.5	GIS-analyser	73
3.5.1	Digital høydemodell.....	73
3.5.2	Hydrologisk analyse	75
3.6	Beregning av nedbørfelt og dimensjonering av stikkrenner.....	77
3.7	Klima- og værdata	79
3.8	Laboratorieanalyser	80
3.8.1	Kornfordeling ved sikting	80
3.8.2	Finstoffanalyse ved laserdiffraksjon	81
4	Områdebeskrivelse.....	83
4.1	Topografiske forhold	83
4.2	Vær og klima	86
4.3	Berggrunnsgeologi.....	87
4.4	Kvartærgeologi og løsmasser	88
4.5	Skred.....	92

5	Resultater	95
5.1	Vegetasjonsforhold	95
5.2	Hydrologiske forhold.....	98
5.3	Geologiske forhold	101
5.3.1	Løsmasser.....	101
5.3.2	Berggrunn.....	104
5.4	Menneskelig påvirkning	105
5.5	GIS-analyser	111
5.5.1	Helningskart	111
5.5.2	Skyggerelieffkart.....	111
5.5.3	Flow accumulation	111
5.6	Nedbørfelt og dimensjonering av stikkrenner	111
5.7	Laboratorieanalyser	113
5.7.1	Kornfordeling	113
5.7.2	Kornform og petrografi	114
5.8	Terskelverdier for nedbør	116
5.8.1	Global terskelverdi	116
5.8.2	Terskelverdi basert på prosent av årsnedbør	117
5.8.3	Terskelverdier basert på intensitet - varighet	117
5.8.4	Returperioder for ekstremverdier	118
6	Diskusjon.....	121
6.1	Geomorfologiske faktorer.....	121
6.2	Geologiske faktorer	123
6.3	Vegetasjon	126
6.4	Hydrologiske forhold.....	128
6.5	Menneskelig påvirkning	129
6.6	Laboratorieanalyser	131
6.7	Terskelverdier og returperioder	134
7	Konklusjon.....	137
7.1	Videre arbeid	140
8	Etterord	141
9	Referanser	143
	Vedlegg A: Koordinater til lokaliteter	157
	Vedlegg B: Kart.....	158
	Vedlegg C: Data fra kornfordelingsanalyser	161
	Vedlegg D: Vær- og nedbørdata	163
	Vedlegg E: Tversnittareal av stikkrenner.....	164

Figurliste

Figur 1.1: Skadeskred i Norge siste 100 år	2
Figur 1.2: Jordskred ved Hatlestad terrasse	2
Figur 2.1: Bevegelsestyper for skredmasser	5
Figur 2.2: Klassifisering av skredtyper	6
Figur 3.3: Friksjons- og kohesjonsjordarter	11
Figur 2.4: Typiske kornfordelingskurver for ulike løsmasstyper	12
Figur 2.5: Benevning av kornform	13
Figur 2.6: Forenklet visuell inndeling av rundingsgrad	13
Figur 2.7: Pakningsgrad av løsmasser	14
Figur 2.8: Volumendring i løsmasser som et resultat av skjærpåkjenning	15
Figur 2.9: Friksjonsvinkel til tørr sand	16
Figur 2.10: Kontrast i porøsitet som et resultat av ulik sortering	17
Figur 2.11: Sammenhengen mellom midlere kornstørrelse og vannlagringsegenskaper	18
Figur 2.12: Vannmettede løsmasser.....	19
Figur 2.13: Porevannstrykk i umettet og mettet sone	20
Figur 2.14: Sammenheng mellom infiltrasjonskapasitet og nedbørsrate	22
Figur 2.15: Inndeling av skredbane	23
Figur 2.16: Eksempler på jordskred	25
Figur 2.17: To typer jordskred	25
Figur 2.18: Flomskredavsetninger	27
Figur 2.19: Steinsprang mot veg	28
Figur 2.20: Fire hovedtyper av utglidning av blokker i skråninger.....	28
Figur 2.21: Eksempel på snøskred	29
Figur 2.22: Snøskred.....	30
Figur 2.23: Mekanismer som fører til krypbevegelser	31
Figur 2.24: Hvordan vann innvirker på skråningsstabilitet	34
Figur 2.25: Hvordan pålastning av skråning innvirker på skråningsstabilitet	35
Figur 2.26: Hvordan utgraving i skråning innvirker på skråningsstabilitet.....	35
Figur 2.27: Prinsippskisse av krefter som virker på løsmassene i en skråning	37
Figur 2.28: Forholdet mellom kreftene som virker på en vegetert skråning	39
Figur 2.29: Effektivspenninger i jorda	41
Figur 2.30: Mulige strømningsveger for vann i bakken	42

Figur 2.31: Orientering av berggrunnens lagdeling	44
Figur 2.32: Typisk jordsmonnprofil	45
Figur 2.33: Profil av typisk lagdeling i en norske morener	45
Figur 2.34: Tre typer terrengformer	47
Figur 2.35: Eksempler på ulike overflatekonfigurasjoner av skråninger	47
Figur 2.36: De vanligste treslagenes rotsystem	49
Figur 2.37: Rotsystemers effekt på skråningsstabilitet	50
Figur 2.38: Ulike typer røtter og hvordan de forankrer løsmassedekker	51
Figur 2.39: Røttenes bidrag til skråningsstabilitet som funksjon av tid etter hogst	52
Figur 2.40: Typisk situasjon for utløsning av jordskred	53
Figur 2.41: Bygging av skogsbilveger i bratt terreng	54
Figur 2.42: Eksempel på faresonekart for stein- og løsmasseskred	56
Figur 2.43: Alfa-beta modellen	59
Figur 2.44: Norge inndelt i Köppens klimasoner	60
Figur 2.45: De viktigste meteorologiske utløsningselementer for jordskred	62
Figur 2.46: Nødvendig nedbørintensitet for utløsning av flomskred	64
Figur 2.47: Endringer i nedbør og skredfare	66
Figur 2.48: Hvordan drenering kan øke skråningsstabilitet	68
Figur 2.49: Hvordan veier og bebyggelse kan sikres mot skred	69
Figur 3.1: Hvordan lidar skanning av terreng gjennomføres fra fly	74
Figur 3.2: Tallkoder som representerer retningen vann drenerer	76
Figur 3.3: Sammenheng mellom «flow direction» og «flow accumulation»	76
Figur 3.4: Utstyr til bruk i kornfordelingsanalyse	81
Figur 4.1: Studieområdets beliggenhet	83
Figur 4.2: Flyfoto over studieområdet	84
Figur 4.3: Høydeprofil av skråningen	84
Figur 4.4: 3D bilde av studieområdet, sett mot nord	85
Figur 4.5: 3D bilde av studieområdet, sett mot øst	85
Figur 4.6: Månedsnormaler for temperatur og nedbør	86
Figur 4.7: Berggrunnskart over studieområdet	87
Figur 4.8: Kvartærgeologisk kart over studieområdet	89
Figur 4.9: Rekonstruksjon av brebevegelsesfaser i Sør-Trøndelag	90
Figur 4.10: Isavsmeltingen slik den foregikk i Gauldalen	91

Figur 4.11: Aktsomhetskart skred over studieområdet	92
Figur 4.12: Kart over tidligere skredhendelser i studieområdet	93
Figur 5.1: Oversiktsbilde av studieområdet	95
Figur 5.2: Fordeling av skogtyper i studieområdet	96
Figur 5.3: Eksempler på rotvelter	97
Figur 5.4: Eksempler på bøydre trestammer	97
Figur 5.5: Kartlagte bekkefar og myrområder	98
Figur 5.6: Eksempler på vann i konkave terrengformer	99
Figur 5.7: Eksempler på hvordan vann har erodert	100
Figur 5.8: Eksempel på hvordan rennende vann krysser skogsbilveg	100
Figur 5.9: Fordeling av løsmassetyper	101
Figur 5.10: Løsmasseprofil i morene	102
Figur 5.11: Løsmasseprofil i forvittringsmateriale	103
Figur 5.12: Løsmassesprekk lokalisert ca. 50 m ovenfor boligfelt.....	103
Figur 5.13: Blotning av fyllitt/glimmerskifer i vegskjæring	104
Figur 5.14: Beliggenhet av omtalte menneskelige inngrep	105
Figur 5.15: Oversiktsbilde av hogstfelt A	106
Figur 5.16: Oversiktsbilde av hogstfelt B	107
Figur 5.17: Dumping av hogstavfall utenfor skogsbilveg	107
Figur 5.18: Avskoget område under høyspentlinje.	108
Figur 5.19: Usikret fjellskjæring tett innpå garasje og bolighus	109
Figur 5.20: Tilstrekkelig vedlikeholdt stikkrenne i studieområdet	110
Figur 5.21: Utilstrekkelig vedlikeholdt stikkrenne i studieområdet	110
Figur 5.22: Nedbørfelt til 5 stikkrenner i studieområdet	112
Figur 5.23: Kumulativ kornfordelingskurve for løsmasseprøver	114
Figur 5.24: Materialet fra groveste fraksjon (8-16 mm) for prøve 15	115
Figur 5.25: Materialet fra groveste fraksjon (8-16 mm) for prøve 16	115
Figur 5.26: Materialet fra groveste fraksjon (4-8 mm) for prøve 17	116
Figur 5.27: Returperioder for påregnelige maksimale nedbørhøyder	119
Figur 8.1: Nytt hogstfelt, anlagt etter at feltarbeidet ble ferdigstilt	141
Figur 8.2: Omtrentlig beliggenhet av nytt hogstfelt	142

Tabelliste

Tabell 2.1: Løsmasser inndeles i fraksjoner ut ifra kornstørrelse.....	9
Tabell 2.2: Løsmasser benevnes etter innhold av de ulike fraksjonene.....	10
Tabell 2.3: Normalområder for porøsitet	18
Tabell 2.4: Vegetasjonens relative påvirkning på skråningsstabilitet	48
Tabell 2.5: Sikkerhetsklasser ved plassering av byggverk i skredfarlig område	70
Tabell 3.1: Veiledende verdier for avrenningsfaktor	78
Tabell 3.2: Tverrsnittareal av stikkrenner	79
Tabell 5.1: Beregning av avrenning fra nedbørfelt til stikkrenner	112
Tabell 5.2: Kapasitetsberegning av samtlige stikkrenner i studieområdet	113
Tabell 5.3: Globale terskelverdier for nedbør beregnet i henhold til Caine (1980)	117
Tabell 5.4: Terskelverdier for nedbør beregnet i henhold til Sandersen et al. (1996)	117
Tabell 5.5: Terskelverdier for nedbør beregnet i henhold til Meyer et al. (2012)	118
Tabell 5.6: Påregnelige maksimale nedbørverdier (mm) ila. nedbørdøgnet.....	118

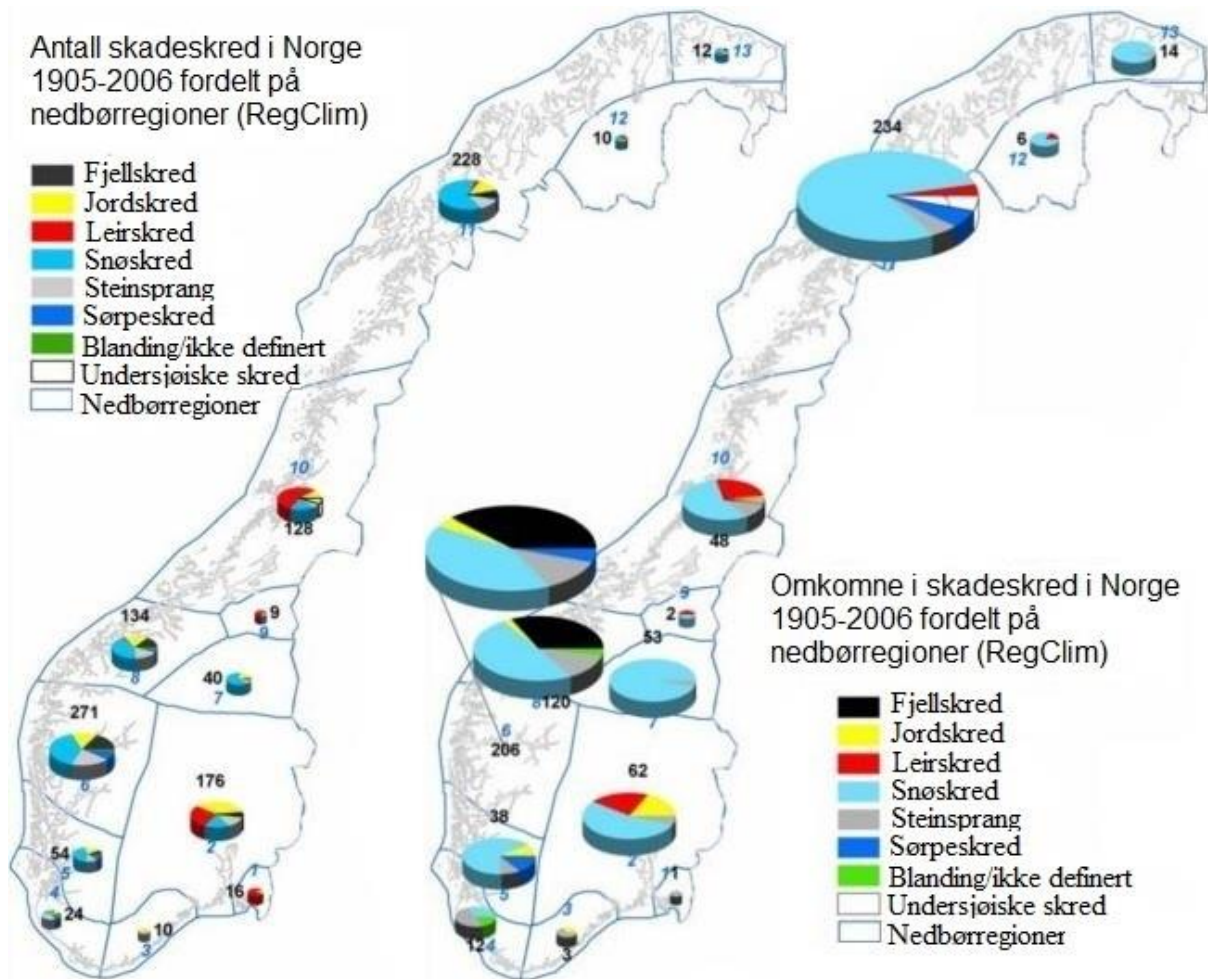
1 Innledning

1.1 Bakgrunn

Skred kan betegnes som bevegelsen av masser bestående av snø, stein, jord og vegetasjon ned en skråning (Highland og Bobrowsky, 2008). Bevegelsen skjer under påvirkning av tyngdekraften, og i de fleste tilfeller også med tilstedeværelse av vann (Korup, 2012). Det finnes flere typer massebevegelsesprosesser, som forekommer i brede spekter av geologiske, topografiske og klimatiske miljø (Clague og Roberts, 2012). *Løsmasseskred* er fellesbetegnelsen for alle typer skred i løsmasser, og deles vanligvis inn i jordskred, flomskred og kvikkleireskred (Bargel et al., 2011). Jordskred og flomskred består av vann og løsmasser i ulike blandingsforhold, og betegnes derfor som vannrelaterte skred (Sandersen, 2014). Infiltrasjon av vann i jordsmonnet, som fører til oppbygging av porevannstrykk og påfølgende redusert skråningsstabilitet, blir ansett som den vanligste utløsende årsaken til jord- og flomskred (Wang og Sassa, 2001).

Skred kan potensielt føre til store skader på menneskeliv og materielle verdier, og er sammen med flom den største naturfaren i Norge. De siste 150 år har skred ført til tap av over 2000 menneskeliv, hvor snøskred har ført til tap av flest liv (Jaedicke et al., 2008). Fordelingen av antall skadeskred pr. nedbørregion samt antall omkomne i skadeskred pr. region, vises på figur 1.1. Hvert år fører løsmasseskred til store skader på infrastruktur og boliger med konsekvenser som stenging av veger og jernbane, slik at hele bygdesamfunn kan bli isolert. Kostnader ved stengning av veger pga. skred kan variere mellom 2000 kr/time og opp til over 80 000 kr/time (Bråthen et al., 2008). Det finnes flere eksempler på at skred har fått dramatiske konsekvenser, eksempelvis ved Hatlestad terrasse i Bergen kommune i september 2005, se figur 1.2. Fem rekkehus ble direkte truffet av et jordskred som resulterte i at 152 mennesker ble evakuert, 7 ble såret og 3 menneskeliv gikk tapt (Colleuille og Engen, 2009; Olje- og Energidepartementet [OED], 2012). Jordskredet ble utløst i en 35° bratt fjellskråning dekket av løsmasser og løvskog, og viktigste utløsende årsak var kraftig nedbør (OED, 2012). I juni 2011 inntraff mer enn 100 hendelser i Gudbrandsdalen i sammenheng med flom, skred og flomskred (Bargel et al., 2011). Hendelsene førte til stenging av E6 og jernbanen, delvis isolering av Gudbrandsdalen samt evakuering av ca. 200 mennesker (Walberg og Devoli, 2014).

1.1. Bakgrunn



Figur 1.1: Til venstre: Antall skadeskred i Norge siste 100 år pr. region fordelt mellom de ulike skredtypene. Til høyre: Antall omkomne i skadeskred pr. region de siste 100 år fordelt mellom de ulike skredtypene (Kronholm et al., 2007).



Figur 1.2: Jordskred ved Hatlestad terrasse i Bergen kommune, september 2005 (OED, 2012).

Det antas at antall skredhendelser og konsekvenser av skred vil øke i fremtiden, som et resultat av økte nedbørmengder, økt frekvens av ekstremnedbør og forventet befolkningsvekst (Colleuille og Engen, 2009). Resultater fra forskningsprosjektet GeoExtreme viser at klimaendringer trolig vil føre til økt hyppighet av jordskred i store deler av Norge, hovedsakelig fra Trøndelag og nordover (Sletten et al., 2009). Gjennom skredfarekartlegging økes kunnskapen om skredfarlige områder, som igjen gjør det lettere å ta hensyn til skredfare ved arealplanlegging, utbygging, prioritering av sikringstiltak og beredskapsarbeid (Øydvin et al., 2011).

1.2 Generelt om skredfarekartlegging og prioritering av områder

Det finnes ingen metode for å påvise *hvor* skred vil utløses. Gjennom påvisning av potensielle løsneområder kan det imidlertid påpekes hvor skred *mest sannsynlig* kommer til å utløses (Bargel et al. 2011). Aktsomhetskart angir hvor skred kan løsne og hvor skred kan treffe, og legger grunnlaget for identifisering av områder der videre faresonekartlegging bør utføres. Kartene gir ingen informasjon om sannsynligheten for at skred utløses. Aktsomhetskart er utviklet gjennom modellering med en digital høydemodell (DHM), løsmassekart samt geomorfologiske tegn på tidligere skredaktivitet. Kartene er ikke kontrollert av fagfolk i terrenget (Fisher et al., 2014).

Rammene for fremtidig skredfarekartlegging gis i Norges vassdrags- og energidirektorats (NVE) plan for skredfarekartlegging. Prioriteringskriteriene som danner grunnlag for rapporten er som følger (Bargel et al., 2011):

- GIS-analyse for påvisning av potensielle løsneområder nær bebyggelse.
- Manuell gjennomgang med prioriteringskriterier og vekting av skredrelevante parametere.
- Skredhendelser sett opp mot befolkningstall.
- Klimascenarioer.
- Resultater av spørreundersøkelser til kommunene.
- Kontroll av foreløpig rangering mot lokalkunnskap ved NVEs regionskontorer.
- Innspill fra Fylkesmenn/Fylkeskommuner.

Basert på omtalte vekting av skredrelevante parametere, hvor det viktigste kriteriet er antall utsatte mennesker, har det blitt utarbeidet en prioriteringsliste for kartlegging av jordskred. Områder fra hele landet har blitt plassert i prioriteringsklasser 1-4. 41 lokaliteter ble gitt 1.

prioritet, 54 lokaliteter ble gitt 2. prioritet, og 51 lokaliteter ble gitt 3. prioritet. Faresonekartlegging, med tilhørende utarbeidelse av faresonekart, vil bli gjennomført i prioritert rekkefølge (Bargel et al., 2011). Det har ikke blitt utarbeidet prioriteringslister for flomskred og sørpeskred, men disse skredtypene bør vurderes som en del av alle lokale skredfarevurderinger (Øydvin et al., 2011).

Faresonekart for skred viser konkrete områder hvor ulike typer skred kan utløses samt rekkevidden for skredene. Arbeidet innebærer å sette grenser for ulike skredsannsynligheter (1/100 år, 1/1000 år og 1/5000 år), et arbeid som er krevende, særlig i områder hvor lite data om historiske skredhendelser er tilgjengelig (Bargel et al., 2011). Gjennom kartlegging av fareutsatte områder oppnås økt kunnskap og oversikt, som er et viktig verktøy for skredforebyggende arbeid (Øydvin et al., 2011).

1.3 Problemstilling og mål for oppgaven

Frøset i Midtre-Gauldal kommune, Sør-Trøndelag fylke, ble gitt 2. prioritet i Nasjonal plan for statlig skredfarekartlegging. Ettersom hovedkriteriet for prioriteringen er antall utsatte mennesker, kan skredfarens potensielt være like høy som for lokaliteter med 1. prioritet (Bargel et al., 2011), og et eventuelt skred kan få katastrofale konsekvenser for mennesker og infrastruktur i området. Det fremgår av NVEs aktsomhetskart for skred (figur 4.11) at studieområdet på Frøset kan være utsatt for jordskred, flomskred og steinsprang (NVE, 2016a). Nærmere skredfareundersøkelser i området vil ikke bli høyt prioritert av NVE, da 41 lokaliteter er gitt høyeste prioritering (Bargel et al., 2011).

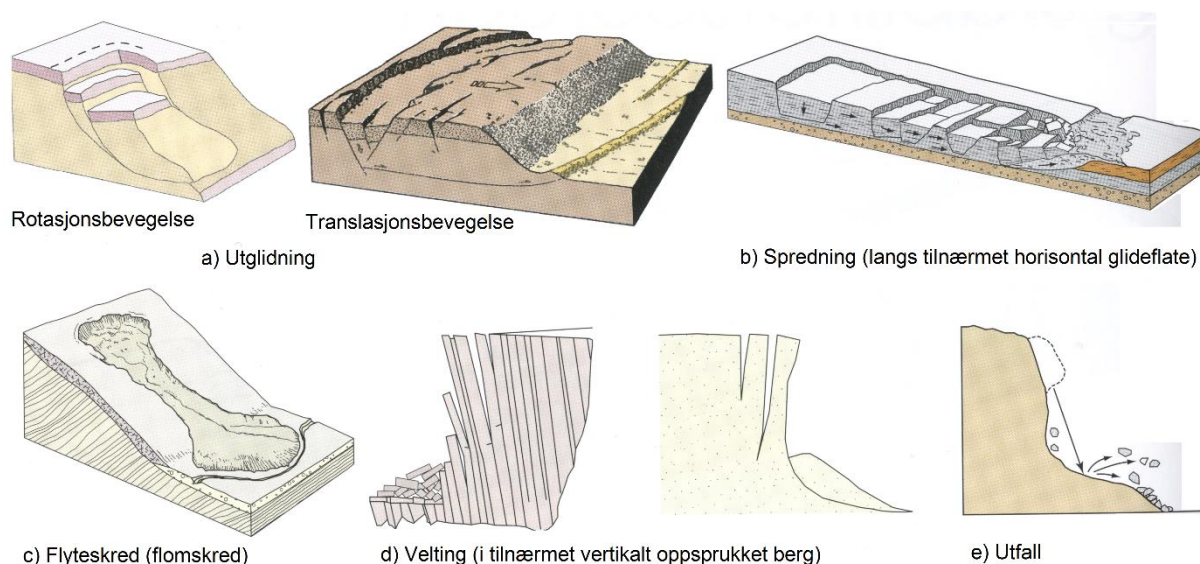
Denne masteroppgaven er en del av NVEs prosjekt «Bruddstyrke i norske morener» (prosjektnr. 80197). Gjennom grundige undersøkelser utført av forfatter mht. argumenter i litteratur, feltarbeid, GIS-analyser, analyse av nedbørdata samt laboratorieanalyser forsøkes det å kartlegge skredfarens på Frøset. Oppgavens hovedmål vil være å kartlegge jordskredfarens i området, men alle relevante skredtyper i henhold til NVEs aktsomhetskart vil vurderes. Ved å kartlegge skredfarens i området er oppgavens mål å bidra til å øke sikkerheten mot skred. Oppgaven vil gi en generell vurdering av skredfarens i området, og det inngår ikke i oppgavens gjøremål å fastsette sikkerhetsklasse for skred i henhold til Byggeteknisk forskrift (TEK 10) (Direktoratet for byggkvalitet, 2016a).

2 Teori

Som en del av masteroppgaven gjennomføres et litteraturstudium, med hensikt å identifisere argumenter i litteratur som beskriver relevant teori for oppgaven. I kapittel 2 gis først en generell innføring i klassifikasjoner og benevninger av skred og løsmasser, før hydrogeologi og hydrogeologiske parametere omtales. Videre gjøres det rede for massebevegelser, faktorer av betydning for utløsning av jordskred, og skråningsstabilitet. Sammenhengen mellom klima, klimaendringer og skred blir deretter omtalt, før det avslutningsvis gjøres rede for et utvalg sikringstiltak i jord- og flomskredutsatte områder samt lovverk i forbindelse med skredfare.

2.1 Klassifikasjoner av skred

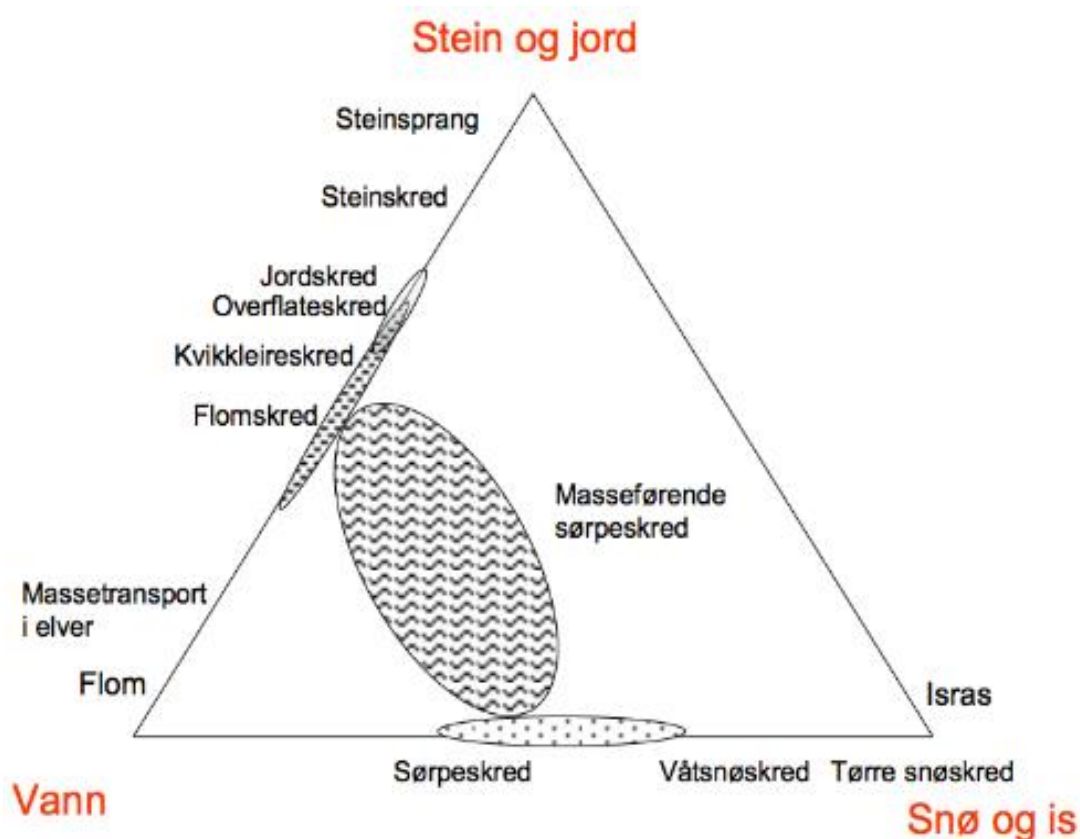
Skred er en fellesbetegnelse på fenomener der tyngdekraften fører til at materialer som snø, stein, jord og vegetasjon transporteres nedover skråninger (Highland og Bobrowsky, 2008). Bevegelsen av skredmasser kan skje på flere måter, som i litteraturen klassifiseres i fem forenklete hovedkategorier, illustrert av figur 2.1: utglidning («slide»), spredning («spread»), flytebevegelse («flow»), velting («topple») og utfall («fall») (Cruden og Varnes, 1996). Utfyllende beskrivelser gis ved å kombinere betegnelse fra de fem hovedkategoriene (Høeg, 2014). I norsk dagligtale benyttes *ras* synonymt med *skred* (Colleuille og Engen, 2009).



Figur 2.1: Bevegelsestyper for skredmasser kan klassifiseres i fem hovedkategorier: utglidning, spredning, flytebevegelse, velting og utfall (Høeg, 2014).

Det brede spekteret av skredtyper og skredprosesser belyser et behov for videre klassifisering av skred. Litteraturen inneholder flere eksempler på klassifikasjonssystemer, hvor det mest anerkjente er utarbeidet av D. J. Varnes, og er basert på materialtype og bevegelse av skred (Varnes, 1954, 1978; Cruden og Varnes, 1996). I denne masteroppgaven benyttes en oppdatert versjon av Varnes' skredklassifisering, utarbeidet av Hungr et al. (2014) og som presenteres i artikkelen «The Varnes classification of landslide types, an update». Hensikten med oppdateringen var å gjøre klassifikasjonen mer kompatibel med geoteknisk og geologisk terminologi. Oppdateringen resulterte i en utvidelse av antall klasser fra 29 til 32, sammenlignet med Varnes' opprinnelige klassifikasjonssystem.

Siden det meste av faglitteratur om skred finnes på engelsk, er det viktig å belyse sammenhengen mellom engelske og norske begreper. For norsk terminologi er det i denne masteroppgaven valgt å skille de ulike skredtypene fra hverandre ut ifra hvilken type masse som er i bevegelse: *fjell* (fjellskred, steinskred, steinsprang), *løsmasser* (jordskred, leirskred, flomskred) og *snø* (snøskred, sørpeskred) (Colleuille og Engen, 2009). For engelsk terminologi foreslår Bargel et al. (2011) å benytte jordskred synonymt med «debris slide», og flomskred synonymt med «debris flow» og «debris flood». En slik inndeling benyttes i denne masteroppgaven. Norem og Sandersen (2014) klassifiserer skredtyper ut ifra forholdet mellom vann, stein og jord samt snø og is, som det fremgår av trekantdiagrammet i figur 2.2. Hvert av hjørnene i diagrammet representerer 100 % innhold av hver av hovedkomponentene, mens mellomliggende områder representerer ulike sammensetninger av disse.



Figur 2.2: Klassifisering av skredtyper ut ifra forholdet mellom vann, stein og jord, og snø og is (Norem og Sandersen, 2014).

2.2 Kvartærgeologi og løsmasser

2.2.1 Kvartærgeologi

Begrepet *løsmasser* benyttes om alle typer masser som ligger over fast fjell: blokk, stein, grus, sand, silt, leire, jordsmonn med høyt innhold av organisk materiale (torv og myr) samt masser deponert av mennesker (Bargel et al., 2011). I Norge er det et klart skille mellom berg og løsmasser, fordi isbreenes erosjon fjernet mesteparten av det forvitrede berget under siste istid, Weichsel. Bergartene i Norge er 1700 til 400 millioner gamle, mens løsmassene hovedsakelig er dannet ila. de siste 15 000 år (Reite, 1990). Nesten alle kvartære avsetninger på Fastlands-Norge er yngre enn ca. 300 000 år, hvor ca. 90 % sannsynligvis er yngre enn 115 000 år (Olsen et al., 2013). Den mekaniske skuringen som oppstod som et resultat av breenes bevegelse over landskapet, førte til at materiale ble revet løs fra berggrunnen, og videre knust og malt mellom bresålen og underlaget. Breelver avsatte materiale videre (Reite et al., 1999). Smeltevann ga tilleggserosjon og videre transport av løsmasser (Emdal, 2014). Løsmassedekket stammer derfor i all hovedsak fra siste istid eller perioden etter at Norge ble isfritt, som er svært ungt sett i et geologisk perspektiv (Reite et al., 1999; Sandersen, 2014). Dannelse av løsmasser er

imidlertid en kontinuerlig prosess hvor frost, temperatur, tyngdekraft, vind, regn og kjemisk forvitring stadig danner bergartsfragmenter, som etter hvert blir til jordsmonn (Smith og Smith, 1998).

Kwartærgeologi er læren om den yngste delen av Jordens historie, en periode på ca. 2 millioner år karakterisert av store klimasvingninger med istider og mellomistider, men likevel et gjennomgående kaldt klima (Reite, 1990). Siste istid, Weichsel, startet omtrent 115 000 BP, mens isavsmeltingen startet omkring 13 000 BP. Det antas at isen var helt borte omtrent 8 500 BP. Isavsmeltingen foregikk ujevnt med tilbaketrekninger og hurtige fremrykk, hvor fremrykninger sees som endemorener i terrenget (Rokoengen, 1999). Stillstand av brefronten sees som randavsetninger som breelvdelta og randås (Brattli, 2015).

2.2.2 Morene

Morene er løsmassetypen med størst utbredelse i Norge (Bergersen & Garnes, 1972; Haldorsen et al., 1983) og morene dekker ca. 25 % av Fastlands-Norge (Olsen et al., 2013). Morene har blitt dannet ved at isbreer har revet materiale løs fra berggrunnen, før det har blitt transportert og avsatt av breen (Thoresen, 2000). Vanligvis er morene dårlig sortert og består av alle fraksjoner fra leir til blokk (Easterbrook, 1982; Clarke, 1987; Bell, 2002). Norske morener er generelt grove (Haldorsen et al., 1983), og materialet kan være transportert flere titalls kilometer (Clark, 1987). Morene er imidlertid dominert av ofte dominert av fragmenter fra lokale bergarter (Dreimanis et al., 1957), og i Norge er morener som oftest transportert kortere enn 5 km (Thoresen, 2000). Som regel er det norske morenedekket diskontinuerlig med en tykkelse på mindre enn 2 m i høyereliggende områder (Haldorsen og Krüger, 1990).

Morener kan deles inn i bunnmorene, ablasjonsmorene (utsmeltingsmorene) og randmorene, avhengig av avsetningsmiljø. Videre inndeling i undergrupper kan også foretas. Bunnmorener er avsatt under en «aktiv» bre som sklir på underlaget. Enkeltkorn er ofte orientert, som viser at breen var i bevegelse da massene ble avsatt (Brattli, 2015). Karakteristiske trekk for bunnmorener inkluderer fast pakning, innhold av alle kornstørrelsesfraksjoner, lav rundingsgrad samt liten/ingen lagdeling (Reite, 1985). Videre har bunnmorener ofte høyt innhold av finstoff grunnet nedknusing av materiale under breen (Thoresen, 2000). Ablasjonsmorener er avsatt av en "død" is under avsmelting, og består av materiale som er transportert inne i breen eller på breoverflaten (Brattli, 2015). Partiklene har vært mindre utsatt

for nedknusing og sliping sammenlignet med bunnmorener. Ablasjonsmorene er ofte løst pakket og har lavere silt- og leirinnhold enn bunnmorene (Reite, 1985). Randmorener er rygger av morenemateriale dannet ved brefremstøt eller stillstand av brefronten. Randmorener er generelt usorterte og inneholder alle fraksjoner fra leir til blokk (Thoresen, 2000).

2.2.3 Klassifisering og benevning av løsmasser

I naturlig tilstand består løsmasser av flere kornfraksjoner, som inndeles i kornstørrelsesfraksjonene angitt i tabell 2.1. Fraksjonsinndelingen benyttes for å beskrive og klassifisere løsmasseprøver samt angi mulige anvendelser av materialet. Alle fraksjoner bortsett fra leir deles videre inn i underfraksjoner (Statens Vegvesen [SVV], 2014a).

Tabell 2.1: Løsmasser inndeles i fraksjoner ut ifra kornstørrelse. Modifisert etter SVV (2014a).

Fraksjon		Kornstørrelse (mm)
Grovinndeling	Fininndeling	
Blokk og stein	Stor blokk	> 630
	Blokk	200 - 630
	Stein	63 - 200
Grus	Grov	20 - 63
	Middels	6,3 - 20
	Fin	2,0 - 6,3
Sand	Grov	0,63 - 2,0
	Middels	0,2 - 0,63
	Fin	0,063 - 0,2
Silt	Grov	0,02 - 0,063
	Middels	0,0063 - 0,02
	Fin	0,002 - 0,0063
Leir		≤ 0,002

Litteraturen inneholder flere eksempler på klassifikasjonssystemer for løsmasser, hvor valg av klassifikasjonssystem normalt baseres på løsmassenes fremtidige anvendelse. Løsmasser som skal anvendes for praktiske formål klassifiseres vanligvis etter materialets dannelsesprosess og karakteristikk, siden løsmassers egenskaper hovedsakelig er bestemt av materialets dannelsesprosesser og senere påvirkning (Brattli, 2015). I henhold til Sandersen (2014) er inndelingen som følger:

- Marine avsetninger (avsatt i havet).
- Glasifluviale avsetninger (avsatt av smeltevatn fra breer).
- Bresjøavsetninger (avsatt i bredemte sjøer).

2.2. Kwartærgeologi og løsmasser

- Innsjøavsetninger (avsatt i innsjøer).
- Fluviale avsetninger (avsatt av elver).
- Morene (avsatt av isbreer).
- Skredavsetninger (avsatt som et resultat av skredaktivitet).
- Forvittringsmateriale (oppsmuldret berggrunn).

Innenfor ingeniørgeologi klassifiseres løsmasser vanligvis etter kornstørrelse, hvor kornfraksjonene brukes som utgangspunkt for benevning etter bestemte regler (Brattli, 2015). Benevning skjer etter tabell 2.2 (SVV, 2014a).

Tabell 2.2: Løsmasser benevnes etter innhold av de ulike fraksjonene. Modifisert etter Statens Vegvesen (2014a).

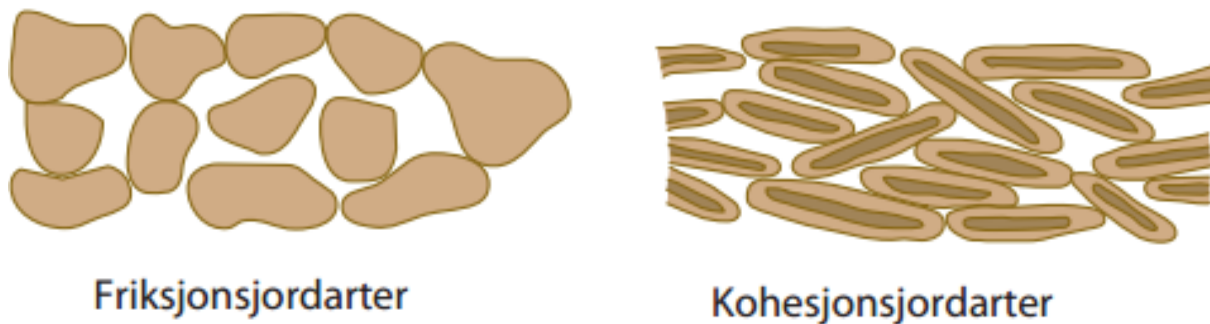
Grovinndeling	Prosentvis innhold	Benevning
Leirinnhold	> 30	«Leire»
	15 - 30	«Leire» med øvrige fraksjoner i adjektivform
	5 - 15	«Leirig»
	< 5	Angis ikke
Siltinnhold	> 45	«Silt» med øvrige fraksjoner i adjektivform
	15 - 45	«Siltig»
	< 15	Angis ikke
Sand- grus-, eller steininnhold	> 60	Henholdsvis som «sand», «grus» og «stein» med øvrige fraksjoner i adjektivform
	20 - 60	Henholdsvis som «sandig», «grusig» eller «steinig»
	< 20	Angis ikke

Ved å ta utgangspunkt i løsmassers fysiske egenskaper og hvordan kornstrukturen henger sammen, kan løsmasser betegnes som friksjonsjordarter («non-cohesive soil») og kohesjonsjordarter («cohesive soil») (Sandersen, 2014). Forskjeller i kornstrukturen mellom friksjons- og kohesjonsjordarter illustreres av figur 2.3. En slik inndeling er hensiktsmessig ved vurderinger av løsmassenes bære- og dreneringsevne samt kapillaritet og telefare (Andersen, 2012).

Friksjonsjordarter er fellesbetegnelsen på de mineralske jordarter som har kornstørrelse større enn silt, og innbefatter sand, grus, stein og blokk (Emdal, 2014). En ansamling av friksjonsjordarter vil henge sammen på grunn av friksjonskrefter mellom kornene, og friksjonen oppstår som direkte kontakt mellom kornenes kanter og flater. Friksjonsjordarter vil være

permeable, som resulterer i at porevann kan sirkulere og at eventuelle poreovertrykk raskt vil utlignes. Friksjonsjordarter vil dermed ha *drenert* oppførsel for normale belastningstilfeller. Dersom friksjonsjordarter utsettes for spenninger og deformasjoner vil kreftene overføres direkte mellom kornene som friksjon (Powrie, 2004; Emdal, 2014).

Kohesjonsjordarter innbefatter silt og leire (Emdal, 2014). En ansamling av kohesjonsjordarter vil henge sammen på grunn av elektrostatiske bindinger mellom partiklene (De Blasio, 2011), og vil ha en viss andel adsorbent vann på overflaten (Smith og Smith, 1998). Kohesjonsjordarter har lavere permeabilitet slik at fri vannsirkulasjon i porene forhindres, og har *udrenert* oppførsel ved belastning (Emdal, 2014).



Figur 2.3: Friksjons- og kohesjonsjordarter. Til venstre: friksjonsjordarter henger sammen grunnet friksjonskrefter mellom korn. Til høyre: kohesjonsjordarter henger sammen grunnet elektrostatiske bindinger mellom partiklene. Modifisert etter Andersen (2012).

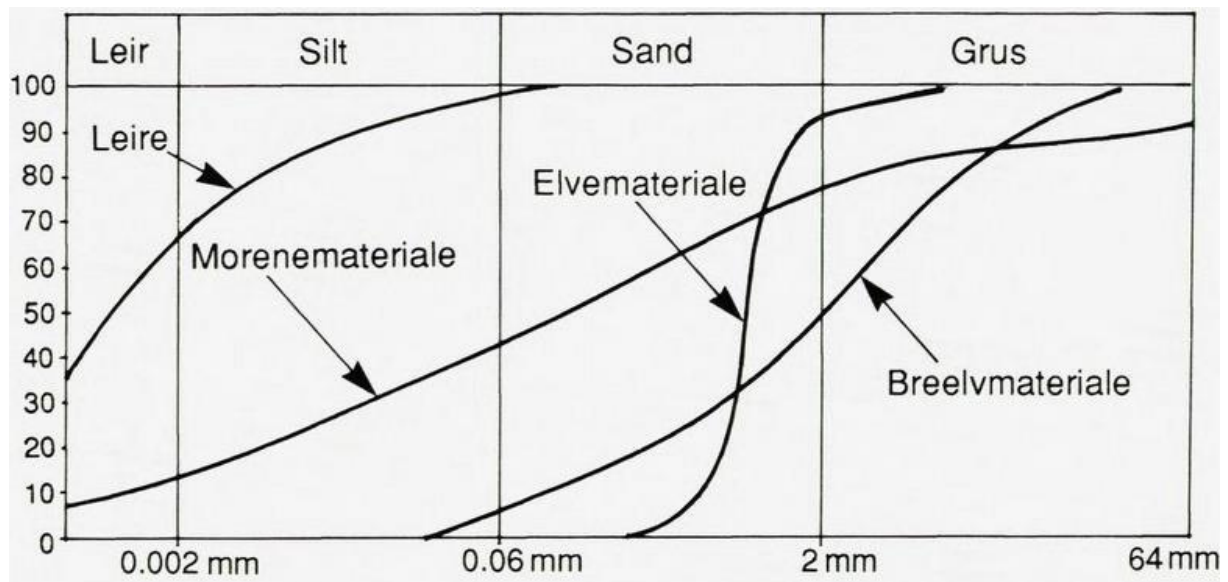
Løsmasser består imidlertid ikke bare av korn, men også av en viss andel porer. Porene i løsmasser kan enten være fylt med vann, luft eller begge deler. Løsmasser med luftfylte porer betegnes som tørre, mens løsmasser med vannfylte porer betegnes som mettet. Løsmasser som har porer med både luft og vann betegnes som delvis mettet (Smith og Smith, 1998).

2.2.4 Løsmassers egenskaper

Kornfordeling

Løsmassers mekaniske egenskaper avhenger hovedsakelig av kornstørrelse, som belyser behovet for å bestemme løsmassers sammensetning av kornstørrelser (Powrie, 2004). Kornfordeling bestemmes vanligvis ved sikteanalyse (SVV, 2014a), men materiale mindre enn 63 μm , som representerer grensen mellom silt og sand, kan bestemmes ved laserdiffraksjon (Brattli, 2015). Resultatet av sikteanalysen er en kornfordelingskurve, hvor typiske eksempler for ulike løsmassetyper fremgår av figur 2.4. Normalt benyttes en kumulativ

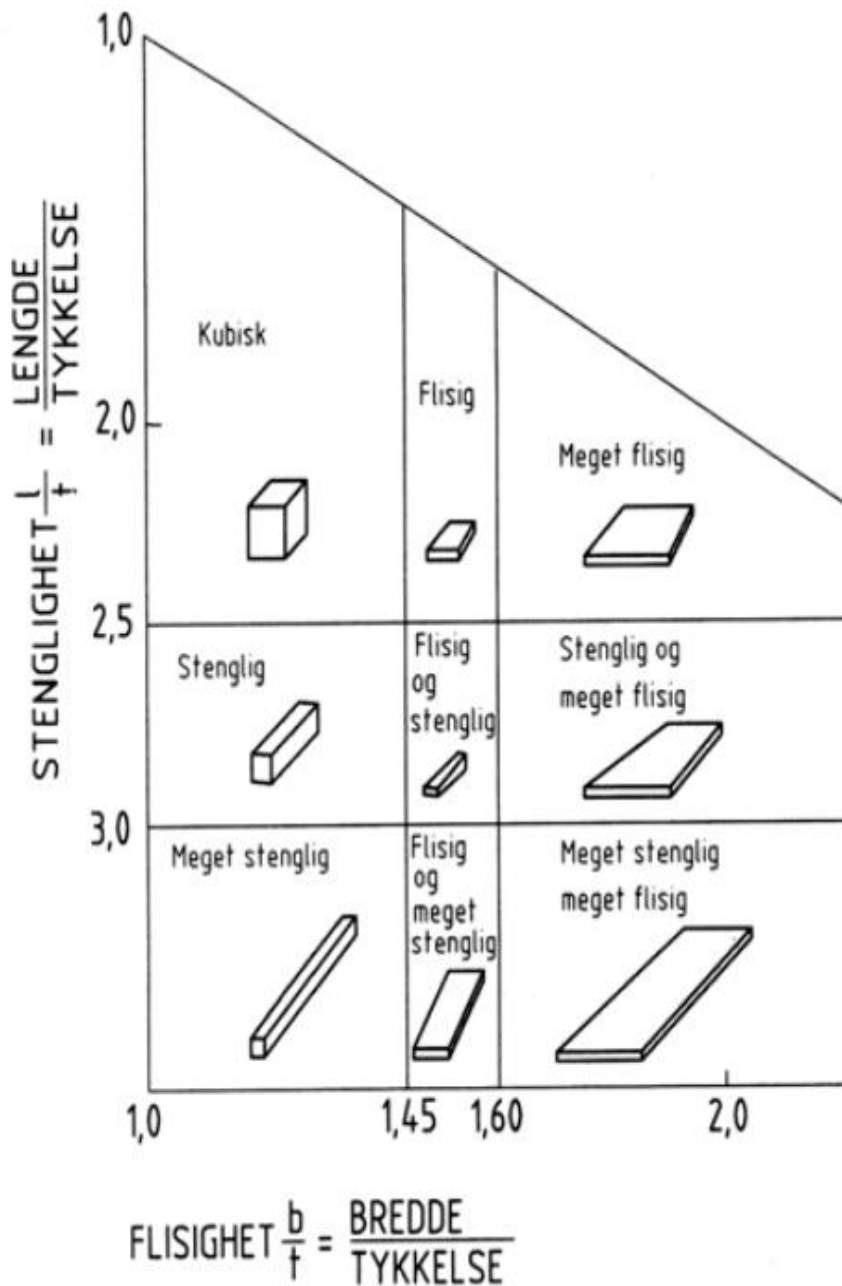
kornfordelingskurve, hvor kornstørrelse angis på x-aksen og prosentvis kornfordeling angis på y-aksen. Formen på kurven vil gjenspeile sorteringen i materialet, hvor dårlig sortert materiale (f.eks. morene) vil ha en flatere kurve, mens godt sortert materiale (f.eks. fluviale avsetninger) vil ha en brattere kurve (Boggs, 2010).



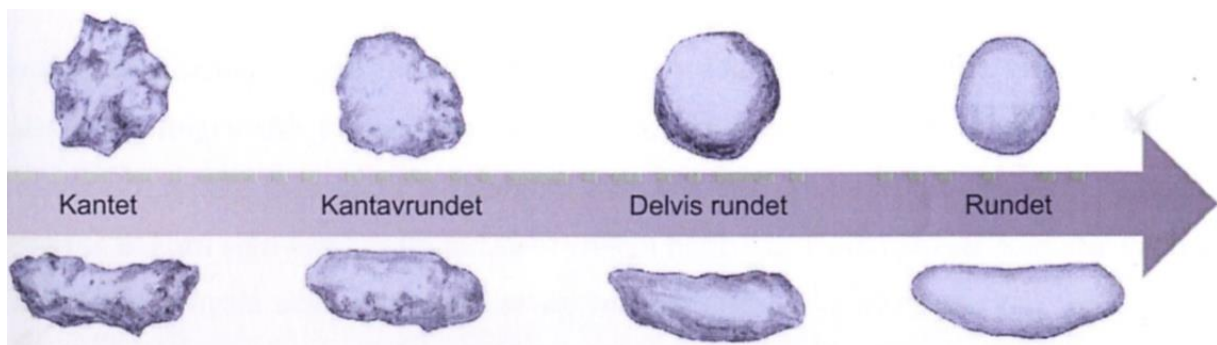
Figur 2.4: Typiske kornfordelingskurver for ulike løsmassetyper. Kornstørrelse angis på x-aksen mens prosentvis kornfordeling angis på y-aksen (Neeb, 1992).

Kornform

Kornform er en viktig egenskap ved løsmasser, da kornform forteller om løsmassers dannelses måte og dermed også om eventuelle anvendelsesområder for løsmassene (Brattli, 2015). Kornform påvirkes av flere faktorer, eksempelvis form og karakteristikk av kildemateriale, prosesser for sedimenttransport, intensitet av sedimenttransport samt prosesser for avsetning og sedimentbegraving (f.eks. kompaksjon) (Boggs, 2010). Kornform betegnes etter forholdet mellom flisighet (bredde/tykkelse) og stenglighet (lengde/tykkelse), som angitt i figur 2.5. Lengde av kornene måles direkte. Et flisig og stenglig materiale stammer typisk fra glimmerholdige bergarter, mens likesidete korn typisk stammer fra bergarter som domineres av kvarts og feltspat (SVV, 2014a). I tillegg til kornformbetegnelsene angis det om kornene er kantet, kantavrundet, rundet eller godt rundet, som illustrert av figur 2.6. Bestemmelse av rundingsgrad foretas visuelt (Brattli, 2015).



Figur 2.5: Benevning av kornform skjer etter forholdet mellom flisighet og stenglighet (SVV, 2014a).

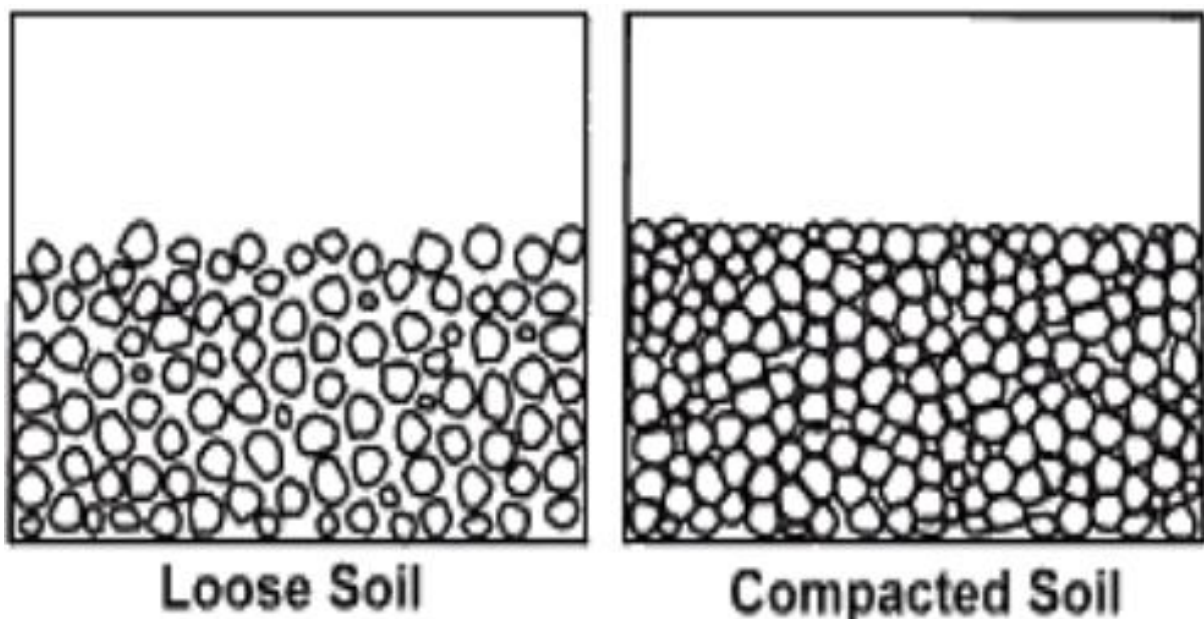


Figur 2.6: Forenklet visuell inndeling av rundingsgrad i fire klasser: kantet, kantavrundet, delvis rundet og rundet (Brattli, 2015).

Pakningsgrad

Løsmasser vil alltid ha en form for pakningsgrad, som påvirker porøsitet, permeabilitet, partikkelstørrelse, fordeling av partikler samt løsmassenes styrke. Naturlig kompaktering av løsmasser skjer ved påføring av trykk, fra eksempelvis vekten av mennesker, vegetasjon, løsmasser eller nedbør. Desto større trykk løsmasser har vært utsatt for, desto mer komprimerte og konsoliderte har løsmassene blitt (Boggs, 2010; Rahman et al., 2011). Forskjellen mellom kompakterte og ikke-kompakterte løsmasser illustreres av figur 2.7. Rahman et al. (2011) fremhever fem prinsipielle effekter av kompakterte løsmasser sammenlignet med ikke-kompakterte løsmasser:

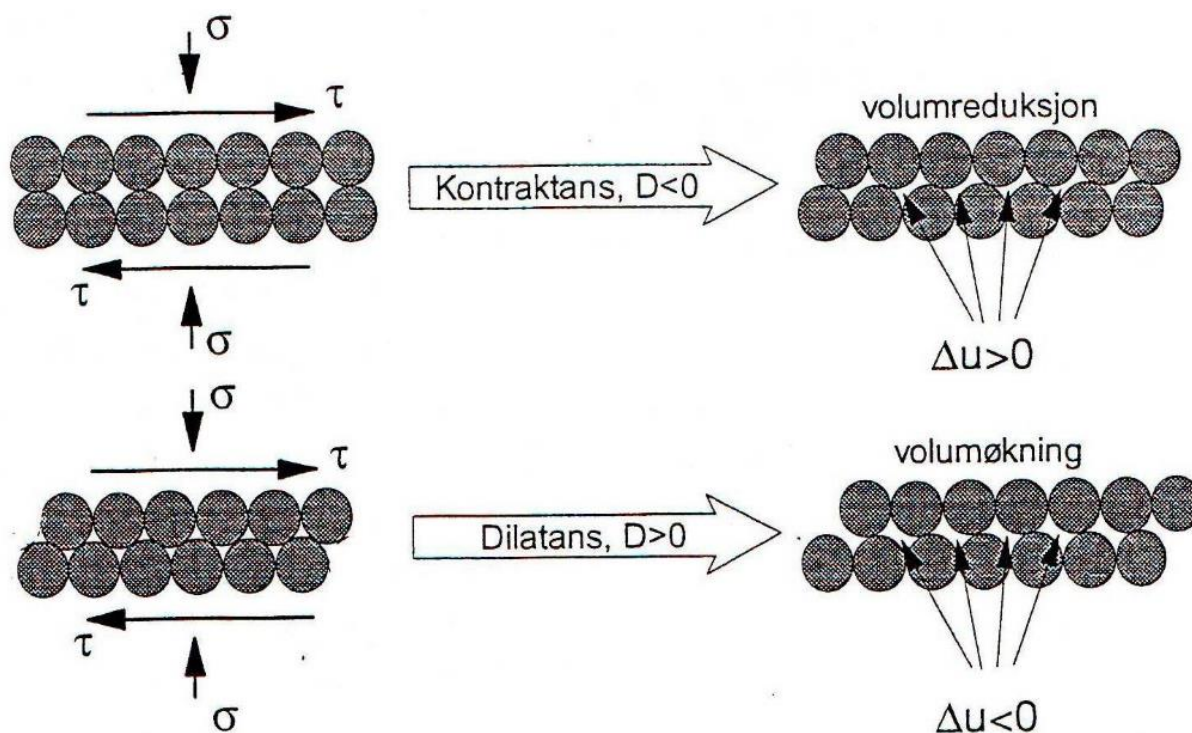
1. Den lastbærende kapasiteten øker.
2. Innsynkning og frostskafer forhindres.
3. Stabiliteten øker.
4. Grunnvannsstrømming, svelling og kontraksjon reduseres.
5. Setning av løsmassene reduseres.



Figur 2.7: Pakningsgrad av løsmasser. Til venstre: løst lagrede (ikke-kompakterte) løsmasser. Til høyre: fast lagrede (kompakterte) løsmasser (Rahman et al., 2011).

Pakningsgrad vil også i stor grad påvirke hvordan løsmasser påvirkes av skjærpåkjenning, hvor dilatansparameteren (D) er et mål på volumforandringen som skjer under skjærpåkjenningen. Løst lagrede løsmasser vil få redusert volum ved at materialkorn forflyttes, noe som resulterer i en fastere lagring. Kornskjellettet faller noe sammen, og punktlastene som virker mellom kornene avtar. En slik oppførsel kalles kontraktant oppførsel ($D < 0$). Fast lagrede løsmasser

vil få økt volum ved at mineralkorn forsøker å «klatre» ut av sine innelukkede plasseringer, som vil øke volumet av porene og som kan føre til en reduksjon av porevannstrykk dersom det er mangel på porevann. En slik oppførsel kalles dilatant oppførsel ($D > 0$) (Emdal, 2014). Forskjellen mellom kontraktant og dilatant oppførsel illustreres av figur 2.8.

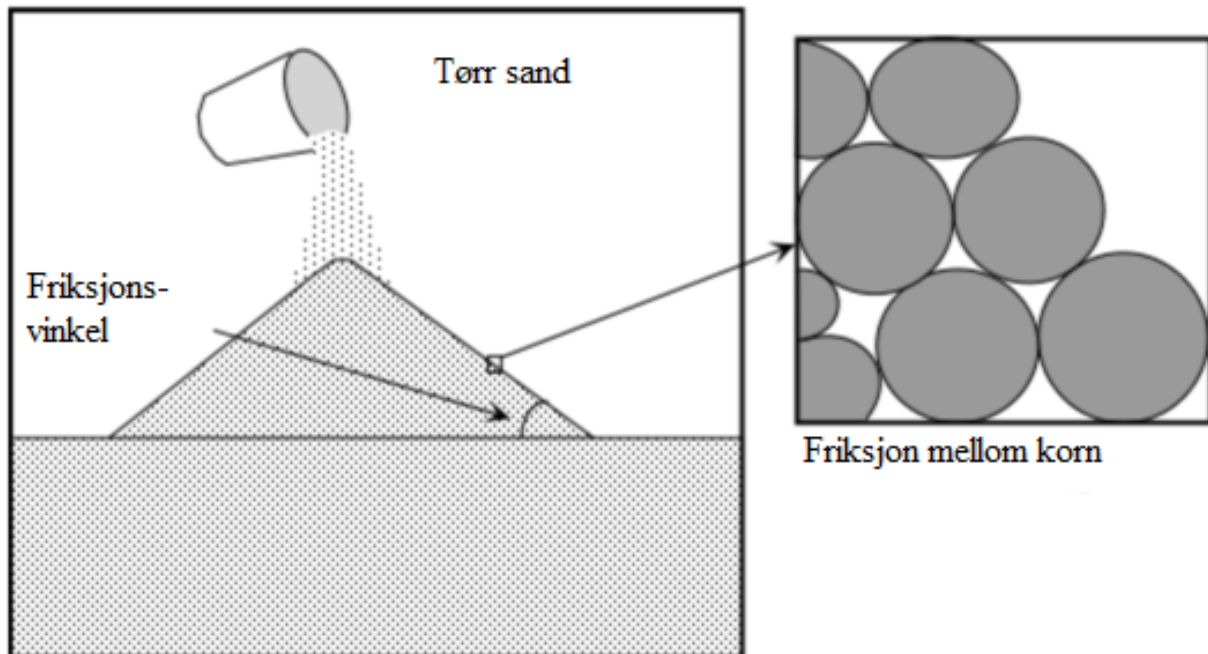


Figur 2.8: Volumendring i løsmasser som et resultat av skjærpåkjønning. Øverst: Løst lagrede løsmasser vil få volumreduksjon (kontraktant oppførsel). Nederst: Fast lagrede løsmasser vil få volumøkning (dilatant oppførsel). σ angir normalspenning, τ angir skjærspenning og μ angir porevannstrykk (Emdal, 2014).

Friksjonsvinkel

Friksjonsvinkel er den bratteste vinkelen løsmasser kan stå i før utgliding, og er et mål på løsmassers indre friksjon samt grad av låsing mellom partikler. Generelt vil friksjonsvinkel øke med økende kornstørrelse, og ligger vanligvis mellom 30° og 45° (Nelson, 2013). Sand har en typisk friksjonsvinkel på 35° , mens silt har en typisk friksjonsvinkel på 33° (Fergus et al., 2013). Morene har en friksjonsvinkel på 35 - 45° (Koloski et al., 1989). Carrigy (1970) utførte eksperimenter på friksjonsvinkelen til granulære materialer, og konkluderte med at form og overflatekarakteristikk av korn har størst innvirkning på friksjonsvinkel. Videre avhenger friksjonsvinkel mye av løsmasstype, pakningsgrad, korngradering, mineralogi, kornform, eventuelle tidligere påførte laster og kjemisk forvitring (Høeg, 2014). Friksjonsvinkel vil også i stor grad påvirkes av vanninnhold, hvor høyest friksjonsvinkel finnes hos svakt fuktige løsmasser fordi overflatetensjon mellom vann og enkeltkorn holder løsmassene sammen.

Lavest friksjonsvinkel finnes hos vannmettede løsmasser fordi vann presser korn fra hverandre og eliminerer korn til korn kontakt. Dette resulterer i at løsmassene kan strømme som en væske (Nelson, 2013). Prinsippet bak friksjonsvinkel illustreres av figur 2.9.



Figur 2.9: Friksjonsvinkel til tørr sand som et resultat av friksjon mellom korn. Modifisert fra Nelson (2013).

2.3 Hydrogeologi

2.3.1 Vannets bevegelse

I skråninger vil vann opptre i porer og sprekker som finnes i berg og i løsmasser. Mengden vann som kan lagres i en skråning avhenger av bl.a. antall porer, størrelse av porene, totalt porevolum samt grad av forbindelse mellom porer (Heath og Trainer, 1968). Strømning av vann drives av endringer i mekaniske og miljømessige forhold, eksempelvis lufttemperatur, fuktighet og nedbør (Picarelli et al., 2012). Nedbør som faller på bakken kan ta ulike veier videre i det hydrologiske kretsløpet: det kan magasineres midlertidig som snø eller is, danne innsjøer, samles opp til elver som drenerer ut mot havet, renne av som overflateavrenning og/eller fordampes tilbake til atmosfæren. I jordsmonn med tilstrekkelig porøsitet kan vann infiltrere ned i jordsmonnet, hvor det fyller opp porer og sprekker (Fetter, 2001). Vann i bakken vil migrere ned mot grunnvannsspeilet fordi tyngdekraften virker på vannet (Clague og Roberts, 2012). Grunnvannsspeilet skiller kapillærsone fra den mettede sone, og er den øvre grensen for vannmetning av porer. Undervegs vil imidlertid noe vann tas opp av røtter, slik at det ikke når grunnvannsspeilet (Fetter, 2001).

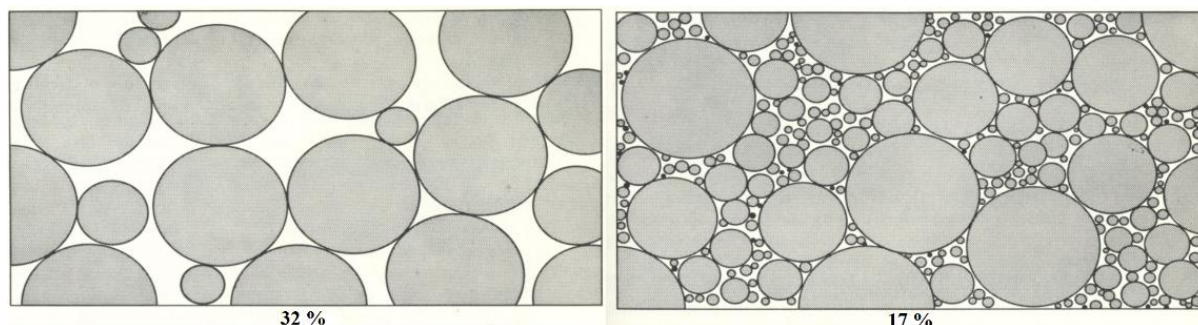
2.3.2 Porøsitet

Porøsitet er et mål for den vannbærende kapasiteten til et materiale, og er avgjørende for materialets evne til å lede vann (Davis og DeWiest, 1966). Dersom porøsiteten i løsmasser er høy, er vanligvis potensialet for å lagre vann stort. Porøsitet defineres som volumet av porer i prosent av totalvolumet, og gis av følgende formel (Heath og Trainer, 1968; Fetter, 2001):

$$n = \frac{V_p}{V} * 100 \quad (2.1)$$

der n er porøsitet (dimensjonsløs), V_p er enhetsvolum av porer (L^3 , cm^3 eller m^3) og V er totalvolum (L^3 , cm^3 eller m^3). Vanligvis skilles det mellom total porøsitet (n) og effektiv porøsitet (n_{eff}), hvor total porøsitet omfatter alle porer, dvs. også porer som er avstengte og dermed ikke er tilgjengelige for vann. Effektiv porøsitet angir hvor stor andel av porevolumet som er tilgjengelig for vanntransport, dvs. volumet av de drenerbare porene (Skullerud og Jæger, 1993).

I løsmasser vil porøsitet avhenge av sorteringsgrad, kornstørrelse, kornform, kornfordeling, pakningsgrad og kornenes anordning. Kantede korn tvinges fra hverandre av irregulære og skarpe kanter, noe som fører til høy porøsitet (Davis og DeWiest, 1966). Godt sorterte løsmasseavsetninger av sfæriske korn vil kunne ha en teoretisk porøsitet på 48 %, mens dårlig sorterte løsmasseavsetninger vil ha lav porøsitet ettersom små korn fylles inn mellom større korn, se figur 2.10. I noen tilfeller kan porer være delvis innfylt av sement, som vil kunne redusere porøsiteten (Davis og DeWiest, 1966; Emdal, 2014). Porøsitet avtar normalt med økende dybde i løsmassedekket som et resultat av økt kompaktering i dypet, i tillegg til dannelse av makroporer i overflatelagene fra biologisk aktivitet (Dingman, 2008). Erfaringsmessig vil ulike typer løsmasser ha normalområder for porøsitet som i tabell 2.3.

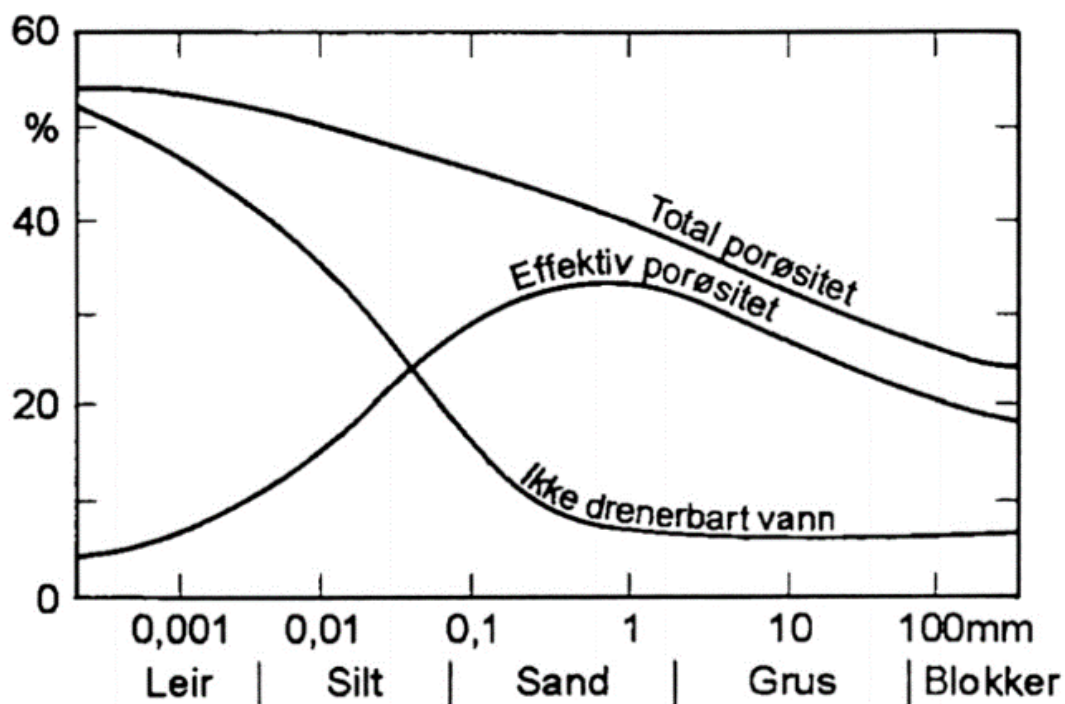


Figur 2.10: Kontrast i porøsitet som et resultat av ulik sortering. Figur til venstre har en porøsitet på 32 %, mens figur til høyre har en porøsitet på 17 %. Modifisert fra Davis og DeWiest (1966).

Tabell 2.3 Normalområder for porøsitet for noen løsmassetyper. *n* angir porøsitet i % av de ulike løsmassetypene (Terzaghi et al., 1996, Emdal, 2014).

Løsmasstype	<i>n</i> (%)
Morene, usortert	20
Uniform sand, løst lagret	46
Uniform sand, fast lagret	34
Silt	40 - 55
Leire	40 - 60
Torv	Opp mot 100

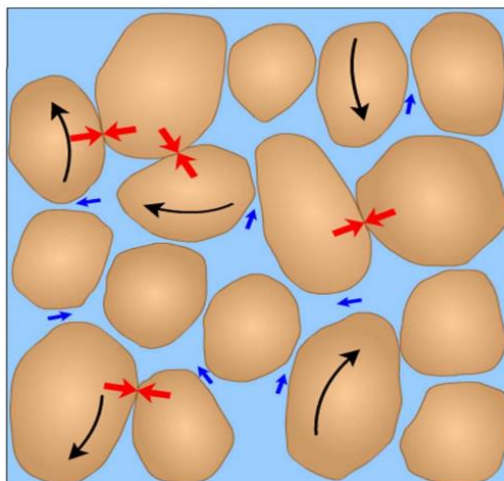
Sammenhengen mellom midlere kornstørrelse og vannlagringsegenskaper i løsmasser illustreres av figur 2.11. Finkornede løsmasser (silt og leire) vil ha høyere total porøsitet enn grovkornede løsmasser som et resultat av den åpne korthusstrukturen som finnes i finkornede løsmasser (Dingman, 2008). I tillegg vil finkornede løsmasser ha porerom som er små nok til at vann kan holdes av kapillærkrefter ved negative porevannstrykk. Dette resulterer i at vann vil være bundet til partiklene og at andelen ikke-drenerbart vann blir høy. De flaklignede leirpartiklene har et stort spesifikt overflateareal, som fører til sterke bindingskrefter mellom leir- og vannpartikler. Grovkornede løsmasser (sand og grus) har lavere total porøsitet enn finkornede løsmasser, men har likevel en høyere effektiv porøsitet som et resultat av høyere dreneringsevne (Davis og DeWiest, 1966; Smith og Smith, 1998; Powrie, 2004).



Figur 2.11: Sammenhengen mellom midlere kornstørrelse og vannlagringsegenskaper i løsmasser. Modifisert etter Davis og DeWiest (1966).

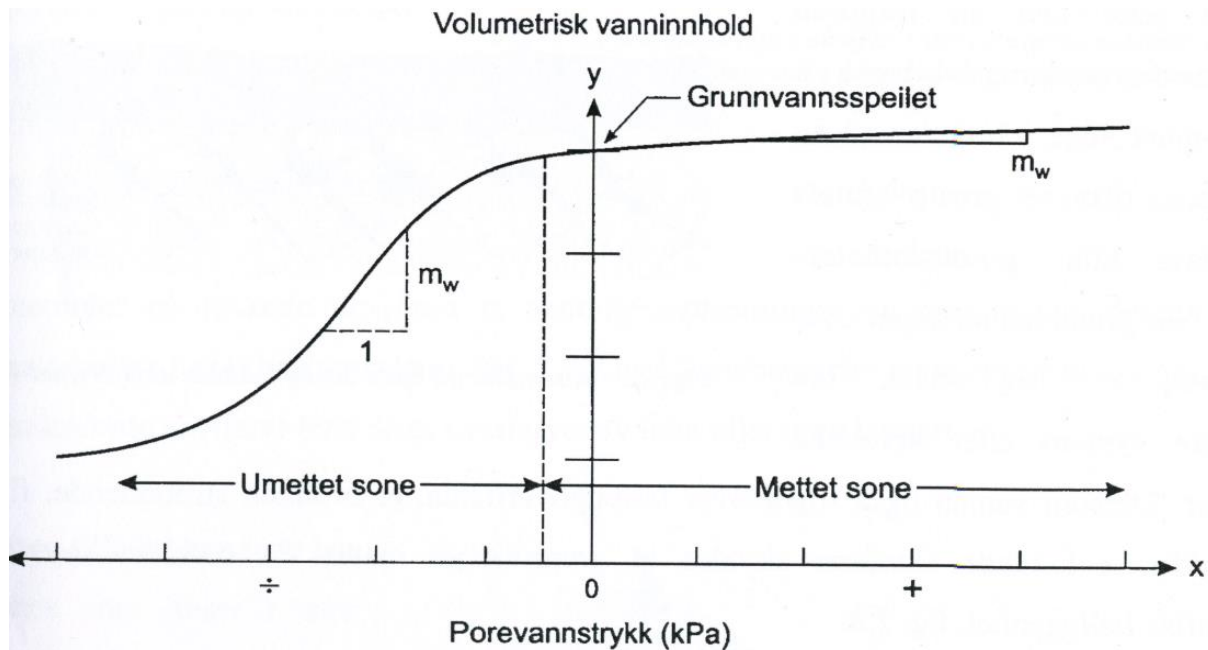
2.3.3 Porevannstrykk

Vanntrykket i porer i løsmasser kalles porevannstrykk. Vannmettede løsmasser består av to faser: løsmasser og porevann, men siden vann ikke har skjærstyrke må skjærspenninger bæres av løsmassene (Powrie, 2004). Under drenerte forhold kan vann strømme inn eller ut av løsmasser ettersom løsmassene belastes eller avlastes, og lastendringer vil ikke resultere i endring av porevannstrykk. Under udrenerte forhold skjer lastendringer raskere enn vann kan strømme inn eller ut av løsmasser, og endringer i last vil dermed føre til endringer i porevannstrykk. Siden volumet av mettede løsmasser kun kan endres under drenerte forhold, vil økningen i porevannstrykk presse kornene fra hverandre, som resulterer i reduksjon av friksjon mellom korn, se figur 2.12. Løsmasser som kan holde på vann, dvs. løsmasser med innhold av silt og leire, har høyest potensiale for å bygge opp porevannstrykk. Porevannstrykk inngår i totalspenningene og betegnes μ (Emdal, 2014).



Figur 2.12: Vannmettede løsmasser, hvor høyt porevannstrykk fører til at enkeltkorn presses fra hverandre (Brattli, 2015).

Porevannstrykk vil variere som en funksjon av volumetrisk vanninnhold, som illustrert av figur 2.13. I vannmettede løsmasser under grunnvannsspeilet vil porevannstrykket være positivt fordi porevannet bærer noe av vekten fra overliggende løsmasser. Over grunnvannsspeilet vil porevannstrykket være negativt, fordi porer bare er delvis luftfylte. Dette danner «sugkrefter» mellom partiklene fordi vann er bunnet adhesivt til mineraloverflatene, som øker løsmassenes skjærstyrke. Ved grunnvannsspeilet vil porevannstrykket være null (Davis og DeWiest, 1966; Fetter, 2001).



Figur 2.13: Porevannstrykk i umettet og mettet sone som en funksjon av volumetrisk vanninnhold. Over grunnvannsspeilet vil porevannstrykket være negativt, mens det vil være positivt under grunnvannsspeilet. Stigningstallet, m_w , indikerer hvor raskt vanninnholdet endres med endringer i porevannstrykk (Brattli, 2009).

Effekten av negative porevannstrykk i umettet sone har blitt studert av Tsaparas et al. (2002), som belyste at brudd i løsmasseskråninger i umettet tilstand har nær sammenheng med intens infiltrasjon av nedbør. Mekanismen som fører til brudd er at negative porevannstrykk tapes når vann infiltrerer i umettede løsmasser, dvs. at porevannstrykket går mot verdier nærmere null. Tapet av negative porevannstrykk reduserer «sugkrefter» mellom partikler og løsmassenes skjærstyrke reduseres til under den mobiliserte skjærstyrken langs det potensielle bruddplanet. Løsmassene går følgelig i brudd.

2.3.4 Permeabilitet

Permeabilitet beskriver hvor lett en væske kan strømme gjennom et porøst medium, og defineres som mediets kapasitet til å lede væske under påvirkning av en trykkgradient. Væsken kan strømme fordi det finnes porer i løsmasser, men kun porer som har forbindelse med hverandre bidrar til permeabiliteten. Permeabilitet i løsmasser avhenger av størrelse, form og grad av forbindelse mellom porer (Heath og Trainer, 1968; Powrie, 2004). Permeabilitet vil også i stor grad avhenge av sekundære strukturer, eksempelvis hull fra røtter, biologisk aktivitet og sprekker i jordsmonnet (Davis og DeWiest, 1966).

Sand og grus har som nevnt høy permeabilitet. Dermed er ikke disse løsmassetypene i stand til å opprettholde høye porevannstrykk som er ulike fra omkringliggende områder, så lenge drenering er tilgjengelig. Silt og leire har lav permeabilitet, slik at vann vil strømme sakte gjennom porene. Derfor kan leirer ha betydelig høyere eller lavere porevannstrykk sammenlignet med omkringliggende områder, og porevannstrykket kan opprettholdes over lengre tidsperioder (Powrie, 2004).

2.3.5 Infiltrasjon av nedbør

Intersepsjon er en prosess hvor nedbør faller på vegetasjon hvor det fordamper, slik at mindre vann er tilgjengelig for infiltrasjon (Dingman, 2008). Under nedbørhendelser kan vegetasjon føre til intersepsjon av nedbør, slik at nedbøren enten kan fordampe tilbake til atmosfæren før det når bakken, eller falle til bakken på et senere tidspunkt. Dersom vegetasjonens evne til intersepsjon av vann overskrides, vil vann renne ned langs trestammer/stilker og dryppe fra blader hvor det til slutt når bakken. Andelen av årsnedbøren som ikke når bakken fordi den fanges opp av vegetasjon og fordamper ligger mellom 8 og 35 % (Fetter, 2001).

Et jordsmonn bestående av løsmasser har en bestemt kapasitet til å absorbere vann. Infiltrasjonskapasitet varierer både mellom ulike løsmassetyper, og for hver enkelt løsmassestype som et resultat av løsmassenes grad av vannmetning. Tørre jordsmonn har størst infiltrasjonskapasitet, hvor fuktighet dras nedover i jordsmonnet av kapillærkrefter som et resultat av tensjon mellom kornoverflater og vann. Kapillæreffekten avtar med økende vanninnhold, noe som resulterer i at infiltrasjonskapasiteten også avtar ved økende vanninnhold. Svelling av individuelle korn pga. økende vanninnhold er også en medvirkende årsak til avtakende infiltrasjonskapasitet, og etter hvert vil infiltrasjonskapasiteten nå et relativt konstant nivå (likevekt) (Fetter, 2001).

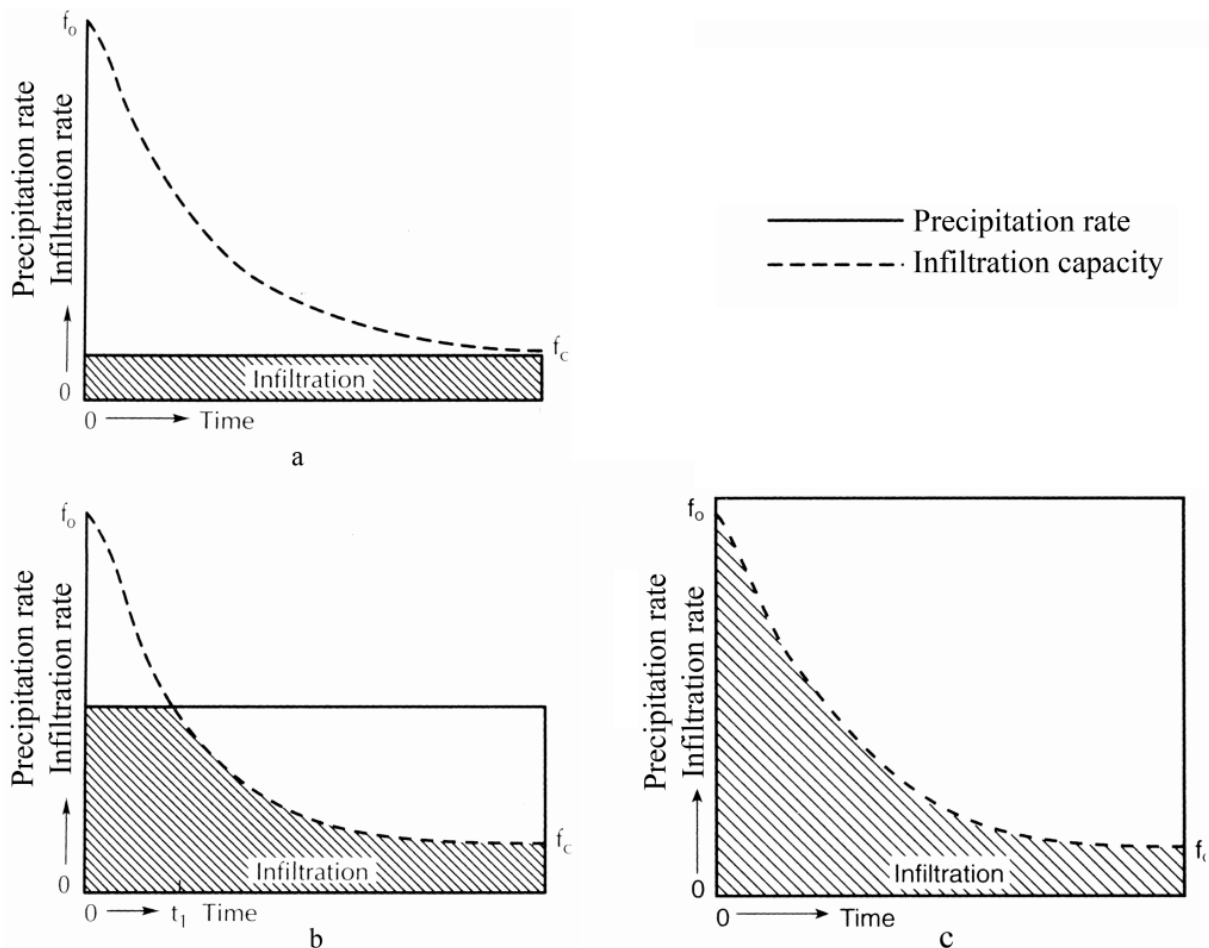
Horton (1933, 1940) utarbeidet følgende formel for å beskrive infiltrasjonskapasitet:

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (2.2)$$

der f_p er infiltrasjonskapasiteten ved et gitt tidspunkt (m/s), f_c er infiltrasjonskapasiteten ved likevekt (m/s), f_0 er begynnende infiltrasjonskapasitet (m/s), k er en konstant som beskriver hvor raskt infiltrasjonskapasiteten avtar (1/s), og t er tid siden infiltrasjon startet (s). Formel 2.2 kan videre illustreres av figur 2.14, hvor det vises at dersom nedbørshastigheten er lavere enn infiltrasjonskapasiteten ved likevekt (f_c), vil all nedbør infiltrere ned i jordsmonnet (figur

2.4. Skråningsprosesser

2.14a). Dersom nedbørsraten er større enn infiltrasjonskapasiteten ved likevekt (f_c), men lavere enn innledende infiltrasjonskapasitet (f_0), vil all nedbør infiltrere i starten av nedbørshendelsen. Når infiltrasjonsraten blir lavere enn nedbørsraten vil noe vann bli til overflateavrenning (figur 2.14b). Dersom nedbørsraten er større enn innledende infiltrasjonskapasitet (f_0), vil noe av vannet umiddelbart bli til overflateavrenning (figur 2.14c) (Fetter, 2001).



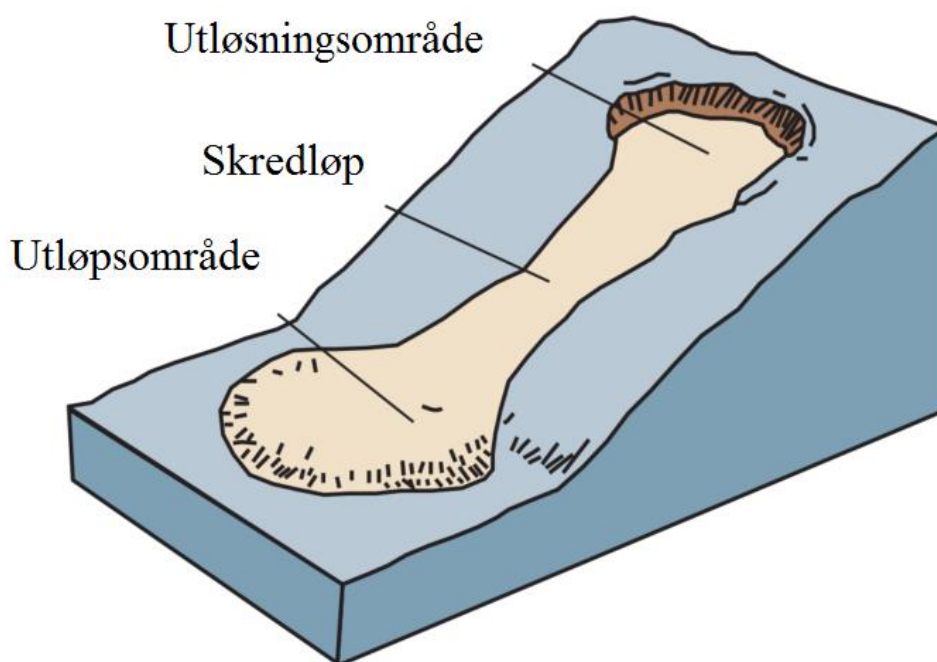
Figur 2.14: Sammenheng mellom infiltrasjonskapasitet og nedbørsrate: a) Nedbørsraten er lavere enn infiltrasjonskapasitet ved likevekt, og all nedbør infiltreres. b) Nedbørsraten er høyere enn infiltrasjonskapasiteten ved likevekt, men lavere enn innledende infiltrasjonskapasitet. Dermed inntreffer overflateavrenning etter hvert. c) Nedbørsrate er høyere enn innledende infiltrasjonskapasitet, og overflateavrenning inntreffer umiddelbart (Fetter, 2001).

2.4 Skråningsprosesser

I dette delkapittelet omtales de typer massebevegelser som i henhold NVEs aktsomhetskart (figur 4.11) er relevante for studieområdet: jordskred, flomskred, steinsprang og snøskred. I tillegg omtales kryp, som er en type plastisk deformasjon av skråninger (Sidle og Ochiai, 2006). Fellesbetegnelsen på alle typer skred som går i løsmasser er løsmasseskred, som vanligvis deles inn i jordskred, flomskred og kvikkleireskred. Siden det er en glidende overgang mellom jordskred og flomskred blandes disse begrepene ofte sammen (Bargel et al., 2011). Likheter er

knyttet til bevegelse, materiale, utløsende faktorer og i noen tilfeller skader på infrastruktur. Forskjeller er i hovedsak knyttet til geomorfologiske faktorer, som hvorvidt skråningen har definerte vannveger eller ikke (kanaliserte skred) samt avsetningers form og sortering (NVE, 2013a).

Skredbanen deles normalt inn i tre hoveddeler: utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet, se figur 2.15. Utløsningsområdet er den øverste delen der skredet starter, hvor erosjon av løsmassedekket er viktigste prosess. Som regel utgjør utløsningsområdet den viktigste bidragskilden til skredets volum, og skredhastigheten vil som oftest øke i dette området. Materiale transporteres videre gjennom skredløpet, samtidig som mer materiale rives med og tas opp i skredet. Skredets hastighet vil som oftest være størst i skredløpet. I skredløpet er sedimenttransport viktigste prosess, men erosjon (ravinerings) og avsetning av levéer langs sidene av løpet forekommer også. I utløpsområdet vil skredet stoppe opp, og avsetning av skredmasser er viktigste prosess. Grovkornet materiale avsettes vanligvis først samt på skredets sider, mens mer finkornet materiale gradvis avsettes nedover i utløpsområdet (Norem og Sandersen, 2014; Sandersen, 2014). Det finnes et bredt spekter av observerte skredhastigheter. Cruden og Varnes (1996) legger frem at «ekstremt hurtige» skred har typiske hastigheter over 5 m/s (18 km/t). Litteratur, eksempelvis Skermer (1989), inneholder imidlertid eksempler på katastrofale skred med hastigheter opp mot 250 km/t.



Figur 2.15: Inndeling av skredbane i utløsningsområde, skredløp og utløpsområde. Modifisert fra Highland og Bobrowsky (2008).

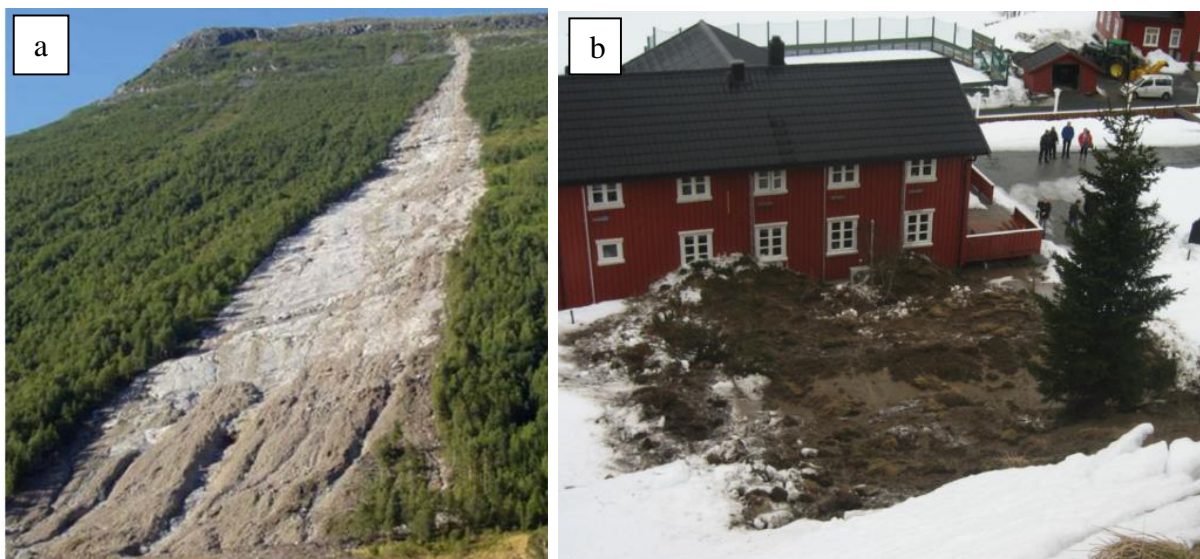
2.4.1 Jordskred

Jordskred defineres som «*raske utglidninger og bevegelse av vannmettede løsmasser i bratte skråninger, utenfor definerte vannveger*» (NVE, 2013a, s. 2). Jordskred forekommer som plutselige utglidninger langs glideplan, som starter i enten et punkt eller en bruddsone, og som deretter bres utover. Massene har en strømmende bevegelse nedover skråningen, og vokser gradvis i omfang. Bruddkanten er i de aller fleste tilfeller halvsirkelformet, glideflaten er vanligvis tilnærmet parallell med skråningens overflate, og tykkelsen på laget som glir ut er normalt mindre enn 5 meter (NVE, 2013b).

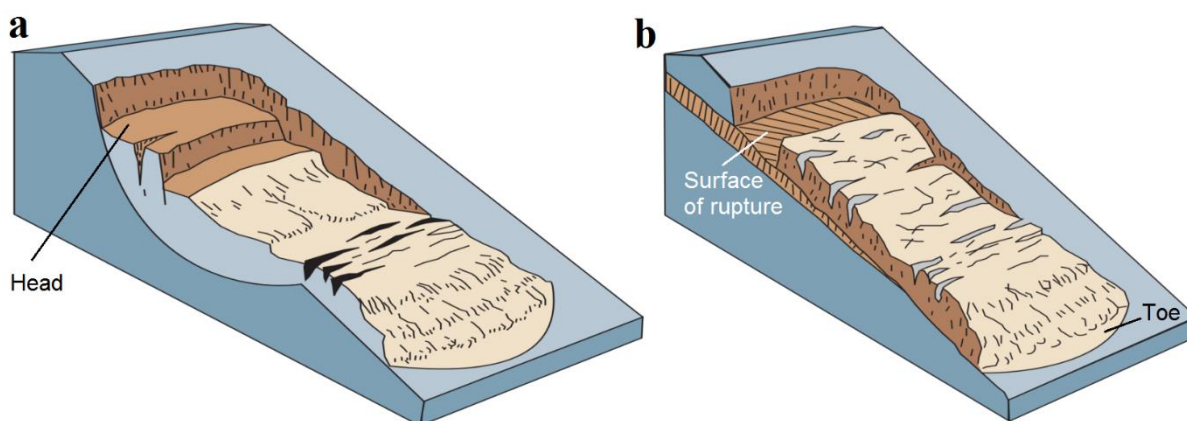
I Norge er nedbørregionen som omfatter store deler av Østlandet samt deler av Sørlandet (Oslo, Akershus, Vestfold, sørlige deler av Hedmark og østlige deler av Oppland, Buskerud, Telemark, Aust-Agder samt østlige deler av Vest-Agder) er regionen med flest jordskred som fører til skade, i henhold til figur 1.1. Jordskred forekommer som oftest i morene, hovedsakelig fordi morene er vanligste løsmassetype i Norske dalsider. Jordskred kan også utløses i andre løsmassetyper, eksempelvis forvittringsmateriale, marin leire og skredavsetninger (Bargel et al., 2011). I morenemateriale vil glideflaten vanligvis ligge mot utfellingslaget, som markerer grensen mellom forvitret og uforvitret morene (Sandersen, 2014). Generelt spres jordskred utover i en trekantformet skredbane dersom det ikke er naturlige kanaler eller bekkeløp skredet kan følge, men skredene kan også ha en mer uregelmessig form. Trekantformede løsmasseskred løsner ofte i et punkt, før vannmettede masser transporteres nedover i fallretningen og blir gradvis bredere fordi nærliggende materiale dras med i skredet, se figur 2.16a. Slike jordskred utløses ofte av steinsprang. I jordskred vil de groveste massene avsettes i bunnen av skredet som en tungeformet rygg, se figur 2.16b (Bargel et al., 2011).

Varnes (1978) poengterte viktigheten av å skille mellom rotasjonsskred og translasjonsskred med hensyn på stabilitetsanalyser og kontrollmetoder. Rotasjonsskred utløses langs en konkav og kurvet bruddflate, der skredets bevegelse roteres om en akse som er parallell med skråningens kontur, se figur 2.17a (Highland og Bobrowsky, 2008). Dersom bruddflaten har et sirkulært profil kan transport av skredmasser skje uten særlig intern deformasjon, og i slike tilfeller vil skredhodet («head») transporteres nesten vertikalt nedover, mens det øverste laget av skredmassene tiltes bakover mot bruddkanten. I translasjonsskred skjer massebevegelsen langs en undulerende glideflate (Cruden og Varnes, 1996), der massene beveges nedover og utover uten særlig rotasjonsbevegelse eller tilting av masser, se figur 2.17b. I tillegg er

translasjonsskred generelt grunnere enn rotasjonsskred, med et avstand-lengde forhold på mindre enn 0,1 (Highland og Bobrowsky, 2008). Translasjonsskred utløses ofte langs svakhetsplan i terrenget, slik som sprekker, forkastninger, svake lagdelinger og grensen mellom fast fjell og løsmasser (Cruden og Varnes, 1996).



Figur 2.16: Eksempler på jordskred: a) Trekantformet jordskred fra Virumdalen i Sunndal kommune, Møre og Romsdal fylke. Skredbanen er 1300 m lang (Bargel et al., 2011). b) Tungeformet jordskredavsetning fra Gåsbakken i Melhus kommune, Sør-Trøndelag fylke (Bratberg, 2009; NVE, 2013b).



Figur 2.17: To typer jordskred: a) Rotasjonsskred utløses langs konkave og kurvede bruddflater. b) Translasjonsskred har massebevegelse langs undulerende glideflater (Highland og Bobrowsky, 2008).

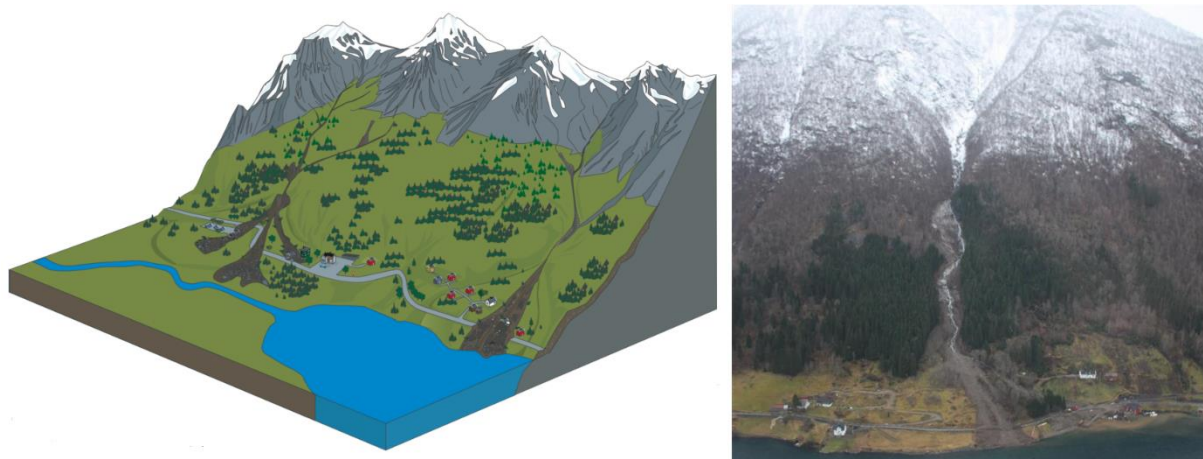
2.4.2 Flomskred

Flomskred defineres som «et hurtig, vannrikt, flomlignende skred som opptrer langs klart definerte elve- og bekkeløp, også der det vanligvis ikke er permanent vannføring» (NVE, 2013b, s. 4). Flomskred utløses typisk ved helningsvinkler mellom 25° og 45° (NVE, 2013b), vanligvis i forbindelse med utglidninger i skrånninger, eller erosjon og massetransport i vassdrag (Norem

og Sandersen, 2014). Ettersom skredmasser transporteres nedover skredbanen tas mer vann og materiale opp, slik at skredets volum øker betraktelig. Et høyt vanninnhold vil sammen med tilstedeværelse av løsmasser både i utløpsområdet og langs skredløpet føre til at flomskred har svært stor rekkevidde, og avsetninger kan ha flere kilometers utbredelse nedover en skråning (NVE, 2013b).

Takahashi (2007) deler flomskred inn i hovedgruppene turbulente flomskred og fullt utviklede flomskred. Turbulente flomskred er hurtige, vannrike flomskred hvor partikler rives med av vannmassenes turbulens. Skredtypen har mange likheter med sedimenttransport i elver. Turbulente flomskred oppstår vanligvis i skråninger med høyt innhold av finstoff, men store blokker kan også forekomme i slike skred. En viktig forutsetning for at turbiditet skal oppstå er at mengden materiale er begrenset sammenlignet med mengden vann, slik at finkornede partikler kan opptre som suspendert materiale. Fullt utviklede flomskred karakteriseres ved høyere volumetrisk tetthet enn turbulente flomskred. Det høye innholdet av materiale fører til at turbulensen i vannet dempes, slik at skredet opptrer som en helhetlig masse av partikler og vann. Slike skred initieres enten ved kraftig erosjon i en elvestrøm, eller ved at det skjer et initialskred som tar opp materiale (Takahashi, 2007).

Flomskredavsetninger avsettes i skråningsfoten i form av en vifte, se figur 2.18. Når strømmen når viftens topp (elvemunningen), vil materiale spres ut og danne en front. Finkornet materiale flyter lenger ned og danner tungeformede eller mer uregelmessige avsetninger. Tynne avsetninger indikerer høyt vanninnhold, mens tykke avsetninger indikerer høyt innhold av sedimenter. Generelt er flomskredavsetninger tynne og smale (NVE, 2013b). Hyppighet av flomskred avhenger bl.a. av tilgjengelighet av sedimenter, sannsynlighet for jordskred, og hvor ofte klimatiske terskelverdier overskrides. For å bestemme tilgjengeligheten av sedimenter deles kanaler ofte inn i «supply-limited» og «supply-unlimited». I kanaler som er «supply-unlimited» vil ikke sedimenttilgang begrense hyppighet av flomskred, og skred utløses hver gang en klimatisk terskelverdi overskrides. I kanaler som er «supply-limited» utløses flomskred mindre hyppig. Slike kanaler er ofte karakterisert av grove sedimenter med høy hydraulisk konduktivitet. Etter at flomskred har blitt utløst er kanalen ofte helt tømt for sedimenter, og hyppigheten av fremtidige flomskred vil avhenge av hvor lang tid det tar før kanalen igjen fylles opp med sedimenter (Jakob, 2005).



Figur 2.18: Flomskredavsetninger. Til venstre: Flomskred avsettes i vifteform (NVE, 2013b). Til høyre: Eksempel på flomskred i Skrednes, Balestrand kommune (varsom.no, 2013).

2.4.3 Steinsprang

Steinsprang er bergartsfragmenter som løsner fra bratte fjellsider, og som transporteres som enkeltblokker ved å rulle, sprette og falle inntil terrenget flater ut. Blokkene forblir som oftest intakte, men blokker som treffer berggrunnen kan slå løs steinfragmenter som kan få enda høyere hastighet enn blokken selv fordi bevegelsesmengden bevares gjennom støtet (Domaas og Grimstad, 2014; Schanche, 2014). Pr. definisjon har steinsprang volum på inntil 100 m^3 , og blokkene vil vanligvis ikke påvirke hverandre. Hastigheten øker raskt ved frie fall, og dermed er konsekvensen for mennesker, bebyggelse og infrastruktur svært ødeleggende (Devoli et al., 2011; Domaas og Grimstad, 2014). I Norge er Vestlandet er regionen med flest steinspranghendelser som fører til skade, i henhold til figur 1.1. Dersom volum av steinmassene er på mellom 100 og $10\,000 \text{ m}^3$ er betegnelsen steinskred, mens dersom volum er større enn $10\,000 \text{ m}^3$ er betegnelsen fjellskred (Domaas og Grimstad, 2014).

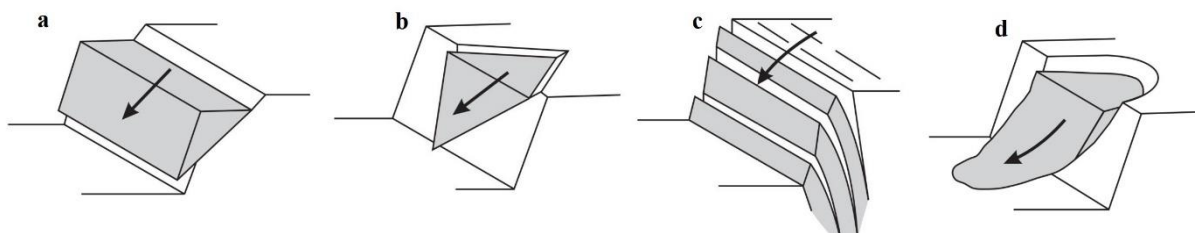
Steinsprang løsner som regel ved terrenghelninger over $40\text{-}45^\circ$, og utløses i oppsprukket berg og overheng. Eksempel på steinspranghendelse sees av figur 2.19. Den viktigste utløsende faktoren for steinsprang er økt vanntrykk i sprekker som et resultat av nedbør, snøsmelting og fryse-/ tineprosesser. Følgelig inntreffer de fleste steinspranghendelser om våren og høsten (Schanche, 2014). Vegetasjon kan virke både drivende og reduserende på steinsprang. Trær i løsneområdet vil kunne øke sannsynligheten for utløsning av steinsprang som et resultat av rotsprengning, men kan likevel i en del tilfeller forankre løse blokker (Høydal et al., 2015). Rotsprengning er mest vanlig i røttenes vekstsesong fra mai til juli (Domaas og Grimstad,

2014). Rotvelter er en vanlig årsak til at blokker løsner fra underlaget. Når steinsprang først er utløst vil trær virke som barrierer for blokker, og kan føre til bremsing eller totalt stopp av blokker avhengig av blokkstørrelse, stammediameter og skogens tetthet (Høydal et al., 2015).



Figur 2.19: Steinsprang mot veg i forbindelse med rensk av fjellside (Schanche, 2014).

Hvilken type utglidning som kan skje er nært knyttet til strukturer i berggrunnen. Generelt skilles det mellom fire hovedtyper av utglidning, se figur 2.20. Valg av videre metode for stabilitetsanalyse avhenger bl.a. av hvilken type utglidning som kan finne sted.



Figur 2.20: Fire hovedtyper av utglidning av blokker i skråninger: a) Plan utglidning er aktuelt når sprekker har fallretning ut av skråningen. Bruddflatens fallvinkel må være mindre enn skråningens, dvs. at bruddflaten må ha utgående i eller over skråningsfoten. b) Kileutglidning langs to plane flater. Utglidningstypen forutsetter at fallvinkelen til skjæringslinjen er mindre enn skråningens fallvinkel. c) Utvelting («toppling») skjer ved at «tavleformede» plater velter ut av fjellet. Utglidningstypen er aktuell når et markert sprekkesystem faller bratt inn i skråningen. d) Utglidning langs en krum flate er aktuell ved svakt og sterkt oppsprukket berg, med tilfeldig orienterte sprekker (Wyllie og Mah, 2004).

2.4.4 Snøskred

Snøskred defineres som «utglidning av snø mot en glideflate som enten kan være bakken eller et lag inne i snødekket» (Taurisano og Øydvin, 2011, s. 7). Snøskred utløses som regel i terreng som er mellom 30° og 60 bratt, i områder som ikke er dekket av trær (Lied, 2014a). Snøskred er den skredtypen som fører til flest dødsfall og skader på bygninger i Norge, og i mange tilfeller er snøskred dimensjonerende skredtype for faresonekartlegging (Taurisano og Øydvin, 2011). I henhold til figur 1.1 er nedbørregionen som dekker mesteparten av Nord-Norge (nordre del av Nordland, Troms og vestre del av Finnmark) området med både flest snøskred som fører til skade og flest omkomne i skredene.

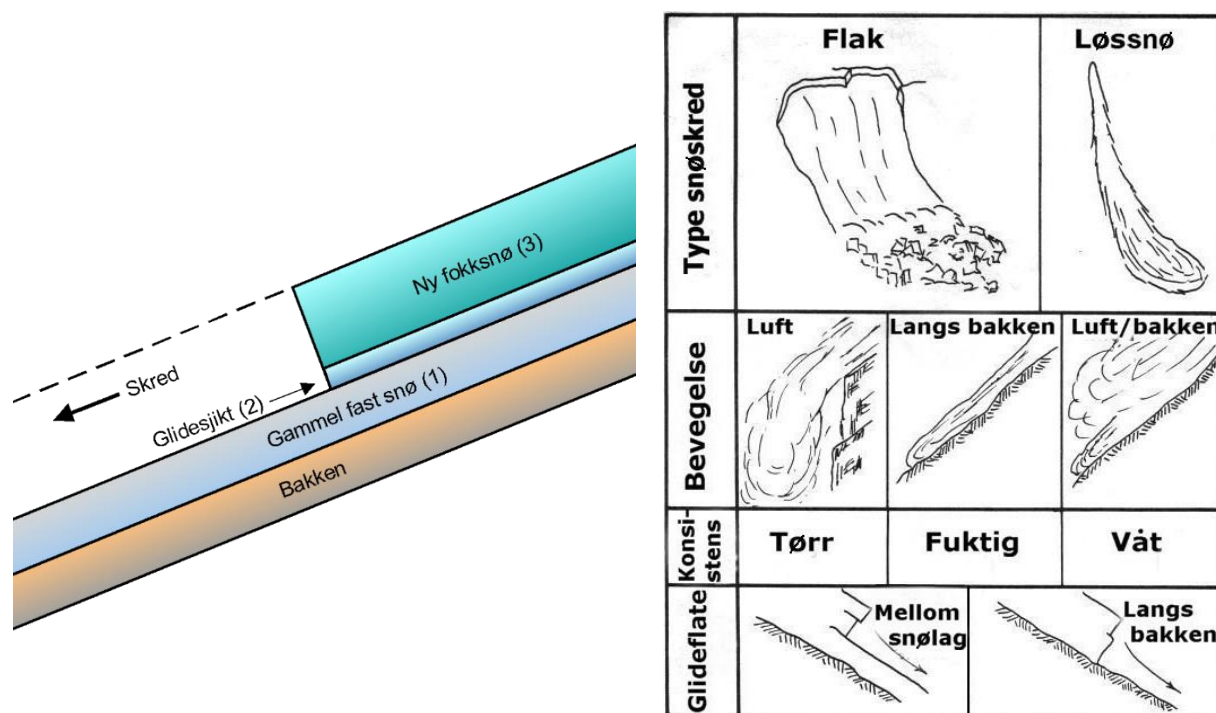
Utløsning av snøskred er sannsynlig dersom større snømengder (0,5 – 1 m) faller ila. kort tid (2-3 døgn), ofte i kombinasjon med sterk vind. Temperaturstigninger vil også virke inn på sannsynligheten for at snøskred utløses (Taurisano og Øydvin, 2011). Vindtransportert snø (fokksnø) anses som det viktigste bidraget til oppbygging av snødekket som går i brudd i utløsningsområdet. Trestammer forankrer snødekket og vil derfor hindre utløsning av snøskred. Vegetasjon beskytter også mot vind og dermed også fokksnø, i tillegg til at den positive strålingsbalansen i skogen reduserer sannsynligheten for utvikling av overflaterim samt oppbyggende omvandling i snødekket. Videre vil mye snø ligge på greiner og falle til bakken som smeltevann eller snøklumper. Dette ødelegger eventuell overflaterim og andre uheldige lagdelinger (Høydal et al., 2015). Eksempel på snøskred vises på figur 2.21.



Figur 2.21: Eksempel på snøskred i Sunndal kommune, Møre og Romsdal fylke. Skredet gikk i 2011 (NVE, 2015a).

2.4. Skråningsprosesser

Det finnes tre hovedtyper av snøskred: løssnøskred, flakskred og sørpeskred. Løssnøskred løsner ofte fra et punkt, og bres utover til en «pæreform» ettersom skredet utvikles. Skredtypen går ofte i lett nysnø eller i våt snø, og utløses når snøoverflaten er bratt nok til at kohesjonen og friksjonen mellom snøkrystallene overskrides. Det må vanligvis være brattere enn 45° for at tørre løssnøskred kan utløses. Flakskred løsner som et flak langs et glideplan, og kan få en bredde på opptil flere kilometer. Høyden på bruddkanten er vanligvis mellom ca. 20 cm og 2-3 m. Flaket glir ut langs et løsere lag i nede i snødekket, eller langs bakken. Flakskred er den farligste skredtypen, og nesten alle skred som gjør skade er flakskred. Når flakskred utløses er som regel sammensetningen av snødekket som følger: (1) eldre, fast snø med stor tykkelse nærmest bakken (glideplan), (2) et tynt, løst lag med liten styrke over den faste snøen (glideslikt), (3) et lag med ny fokksnø på toppen (Lied, 2014a), se figur 2.22a. Klassifisering av snøskred i løssnøskred og flakskred skjer i henhold til figur 2.22b.



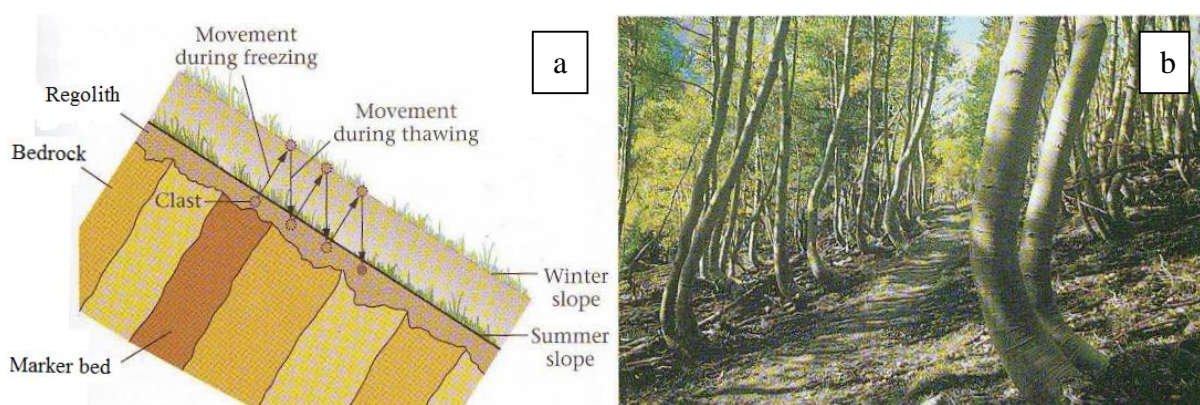
Figur 2.22: Snøskred: a) Snødekkets sammensetning i et flakskred: (1) gammel, fast snø fungerer som glideplan, (2) et tynt lag med liten styrke fungerer som glideslikt, (3) på toppen ligger ny fokksnø (vindtransportert snø) (Lied, 2014a). b) Klassifisering av snøskred i løssnøskred og flakskred, med videre inndeling i undergrupper. Modifisert fra Norem (2011).

Sørpeskred består av vannmettet snø som transporteres langs forsenkninger i terrenget (Taurisano og Øydvin, 2011; Schanche, 2014). Skredtypen utløses når tilførselen av vann til snødekket er større enn avrenningen (Norem og Sandersen, 2014), som regel i snødekker $> 0,5$ m tykke. Skredene utløses vanligvis i perioder med kraftig regn og/eller snøsmelting, i

forbindelse med temperaturstigninger. Sørpeskred kan være svært ødeleggende fordi de har stor erosjonsevne, kan ha rekkevidder på flere kilometer, kan ha hastigheter opp mot 100 km/t og kan utløses ved helningsvinkler mellom 5° og 25° (NVE, 2013c).

2.4.5 Krypbevegelser

Kryp er en sakte, nedadgående bevegelse av løsmasser som skjer som et resultat av at partikler løftes opp vinkelrett på skråningens overflate, men faller tilbake i retning av Jordens sentrum fordi tyngdekraften virker på partiklene, som illustrert av figur 2.23a. Netto bevegelse er dermed nedover skråningen, og hastigheter er vanligvis på skalaen mm/år. Vekslinger mellom løfting og sammentrekning skjer som et resultat av fryse- og tineprosesser, fukte- og tørkeprosesser samt biologisk aktivitet. Bevegelseshastigheten synker med dypet, og karakteriseres som en type plastisk deformasjon av løsmassedekket (Sidle og Ochiai, 2006; Hyndman og Hyndman, 2011). I felt kan krypbevegelser typisk sees som bøyde trær, se figur 2.23b. Solifluksjon er en type krypbevegelser som forekommer i periglasiale miljøer med underliggende permafrost. Ved tining av kun de øverste lagene vil ikke vann kunne infiltrere ned i bakken, og siger følgelig nedover skråningen (Hyndman og Hyndman, 2011). Selv om krypbevegelser ikke utgjør en direkte trussel mot mennesker og infrastruktur, kan prosessen virke som katalysatorer for hurtige massebevegelser (Sidle og Ochiai, 2006).



Figur 2.23: Mekanismer som fører til krypbevegelser: a) Krypbevegelser er et resultat av at partikler løftes opp vinkelrett på skråningen, før de så faller tilbake rett nedover mot Jordens sentrum fordi tyngdekraften virker på partiklene. b) Krypbevegelser vil kunne føre til bøyning av trær. Trærne vokste opprinnelig rett oppover, men har fått bøyde stamme som et resultat av krypbevegelser (Marshak, 2005).

2.5 Betingende faktorer for utløsning av jordskred

For at jordskred skal kunne utløses er det ifølge Bargel et al. (2011) prinsipielt fire betingelser som må være oppfylt:

- Det må være bratt nok.
- Det må være løsmasser til stede.
- Løsmassene må ha lav stabilitet.
- Det må være en utløsende faktor til stede.

2.5.1 Skråningshelning

Erfaring tilsier at jordskred normalt utløses ved helningsvinkler over 30°, men i områder preget av avskoging eller manglende vegetasjon kan jordskred utløses ved helningsvinkler ned mot 25°. Skred kan utløses ved enda lavere helningsvinkler dersom mye vann finnes i løsmassene, eller dersom mennesker har foretatt uheldige inngrep i skråningen. Jordskred forekommer sjelden ved skråningshelninger over 45°, hovedsakelig fordi det vanligvis er for bratt til at det forekommer betydelige mengder løsmasser (Bargel et al., 2011).

2.5.2 Løsmasser

Tilstedeværelse av løsmasser er en betingende faktor for at jordskred skal kunne utløses. Som tidligere omtalt forekommer de fleste jordskred i Norge i morenemateriale, hovedsakelig fordi morene er vanligste løsmasstype i norske dalsider (Bargel et al., 2011). Løsmasser som kan holde på vann, dvs. løsmasser med innhold av silt og leire, er de mest jordskredutsatte. Drenerte løsmasser som sand og grus har lavere potensiale for å bygge opp porevannstrykk, og er dermed mer stabile (Sandersen, 2014). Siden morene vanligvis inneholder alle fraksjoner fra blokk til leir, er den utsatt for oppbygging av porevannstrykk (Easterbrook, 1982; Clark, 1987; Bell, 2002).

2.5.3 Stabilitet

For at skred skal kunne utløses må løsmassene i skråningen ha lav stabilitet. Skråningsstabilitet er en funksjon av flere faktorer, eksempelvis terrengform, vegetasjon, løsmasstype, løsmassetykkelse og hydrologiske prosesser (Bargel et al., 2011). I en skråning vil det virke både stabiliserende og drivende krefter, og utglidning vil skje når summen av de drivende kreftene overskrider summen av de stabiliserende kreftene. Stabiliserende krefter utgjøres av

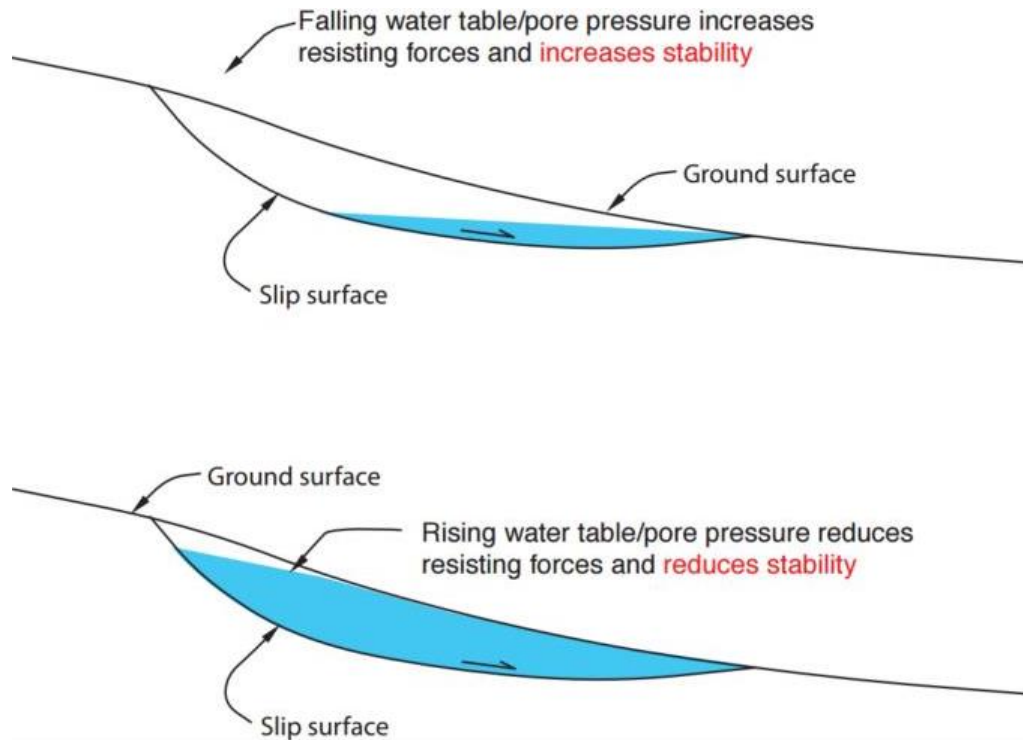
friksjonskrefter og kohesjonskrefter, mens drivende krefter utgjøres av gravitasjonskrefter, porevannstrykk og eventuelle andre belastninger (Høeg, 2014). Analyse av skråningsstabilitet omtales nærmere i delkapittel 2.6.1.

2.5.4 Utløsende faktor

For at skred skal kunne utløses må det være en utløsende faktor til stede. Highland og Bobrowsky (2008) deler utløsende faktorer inn i to hovedkategorier: naturlige faktorer og menneskeskapte faktorer. Naturlige faktorer deles videre inn i vann, seismisk aktivitet eller vulkansk aktivitet. Siden vulkansk aktivitet vanligvis ikke forekommer på Fastlands-Norge, og seismisk aktivitet er en sjeldenhet (Sandersen, 2014; Spjeldnæs og Bryhni, 2015), vil ikke disse bli videre omtalt. Det påpekes imidlertid at Norge er det området i Nord-Europa som opplever flest jordskjelv, men styrken på skjelvne er som oftest så lav at de ikke merkes av mennesker eller har skredutløsende effekt. Jordskjelvne er hovedsakelig knyttet til spenningsutløsninger i jordskorpen etter siste istid (jordskjelv.no, 2016). Tilstedeværelsen av én faktor kan være tilstrekkelig for å utløse skred, men skred kan også utløses av en kombinasjon av flere faktorer. Effekten av naturlige faktorer vil variere fra skråning til skråning, og vil avhenge av skråningshelning, morfologi, terrengform, løsmasstype, geologi samt eventuelle menneskelige inngrep i skråningen (Highland og Bobrowsky, 2008). Forestående seksjon gir kun en kort innføring i utløsende faktorer for jordskred, da temaet omtales nærmere i delkapittel 2.7.

Vann

Vann er den viktigste utløsende faktoren for skred, i form av kraftig nedbør eller snøsmelting, eller en kombinasjon av disse. Dersom 8 % av årsnedbøren faller ilt. ett døgn vil faren for jordskred være høy. Det samme gjelder dersom 5 % av årsnedbøren faller ilt. 12 timer (Sandersen et al., 1996). Store nedbørmengder fører til vannmetning av skråninger med påfølgende økning i porevannstrykk, slik at korn presses fra hverandre og friksjon reduseres (Emdal, 2014). Porevannstrykk omtales i mer detalj i delkapittel 2.3.3. I tillegg vil et stigende grunnvannsspeil føre til økt belastning på skråninger, fordi vannmettet jord er tyngre enn tørr jord. Skråninger vil da få høyere egenvekt, som resulterer i at de drivende kreftene øker. Dermed blir terskelen for likevekt med de drivende kreftene lavere, og skredfaren vil følgelig øke, som illustrert av figur 2.24 (Norges geologiske undersøkelse [NGU], 2002). For morene med en porøsitet på 20 % vil enhetsvekten typisk øke fra 20,8 til 22,7 kN/m³ fra tørr til vannmettet tilstand (Terzaghi et al., 1996).



Figur 2.24: Hvordan vann innvirker på skråningsstabilitet (Highland og Bobrowsky, 2008).

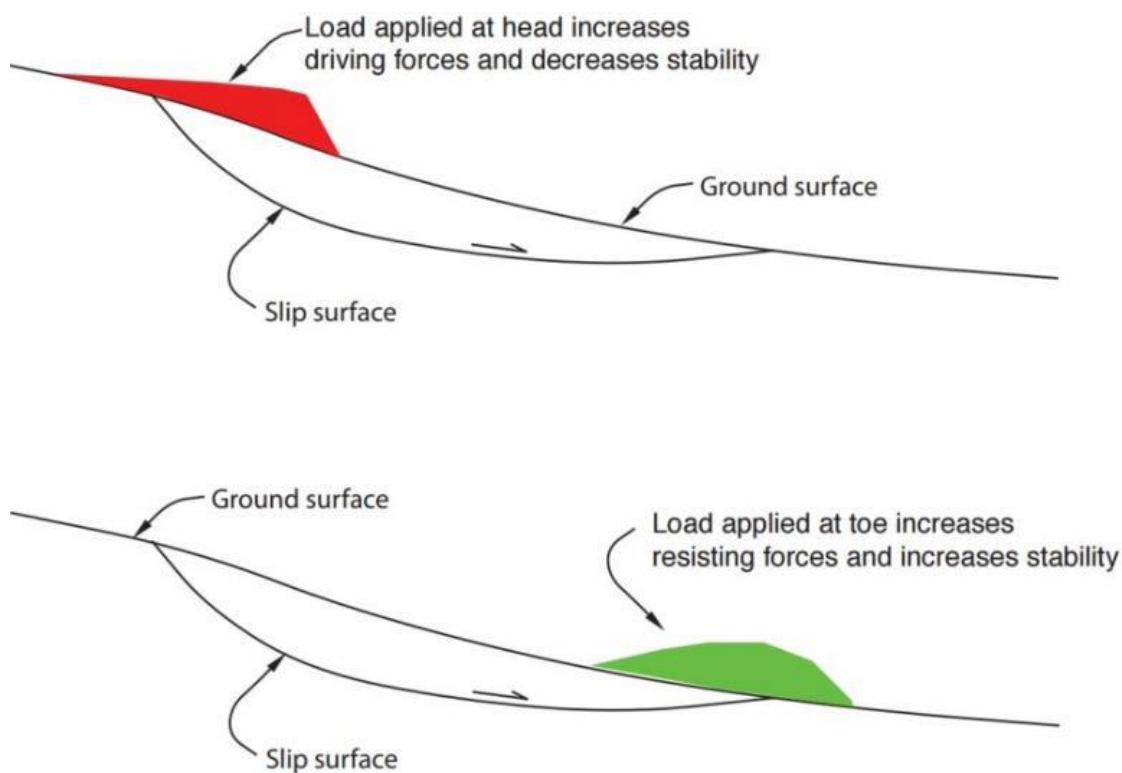
Elve- og bekkeerosjon

Elve- og bekkeerosjon kan i mange tilfeller virke som utløsende faktor for jordskred (Bargel et al., 2011). Under normale forhold vil det være balanse mellom terreng og klima, men ved kraftig nedbør vil vannføring og dermed også strømningskraft mot elvebunnen øke, slik at balansen forstyrres (Fergus et al., 2013). For elver som er lokalisert tilstøtende til skråninger vil vannmassene kunne erodere inn i skråningsfoten, slik at skråningens motvekt blir redusert og de stabiliserende kreftene følgelig reduseres (NGU, 2002).

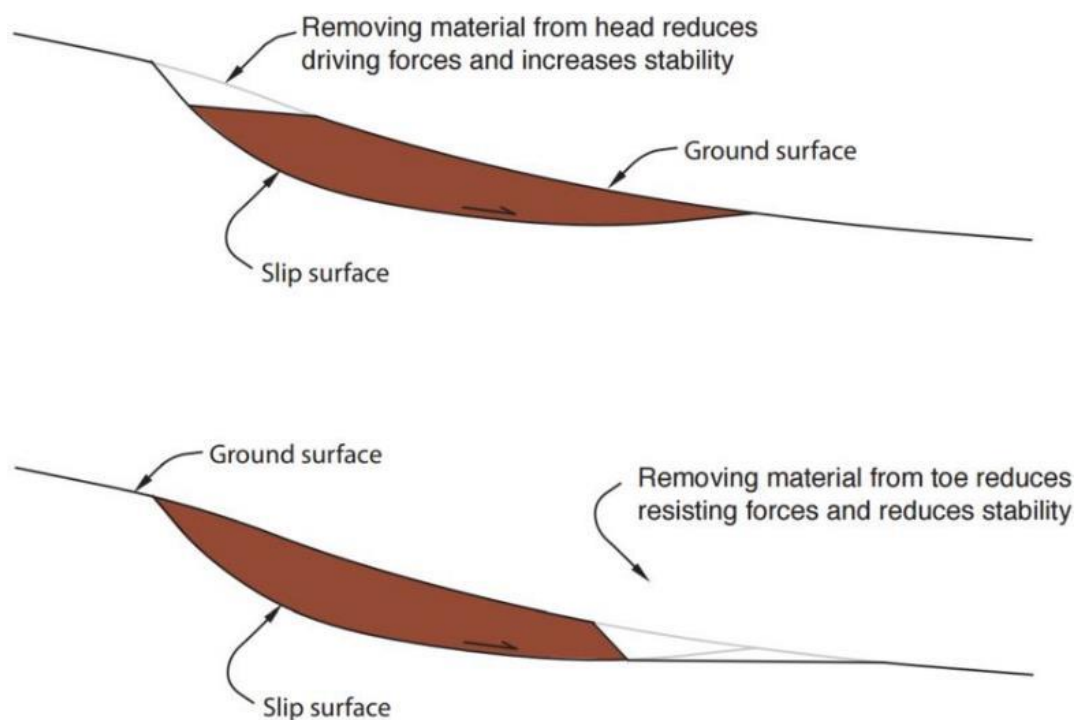
Menneskelige inngrep

Menneskelig aktivitet kan være utløsende årsak for skred, i form av å belaste eller undergrave skråninger i kritiske områder eller perioder (Norem og Sandersen, 2014). Effekten av dette illustreres av figur 2.25 og figur 2.26. Andre uheldige menneskelige inngrep kan være endring av naturlige dreneringsmønstre, avskoging, underkutting av skråningsfot og pålastning av skråningstopp (Highland og Bobrowsky, 2008). Bygging av skogsbilveger uten tilstrekkelig fokus på drenering og vektbelastning er et typisk eksempel på menneskelige inngrep som skredutløsende faktor (Bargel et al., 2011). Skogsbilveger endrer den naturlige dreneringen i en skråning, slik at vann ledes til områder uten naturlig dreneringsveg eller til dreneringsveger

uten tilstrekkelig kapasitet (Fergus et al., 2011). Dermed kan vann konsentreres i større grad enn hva som er naturlig, noe som fører til unormalt høye porevannstrykk, erosjon og til økt belastning av skråninger (Sandersen, 2014).



Figur 2.25: Hvordan pålastning av enten topp eller fot av en skråning innvirker på skråningsstabilitet (Highland og Bobrowsky, 2008).



Figur 2.26: Hvordan utgraving i enten topp eller fot av skråning innvirker på skråningsstabilitet (Highland og Bobrowsky, 2008).

2.6 Skråningsstabilitet

2.6.1 Analyse av skråningsstabilitet

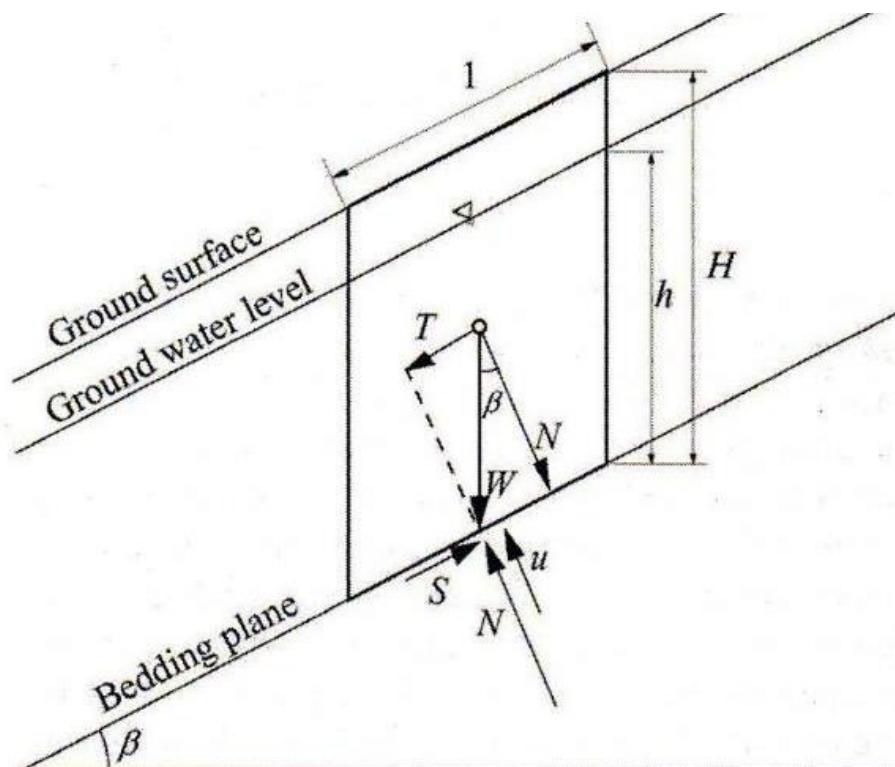
Ved vurderinger av skråningsstabilitet benyttes vanligvis likevektsberegninger for det ustabile glidelegemet, som omfatter sammenligning av stabiliserende og drivende krefter som virker på en skråning. Stabiliserende krefter utgjøres av skjærmotstanden mellom glidelegemet og glideplanet, i tillegg til eventuelle støttekonstruksjoner. Drivende krefter utgjøres av glidelegemets vekt, porevannstrykk og andre laster i skråningen. Dersom summen av de drivende krefter overskrider summen av stabiliserende krefter vil utglidning finne sted (Høeg, 2014). En viktig forutsetning for å kunne analysere skråningsstabilitet, er at det finnes tilstrekkelig informasjon om løsmassenes skjærstyrke, geometri av skråning samt porevannstrykk (Duncan et al., 2014). Beregninger av skråningsstabilitet gir imidlertid ingen informasjon om *omfanget* av eventuelle massebevegelser (Duncan, 1996).

Likevektsberegninger kan ha store usikkerheter som må tas hensyn til når beregninger utføres. Dersom konsekvensene av et eventuelt skred er store kombinert med stor usikkerhet i beregninger, kreves en stor sikkerhetsmargin i beregningene. Beregninger av skråningsstabilitet vil til enhver tid påvirkes av flere faktorer, eksempelvis bestemmelse av skjærstyrke, beliggenhet av svakhetsplan, porevannstrykk, nedbørintensitet og destabiliserende laster. Kraftene er imidlertid ikke konstante over en skråning, og skred vil utløses «minste motstands veg» (Høeg, 2014).

En forenklet prinsippskisse av faktorer som virker på løsmassene i en skråning vises på figur 2.27, hvor det for enkelthets skyld antas at skråningen har uendelig utstrekning. Alle former for massebevegelser i skråninger er direkte forårsaket av gravitasjonskraften, uttrykt ved massens vekt, W , som gis av følgende formel (Sidle og Ochiai, 2006; Sulebak, 2007):

$$W = (\gamma_t[H - h] + \gamma_{\text{sat}}h)\cos\beta \quad (2.3)$$

der γ_t er enhetsvekten til de fuktige løsmassene over grunnvannsspeilet, og γ_{sat} er enhetsvekten til vannmettede løsmasser.



Figur 2.27: Prinsippskisse av krefter som virker på løsmassene i en skråning, hvor β er glideplanets helning, μ er vanntrykket under glideplanet, h er grunnvannsspeilets vertikale dybde over glideplanet, S er løsmassenes skjærstyrke, T er drivende kraft ned glideplanet, N er normalspenning, W er løsmassenes vekt, l og H er henholdsvis lengde og høyde på det aktuelle glidelegemet (Sidle og Ochiai, 2006).

På en flat overflate vil gravitasjonskraften virke rett nedover i retning av Jordens sentrum, mens den i en skråning kan dekomponeres til to komponenter: drivkraften, T , som virker i glideretningen langs skråplanet, og normalkraften, N , som virker normalt på skråplanet. Drivkraften søker å flytte glidelegemet nedover skråningen og kan resultere i skråningskollaps. Normalkraften skaper friksjon, både internt i glidelegemet og mellom glidelegemet og glideplanet, og virker som en stabiliserende kraft. Både T og N er proporsjonale størrelser med glidelegemets vekt og skråningens helning, og kan uttrykkes med de trigonometriske funksjonene sinus og cosinus til glideplanets helningsvinkel, β (Sulebak, 2007):

$$T = W \sin \beta \quad (2.4)$$

$$N = W \cos \beta \quad (2.5)$$

Skjærstyrken langs glideplanet gis av løsmassenes skjærstyrke, og er av stor betydning for analyser av skråningsstabilitet siden skjærstyrke påvirkes av ytre faktorer som nedbør og eventuelle laster og avlastninger skråningen blir påført. Skjærstyrke beregnes ved bruk av Coloumbs lov (Sidle og Ochiai, 2006; Høeg, 2014):

$$S = c + (W \cos \beta - \mu) \tan \varphi \quad (2.6)$$

der c er kohesjonen i løsmassene, φ er løsmassenes indre friksjonsvinkel og μ er vanntrykket. Kohesjonen, c , i formel 2.6 avhenger av kjemiske reaksjoner i løsmassene samt tidligere belastninger løsmassene har blitt påført. Løsmasser med noe sementering vil ha en positiv c -verdi (Høeg, 2014). For relativt tynne jordsmonn i bratt terreng, hvor den effektive normalspenningen er lav og grunnvannsstanden er høy, kan små endringer i kohesjon ha en stor effekt på skråningsstabilitet (Sidle og Swanston, 1982).

Vanntrykket, μ , i formel 2.6 består av to komponenter: en stasjonær og en ikke-stasjonær komponent. Den stasjonære komponenten avhenger av grunnvannsforhold i skråningen, mens den ikke-stasjonære komponenten avhenger av midlertidige poreovertrykk eller –undertrykk som et resultat av bl.a. nedbør og snøsmelting. Selv om vanntrykk er av stor betydning for skråningsstabilitet, er μ i mange tilfeller den vanskeligste parameteren å modellere. Økninger i porevannstrykk gir redusert skråningsstabilitet, fordi skjærstyrke reduseres som et resultat av at vann fører til redusert friksjon mellom korn og sprekkevegger (Høeg, 2014). Vanntrykket gis av følgende formel (Sidle og Ochiai, 2006):

$$\mu = \gamma_w h \cos^2 \beta \quad (2.7)$$

der γ_w er enhetsvekten til vann.

Sikkerhetsfaktor

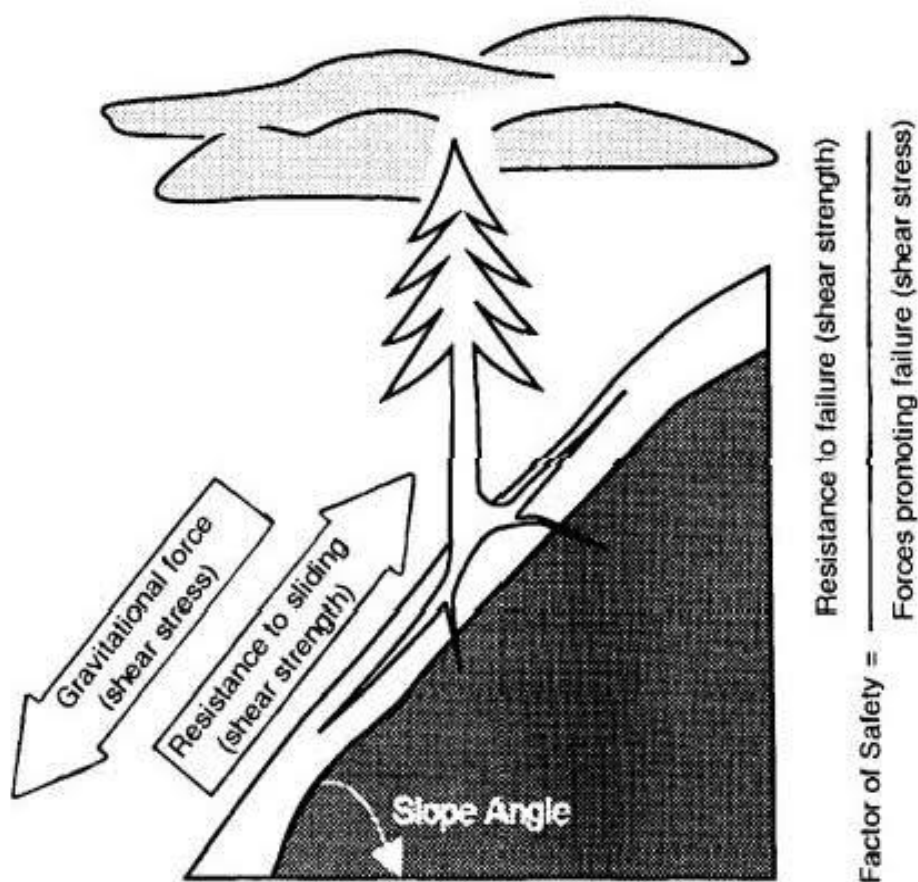
Sikkerhetsfaktor, F , er et direkte mål på stabiliteten av en skråning, og defineres som forholdet mellom løsmassenes skjærstyrke, S , og de drivende kreftene som virker på det potensielle glidelegemet, T (Sidle og Ochiai, 2006):

$$F_s = \frac{S}{T} \quad (2.8)$$

$$F_s = \frac{c}{W \sin \beta} + \frac{\tan \varphi}{\tan \beta} + \frac{\mu \tan \varphi}{W \sin \beta} \quad (2.9)$$

Skred utløses når skjærstyrken, S , blir mindre enn de drivende kreftene, dvs. når $F_s < 1$. Sikkerhetsfaktor beregnes vanligvis for planet som har høyest sannsynlighet for å gå i brudd, også kalt *kritisk glideflate* («critical slip surface»). Formel 2.9 er basert på likevektsprinsippet, og brukes mye i eksisterende litteratur for å analysere skråningsstabilitet (Wu et al., 1979; Gabet og Dunne, 2002). Konvensjonell praksis er å benytte sikkerhetsfaktor for analyse av skråningsstabilitet, selv om det i senere år har vært en økende interesse for å benytte

probabilistiske vurderinger (Holtz og Schuster, 1996). Det geometriske forholdet mellom kreftene som virker på en skråning er prinsipielt illustrert av figur 2.28.



Figur 2.28: Forholdet mellom kreftene som virker på en vegetert skråning (Chatwin et al., 1994).

2.7 Faktorer av betydning for skråningsstabilitet

2.7.1 Hydrologiske faktorer

Hydrologiske forhold er av stor betydning for skråningsstabilitet og skråningers karakteristikk. Som hovedårsak til skråningskollaps er nedbør viktigste hydrologiske faktor, der fordelingen av nedbør og snøsmelting i tid og rom er av avgjørende betydning. Ved å infiltrere ned i jordsmonnet vil vann føre til en generell økning i porevannstrykk, og følgelig redusere både friksjon og stabilitet av skråninger. Andre hydrologiske faktorer av betydning, er infiltrasjon av vann i bakken (se delkapittel 2.3.5), vannstrømmen innad i løsmassene samt intersepsjon og evapotranspirasjon (Sidle og Ochiai, 2006). Evapotranspirasjon består av evaporasjon fra fysiske objekter samt transpirasjon, som er prosessen der vegetasjon trekker opp vann fra bakken før vannet fordampes fra blader (Dingman, 2008). Kontinuerlige endringer i

hydrologiske forhold medfører endringer i både jordsmonnets fysiske egenskaper (f.eks. vanninnhold og metningsgrad) og spenningstilstand (Picarelli et al., 2012).

Porevannstrykk og effektivspenning

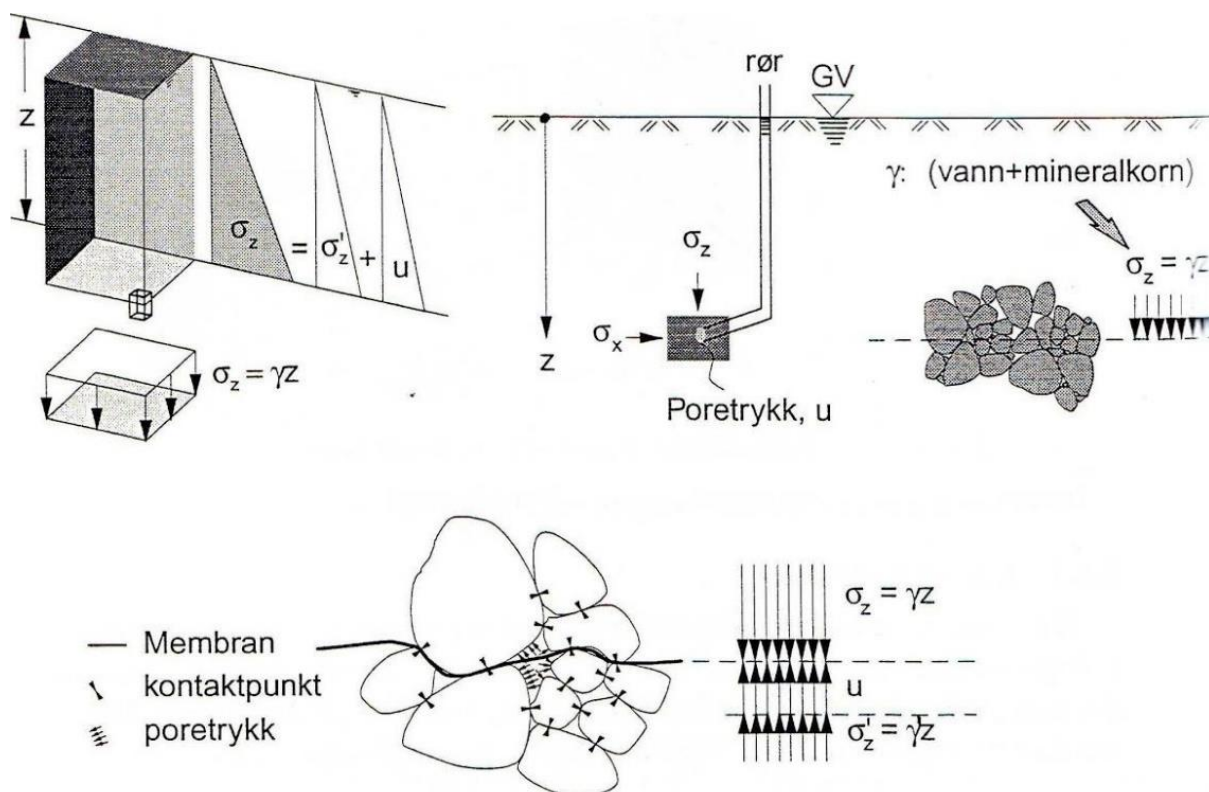
Ethvert plan i jorden lokalisert på en dybde, z , utsettes for vertikalspenninger, σ_z , som er et resultat av tyngden av overflatelast, mineraler og vann som ligger over det aktuelle planet. Som omtalt i delkapittel 2.3.4, vil løsmasser lokalisert under grunnvannsspeilet bestå av to separate faser: kornskjellettet og vannfylte porer mellom kornene (Emdal, 2014). Kontaktpunkter mellom korn kan ta opp normal- og skjærspenninger, mens porevann ikke har evnen til å motstå skjær og kun kan utøve et hydrostatisk trykk som er isotropt i alle retninger. Derfor skiller det mellom spenninger som bæres av kornskjellettet, og spenninger som bæres av porevannet (Abramson et al., 2002). Et plan lokalisert under grunnvannsspeilet vil skjære gjennom både mineralkorn og vannfylte porer, hvor mineralkornene overfører krefter i kontaktflatene, og vil påvirkes av porevannstrykket. Porevannstrykket er definert som andelen av totalspenningene som bæres av vann i porene (Smith og Smith, 1998). Høye porevannstrykk oppstår når vertikal last øker og vann forblir fanget mellom korn (Vucelic et al., 2004). Totalspenningen deles derfor i to komponenter og defineres av følgende formel (Emdal, 2014):

$$\sigma = \sigma' + \mu \quad (2.10)$$

der σ er totalspenning, σ' er effektivspenning og μ er porevannstrykk. Effektivspenning er andelen av totalspenningene som ikke er forårsaket av porevannstrykk, og beskriver den interne gjennomsnittsspenningen i selve kornskjellettet, se figur 2.29 (Emdal, 2014). Siden skjærspenning avhenger av effektivspenning, og ikke totalspenning, bør effektivspenning anvendes i Coloumbs lov, som gitt i formel 2.11 (Smith og Smith, 1998):

$$S = c' + \sigma' \tan \varphi' \quad (2.11)$$

der c' er effektiv kohesjon, σ' er effektiv normalspenning som virker på skjærplanet og φ' er effektiv friksjonsvinkel.



Figur 2.29: Effektivspenninger i jorda. Øverst til venstre: Totalspenninger kan deles opp i effektivspenninger og porevannstrykk, som begge vil øke med dybde z fra overflaten. Vertikalspenninger er en funksjon av både dybde z og tyngdetetthet til overliggende masser, γ . Øverst til høyre: Ethvert punkt i bakken vil utsettes for både vertikalspenninger σ_z og horisontalspenninger σ_x . Vannstanden i en rørbrønn vil tilsvare grunnvannsspeilet, hvor poretrykket er null. Nederst: Totalspenningen har en nedadrettet kraft, mens poretrykk og effektivspenningen har en motsatt rettet kraft (Emdal, 2014).

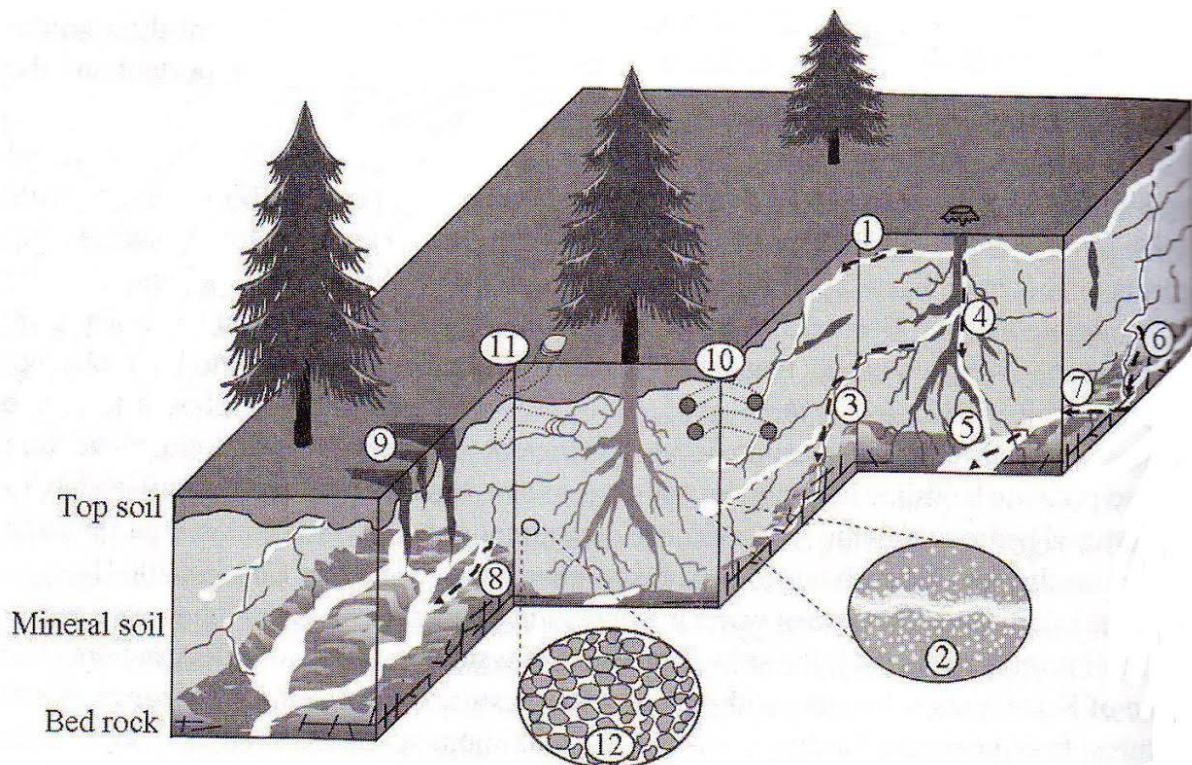
Grunnvannets kritiske effekt på skråningsstabilitet ble først anerkjent av Terzaghi (1923, som sitert av Rowe, 2001), som viste at når udrenerte og vannmettede løsmasser påføres en økning i normalspenning, $\Delta\sigma$, vil porevannstrykket øke med $\Delta\mu$, og verdien av $\Delta\mu$ tilsvarer verdien av $\Delta\sigma$. Nilsen et al. (2011) påpeker imidlertid at porevannstrykket i jorden kan være både høyere og lavere enn grunnvannstanden, spesielt i skråninger hvor drenering fra høyereliggende områder kan føre til artesisk trykk i lavereliggende områder. Steinspranghendelser på vannmettet jord kan også påvirke det midlertidige porevannstrykket. Dersom løsmassene utsettes for en slik «sjokkbelastning» vil poretrykket øke, friksjonen mellom korn vil reduseres, og masser sklir ut dersom drivkraften blir større enn løsmassenes skjærstyrke (Budetta, 2010).

Løsmassedekketts hydrologiske egenskaper

De viktigste fysiske egenskapene til løsmassedekker av betydning for skråningsstabilitet, er relatert til vannets bevegelse i skråningen samt løsmassedekketts evne til å holde på vann.

2.7. Faktorer av betydning for skråningsstabilitet

Vannets bevegelse i skråninger er imidlertid vanskelig å kvantifisere, og danner et komplekst nettverk bestående av både horisontale, vertikale og skråningsparallele strømningsveger, som illustrert av figur 2.30. Vegetasjon spiller en stor rolle for dannelse av strømningsveger. Strømning kan skje gjennom rotkanaler, begravd organisk materiale, løst lagrede masser som et resultat av biologisk aktivitet, og gravehull fra dyr (Sidle og Ochiai, 2006).



Figur 2.30: Mulige strømningsveger for vann i bakken. Mulige strømningsveger inkluderer (1) gjennom den organiske horisonten over mineralhorisonten, (2) gjennom makroporer som samvirker med omkringliggende mesoporer slik at strømningsveger forstørres ved høye vanninnhold, (3) gjennom sammenkoblede makroporer, (4) gjennom organisk materiale og råtnede røtter, (5) langs litiske kontakter, (6) gjennom sprekker, (7) ved eksfiltrasjon av vann fra sprekker i bergmassen, (8) over mikrokanaler i bergmassen, (9) i sprekker i løsmassedeckket, (10) gjennom hull utgravd av levende organismer, (11) gjennom hi og huler laget av dyr (12) gjennom porer mellom korn (Sidle og Ochiai, 2006).

2.7.2 Geologiske faktorer

Bergartskarakteristikk og forvitring

Forvitring fører både til fysiske og kjemiske endringer samt til mekanisk og kjemisk nedbrytning av bergart eller regolitt, og til dannelse av forvitningsprodukter som er et resultat av kontakt med vann og luft (Sidle og Ochiai, 2006). Med regolitt menes alle typer løsmasser som dekker den faste fjellgrunnen (Raade, 2009). Fordi forvitring påvirker både styrke av regolitter og hvilke veger vannet kan ta, er forvitring av stor betydning for skråningsstabilitet. Forvitring endrer de mekaniske, mineralogiske og hydrologiske egenskapene til regolitter, og dermed kan forvitningsprofiler i noen tilfeller bestemme glideplan for skred (Sidle og Ochiai,

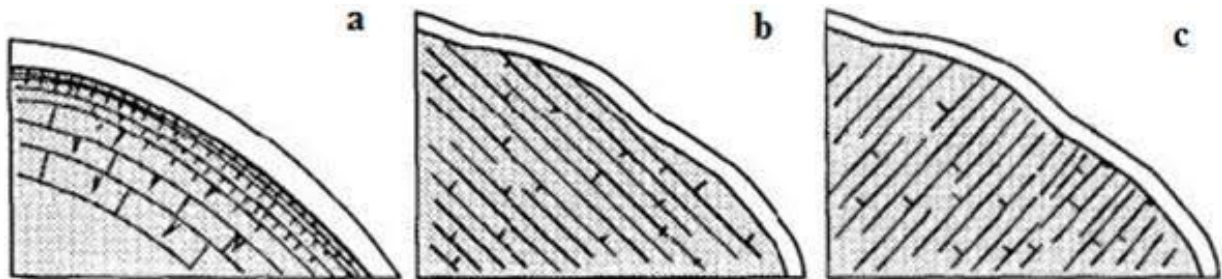
2006). Flere eksempler finnes i eksisterende litteratur, eksempelvis Chigira et al. (2002) som studerte forvittringsmekanismers effekt på skredaktivitet, med eksempel fra Japan. I studien ble det konkludert med at et svakt forvittringsprofil var hovedårsaken til et stort antall skredhendelser som fant sted under en kraftig nedbørhendelse. Ved at vann lett infiltrerte gjennom det porøse forvittringsprofilet, slik at forvittringsprofilet ble vannmettet og vanntrykk ble bygget opp mot en underliggende eksfoliasjonsflate, ble de stabiliserende kreftene tilstrekkelig redusert til at masser gled ut. Hvor utsatt et materiale er for skredaktivitet, avhenger bl.a. av forvittringens omfang, type forvittring, forvittringens påvirkning på vanninfiltrasjon samt interaksjoner mellom forvitring og bergmasse (Sidle og Ochiai, 2006).

Det finnes flere sammenhenger mellom geologisk materiale og skredaktivitet, der kvikkleire under marin grense i Norge er et klassisk eksempel. Videre kan dominerende bergartstype være en kontrollerende faktor for skråningsstabilitet, siden egenskaper til forvittringsprofiler varierer med bergartstype (Sidle og Ochiai, 2006). Gerrard (1994) studerte geologisk og menneskelig kontroll på skredfare i Himalaya, og konkluderte med at bergartstype utøver en stor kontroll på skredfare. Bergartene i studieområdet ble rangert som følgende fra mest til minst skredfarlige: fyllitt, leirskifer («shale» og «schist»), dårlig sementert sandstein, kalkstein, gneis, granitt og kvartsitt. Det understrekes imidlertid at de undersøkte bergartene innehar vesentlige forskjeller, både relatert til litologi og bergartsstruktur.

Bergartsstruktur

Bergmasse er et diskontinuerlig materiale, og vil bestå av flere strukturer, som folder, forkastninger, lagdelinger, sprekker og skjærsoner. Strukturer i berggrunnen kan redusere skråningsstabilitet på tre måter: (1) ved å danne svake plan i berggrunnen som potensielt kan gli ut, (2) ved å lede vann fra berggrunnen og inn i overliggende løsmasser, slik at friksjon mellom korn blir redusert, og (3) forvitring av berggrunnen vil føre til redusert stabilitet av overliggende løsmasser. Stabiliteten er lavest hvor strukturer i berggrunnen er parallelle med skråningen, som illustrert av figur 2.31a. Slike strukturer leder vann, kan ha forhøyet porevannstrykk, og kan dermed virke som eventuelle bruddflater for en utglidning. I tillegg gir de lite støtte til overliggende løsmasser. Sprekker kan lede vann slik at vann konsentreres i løsmasser der sprekke kommer ut i dagen, som resulterer i lokalt forhøyede porevannstrykk (Sidle og Ochiai, 2006). Det samme gjelder for bergartsstrukturer med fallretning nedover skråningen, som illustrert av figur 2.31b. Strukturer med fallretning inn i skråningen har høyere

stabilitet ettersom de danner naturlige støttepilarer som lokalt øker stabiliteten, som illustrert av figur 2.31c (Chatwin et al., 1994).



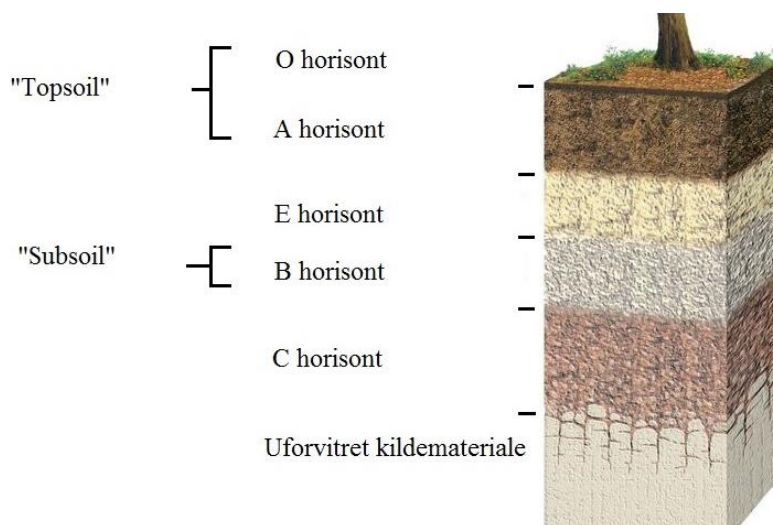
Figur 2.31: Orientering av berggrunnens lagdeling: a) Sterkt oppsprukke bergarter med hovedsprekkeretning parallell med skråningens fallretning er ugunstig for stabiliteten fordi de gir lite støtte til overliggende løsmasser, kan virke som potensielle glideplan, og kan lede vann. b) Strukturer med fallretning i samme retning som skråningen vil lede vann og virke ugunstig på stabilitet av skråninger. c) Strukturer som har fallretning vinkelrett på skråningen har høyere stabilitet fordi de danner lokale støttepilarer som lokalt øker stabiliteten (Chatwin et al., 1994).

Ustabile lagninger

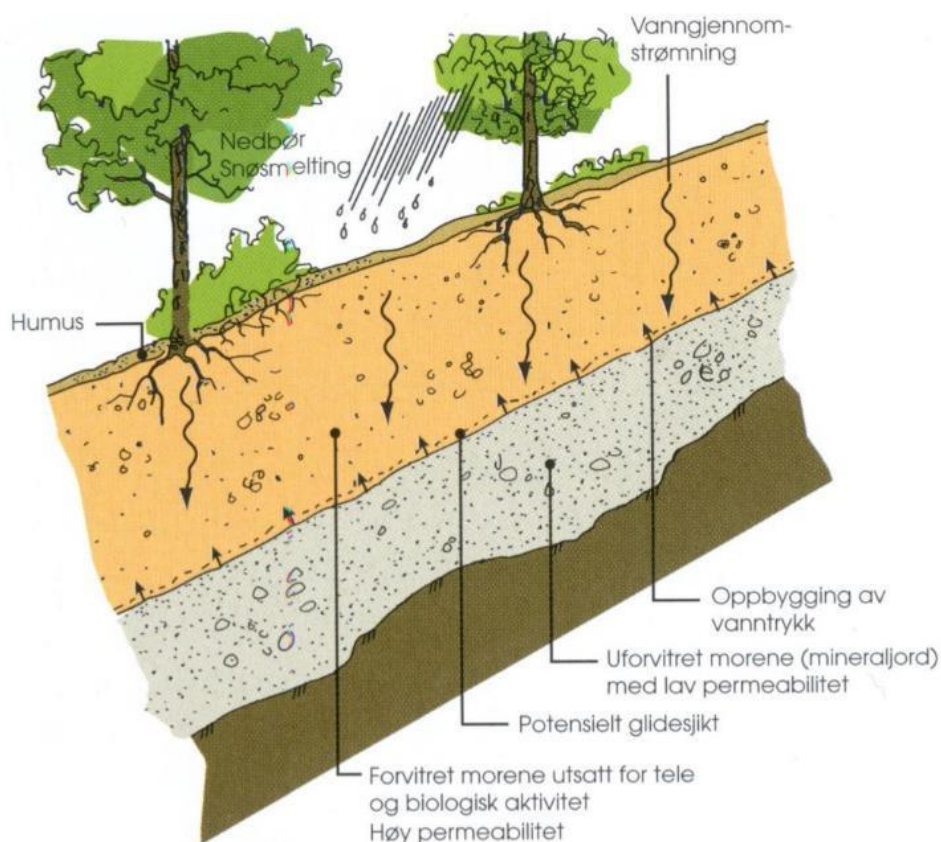
Løsmassedekket inneholder som regel lag med ulik sammensetning og styrke, som vil være av betydning for hvor porevannstrykk kan bygges opp (Norem og Sandersen, 2014). Skred utløses vanligvis i kontakten mellom lag med ulik permeabilitet, hvor det kan skje oppbygging av porevannstrykk. Slike lag kan finnes både internt i løsmassedekket, eller kan utgjøre kontakten mellom løsmassedekket og berggrunnen (Montgomery et al., 1997).

Eksisterende litteratur inneholder flere eksempler på hvordan svake lagdelinger kan føre til redusert skråningsstabilitet (Sidle og Ochiai, 2006), der norske morener er et klassisk eksempel på hvordan lag med ulik permeabilitet tilrettelegger for porevannsoppbygging. I den øverste delen av morenedekket er tilgangen på oksygen god. Det vil dermed skje en kontinuerlig utvasking til lag lenger ned med lavere oksygentilgang, slik at underliggende lag blir tettere. Siden innlandsisen smeltet bort for ca. 11 000 år siden, har det øvre laget blitt påvirket av frost, uttørking, røtter og biologisk aktivitet, slik at det har blitt porøst og permeabelt. Det underliggende utfellingslaget ligger normalt på 0,5 – 1 m dyp, og vil i motsetning til det øvre laget være lite porøst og lite permeabelt. Når vann infiltrerer i løsmasser vil utfellingslaget virke som en barriere for vanninfiltrasjon, slik at vann følger laggrensen heller enn å infiltrere videre ned i løsmassedekket. Dermed vil bindinger svekkes, poretrykk kan bygges opp og skjærstyrken reduseres, slik at utgliding kan finne sted (Norem og Sandersen, 2014). Utfellingslaget sees som B-horisonten i figur 2.32. En typisk lagdeling i norske morener

fremgår av figur 2.33. Andre ustabile lagdelinger inkluderer vekslinger mellom harde og myke lag, tynne lag av løsmasser som ligger over mer kompetente lag samt oppsprukkede bergarter som ligger over dypforvitrede bergarter (Sidle og Ochiai, 2006).



Figur 2.32: Typisk jordsmonnprofil: O-horizonten (humuslaget) er dominert av organisk materiale. A-horizonten består av humusrikt minerogent materiale. E-horizonten (bleikjordsjiktet) består av lyse mineralpartikler hvor løselige stoffer hovedsakelig har blitt vasket ut. B-horizonten (utfellingshorizonten) er ofte leirrik mens C-horizonten består av noe forvitrede løsmasser eller berg (Tarbuck og Lutgens, 2003; Bratberg, 2009). Figuren er hentet fra Tarbuck og Lutgens (2003).



Figur 2.33: Profil av typisk lagdeling norske morener. Vann vil lett infiltrere gjennom det porøse og permeable øverste laget, men har vanskeligheter for å infiltrere det mindre porøse og permeable utfellingslaget. Dermed vil vanntrykk bygges opp, og utglidning kan finne sted. Utfellingslaget ligger ofte på 0,5 – 1 m dyp, som omtrent tilsvarer røttene dybde (Sandersen, 2014).

Løsmasstype

Bortsett fra morene er andre skredutsatte løsmasstyper skredavsetninger, forvittringsmateriale og marin leire. Stabilitet av løsmasstyper er relatert til mellomkornbindinger, som er en funksjon av kornstørrelse, kornform og vanninnhold (Bargel et al., 2011). Da grovere masser ikke tillater oppbygging av poretrykk, er finstoffinnhold i løsmassene av avgjørende betydning. Derfor vil en skråning bestående av silt og leire være mer skredutsatt enn en tilsvarende skråning bestående av grovere masser (Norem og Sandersen, 2014).

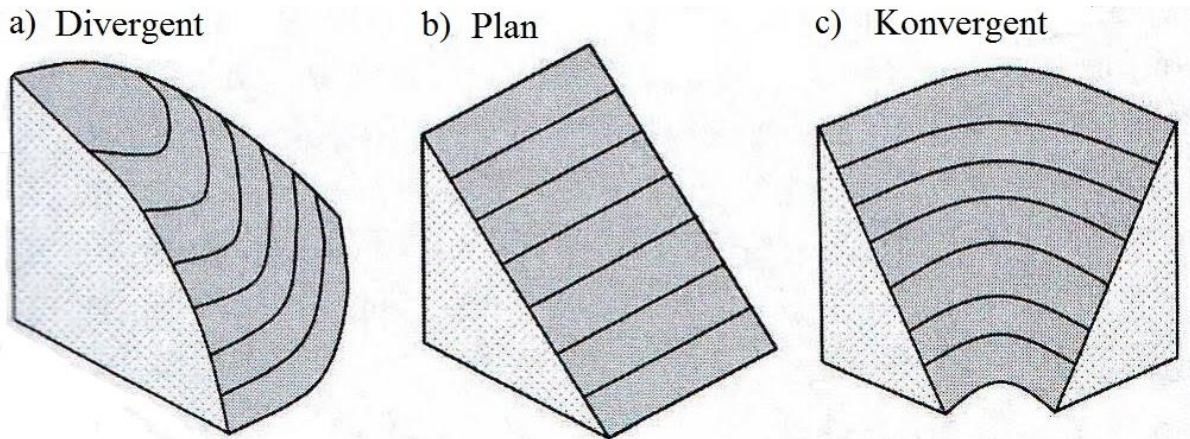
2.7.3 Geomorfologiske faktorer

Skråningsgradient

Som omtalt i delkapittel 2.5.1 utløses de fleste jordskred på helningsvinkler mellom 25°- 45° (Bargel et al., 2011). Carson og Petley (1970) studerte grunne massebevegelser bestående av jord og stein som ble utløst ved et bredt spekter av skråningsgradienter. Det ble konkludert med at skråningsgradient er den primære drivende faktor for massebevegelser, spesielt for grunne massebevegelser.

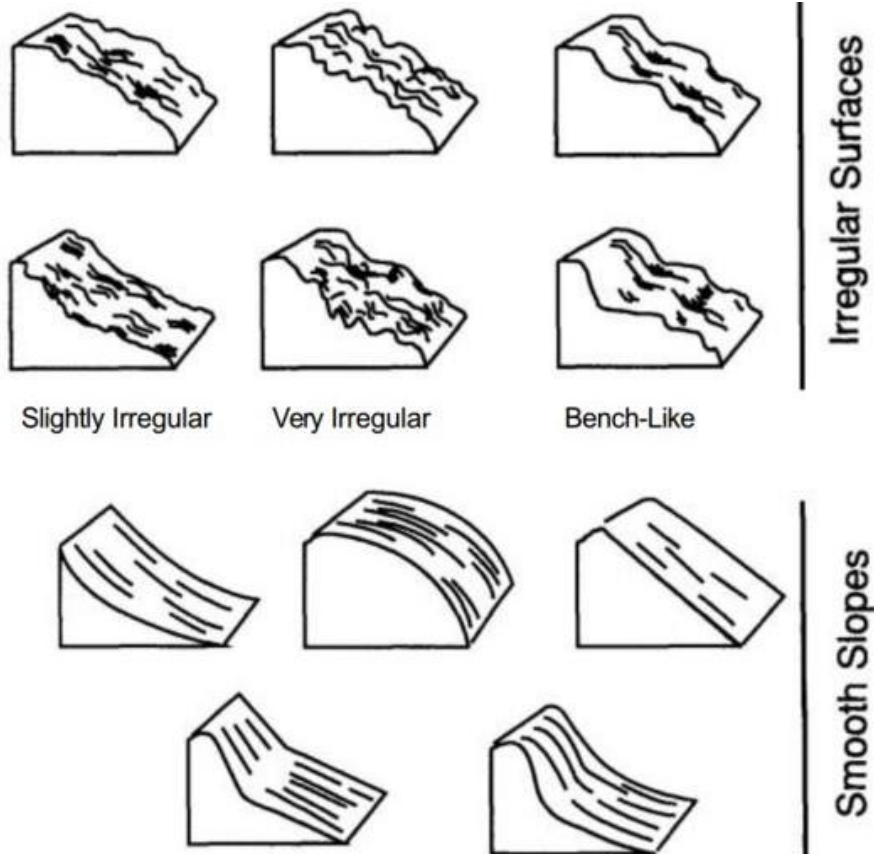
Skråningsform

Skråningsform utøver en stor kontroll på skråningsstabilitet ved å samle opp eller spre vann i terrenget. Skråningsform deles som regel inn i tre grupper: divergente, plane og konvergente terrengformer, som illustrert av figur 2.43. Divergente terrengformer er som oftest de mest stabile, etterfulgt av plane terrengformer. Konvergente terrengformer anses som de minst stabile. Divergente terrengformer vil spre vann utover, slik at høye porevannstrykk ikke vil bygges opp. Konvergente terrengformer vil konsentrere vann i små områder av skråningen, og dermed tillate oppbygging av porevannstrykk i perioder med mye nedbør og/eller snøsmelting (Montgomery et al., 1997). Vanligvis følger skredmasser forsenkninger i terrenget, men i åpne fjellsider kan imidlertid skredmasser spres sidevegs, spesielt dersom løsmassedekket er vannmettet (Norem og Sandersen, 2014). Skred som utløses i områder uten tydelige terrengformer kan skyldes sprekkesystemer som leder vann ut i løsmassene (Sidle og Ochiai, 2006), som omtalt i delkapittel 2.7.2.



Figur 2.34: Tre typer terrengformer med ulik stabilitet: a) Divergente terrengformer er mest stabile fordi de sprer vann. b) Plan terrengform. c) Konvergente terrengformer er minst stabile fordi vann konsentreres i små områder. Modifisert fra Sidle og Ochiai (2006).

Ruhet av skråningsoverflater virker også inn på stabilitet av skråninger. Irregulære skråninger er som oftest mer stabile fordi de er mer oppstykket, slik at bratte seksjoner hvor skred kan utløses blir kortere. Som konsekvens blir også potensielle utløpsdistanser kortere. Generelt kan skråningskonfigurasjon deles inn i uniform (glatt med få irregulariteter) og irregulær (oppstykket) (Chatwin et al., 1994). Ulike overflatekonfigurasjoner illustreres av figur 2.35.



Figur 2.35: Eksempler på ulike overflatekonfigurasjoner av skråninger (Chatwin et al., 1994).

2.7.4 Vegetasjon

Vegetasjon har stor betydning for skråningsstabilitet, og øker stabilitet av skråninger på to grunnleggende måter (Sidle og Ochiai, 2006; Norem og Sandersen, 2014):

1. Vanninnholdet i bakken reduseres ved at røtter tar opp vann, som videre fraktes til bladene hvor vannet fordampes. Dermed vil en mindre andel av nedbøren føre til oppbygging av porevannstrykk i bakken.
2. Røtter stabiliserer løsmasser, og vil føre til ekstra kohesjon og forankring.

Vegetasjonens innvirkning på skråningsstabilitet er imidlertid kompleks, og kan virke både positivt og negativt på stabilitet av skråninger. Vegetasjonens påvirkning deles videre inn i hydrologiske og mekaniske mekanismer, som kan virke forskjellig for hurtige, grunne jordskred og for mer dyptgående jordskred (Sidle og Ochiai, 2006). En oversikt over vegetasjonens effekt på skråningsstabilitet gis av tabell 2.4.

Tabell 2.4: Vegetasjonens relative påvirkning på skråningsstabilitet. G betegner «gunstig» påvirkning, U betegner «ugunstig» påvirkning, MG betegner «marginalt gunstig» påvirkning, MU betegner «marginalt ugunstig påvirkning». Modifisert fra Sidle og Ochiai (2006).

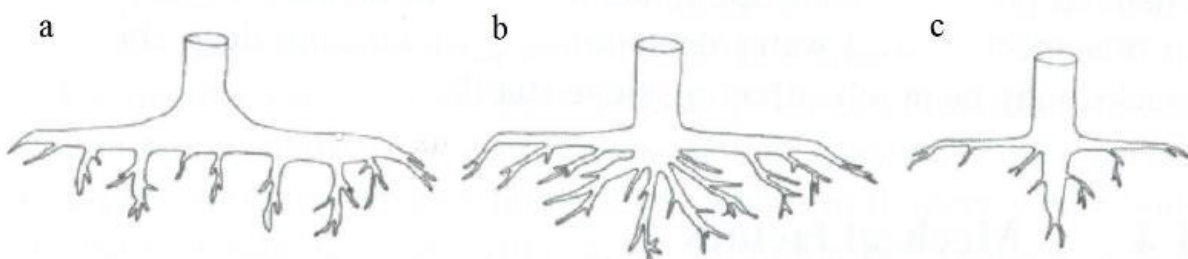
Type mekanisme	Innvirkning på skredtype	
	Grunn, hurtig	Dyptgående
<i>Hydrologiske mekanismer</i>		
Trekroner fører til intersepsjon av nedbør, slik at fordamping øker og mindre vann er tilgjengelig for infiltrasjon. Intersepsjon øker desto tettere skogen er, og vil være ca. 50 % i tett skog og rundt 30 % i åpnere områder (Lundmark, 1986).	G	G
Røtter tar opp vann, som fører til lavere vanninnhold i bakken.	G	G
Røtter og stilker øker skråningens infiltrasjonskapasitet.	MU	MU
Uttørking av jordsmonnet kan føre til dannelse av tørkesprekker, som kan øke infiltrasjonskapasiteten.	MU	MU
<i>Mekaniske mekanismer</i>		
Røtter fra trær binder nedre del av jordsmonnet sammen med overliggende deler.	G	MG
Røtter trenger gjennom svakhetsplan og forankrer løsmasser.	G	G
Røtter øker løsmassedekket skjærstyrke.	G	
Røtter kan trenge ned i mer stabile lag, hvor de forankres og gir støtte til overliggende løsmasser.	G	MG
Vekten av trær øker normalkraften og drivkraften i skråningen.	MG/MU	MG/MU
Vind tar tak i trær når det blåser, slik at en dynamisk kraft påføres skråningen.	U	MU

I skråninger hvor røtter fører til økt kohesjon, kan den ekstra kohesjonen tas i betraktning gjennom en modifisert versjon av Coloumbs lov. Det skjer ved at kohesjonen som tilføres fra røttene, ΔC , settes inn i Mohr-Coloumbs formel (Sidle og Ochiai, 2006):

$$S = (c' + \Delta C) + (\sigma - \mu) \tan\phi' \quad (2.11)$$

der c' er løsmassenes effektive kohesjon, σ er normalspenning, μ er vanntrykk og ϕ' er effektiv indre friksjonsvinkel. Vegetasjonens effekt med hensyn på stabilitet varierer med flere forhold, hvor tid er en viktig faktor. En stor og tett skog, som oppnås etter lang tids vekst, vil ha gunstig innvirkning, fordi mye vann forbrukes fra løsmassedekket (Sidle og Ochiai, 2006). Samtidig vil større trær påføre skråninger mer vekt, men vekten vegetasjon tilfører skråninger anses generelt som å ha en ubetydelig innvirkning på skråningsstabilitet (Norris et al., 2008). Videre virker vegetasjonen mer stabiliserende i vekstsesongen, da mer vann forbrukes (Norem og Sandersen, 2014).

De vanligste treslagene har røtter som kan deles inn i tre hovedgrupper: pålerot, hjerterot og flatrot, som vist av figur 2.36. Et treslag kan ha flere typer røtter, hvor form av røtter varierer med bl.a. treslag, trees alder, løsmassetype, tilgjengelige næringsstoffer i løsmassene samt dybde av løsmassedekket (Norris et al., 2008). Pålerot finnes hos treslag som eik, furu og edelgran. Hjerterot finnes hos bl.a. bjørk, bøk, lind og lønn, mens flatrot finnes hos bl.a. ask, osp og gran (Crow, 2005). Gran, furu og bjørk utgjør til sammen over 90 % av skogbestanden i Norge (Norsk institutt for bioøkonomi [NIBO], 2008).

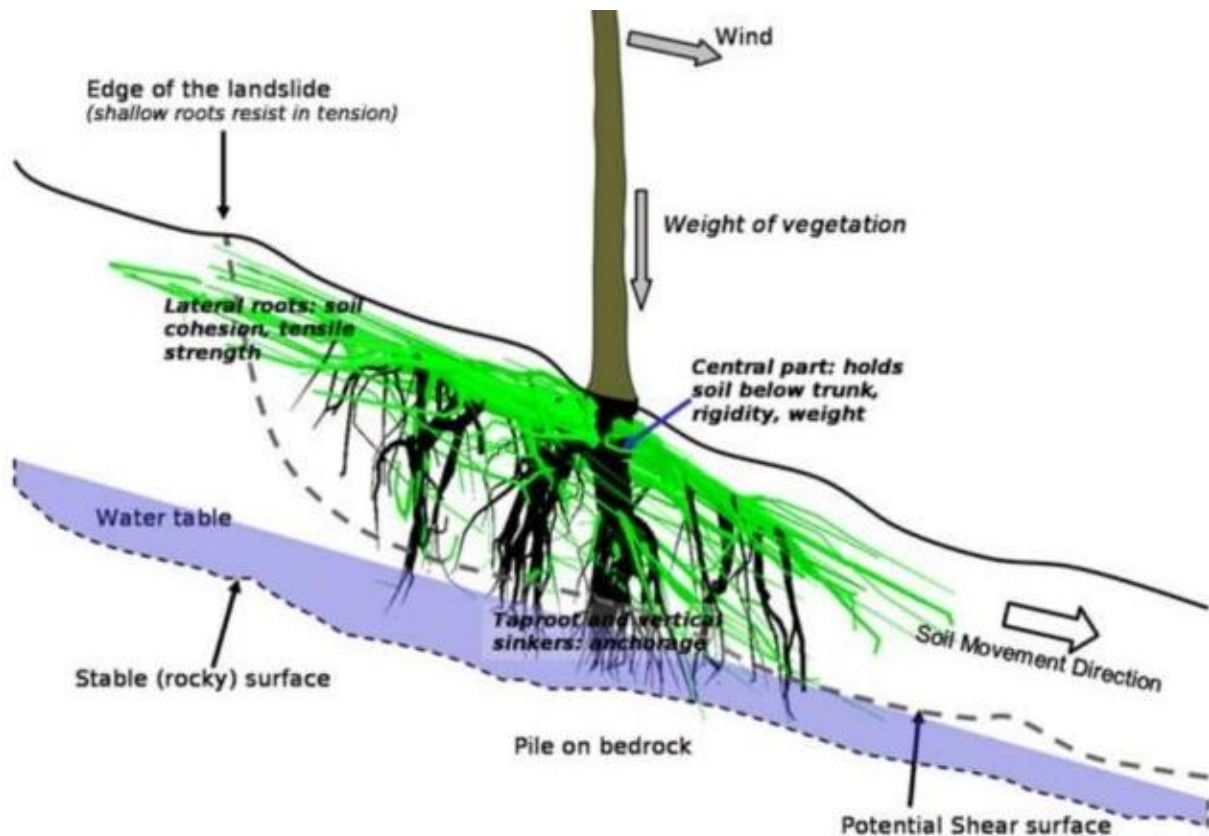


Figur 2.36: De vanligste treslagenes rotsystem: a) Flatrot har kraftige siderøtter med vertikale avgreininger. Røttene bres nær overflaten, og er oppdelt i vertikale og horisontale røtter. b) Hjerterot har halvkule-form med kraftige siderøtter samt en kraftig vertikal rot under stammen. c) Pålerot vokser vertikalt under stammen. Denne rottypen finnes ofte hos unge treslag (Norris et al., 2008).

Type og utforming av røtter er av essensiell betydning for vegetasjonens stabiliserende effekt, siden røtters form og dybde bestemmer evnen til å forankre løsmasser. Generelt har trær relativt grunne og brede røtter. Røtter som vokser rett ned i bakken bidrar til å øke løsmassers

2.7. Faktorer av betydning for skråningsstabilitet

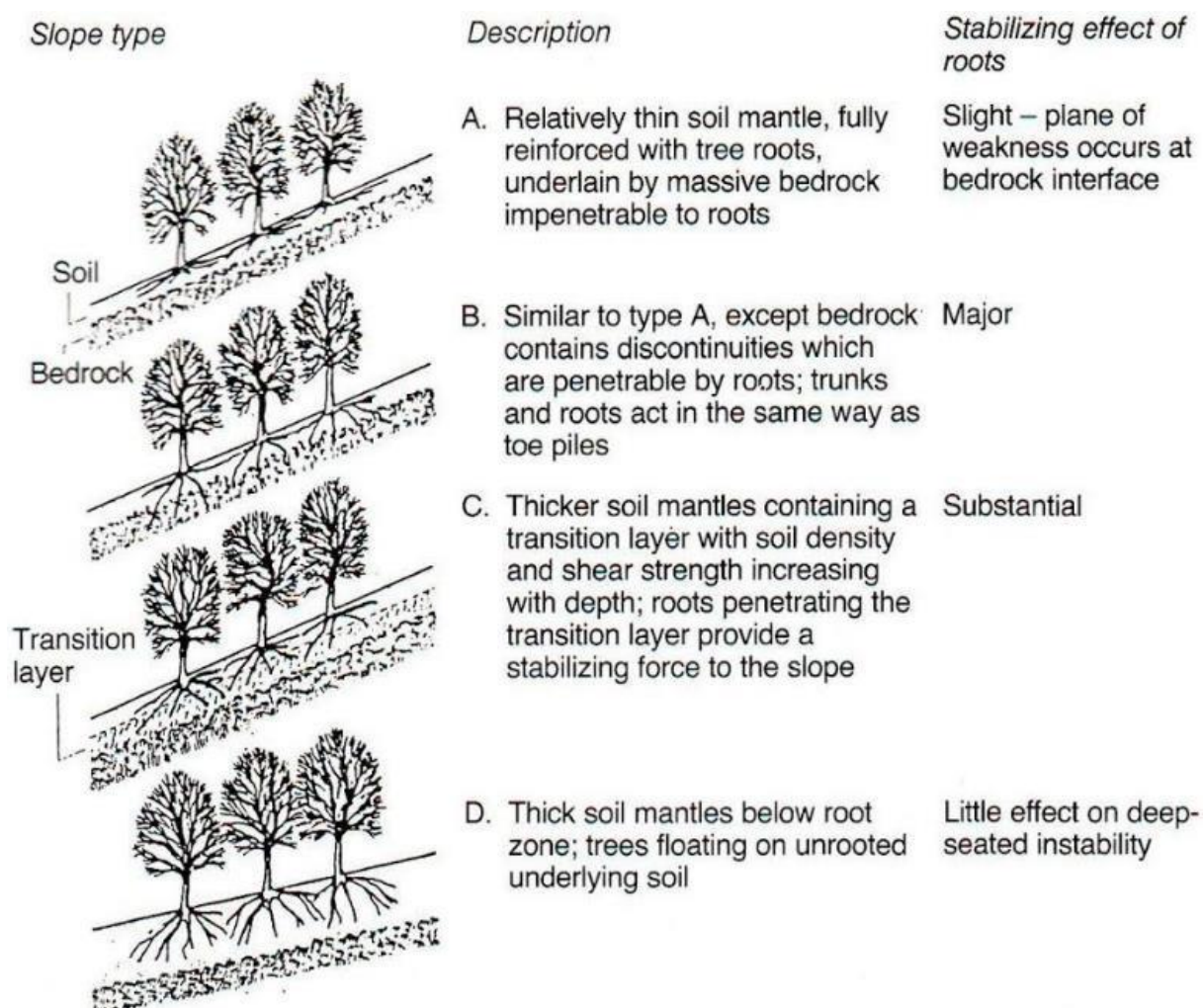
skjærstyrke ved at røtter forankrer løsmassene gjennom eventuelle glideplan. Forankring kan skje direkte i berggrunnen. Røtter som vokser parallell med overflaten bidrar til å øke den tensile styrken (strekstyrken) av løsmasser i rotsonen ved at røttene binder løsmasser, se figur 2.37 (Reubens et al., 2007). Vanligvis vil røtter som penetrerer dypt ned i løsmassedekket kunne holde maksimum transpirasjonsrater over lengre tidsperioder, og trekker vann opp fra dypere områder sammenlignet med grunne røtter (Sidle og Ochiai, 2006). Det er uvanlig at røtter trenger dypere enn 2 meter ned i løsmassedekket, og 80 – 90 % av røtter finnes i den øverste meteren av løsmassedekket (Crow, 2005).



Figur 2.37: Rotsystemers effekt på skråningsstabilitet. Røtter som finnes i overflaten hvor skred kan utløses (grønn farge på figuren) bidrar til å øke kohesjonen i denne sonen. Dyptgående røtter (svart farge på figuren) bidrar til å forankre eventuelle glideplan (Reubens et al., 2007).

Det finnes ikke noe fasitsvar på hvilke treslag som er gunstig for å stabilisere skråninger, siden dette avhenger av jordsmonn og lokalt klima (Fergus et al., 2013). Ifølge Bargel et al. (2014) er ung skog imidlertid bedre enn gammel skog fordi rotvelter fungerer som infiltrasjonskanaler for vann. Røtters evne til å forankre løsmassedekket avhenger i stor grad av løsmassedekkets tykkelse, grunnvannsspeilets høyde og hvor lett berggrunnen kan penetreres av røtter (Morgan og Rickson, 1995). Hvordan røttenes forankrende effekt påvirkes av løsmassedekkets tykkelse illustreres av figur 2.38. Røtter har størst effekt for tynne løsmassedekker, der forankring kan

skje direkte i underliggende bergmasse eller andre stabile lagdelinger. Den mest gunstige situasjonen for tynne løsmassedekker et tett rotmønster i overflatelaget bestående av fine røtter, kombinert med grove og dype røtter (Reubens et al., 2007). Blandingskog med ulik alderssammensetning kan gi slike gunstige forhold (Fergus et al., 2013).



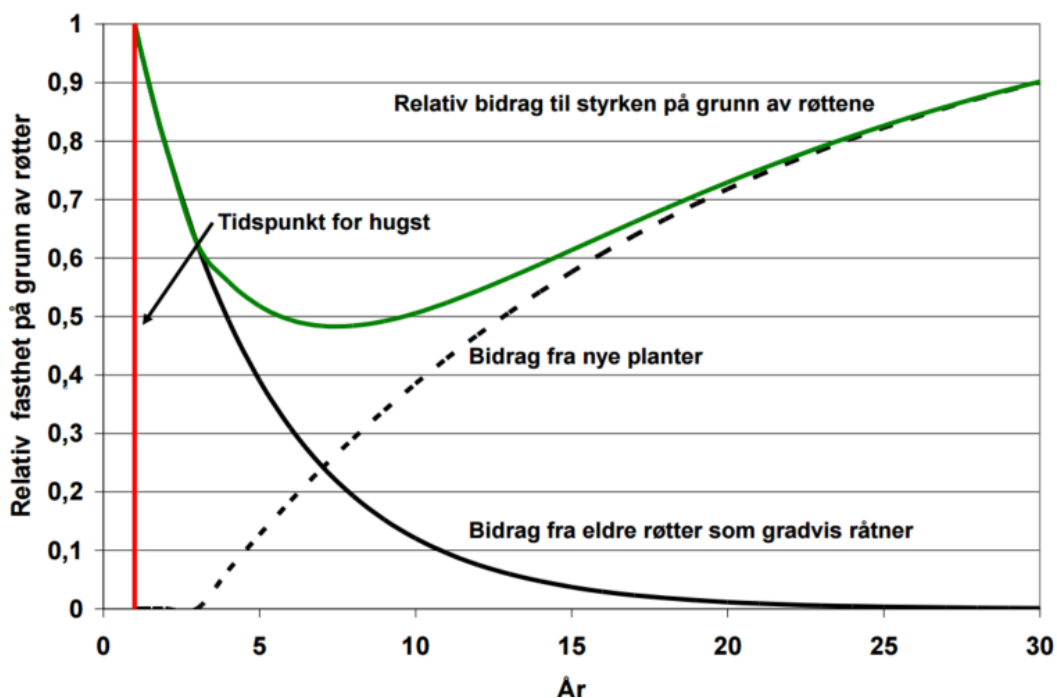
Figur 2.38: Ulike typer røtter og hvordan de forankrer løsmassedekker med ulik tykkelse (Morgan og Rickson, 1995).

Basert på hvilke arter som er etablert, kan vegetasjonen gi en indikasjon på tidligere skredaktivitet. Tresorten or er en pionerart som etableres før andre arter, og indikerer i så måte at skred kan ha funnet sted (Fergus et al., 2013). Slike observasjoner er viktige i skredfarevurderinger (Bargel et al., 2015).

2.7.5 Menneskelige inngrep

Avskoging

Den umiddelbare effekten av avskoging er at røtters vannopptak opphører, slik at mer vann blir tilgjengelig i bakken. Videre fører avskoging til at røtter gradvis råtner, slik at røtters forankrende effekt forsvinner. Når røtter råtner bort oppstår det hulrom i løsmassedekket hvor store porevannstrykk kan bygges opp (Norem og Sandersen, 2014). Etter 10 år vil rotstyrken avta til omtrent 20 % av opprinnelig styrke, før tilvekst av ny vegetasjon fører til at rotstyrken igjen øker (Høydal et al., 2015). Som vist på figur 2.39 vil hogstfelt være mest sårbart for løsmasseskred omtrent 7 år etter avskoging, før nye røtter vokser til og gradvis øker stabiliteten (Norem og Sandersen, 2014). Avskoging kan også føre til at skred får lengre utløpsdistanser fordi skredmasser i mindre grad bremses opp nedover i skråninger (Høydal et al., 2015). Studier fra bratte hogstfelt i British Columbia, Canada (Swanston og Swanston, 1976; Sidle, 1985), viser at hyppigheten av jord- og flomskred øker fra 2 til 41 ganger etter flatehogst. Lignende tendenser er registrert i Norge ved intense nedbørhendelser (Høydal et al., 2015).

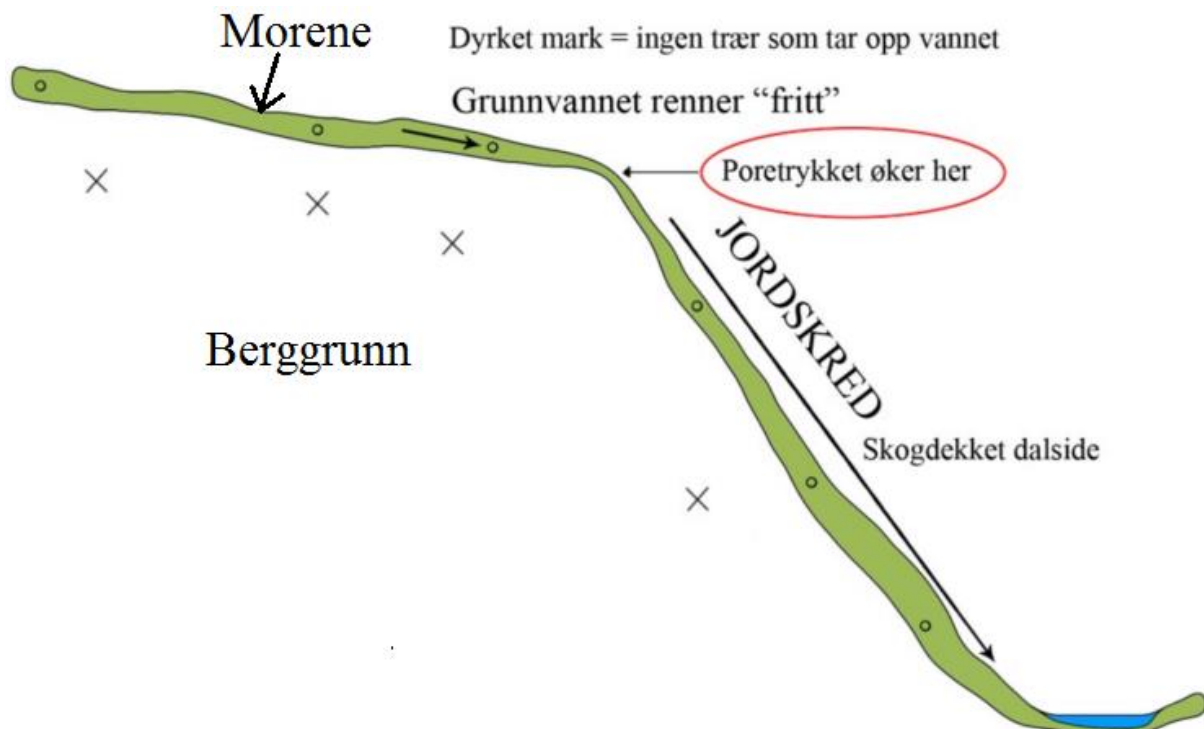


Figur 2.39: Røttenes bidrag til skråningsstabilitet som funksjon av tid etter hogst. Grønn kurve viser røttenes bidrag til økt fasthet, bestående av summen av effekten fra eldre røtter og bidraget fra nye planter (Norem og Sandersen, 2014).

Avskoging fører også til at intersepsjon (andelen av nedbør som ikke når bakken) fra trekroner blir redusert, slik at en større andel vann infiltrerer i bakken. I tett granskog vil 24 % av månedsnedbøren infiltrere i jorden, mens tilsvarende tall for små åpninger i skogen er 34 %.

Målinger basert på 40 år med observasjoner i svenske prøvofelt viser at avrenning var 179 % og 219 % etter snauhogst, sammenlignet med referanseområder i eksisterende skogbestander (Lundmark, 1986). Kombinert med at rotstyrken avtar etter avskoging, vil sannsynligheten for løsmasseskred på hogstflater øke sammenlignet med tilsvarende skogkledte områder (Høydal et al., 2015). Et annet moment av betydning for skråningsstabilitet, er at vannføring konsentreres i hjulsporene til hogstmaskiner, noe som også kan føre til utløsning av jordskred (Norem og Sandersen, 2014).

Som tidligere omtalt vil omgjøring av skogkledde områder til dyrket mark føre til at trær blir fjernet, slik at trærne ikke lenger forbruker vann i bakken. Når vann ikke tas opp av vegetasjon vil det renne tilnærmet fritt i grunnen. Dette leder til at poretrykket øker i skråningens knekkpunkt hvor løsmassedekket er på sitt tynneste, som vist av figur 2.40. Tilleggsbelastninger, eksempelvis bygging av hus på kanten av skråninger, vil bidra til at drivende krefter øker, og stabiliteten reduseres (Bargel, 2014).



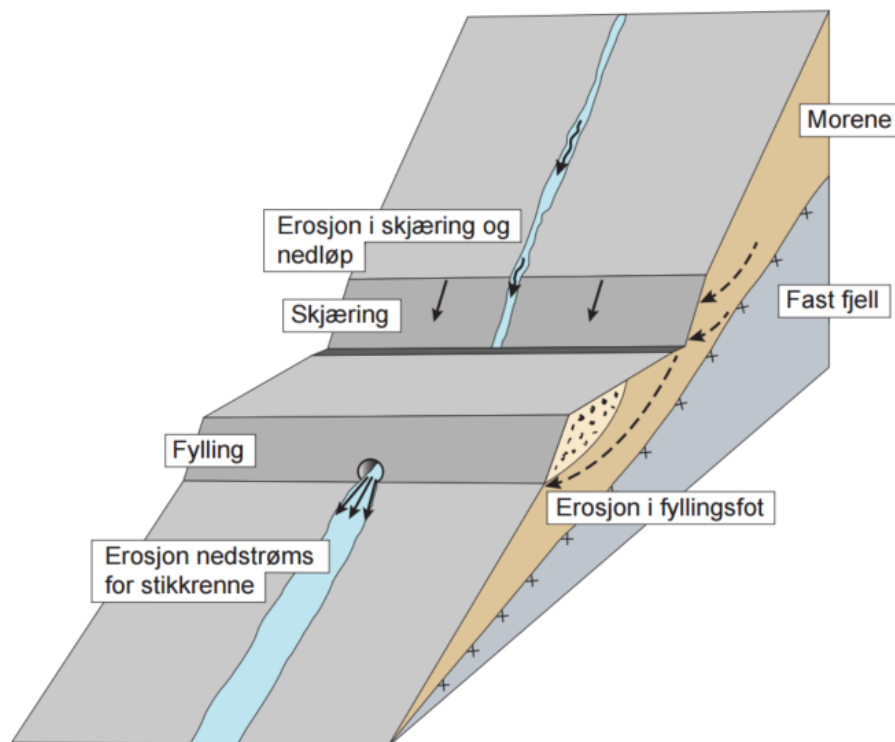
Figur 2.40: Typisk situasjon for utløsning av jordskred, hvor poretrykket øker i skråningens knekkpunkt slik at skredfaren øker. Modifisert fra Bargel (2014).

Bygging av skogsbilveger

Bygging av skogsbilveger i bratte skråninger påvirker skråningsstabilitet på tre grunnleggende måter (Sidle, 2005):

1. Ved å underkutte og fjerne støtte til skråninger.
2. Ved å øke lasten skråninger påføres.
3. Ved at den naturlige dreneringen i skråninger endres, slik at vannet ledes til bekker og elver uten tilstrekkelig kapasitet til å lede bort vannet, eller til områder uten naturlig dreneringsveg.

Tilstrekkelig dimensjonering og vedlikehold av stikkrenner er dermed av stor betydning (Bargel et al., 2011). Stikkrenner må føres frem til eksisterende bekker og elver. For øvrig er kravet til minste indre diameter for stikkrenner 300 mm, mens 400 mm anbefales for nedbørrike områder (Fergus et al., 2013). I tillegg må løv, kvister og annet materiale jevnlig fjernes fra stikkrenner for å unngå oppdemming av vann, som potensielt kan føre til økning av porevannstrykk (Sidle og Ochiai, 2006). Studier, eksempelvis O'Loughlin og Pearce (1976) og Amaranthus et al. (1985), viser at bygging av skogsbilveger øker erosjonsraten med en størrelsesorden på to sammenlignet med uforstyrrede områder. Hvordan bygging av veger påvirker stabilitet av skråninger illustreres av figur 2.41.



Figur 2.41: Bygging av skogsbilveger i bratt terreng og hvordan det kan redusere skråningsstabilitet (Norem og Sandersen, 2014).

2.8 Metodikk for utarbeidelse av faresoner

2.8.1 Generelt om skredfarekart

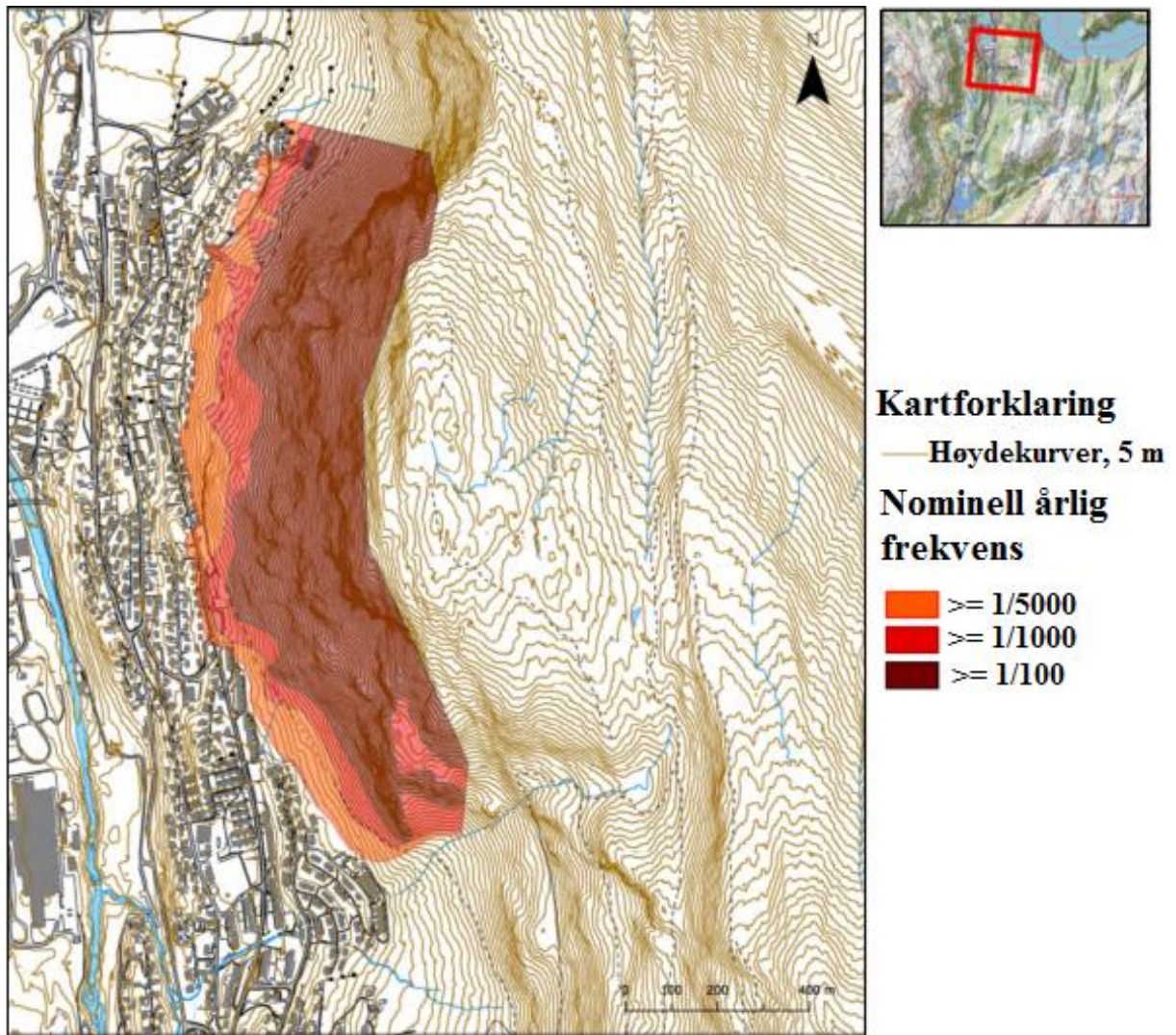
For å øke sikkerhet og beredskap mot skredulykker er det viktig å kjenne til fareområder. Siden 1980 har det blitt gjennomført systematisk statlig skredfarekartlegging i Norge med hensikt å identifisere skredutsatte områder (Øydvin et al., 2011; Lied, 2014b). I 2009 ble NVE tildelt det statlige ansvaret for skredfarekartlegging, som er knyttet tett opp mot NVEs hovedmål: «Ivareta sikkerhet og beredskap i kraftforsyningen og sikre samfunnet mot skred og vassdragsulykker» (Øydvin et al., 2011, s.11). I arbeidet med å vurdere skredfare har det blitt utarbeidet tre typer skredfarekart: aktsomhetskart, faresonekart og risikokart (Øydvin et al., 2011). Karttypene omtales nedenfor.

Aktsomhetskart

Aktsomhetskart viser områder hvor skred potensielt kan forekomme, og bør inkludere både potensielle løsneområder og potensielle utløpsområder. Aktsomhetskart gir imidlertid ingen informasjon om sannsynligheten for at skred kan utløses. NGU har utviklet en metode for å utarbeide aktsomhetskart, som er basert på modellering med en digital høydemodell (DHM), landsdekkende løsmassekart samt geomorfologiske tegn på tidligere skredaktivitet. Målestokk for aktsomhetskart er vanligvis 1:50 000, og kartene gir grunnlaget for identifisering av områder hvor det bør gjennomføres detaljert faresonekartegging (Øydvin et al., 2011). En klar ulempe med aktsomhetskart er at de ikke er kontrollert av fagfolk i terrenget, og kartene kan dermed være misvisende (Lied, 2014b).

Faresonekart

Faresonekart bygger videre på aktsomhetskart, og kvantifiserer sannsynligheten for skred i et gitt område (Øydvin et al., 2011). Kartene kan bestå av både historisk kjente skred og områder som er identifisert som skredfarlige ut ifra faglige beregninger (Lied, 2014b). Det fastsettes grenser for skred med årlig sannsynlighet på 1/100, 1/1000 og 1/5000. Grensene kan fastsettes for enkelttyper av skred eller for alle typer skred samlet (Bargel et al., 2014). Eksempel på utarbeidet faresonekart for skred vises på figur 2.42.



Figur 2.42: Eksempel på faresonekart for stein- og løsmasseskred. I fjellsiden er steinskred dimensjonerende skredtype. Kartet er utarbeidet for Arna i Bergen kommune, og har inntegnede grenser for skredsannsynlighet på 1/100, 1/1000 og 1/5000 (Sandersen og Kronholm, 2011).

Risikokart

Risikokart er et utvidet faresonekart, som kombinerer informasjon om sannsynligheten for en skredhendelse med mulige konsekvenser av hendelsen (risiko = sannsynlighet x konsekvens). Gjennom risikokart blir områder klassifisert i soner med tilsvarende risiko i form av kostnader og/eller sosioøkonomiske konsekvenser. Risikokart benyttes vanligvis for å vurdere nytte ved etablering av eventuelle sikringstiltak mot skred (Øydvin et al., 2011).

2.8.2 Utarbeidelse av faresoner

Utarbeidelse av faresoner for skred er en kompleks prosess. Prosessen omfatter feltarbeid, data fra tidligere skredhendelser, historiske data, vurderinger av lokalklima samt geomorfologiske og geotekniske undersøkelser og beregninger. Vurderingene avhenger i stor grad av skredfaglig skjønn og erfaring (Øydvin et al., 2011; Lied, 2014b), og bør alltid inneholde en grundig vurdering av momentene som er omtalt nedenfor (Bargel et al., 2015).

Tidligere skredhendelser

Skred utløses ofte der skred har gått tidligere, som understreker betydningen av å dokumentere tidligere skredhendelser. Tidligere skredhendelser gir informasjon om hvilke områder som er mest skredutsatte samt eventuelle utløpsdistanser for skredene. Siden menneskelig tidsregning ofte er for kort til å gi et representativt bilde av skredaktivitet, er grundig skredkartlegging i terrenget av avgjørende betydning for faresonekartlegging (Bargel et al., 2014).

Høydemodell, skyggerelieffkart, helningskart

DHM, som er en tredimensjonal modell av terrenget, er et svært nyttig verktøy i skredfarevurderinger. Med utgangspunkt i en DHM kan det lages skyggekart som gir et relieffkart av terrenget, og helningskart som viser bratthet av terrenget for hvert punkt i datasettet sammenlignet med nabopunktene. Skyggekart er nyttige for å avgrense bl.a. skredbaner, løsneområder og skredavsetninger, mens helningskart er av stor betydning for å identifisere eventuelle løsneområder for skred (Bargel et al., 2014).

Topografi, vegetasjon og klimaforhold

Topografi av skredutsatte områder er av stor betydning for skredfarevurderinger, der parametere som helningsgrad, helningsretning, dreneringsområde og kurvatur inngår i vurderingene. Parameterne tas hensyn til i modellering av løsneområder, og valideres under feltkartlegging (Bargel et al., 2014). Vegetasjon kan kartlegges både i felt og ut ifra flybilder (Bargel et al., 2015). Helningsretning i kombinasjon med vindretning vil avgjøre hvor utsatt skråningen er for vær og vind, fordi det faller mer nedbør på vindsiden av skråninger (Sandersen, 2014). Dreneringsmønster er også av betydning for skredfaren, og desto større dreneringsområdet er desto slakere helningsgrad kreves for utløsning av jordskred, og desto

større er dermed skredsannsynligheten. Rickenmann og Zimmermann (1993) viste at følgende forhold må være oppfylt for å få et kildeområde for jordskred:

$$(\text{Skråningsvinkel i } \%) \geq 0,1 \text{ FA}^{-0,15} \quad (2.12)$$

der FA er dreneringsområdet i km².

Registreringskart

Kartlegging av landformer og løsmasser gir informasjon om tidligere skredhendelser i områder der menneskelig tidsregning ikke er tilstrekkelig. Observasjoner kan legges inn i et registreringskart, sammen med potensielle skredløp, skredavsetninger (skredvifter) og bratte områder med bart fjell som kan være eventuelle kilder til steinsprang. Registreringskart tar utgangspunkt i flybilder og terrengmodeller, fungerer som en basis for feltarbeid, og blir videre modifisert under feltarbeid til et endelig registreringskart som inngår i faresoneanalysen (Bargel et al., 2014).

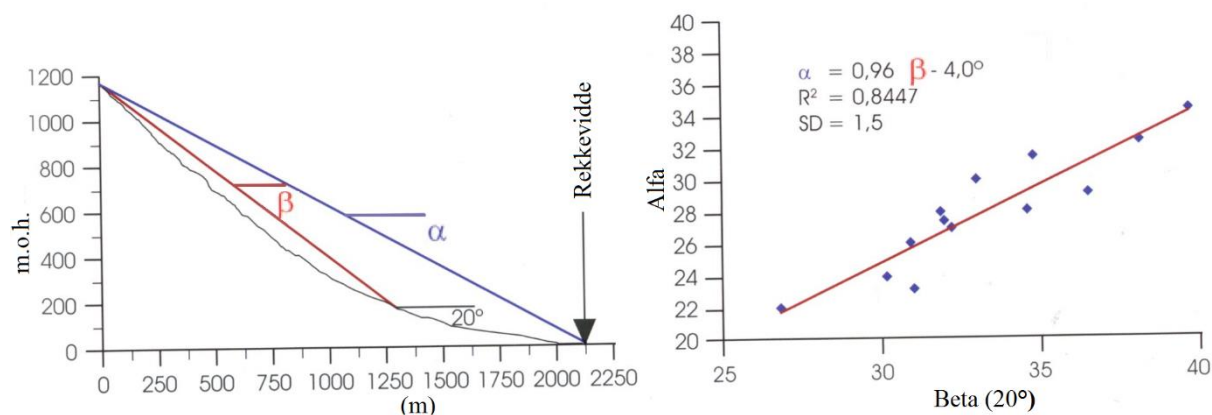
Feltkartlegging

Feltkartlegging er en sentral del av skredfarekartlegging. Terrengformer er av stor betydning, både for å identifisere kildeområder for skred og for å kartlegge hvilken retning skred vil gå i terrenget. Videre vil terrengformer påvirke rekkevidden av skred, gjennom bl.a. ruhetsforholdene langs terrengoverflaten, som omtalt i delkapittel 2.7.3. Feltkartlegging bør vektlegge å undersøke områder i skråningen med tydelige kanaler, områder hvor den digitale forhåndskartleggingen har identifisert skredvifter samt områder som av aktsomhetskart påpekes som jordskredutsatte (Bargel et al., 2014).

Modellering for beregning av skredrekkevidde

Det finnes to hovedtyper av modeller for beregning av utløpsdistanser: topografiske/statistiske modeller som tar utgangspunkt i skråningens lengdeprofil, og dynamiske modeller som er basert på matematiske beskrivelser av skredbevegelsen (Bargel et al., 2014). I NGUs arbeid med å utarbeide aktsomhetskart for jordskred har det blitt brukt en GIS-basert modellering, som er basert på den empirisk/topografiske modellen Flow-R (Horton et al., 2013; Fischer et al., 2014). Rapid Mass Movement Simulation (RAMMS) er en av de mest brukte dynamiske modellene internasjonalt, og som krever at brukeren legger inn flere parametere som er av betydning for beregningene (Schanche, 2014; Bargel et al., 2015). Den mest brukte

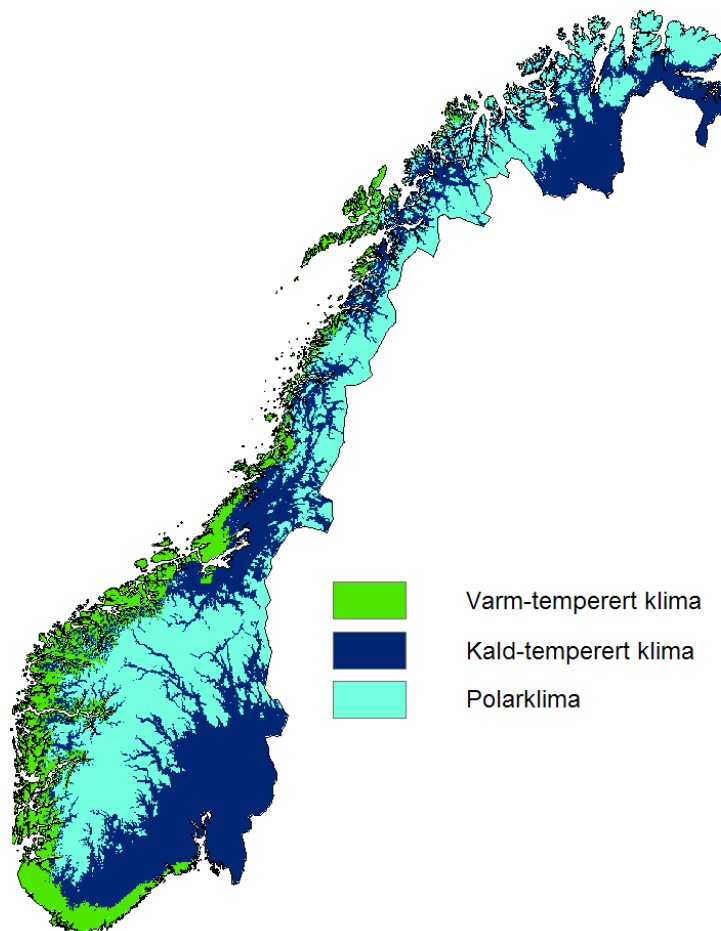
statistiske/topografiske modellen i Norge er alfa/beta-modellen, som tar utgangspunkt i skråningens lengdeprofil (Lied og Bakkehoi, 1980; Schanche, 2014). Alfa-beta modellen vises på figur 2.43.



Figur 2.43: Alfa-beta modellen, som er en statistisk modell for beregning av rekkevidden til løsmasseskred. Utløpsvinkelen (α) er beskrevet som en funksjon av β -vinkelen, som er definert som vinkelen fra utløsningspunktet og til punktet i skredbanen som har en helning på 20° (Norem og Sandersen, 2014). Figuren er hentet fra Sandersen (2014).

2.9 Klima, klimaendringer og skred

Klima er et gresk ord som betyr skråning eller helning (Meteorologisk Institutt, 2015a). Klima forteller om værforholdene over tid, og er en beskrivelse av gjennomsnittsværet i et område slik det fremkommer når enkeltobservasjoner bearbejdes statistisk i henhold til internasjonale retningslinjer (Meteorologisk Institutt, 2015b). For å si noe om klima i et område benyttes *normaler*, som er 30-års perioder som brukes for å beregne normalverdier av meteorologiske data. I 1935 vedtok Verdens meteorologiorganisasjon (WMO) at normalverdier skulle beregnes for 30-års perioder. Dagens normalperiode er 1961-1990, mens neste normalperiode blir 1991-2020 (Meteorologisk Institutt, 2010b). Köppens klimaklassifikasjon er en anerkjent metode for å dele Jorda inn i klimasoner, hvor inndelingen tar utgangspunkt i temperatur- og nedbørnormaler. I Norge er store deler av kysten karakterisert av varm-temperert klima, innlandet karakterisert av kald-temperert klima, mens høyfjellet og store deler av Finnmark er karakterisert av polarklima (Meteorologisk Institutt, 2010a), se figur 2.44.



Figur 2.44: Norge inndelt i Köppens klimasoner. Modifisert fra Meteorologisk Institutt (2010a).

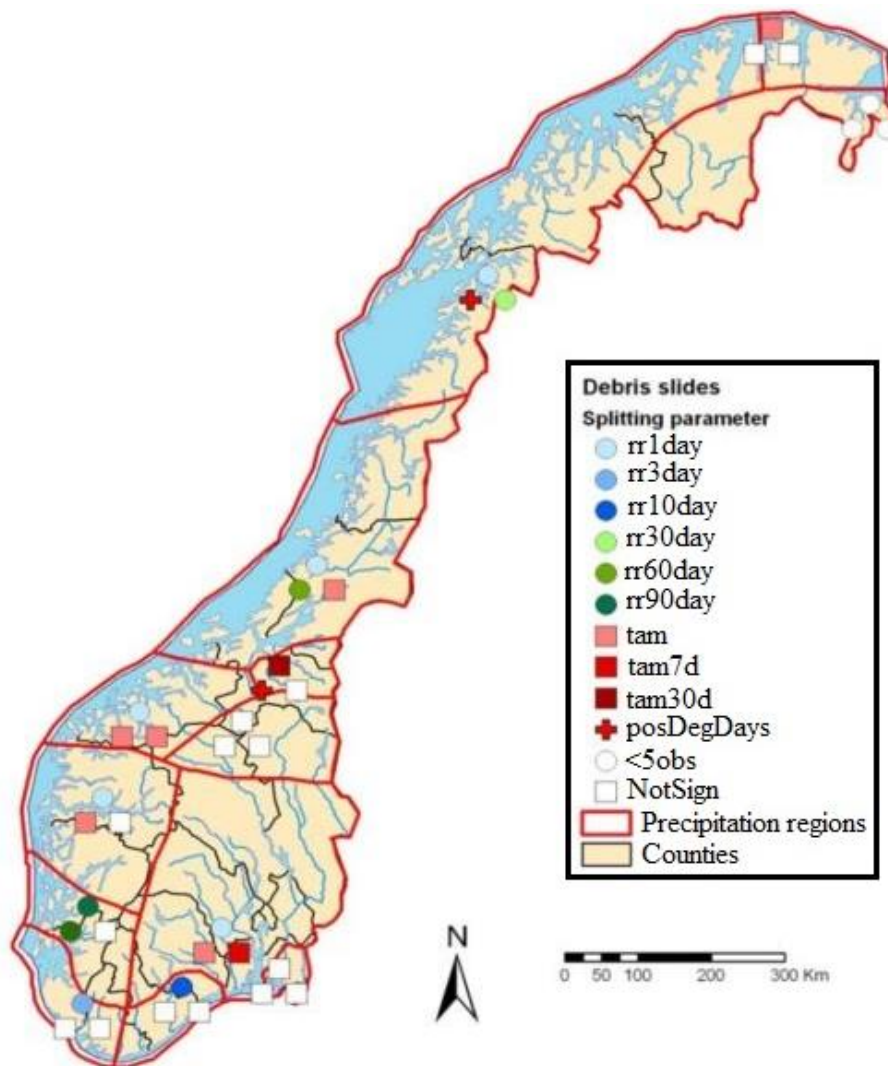
2.9.1 Klimaendringer

Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC] (2007) konkluderer med at det globale klimaet er i endring. Temperaturen stiger både på land og i havet, det forekommer omfattende snøsmelting, og havnivået stiger. Også i Norge har klimaet blitt betydelig endret de siste 40-50 år, og siden 1965 har temperaturøkningen vært på over 0,4 °C/tiår for landet sett under ett. Det har skjedd en betydelig temperaturøkning i alle landsdeler, men størst økning har funnet sted på Østlandet og i Trøndelag med en økning på nærmere 0,5 °C/tiår. Økningen har vært minst på Vestlandet, med ca. 0,3 - 0,35 °C/tiår (Sletten et al., 2009). Siden år 1900 har årsnedbøren økt med nesten 20 %, en økning som har vært størst om vinteren og minst om sommeren. Årsnedbøren har økt mest på Vestlandet (Hanssen-Bauer et al., 2009). I tillegg har de kraftigste nedbørhendelsene ilt. 24 timer økt siden 1949, et trekk som også er tydeligst på Vestlandet (Bargel et al., 2011).

For å forutsi fremtidige klimaendringer har det blitt gjennomført flere simuleringer, bl.a. gjennom prosjektet GeoExtreme (Sletten et al., 2009). Simuleringer viser at alle årstider blir varmere i fremtiden, i alle landsdeler. Det anslås at årsmiddeltemperaturen i Norge vil øke med 2,3 til 4,6 °C innen år 2100, en økning som blir størst i vinterhalvåret og minst om sommeren. Vekstsesongen for planter vil bli betydelig lengre, og kan øke med 2-3 måneder i enkelte områder. Videre vil nedbørmengder øke for alle årstider i alle landsdeler, og årsnedbøren for Norge sett under ett kan øke med mellom 5 % til 30 %. I deler av Sør-Norge kan vinternedbøren øke med opp mot 40 % frem mot år 2100 (Hanssen-Bauer et al., 2009). Antall dager med ekstremnedbør de neste 50 år vil også antakelig øke, og de ekstreme dagene bli mer ekstreme (Sletten et al., 2009).

2.9.2 Klima og skred

Ifølge Sidle og Ochiai (2006) er det fire elementer ved nedbøren som påvirker utløsning av skred: (1) total nedbør, (2) nedbørintensitet, (3) foregående nedbør, og (4) varighet av nedbørhendelsen. Det er kjent at skred typisk utløses i forbindelse med ekstreme vær-situasjoner, slik som sterk vind og/eller ekstremnedbør over en kort tidsperiode. Prosjektet GeoExtreme har undersøkt sammenhengen mellom mer enn 30 meteorologiske elementer og historiske skredhendelser, og konkluderte med at nedbør er den hyppigste årsaken til utløsning av skred. Størst sammenheng ble funnet for snøskred, etterfulgt av jordskred og til slutt steinsprang med kun en svak sammenheng (Sletten et al., 2009). Vær-situasjoner som fører til utløsning av jordskred er sjeldne, og generelt kreves nedbørhendelser med returperioder på 50 år eller mer for å utløse jordskred (Sandersen et al., 1996). Det er imidlertid ikke bare nedbørmengden som er av betydning, men også fordelingen av nedbør innenfor en kort tidsperiode (Sidle og Swanston, 1982). De viktigste meteorologiske utløsningselementene for jordskred, fordelt på ulike nedbørregioner i Norge fremgår av figur 2.45.



Figur 2.45: De viktigste meteorologiske utløsningselementer for jordskred fordelt på nedbørregioner. For hver region er øverste symbol viktigste element, symbol til venstre er nest viktigste element og symbol til høyre er tredje viktigste element. Hvit sirkel angir regioner med for få observasjoner til å utføre analyse, mens hvit firkant angir at analysen ikke ga signifikante resultater. Forkortelsene betyr som følger: rr1day er nedbør på skreddagen, rr3day er summert nedbør de siste 3 døgn før skreddagen osv., tam er døgnets gjennomsnittstemperatur, tam7d er gjennomsnittstemperatur over 7 dager osv., posDegDays er positive daggrader siden begynnelsen av sesongen (Kronholm et al., 2007).

Det har blitt utført flere studier av sammenhengen mellom nedbørmønstre og skred, eksempelvis Caine (1980) for global skala, og Sandersen et al. (1996) samt Meyer et al. (2012) for norske forhold. Caine (1980) studerte effekten av nedbørintensitet på grunne flomkred ved å analysere 73 skredhendelser fra et bredt spekter av klimatiske forhold, med tanke på nedbørintensitet og varighet av nedbørhendelser. Følgende terskelverdi for ustabile skråninger ble utarbeidet, som gjelder for nedbørhendelser med en varighet på mellom 10 minutter og 10 dager:

$$I = 14,82 D^{-0,39} \quad (2.13)$$

der I er nedbørhendelsens gjennomsnittlige intensitet (mm/time) og D er nedbørhendelsens varighet (timer). Dersom den gjennomsnittlige nedbørintensiteten overskrider terskelverdien på noe tidspunkt i en nedbørhendelse, kan hurtige, grunne flomskred utløses. Slike sammenhenger danner en viktig basis for varslingsystemer for jordskred (Sidle og Ochiai, 2006).

Siden arbeidet til Caine (1980) er basert på skredhendelser fra hele verden, tas det ikke hensyn til at ulike klimatiske regioner har ulike terskelverdier for nedbør. Verdiene er derfor ikke nødvendigvis representative for norske forhold. I perioden etter siste istid har skråninger blitt tilpasset de rådende klimatiske forhold, og har oppnådd en form for likevekt med tanke på hurtige massebevegelser. Derfor vil regioner med høyere årsnedbør tåle høyere nedbørintensiteter før massebevegelser finner sted, sammenlignet med tørrere områder (Sandersen et al., 1996). Sandersen et al. (1996) studerte værforholdene i forbindelse med 30 flomskred i Norge, og utarbeidet følgende terskelverdi for ustabile skråninger:

$$P = 1,2 D^{0,6} \quad (2.14)$$

der P er kritisk vannforsyning uttrykt som prosent av årsnedbøren og D er varighet av nedbørhendelsen (t). Ved å sette inn for $D = 24$ og $D = 48$ i formel 2.14 fås det at henholdsvis 8 % av årsnedbøren ila. 24 timer eller 12 % av årsnedbøren ila. 48 timer vil overskride gitte terskelverdi for ustabile skråninger, slik at utløsning av grunne skred kan skje.

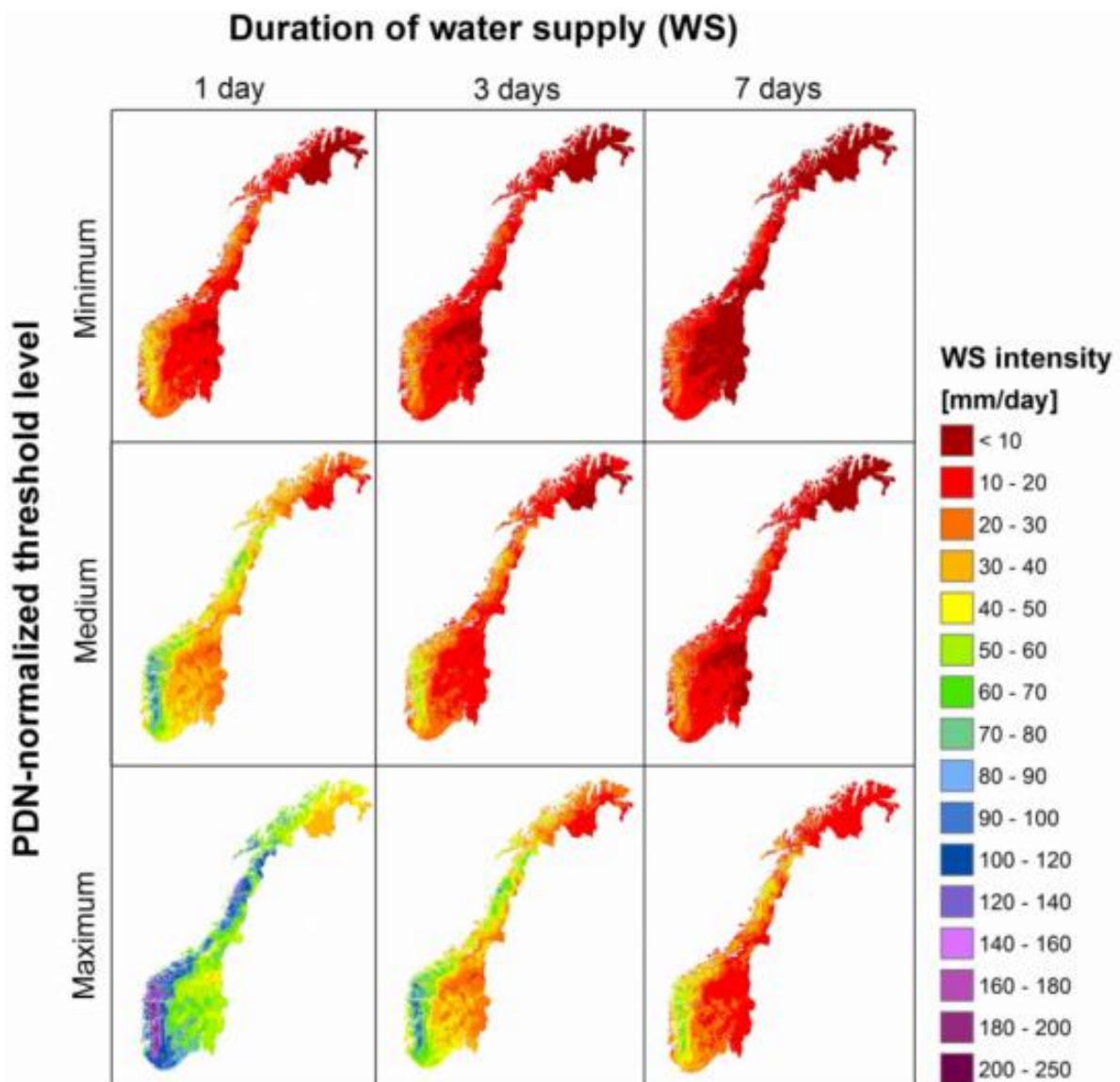
Nyere forskning på emnet har blitt utført av Meyer et al. (2012), som studerte 502 dokumenterte flomskredhendelser i Norge. Hendelsene ble brukt til å identifisere terskelverdier for ustabile skråninger, såkalte IV-terskler (intensitet-varighet). To typer terskler ble utarbeidet, hvor den ene typen er basert på absoluttgrensen for intensitet-varighet mens den andre typen er normalisert for den lokale gjennomsnittsnedbøren for dager med nedbør (PDN). For begge terskeltypene ble det utviklet minimum (I_{MIN}), medium (I_{MED}) og maksimum (I_{MAX}) grense for nedbørintensitet. Minimumsterskelen er det laveste IV-forholdet som er *i stand* til å utløse flomskred, mediumsterskelen er IV-forholdet som *sannsynligvis* fører til flomskred, mens maksimumsterskelen indikerer IV-forholdet for hvor flomskred *alltid* forekommer. Tersklene er basert på henholdsvis 10-, 50-, og 90-persentiler av datasettet. De normaliserte tersklene har gjennom statistiske tester vært mest pålitelige, og kan beskrives med følgende formler (Meyer et al., 2012):

$$\frac{I_{\text{MIN}}}{\text{PDN}} = 2,18 * D_{\text{dag}}^{-0,24} \quad (2.15)$$

$$\frac{I_{\text{MED}}}{\text{PDN}} = 4,51 * D_{\text{dag}}^{-0,51} \quad (2.16)$$

$$\frac{I_{\text{MAX}}}{\text{PDN}} = 8,66 * D_{\text{dag}}^{-0,55} \quad (2.17)$$

der I er terskelverdier for nedbørintensitet (mm/dag), PDN er gjennomsnittsnedbør for dager med nedbør og D_{dag} er varighet av vanntilførsel (dager). Fordelingen av PDN normaliserte terskelverdier i Norge, for varigheter på 1, 3 og 5 dager vises på figur 2.46. Videre fremgår det av samme figur at det kreves betydelig høyere nedbørintensiteter for å utløse flomskred på Vestlandet sammenlignet med tørrere strøk på Østlandet (Meyer et al., 2012), som er et resultat av regionens tilpasning til høyere nedbørintensiteter siden siste istid (Sandersen et al., 1996).



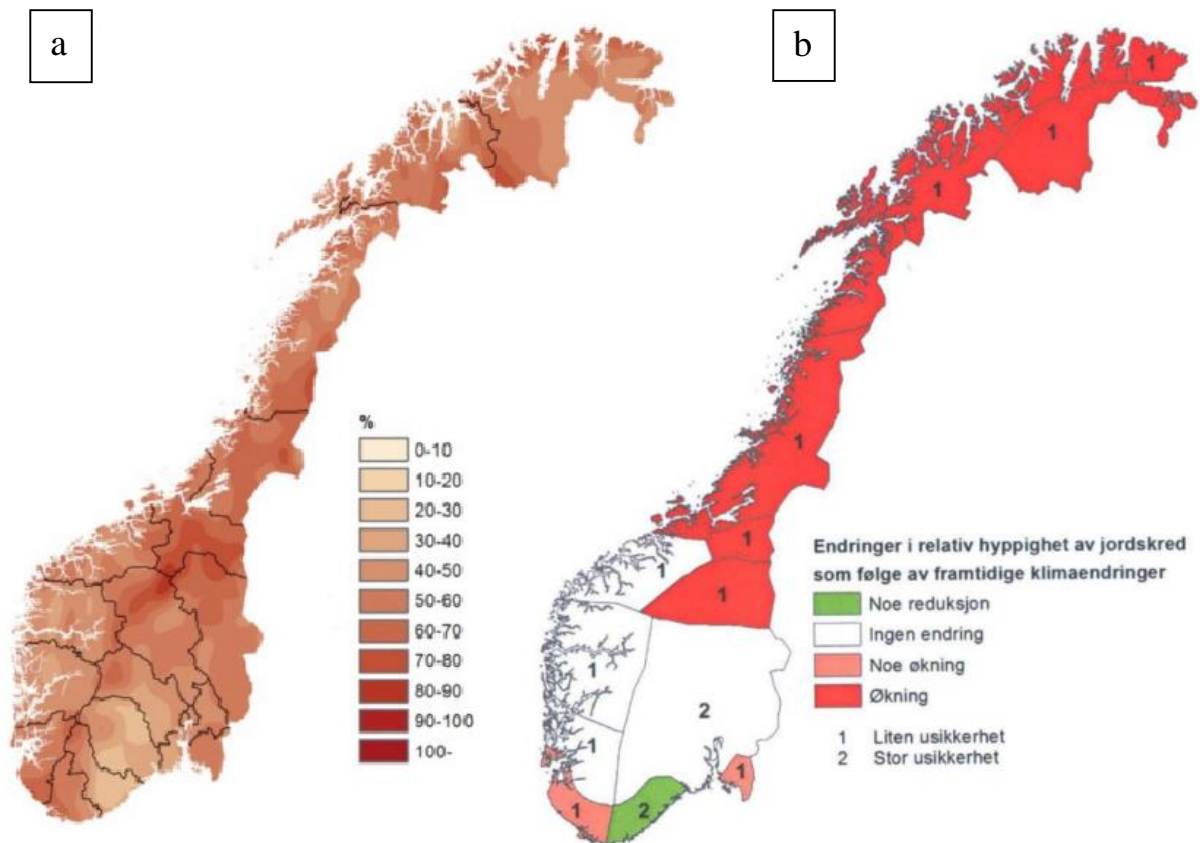
Figur 2.46: Nødvendig nedbørintensitet for utløsning av flomskred etter 1, 3 og 7 dager med vanntilførsel, i henhold til PDN normaliserte minimum, medium og maksimum IV-terskler (Meyer et al., 2012).

2.9.3 Klimaendringer og skred

Fordi klimaet forventes å bli våtere, varmere og mer ekstremt de neste 50-100 år vil frekvensen av alle typer vannrelaterte skred kunne øke. Det forventes en økning i antall jordskred fra Trøndelag og nordover, fordi intens og kortvarig nedbør er viktigste utløsningsfaktor for jordskred i disse regionene (Bargel et al., 2011). Den forventede økningen i skredfare må sees i sammenheng med den observerte økningen i antall dager med ekstremnedbør i samme områder (figur 2.47a). Årsnedbør både i Midt-Norge og i Nord-Norge er forventet å øke med over 20 % de neste 100 år (Iversen et al., 2005). Den forventede økningen i årsnedbør og ekstremnedbør gjelder imidlertid for hele landet, med påfølgende økt hyppighet av jordskred, se figur 2.47b. I tillegg forventes befolkningstallet i Norge å øke til mellom 5,4 og 8,5 millioner innen 2060, noe som betyr at nye områder vil måtte anvendes til bygging av boliger og infrastruktur (Bargel et al., 2011). Dermed blir samfunnet mer sårbare ovenfor naturkatastrofer (Lied, 2014b).

Fremtidige klimaendringer sannsynliggjør en generell økning i terskelverdier for utløsning av jordskred. De fysiske prosessene som fører til skredutløsning vil forbli de samme, men rådende terrengforhold vil kunne bli annerledes. En generell økning i normalnedbør vil kunne føre til at det normale porevannstrykket også øker, slik at terskelverdien for utløsning av jordskred kan bli senket. Den forventede temperaturøkningen som et resultat av klimaendringer vil samtidig føre til mer og tettere skog oppover fjellsidene (Kronholm og Stalsberg, 2009), som også er et resultat av at færre dyr beiter i utmark. Økt vegetasjon vil noen steder kunne føre til redusert skredaktivitet. Siden både jordskred og flomskred ofte utløses av nedbør og snøsmelting, er det forventet at frekvensen av de to skredtypene vil utvikles likt (Bargel et al., 2011).

I tillegg til å kunne øke frekvensen av vannrelaterte skred, vil økte nedbørmengder også teoretisk sett kunne gi økt rekkevidde av enkelte skredtyper. Det finnes imidlertid lite statistisk grunnlag for å endre faresonegrensene som et resultat av klimaendringer, siden beregningene er unøyaktige. Generelt sett forventes 1/1000 grensen å forbli uendret, mens 1/100 grensen vil forflyttes noe nedover skråninger (Bargel et al., 2011).



Figur 2.47: Endringer i nedbør og skredfare: a) Prosentvis endring i antall dager med ekstremnedbør fra de siste 30 år (perioden 1979-2008) sammenlignet med de foregående 30 år (perioden 1949-1978). b) Forventet endring i relativ hyppighet av jordskred som følge av fremtidige klimaendringer (Sletten et al., 2009).

2.10 Sikringstiltak mot jord- og flomskred

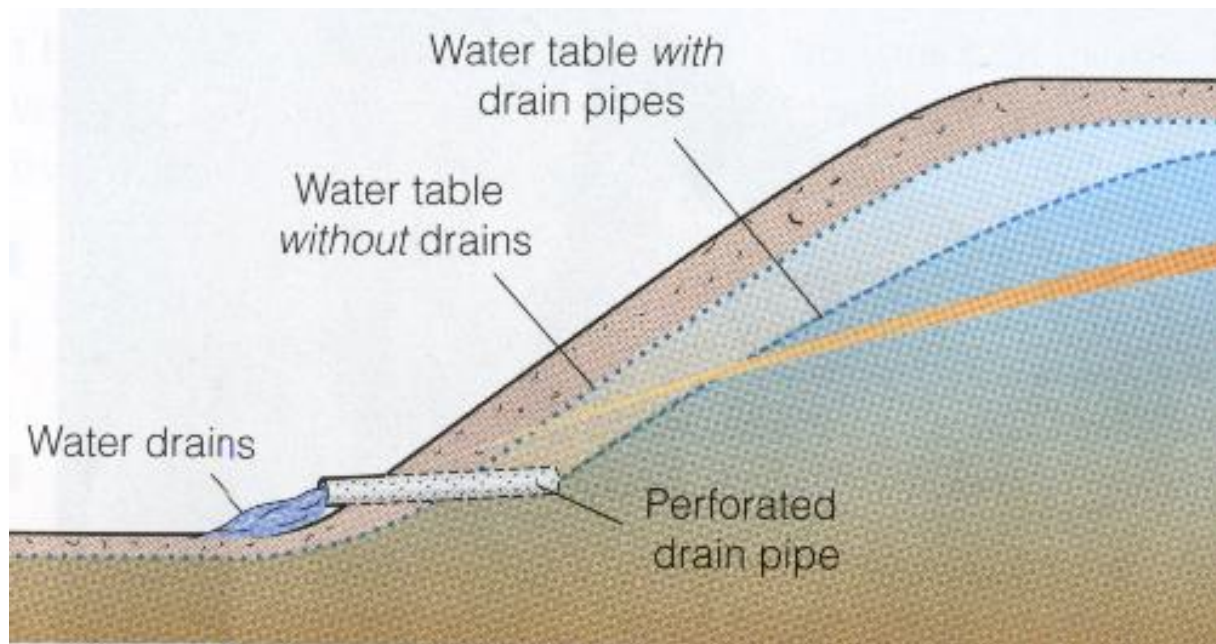
Med sikringstiltak menes ulike fysiske tiltak som kan iverksettes for å redusere skadevirkninger fra skred på bebyggelse, infrastruktur og andre verdier. Tiltakene kan enten ha for hensikt å forhindre at skred utløses, eller å forhindre at skred gjør skade på bebyggelse og infrastruktur. Problemer oppstår først når skredutsatte områder tas i bruk til menneskelig aktivitet, og det beste sikringstiltaket er dermed å unngå bygging i skredfarlige områder. Norges kupert topografi gjør det imidlertid vanskelig å ikke bygge i skredutsatt terreng, i tillegg til at den statlige skredfarekartleggingen pr. 2012 avdekket at mer enn 150 000 mennesker allerede bor i områder som er utsatt for flom og skred. Slike områder krever iverksetting av fysiske sikringstiltak (OED, 2012).

2.10.1 Tiltak som forhindrer utløsning av skred

For å forhindre utløsning av jordskred må én eller flere av de betingende faktorer for utløsning av skred tas bort: skråningshelning, tilstedeværelse av løsmasser, lav stabilitet og utløsende faktor. Reduksjon av skråningshelning kan være dyrt og upraktisk å gjennomføre, men for mindre skråninger hvor grunne utglidninger forekommer kan dette være et alternativ (Bromhead et al., 2012). Skråninger utformes da med en skråningsvinkel som er mindre enn massenes naturlige skredvinkel, i tillegg til at skråningstopp gis en avrundet form (Bjerketvedt et al., 2013). Dermed blir skråningen avlastet, som er positivt for stabiliteten. Reduksjon av skråningsvinkel fører imidlertid også til redusert avrenning samt til økt infiltrasjonsareal (Bromhead et al., 2012).

Fjerning av løsmasser er ofte et lite hensiktsmessig sikringstiltak, men kan være et alternativ for mindre skråninger (Highland og Bobrowsky, 2008). Ustabile løsmasser kan fjernes helt og erstattes av mer stabile masser, eventuelt i kombinasjon med drencsystem (Bromhead et al., 2012). Skredutsatte skråninger bør imidlertid renskes for løst materiale som torv, steiner og rotvelter for å forhindre nedfall av materiale (Bjerketvedt et al., 2013).

Økning av løsmassers stabilitet kan gjennomføres ved å iverksette tilstrekkelig drenering. Dette vil forhindre erosjon av skråningsoverflaten, redusere skredfaren, og redusere infiltrasjon av vann i løsmassene, slik at høye porevannstrykk ikke vil bygges opp (Highland og Bobrowsky, 2008). Drenering er det mest utbredte og suksessfulle sikringstiltaket, og vil både redusere massenes vekt og øke løsmassenes styrke (Holtz og Schuster, 1996). Drenering kan bl.a. gjennomføres ved å anlegge grøfter og drencrør i skråningen samt ved å dekke hele eller deler av skråningen med materiale som ikke tillater oppbygging av porevannstrykk, eksempelvis grus (Holtz og Schuster, 1996; Highland og Bobrowsky, 2008). Drencrørene vil senke grunnvannsspeilet og virke stabiliserende for løsmassene, som illustrert av figur 2.48 (Hyndman og Hyndman, 2011). Normalt anlegges en avskjærende grøft på toppen av skråningen, i tillegg til grøfter med ca. 10 m avstand på skrå nedover skråningen samt en grøft i skråningsfoten. Grøftene erosjonssikres (Sandersen, 2014). Langs skogsbilveger må stikkrenner være tilstrekkelig dimensjonert, jevnlig renskes for materiale, det bør settes opp rister oppstrøms for oppfangning av kvister og sedimenter, og utløp må erosjonssikres (Tesaker og Hoseth, 2010; Fergus et al., 2013).



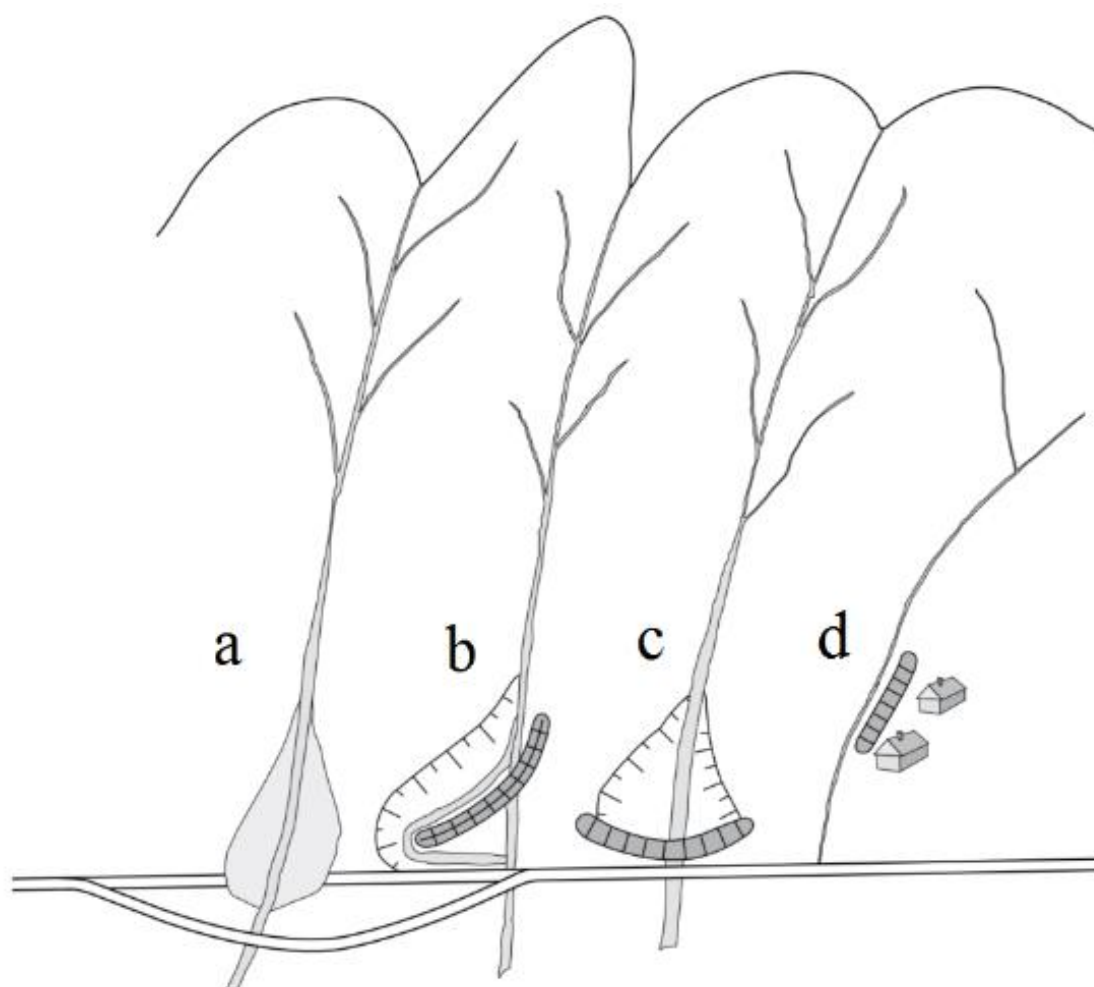
Figur 2.48: Hvordan drenering kan øke skråningsstabilitet. Installasjon av drenerør senker grunnvannsspeilet, og vil dermed virke stabiliserende på skråningen (Hyndman og Hyndman, 2011).

Planting av skog og annen vegetasjon er et utbredt sikringstiltak, siden vegetasjon øker stabilitet av løsmasseskråninger, kan stanse steinsprang og hindre utløsning av snøskred (OED, 2012). Planting av vegetasjon vil ifølge Wu (1995) øke stabiliteten av løsmasser ved (a) røttenes forankrende effekt på løsmassene, og (b) intersepsjon og evapotranspirasjon som igjen reduserer vanninnhold og porevannstrykk i skråningen. Etablering av vegetasjon alene er imidlertid et lite brukt sikringstiltak, men i kombinasjon med andre tiltak kan beplantning være virkningsfullt (Bromhead et al., 2012).

Fjerning av utløsende faktor kan være problematisk og vanskelig å gjennomføre, men det finnes sikringstiltak som har for hensikt å forhindre at vann, som nesten alltid er utløsende faktor for jordskred, infiltrerer i bakken. Skråninger dekkes da av plast for å forhindre infiltrasjon av vann, men samtidig forhindres imidlertid også evapotranspirasjon fra skråningen, som vil ha en negativ effekt på stabiliteten. Tildekking av skråningen er dermed et omdiskutert sikringstiltak (Hyndman og Hyndman, 2011). Andre hensiktsmessige sikringstiltak kan være gabionmurer som pga. høy friksjon og støttefunksjon forhindrer utglidning av masser (Highland og Bobrowsky, 2008), eller geotekstiler som fungerer som separasjonslag mellom materialer, som tillater filtrering og som drenerer vann (Bjerketvedt et al., 2013).

2.10.2 Tiltak som forhindrer at skred gjør skade på bebyggelse og infrastruktur

I tillegg til allerede omtalte sikringstiltak, finnes terrengeiltak som har for hensikt å forhindre at utløste skred gjør skade på bebyggelse og infrastruktur. De vanligste tiltakene i skredløpet er å kanalisere, lede eller bremse opp skredmassene. Tiltakene må dimensjoneres for hvert enkelt tilfelle, med tanke på vannføring, strømningshastighet, materialtransport og retningsendringer i skredløpet (Sandersen, 2014). Ulike eksempler på tiltak som forhindrer at skred gjør skade på bebyggelse og infrastruktur fremgår av figur 2.49.



Figur 2.49: Hvordan veger og bebyggelse kan sikres mot skred: a) Legge vegen utenfor potensielle utløpsområder. b) Skredvoll som bremser opp og leder massene bort fra vegen. c) Skredvoll som fanger opp massene. d) Skredvoll som forhindrer at skred gjør skade på bebyggelse (Norem og Sandersen, 2014).

2.11 Lovverk i forbindelse med skredfare

Som omtalt i delkapittel 2.8.1 defineres risiko som sannsynlighet x konsekvens. Hva som er akseptabel risiko i forbindelse med skredfare blir omtalt i flere lovparagrafer, der bygging i skredfarlig område reguleres gjennom Plan- og bygningsloven. I Byggeteknisk forskrift TEK 10, blir sikkerhetsnivå mot skred for bebyggelse nærmere omtalt. I §7-1. Generelle krav om sikkerhet mot naturpåkjenninger, heter det bl.a.:

«Byggverk skal plasseres, prosjekteres og utføres slik at det oppnås tilfredsstillende sikkerhet mot skade eller vesentlig ulempe fra naturpåkjenninger» (Direktoratet for byggkvalitet, 2016b, §7-1).

Hva som er tilfredsstillende sikkerhet mot skred for ulike typer bebyggelse fremgår av §7-3. Sikkerhet mot skred. Generelt kreves høyere sikkerhetsnivå for bygninger der mange mennesker oppholder seg, sammenlignet med bygninger der få mennesker oppholder seg. I §7-3 heter det videre at sikkerhetsklasse for skred skal fastsettes for byggverk i skredutsatte områder. Byggverk og uteareal må dimensjoneres eller sikres mot skred, slik at største nominelle årlige sannsynlighet gitt av tabell 2.5 ikke overskrides (Lied, 2014c; Direktoratet for byggkvalitet, 2016a).

Tabell 2.5: Sikkerhetsklasser ved plassering av byggverk i skredfarlig område (Direktoratet for byggkvalitet, 2016a).

Sikkerhetsklasse for skred	Konsekvens	Største nominelle årlige sannsynlighet
S1	Liten	1/100
S2	Middels	1/1000
S3	Stor	1/5000

Sikkerhetsklasse S1 omfatter tiltak der skred vil ha liten konsekvens. Bygninger der det normalt ikke oppholder seg mennesker, eksempelvis garasjer, uthus og naust, kan falle innenfor denne kategorien. Sikkerhetsklasse S2 omfatter tiltak der skred vil ha middels konsekvens. Dette kan være byggverk der det normalt oppholder seg maksimum 25 personer, eksempelvis enkelte overnattingssteder, havneanlegg, og parkeringshus. Sikkerhetsklasse S3 omfatter tiltak der skred vil ha store konsekvenser. Bygninger der mer enn 25 personer vanligvis oppholder seg, faller innenfor denne kategorien. Slike bygninger kan f.eks. være rekkehus med mer enn 10 boenheter, skoler, og sykehjem (Direktoratet for byggkvalitet, 2016a).

3 Metode

I dette kapitlet presenteres de metoder som er brukt i arbeidet med masteroppgaven. Metoder inkluderer grundige undersøkelser av argumenter i faglitteratur, feltundersøkelser, flere typer GIS-analyser, analyser av nedbørdata samt laboratorieanalyser.

3.1 Studieområdets avgrensning

Ved avgrensning av studieområdet ble det lagt vekt på betingende faktorer for utløsning av jordskred. Ytre avgrensning ble satt der terrenghelningen ikke er bratt nok til at jordskred normalt kan utløses ($< 30^\circ$), eller der terrengformer ikke vil kunne lede skredmasser til boligfeltet samt infrastruktur tilknyttet boligfeltet, eller der terrenget er så flatt at skredmasser vil stoppe opp. Studieområdets geografiske plassering og avgrensning fremgår av figur 4.1 i kapittel 4.

3.2 Litteraturstudium

Det ble foretatt en teoretisk tilnærming til skredfarekartlegging ved bruk av argumenter fra litteratur for å beskrive det masteroppgaven omhandler. Resultatet av litteraturstudiet er presentert i kapittel 2. Hensikten med å gjennomføre et litteraturstudium var å oppnå økt kunnskap om jordskred og andre skredtyper, skråningsstabilitet samt faktorer som påvirker skredfaren i et område. Slik ble det sikret at skredfarevurderinger ble utført etter beste evne på et bredt og solid teoretisk grunnlag. Anvendte kilder er fagartikler, fagbøker, rapporter og internettsider. En komplett oversikt over disse gis i kapittel 9.

3.3 Feltarbeid

Det ble totalt gjennomført 6 dager feltarbeid for masteroppgaven: 7.-8. juli, 13.-14. juli, 17. august og 31. oktober 2015. Feltbefaringene i juli ble gjennomført ilt. en lengre nedbørperiode, hvor kun feltbefaringen 13. juli ble gjennomført i oppholdsvær. Ved feltbefaringen 17. august var det sol, lettskyet og ingen nedbør. Ved feltbefaringen 31. oktober var det overskyet og tidvis noe duskregn. MSc-student ved NTNU-IGB, Marit Bakken Gjørva, deltok som feltassistent på samtlige befaringer. Hovedveileder Terje H. Bargel ved NTNU/NVE deltok ikke på feltbefaringer, men deltok på en introduksjonsrunde i området før feltarbeidet startet.

Under feltundersøkelsene ble det fokusert på å kartlegge forhold som ble vurdert til å ha betydning for skråningsstabilitet. Det ble lagt særlig vekt på kartlegging av endringer i skråningens «normale» forhold, eksempelvis «vann på avveie». Videre ble terrengformer, dreneringsveger, løsmasser, berggrunn, vegetasjon og stikkrenner kartlagt. Det ble spesielt sett etter tegn på bevegelse i skråningen, eksempelvis såkalte baksprekker og krypbevegelser i løsmassene. Menneskelige inngrep som hogstfelt, skogsbilveger og vegskjæringer ble også registrert. Undersøkelsene tok utgangspunkt i flyfoto (figur 4.2) og eksisterende aktsomhetskart for skred (figur 4.11). Skogsbilveger ble kartlagt ved befaring i felt fordi tett vegetasjon, gjengroing av veger og stedvis svært liten bredde på vegene vanskeliggjorde kartlegging basert på flyfoto og skyggerelieffkart.

Under feltarbeidet ble det brukt flere typer utstyr for å samle inn ulike typer data. En håndholdt Garmin GPS (modell GPSmap 60CSx) ble brukt til orientering samt til å markere feltobservasjoner i koordinatsystem WGS 1984, UTM sone 32N. Merk at medbrakt GPS har en nøyaktighet på mindre enn 10 m (Garmin, 2006). Kart i papirform fra nettsiden norgeskart.no, med målestokk 1:3333, ble brukt til orientering samt til å markere feltobservasjoner. Kompass med klinometer (modell Silva Expedition S) ble brukt til orientering og for å måle fall/fallretning. En vinkelmåler (modell Suunto tandem) ble brukt for å måle helning i terrenget, mens feltobservasjoner ble dokumentert med digitalkamera. I tillegg ble det benyttet spade og tommestokk for å grave ut og dokumentere snitt i løsmassene samt skrivesaker og notatbok for notering av observasjoner.

Det må presiseres at feltarbeidet er basert på de aktuelle forholdene på befaringstidspunktet, og eventuelle endringer i f.eks. vegetasjonsforhold, håndtering av overflatevann o.l. vil kunne føre til endringer i skredfare i forhold til det som fremkommer i denne masteroppgaven.

3.4 Q-verdi

Q-systemet er et klassifikasjonssystem for bergmasser til bruk for bergrom, tunneler og feltkartlegging i dagen. Q-systemet tar utgangspunkt i utregning av Q-verdi, basert på 6 parametere som bestemmes gjennom geologisk kartlegging med tabeller. Tabellene angir numeriske verdier som bestemmes ut fra en beskrevet situasjon. Q-verdien angis av følgende formel (Norges Geotekniske Institutt [NGI], 2015):

$$Q = \frac{RQD}{J_n} * \frac{J_r}{J_a} * \frac{J_w}{SRF} \quad (3.1)$$

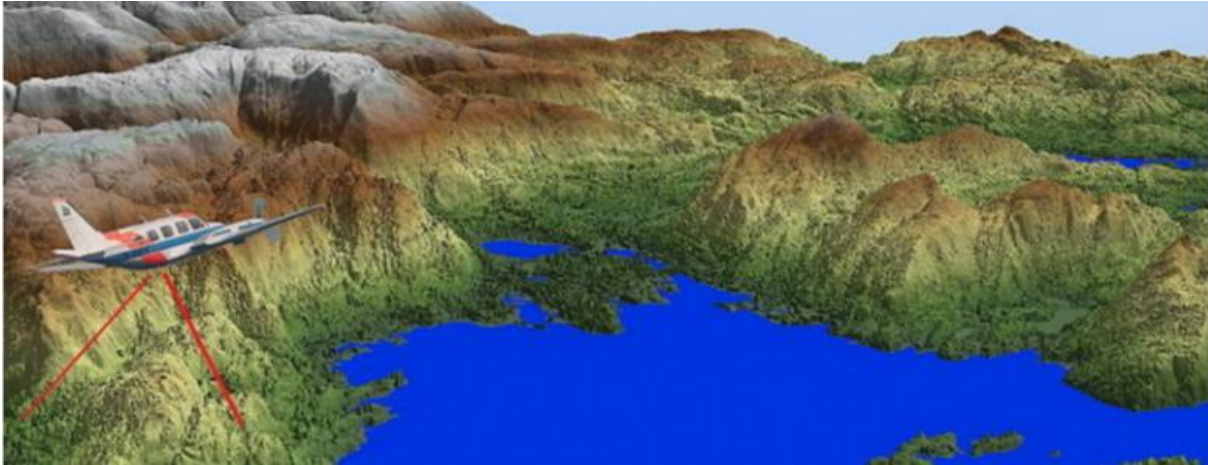
der RQD er oppsprekkingsfaktor, J_n er tall for sprekkesett, J_r er sprekkeruhetstall, J_a er tall for sprekkefylling, J_w er sprekkevannstall, og SRF er spenningsfaktor. Q-verdier for bergmassekvalitet plasseres i én av ni klasser, hvor klassene varierer fra eksepsjonelt dårlig til eksepsjonelt godt. Q-verdier over 10 defineres som bergmasser med god kvalitet, Q-verdier mellom 4 og 10 defineres som bergmasser med middels kvalitet, og Q-verdier under 4 defineres som bergmasser med dårlig kvalitet.

3.5 GIS-analyser

Under arbeidet med denne masteroppgaven har det blitt utført ulike typer GIS-analyser i dataprogrammet ArcGIS som er utviklet av Environmental Systems Research Institute (ESRI). Analysene har blitt brukt som et hjelpemiddel for å objektivt tolke innsamlet data.

3.5.1 Digital høydemodell

En digital høydemodell (DHM), også kalt digital terrengmodell (DTM), er en visualisering av terrengoverflaten som gir en tredimensjonal digital modell av terrenget (Grinderud et al., 2009; Fischer et al., 2014). Detaljerte DHM baseres på «Light Detection and Ranging» (lidar) skanninger, som er et «remote sensing» system som bruker laserskanning fra fly til å samle inn topografiske data. Laserne er i stand til å registrere høydemålinger med en vertikal presisjon på 15 cm og en romlig oppløsning på ca. 2 m. Målingene refereres ved bruk av en svært detaljert GPS (Heywood et al., 2011). For analysene utført i denne masteroppgaven er det utarbeidet en DHM fra en punktsky med kjente x-, y- og z-verdier, som er et resultat av lidar skanning av studieområdet. Lidar skanningen ble utført i forbindelse med pilotprosjektet «Nasjonal detaljert høydemodell», som gir grunnlaget for videre etablering av en nasjonal digital høydemodell i øvrige deler av landet. Skanningen ble utført av selskapene Cowi og Blom, mens bearbeiding av rådata ble utført av forfatter. I pilotprosjektet har enkelte kommuner i fylkene Østfold, Akershus, Møre og Romsdal, Sør-Trøndelag, Nord-Trøndelag samt i landsdelen Nord-Norge blitt skannet med laser fra fly. Midtre-Gauldal kommune er en av kommunene som har blitt lidar skannet (Statens kartverk, 2015a). Statens kartverk planlegger å utarbeide en detaljert høydemodell for hele Norge som gjengir terrengets høyde med en oppløsning på 1 x 1 m (Ibenholt et al., 2014). Hvordan laserskanningen gjennomføres illustreres av figur 3.1.



Figur 3.1: Hvordan lidar skanning av terreng gjennomføres fra fly (Statens kartverk, 2016a).

Punktdata fra lidar skanning bearbeides til nøyaktige (x, y, z) koordinater ved å analysere tiden det tar før lasersignalet reflekteres, vinkelen på laserskanningen, GPS posisjon samt «Inertial Navigation System» (INS) informasjon. Lidar data for studieområdet ble levert i .LAS-format, som vil si at hvert (x, y) koordinatpar vil ha flere z-verdier fordi objekter som trær og hus gir refleksjoner før signalet reflekteres fra bakken. Uønskede z-verdier måtte derfor bearbeides bort. De ulike refleksjonene vil ha ulik intensitet, og det er vanligvis den siste refleksjonen som brukes for terrengmodeller (ESRI, 2016). En «inverse-distance weighted»-interpolasjon (IDW-interpolasjon) ble benyttet for å filtrere bort uønskede z-verdier, slik at hvert (x, y) koordinatpar fikk én tilhørende z-verdi. IDW-interpolasjon baseres på at punkter som ligger nærme hverandre vektet mer enn punkter som ligger lengre borte. Det ble valgt å benytte en IDW-interpolasjon fordi metoden minimaliserer refleksjoner fra fjerntliggende punkter («outliers»), som er et resultat av uønskede reflektorer som hus og vegetasjon. Ved å minimalisere innflytelsen fra disse fås en klar modell av bakken. Metoden antar at overflaten er kontrollert av naturlig variasjon slik som tilfellet er for studieområdet (ESRI, 2007a). Resultatet er en DHM som kan presenteres på flere måter og benyttes til videre analyser av terrenget (Grinderud et al., 2009).

I denne masteroppgaven ble det valgt å presentere DHM på to måter: skyggerelieffkart og helningskart. Skyggerelieffkart ble generert ved bruk av «hillshade» verktøyet i ArcGis, som skaper en illustrasjon av overflaten basert på innstråling fra en hypotetisk lyskilde. Hver celle gis en belsningsverdi relativt til nabocellen, som gir en forbedret visualisering av en overflate. Retningen på lysinnstrålingen justeres manuelt, men standard prosedyre er å benytte en asimut på 315° og en innstrålingsvinkel på 45° i forhold til horisontalplanet (ESRI, 2011a).

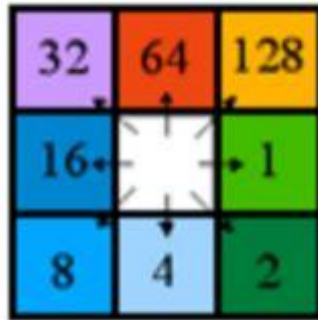
Skyggerelieffkart gir et relieffkart av terrenget, som er nyttig i skredfarekartlegging for å avgrense bl.a. skredbaner, løснеområder, skredavsetninger og skogsbilveger (Bargel et al., 2015).

Helningskart viser bratthet av terrenget for hvert punkt i datasettet relativt til nabopunktene. Helningskart ble generert ved hjelp av «slope (spatial analyst)» verktøyet i ArcMap, som beregner den maksimale verdiforskjellen for hver celle relativt til nabocellene og dermed representerer maksimal helning. Alle helningsverdier innenfor gitte intervaller tilegnes en farge, hvor fargespekteret vanligvis går fra rød til grønn (ESRI, 2007b). Helningsgrad varierer fra 0° (horisontalt) til 90° (vertikalt). I denne oppgaven tar inndeling av helningsintervaller utgangspunkt i mulige løснеområder for skred, for å best kunne identifisere skredfarlige områder. Helningsintervall er inndelt i følgende 7 klasser (NVE, 2013b; Bargel et al., 2015):

- 0° til 10°: mulige løснеområder for sørpeskred under spesielt ugunstige forhold.
- 10° til 20°: mulige løснеområder for sørpeskred.
- 20° til 25°: mulige løснеområder for jordskred og flomskred under spesielt ugunstige forhold.
- 25° til 30°: mulige løснеområder for jordskred og flomskred.
- 30° til 45°: mulige løснеområder for jordskred, flomskred og snøskred.
- 45° til 60°: mulige løснеområder for snøskred og steinsprang.
- 60° til 90°: mulige løснеområder for steinsprang.

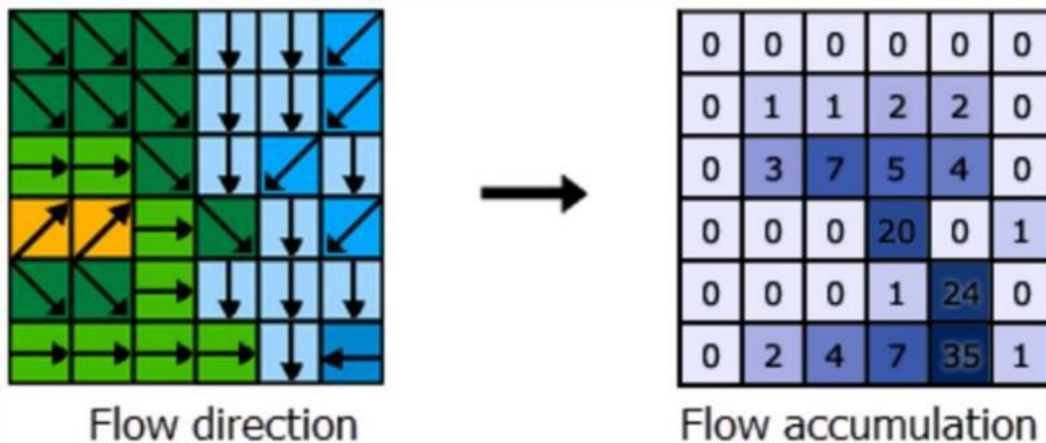
3.5.2 Hydrologisk analyse

Ved hjelp av hydrologiske verktøy i ArcMap ble det analysert hvordan vann drenerer i studieområdet. Verktøyet «flow accumulation», som tar utgangspunkt i en DHM, ble benyttet til hydrologiske analyser. Først ble verktøyet «fill» brukt for å fylle igjen lukkede terrengforsenkninger, slik at områder uten drenering ikke tas hensyn til i analysen. Følgelig får alle celler en nabocelle med lavere verdi (ESRI, 2011b). Deretter ble verktøyet «flow direction» benyttet for å vise hvilken veg vann vil strømme. «Flow direction» danner en raster som viser strømningsretning til hver celle. Det er definert åtte mulige strømningsretninger for vann, kodet av tallverdier som illustrert av figur 3.2 (ESRI, 2015a).



Figur 3.2: Tallkoder som representerer retningen vann drenerer. 64 viser til nord, 1 viser til øst, 4 viser til sør og 16 viser til vest (ESRI, 2015a).

«Flow accumulation» summerer antall celler som drenerer inn til en spesifikk celle. Dersom flere celler enn en gitt terskelverdi drenerer inn til en spesifikk celle, representerer denne cellen et område hvor vann vil akkumuleres, sett at det er vann til stede i studieområdet (ESRI, 2015b). Terskelverdien ble satt til 5000, og dermed vil alle celler som har mer enn 5000 celler drenerende inn til seg bli definert som en vannveg. Terskelverdien ble bestemt gjennom sammenligning med observerte dreneringsveger i felt, og det ble bestrebet best mulig overensstemmelse mellom disse. Parameteren ble forsøkt satt så høyt som mulig, uten at observerte dreneringsveger ble utelatt. «Flow accumulation» tar utgangspunkt i verktøyet «flow direction», som illustrert av figur 3.3.



Figur 3.3: Sammenheng mellom «flow direction» og «flow accumulation». Figur til venstre viser hvilken retning vann vil drenerer, mens figur til høyre viser hvor mange celler som drenerer inn til hver enkelt celle (ESRI, 2015b).

3.6 Beregning av nedbørfelt og dimensjonering av stikkrenner

Under feltarbeidet sommeren 2015 ble alle stikkrenner lokalisert og oppmålt, og nedbørfelt til hver enkelt stikkrenne har blitt bestemt. For bestemmelse av nedbørfelt ble NVEs Nedbørfelt-Vannføring-Indeks-Analyse (NEVINA) benyttet (NVE, 2016b). Tilgjengelige lidar data dekker ikke vannskillet i øverste del av studieområdet, og derfor ble det valgt å utelate ArcGis for bestemmelse av nedbørfelt. Ved bruk av NEVINA settes et selvvalgt punkt i terrenget, før nedbørfeltgrenser genereres automatisk for dette punktet. Automatisk genererte grenser for nedbørfelt ble vurdert til å være noe urealistiske, og manuell redigering ble derfor gjennomført i samme analyseverktøy. Deretter ble feltparametere, klima- og hydrologiske parametere og estimerte lavvannsindeks automatisk beregnet, før alle data ble konvertert til en «shape-fil» som ble videre behandlet i ArcMap. For tre stikkrenner var det ikke mulig å generere nedbørfelt i NEVINA, da disse stikkrennene drenerer bekkefar som er for små til å være inntegnet på kart, og punktene ble satt for langt fra elver på kartet. Nedbørfelt til aktuelle tre stikkrenner ble i stedet inntegnet manuelt i ArcMap, hvor areal ble beregnet (NVE, 2015b).

Det har blitt utført flomberegninger samt kapasitetsberegninger av stikkrenner. Dimensjonerende flomintensitet avhenger av flere forhold, som omtalt av Berg et al. (1992):

- Klimatiske forhold.
- Størrelse av nedbørfelt.
- Prosentandel av nedbørfelt som er dekket av innsjøer samt plassering av disse.
- Løsmasser og vegetasjon.
- Nedbørfeltets form, helning og høydeforskjell.
- Andel vannmettet areal og tette flater (bart fjell, asfalt, osv.).

Flomberegninger har blitt utført i henhold til «den rasjonelle formel», som er egnet for små nedbørfelt med størrelse opp til 0,2 – 0,5 km². Metoden baseres på følgende formel, hvor avrenning, Q , er gitt ved (Statens Vegvesen, 2014b):

$$Q = C * i * A \quad (3.2)$$

der C er avrenningsfaktor (benedningsløs), i er dimensjonerende nedbørintensitet (l/(s x ha), og A er feltareal (ha).

3.6. Beregning av nedbørfelt og dimensjonering av stikkrenner

Avrenningsfaktor, C , er et mål for den totale nedbørmengden i et nedbørfelt som renner bort som overflateavrenning, og avhenger av bl.a. arealbruk. Faktoren varierer normalt mellom 0,1 i områder preget av vegetasjon, dyrket mark eller skogdekke, til opp mot 0,9 i urbane områder. Veiledende verdier av C fremgår av tabell 3.1. Ved økende returperioder for nedbørhendelser øker vanligvis metningsgraden av bakken, og for å ta hensyn til dette anbefales følgende økning av C -verdien: 10 % for returperioder på 10-25 år, 20 % for returperioder på 26-50 år, 25 % for returperioder på 51-100 år og 30 % for returperioder på 101-200 år (SVV, 2014b).

Tabell 3.1: Veiledende verdier for avrenningsfaktor C for nedbørfelt med ulike overflatetyper, returperiode 10 år (SVV, 2014b).

Overflatetype	Avrenningsfaktor, C
Betong, asfalt, bart fjell, frosset mark	0,6 – 0,9
Grusveg	0,3 – 0,7
Dyrket mark, parkområder	0,2 – 0,4
Skog	0,2 – 0,5

Dimensjonerende nedbørintensitet, i , bestemmes for ulike gjentaksintervall og settes lik konsentrasjonstiden, T_c . Konsentrasjonstiden er tiden det tar for vann å renne fra nedbørfeltets ytterste punkt til målepunktet, som i dette tilfellet er stikkrenner. Konsentrasjonstid avhenger av bl.a. størrelse av nedbørfelt og nedbørfeltets egenskaper som areal, helning og effektiv sjøprosent (Steinius et al., 2015). Konsentrasjonstid for naturlige felt er gitt av følgende formel (SVV, 2014b):

$$T_c = 0,6 * L * H^{-0,5} + 3000 * A_{SE} \quad (3.3)$$

der L er lengde av feltet (m), H er høydeforskjell i feltet (m) og A_{SE} er effektiv innsjøprosent i feltet (%). Nedbørhendelsers intensitet bestemmes ut ifra IVF-kurver, som er tilgjengelige fra nettsiden eklima.no (eklima.no, 2015). Kurvene viser varighet og gjennomsnittlig nedbørintensitet for et gitt gjentaksintervall (Steinius et al., 2015). Nedbørfeltets areal, A , beregnes ut fra feltundersøkelser og kartstudier (Berg et al., 1992).

Det er flere usikkerheter knyttet til bruk av den rasjonelle formel (formel 3.2), og usikkerheter øker med økende størrelse av nedbørfelt (SVV, 2014b). Formelen er basert på en direkte sammenheng mellom nedbør og avrenning, som kun gir et enkelt overslag av avrenningen. Videre er det usikkerhet knyttet til faktorene i formelen, eksempelvis til valg av avrenningsfaktor, som sjelden er uniform innenfor et nedbørfelt (Berg et al., 1992). Avrenningsfaktor vil variere avhengig av bl.a. feltets helning, innsjøareal og høyde på grunnvannsspeilet (SVV, 2014b). Videre forutsetter formelen konstant intensitet av

nedbørhendelser, og at nedbør fordeles likt innenfor feltet. Det er også usikkerhet knyttet til IVF-kurver, som både skyldes måleusikkerhet, usikkerhet i nedbørdata fra vinterhalvåret (manglende data, nedbør faller som snø) og usikkerhet i frekvenskurven for lange gjentakintervall (korte dataserier gir stor usikkerhet for beregninger for lange returperioder) (Steinius et al., 2015). Usikkerheter øker med avstand til målestasjon, og i beregningene er det brukt data for målestasjonen på Risvollan i Trondheim kommune, som er nærmeste målestasjon med tilgjengelige IVF kurver. Målestasjonen er lokalisert ca. 40 km unna studieområdet på Frøset (Google Maps, 2015), og har tilgjengelige data fra 27 sesonger (eklima.no, 2015).

Stikkrenners kapasitet kan enten være styrt av forholdene ved innløpet (innløpskontroll) eller av stikkrennen som helhet (utløpskontroll). Korte stikkrenner med middels til stort fall har vanligvis innløpskontroll, mens lange stikkrenner med lite fall har som regel utløpskontroll. Generelt sett er kapasitet av stikkrenner på landbruksveger knyttet til innløpet som en funksjon av rørdiameter, innløpets utforming og vannstanden ved innløpet (Fergus et al., 2013). Siden stikkrennene i studieområdet hovedsakelig er knyttet til landbruksveger, antas det at nevnte forhold også er gjeldende i studieområdet. Tverrsnittarealet av stikkrenner er bestemt ut ifra målt indre rørdiameter, i henhold til tabell 3.2. For stikkrenner med indre diameter < 300 mm, hvor det ikke finnes tilgjengelige tabelldata, er bestemmelse utført i henhold til vedlegg 1 i Fergus et al. (2013), som også finnes som vedlegg E i denne masteroppgaven.

Tabell 3.2: Tverrsnittareal av stikkrenner som funksjon av indre rørdiameter (Fergus et al., 2013).

Tverrsnittareal, A_c (m ²)	Indre diameter (mm)
0,071	300
0,126	400
0,196	500

3.7 Klima- og værdata

Nedbørdata benyttet i denne masteroppgaven er hentet fra nettsiden eklima.no, som gir tilgang til Meteorologisk Instituttts vær- og klimadata (eklima.no, 2015). Fordi det ikke finnes målestasjoner på Frøset, har geografisk avstand blitt brukt som kriterier for hvilke målestasjoner vær- og klimadata skal innhentes fra. To målestasjoner har vært operative på Støren i Midtre Gauldal kommune: 67260 Støren II og 67240 Støren – Vårvoll, henholdsvis i perioden 1960 – 1986 og 1987 – 2006. Begge stasjoner er lokalisert ca. 1 km unna studieområdet og antas dermed å være representative for Frøset (Google Maps, 2015). Fra stasjon 67270 Støren II er

det innhentet tilgjengelig temperatur- og nedbørdata fra normalperioden 1961 – 1990. Det ble valgt å benytte denne stasjonen fordi tilgjengelig datamengde innenfor normalperioden er større enn for målestasjon 67240 Støren – Vårvoll.

Returperioder for påregnelige maksimale nedbørhøyder er innhentet fra klima.no, for stasjonene Støren II og Støren – Vårvoll. Returperioder er beregnet ut ifra Gumbel-fordelingen, og er basert på data fra hele stasjoners driftsperiode. Det ble valgt å benytte Gumbel ekstremverdi-fordeling fordi dette er den vanligste metoden for analyse av nedbør. Metoden krever bare kjennskap til middelerdi og standardavvik for et utvalg årlige maksimumsverdier (Førland, 1992). Ved å presentere data i et diagram med logaritmisk x-akse blir Gumbel-kurven en rett linje, slik at data enkelt kan leses av.

3.8 Laboratorieanalyser

Under feltarbeidet ble det innsamlet 3 løsmasseprøver som har blitt analysert i ingeniørgeologisk- og bergmekanisk laboratorium ved Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU. Hensikten med å utføre testene var å undersøke gyldigheten av NGUs løsmassekart, påvise andelen finstoff i løsmassene og samt foreta en visuell vurdering av kornform og mineralogi. Som omtalt i teorikapitlet er finstoffinnhold i løsmasser av avgjørende betydning for skredfare, ettersom oppbygging av porevannstrykk lettere skjer i finkornede masser (Norem og Sandersen, 2014).

Bestemmelse av prøvemengde ble gjort i henhold til SVV (2014a). For prøve 15 og 16 ble en prøvestørrelse på 2,6 kg benyttet, mens det for prøve 27 ble benyttet en prøvestørrelse på 600 g. Bestemmelse av prøvemengde tar utgangspunkt i sikteåpningen som 100 % av materialet kan passere. Dersom hele prøven passerer en sikteåpning på 16 mm er 2,6 kilo tilstrekkelig. Dersom hele prøven passerer en sikteåpning på 31,5 mm må 10 kg benyttes. Enkelte fragmenter i prøve 15 og 16 passerte ikke en sikteåpning på 16 mm, men av praktiske årsaker ble det likevel benyttet en prøvestørrelse på 2,6 kg.

3.8.1 Kornfordeling ved sikting

Korngradering for kornstørrelser ned til 63 μm (sand og grus) ble bestemt gjennom sikteanalyse, utført i henhold til Statens vegvesens håndbok R210 Laboratorieundersøkelser, metode 131 Sikteanalyse. Før analysene ble utført, ble prøvene splittet til en representativ

prøvemengde. Det ble benyttet sikter med sikteåpning 16 mm, 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm og 0,063 mm. For nærmere beskrivelse av metoden henvises det til SVV (2014a). Siktmaskinen som ble benyttet til tørrsiktning vises på figur 3.4.



Figur 3.4: Utstyr til bruk i kornfordelingsanalyse. Til venstre: siktmaskinen som ble benyttet til tørrsiktning under kornfordelingsanalysene (Foto: Marit Bakken Gjørva, 29.04.2016). Til høyre: prinsippskisse for sikting av materiale (Jørgensen et al., 2013).

3.8.2 Finstoffanalyse ved laserdiffraksjon

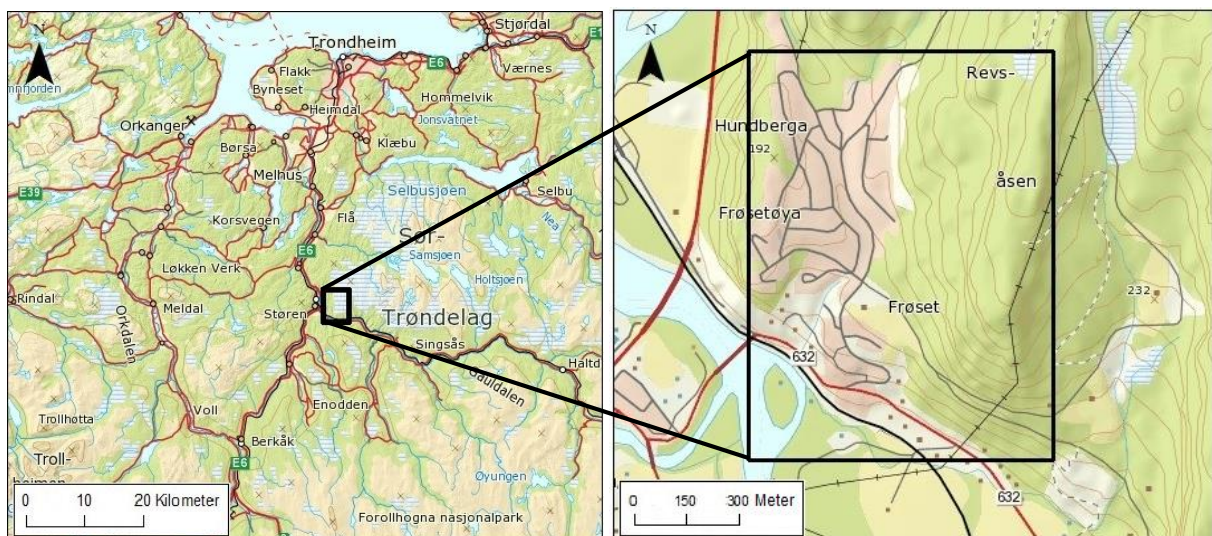
For materiale finere enn $63\ \mu\text{m}$ (silt og leir) ble kornfordeling bestemt ved laserdiffraksjon, ved bruk av en Malvern Mastersizer 3000. En representativ prøvemengde på 8 gram ble tatt ut med et splitteapparat. Ved laserdiffraksjon bestemmes partikkelstørrelse ved at prøven løses opp i ionebyttet vann. Materiale holdes i suspensjon gjennom kontinuerlig omrøring. Oppløst prøvemateriale blir så pumpet gjennom en spalte, hvor det belyses med en laserstråle som brytes av de oppløste partiklene. Apparatet måler intensiteten av lys som brytes av partiklene i prøven. Deretter analyseres data for å beregne partikkelstørrelsen som genererte det aktuelle brytningsmønsteret (Malvern Instruments Ltd, 2016).

4 Områdebeskrivelse

4.1 Topografiske forhold

Gauldalen er et av Norges lengste dalfører, og følger den 140 km lange elva Gaula som kommer fra fjelltraktene nord for Røros og muner ut ved Øysanden i Melhus kommune, sørvest for Trondheim (Rokoengen, 1999). Studieområdet på Frøset er lokalisert i en vestvendt dalside som tilhører østsiden av Gauldalen, like ved Støren i Midtre-Gauldal kommune i Sør-Trøndelag fylke. Studieområdet har et areal på ca. 1 km², og ligger på en berggrunnsbetenget forhøyning i dalsiden, på vestsiden av Revsåsen. Ved foten av skråningen går også E6, Rørosbanen (jernbane), Fylkesveg 632 og elva Gaula (Statens kartverk, 2016b).

Studieområdet er lokalisert der elva Sokna muner ut i Gaula, og der Gauldalen dreier fra å ha en sør-nordgående utstrekning mellom Trondheim og Støren, til en østlig-sørlig utstrekning i retning Røros. Studieområdets plassering og avgrensning fremgår av figur 4.1. Flyfoto av samme område vises på figur 4.2. Områdets topografi er variert, og er karakterisert av flere terrengformer som høydedrag, raviner og bekkedaler. Høyeste punkt i skråningen er på ca. 355 moh. og laveste punkt er på ca. 170 moh., se høydeprofil i figur 4.3. Skråningen har helning opp mot 60°. Terrengformer i området sees av 3D bildene i figur 4.4 og figur 4.5. Dalførets utforming er glasialt betenget med en karakteristisk U-form (Reite et al., 1999). Omtrent midt i dalsiden flater terrenget ut, og her er det anlagt et boligfelt. Boligfeltet er tett bebygget av ca. 200 eneboliger og rekkehus av nyere alder, og bygging pågikk fortsatt da feltarbeidet ble utført. Det finnes gårder og landbruksareal i området, men ikke næringsbygg eller industri.

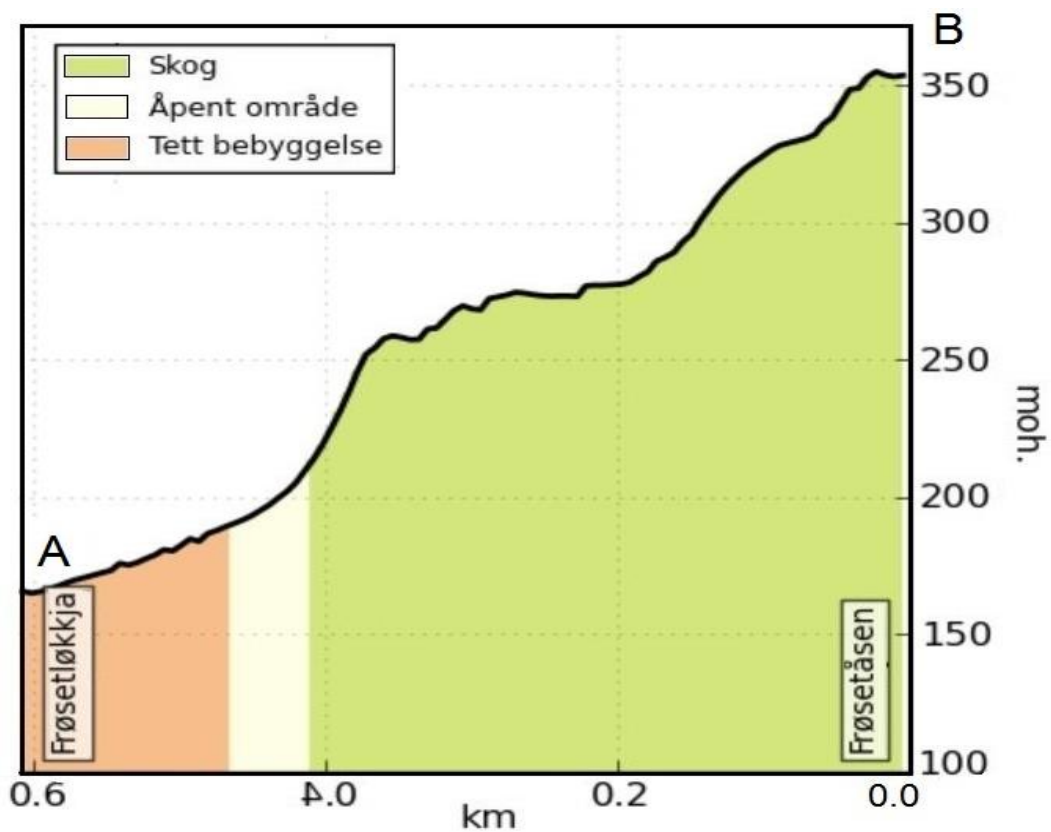


Figur 4.1: Studieområdets beliggenhet: Til venstre: studieområdet på Frøset er lokalisert Gauldalen, Midtre-Gauldal kommune i Sør-Trøndelag. Til høyre: studieområdets avgrensning (Statens kartverk, 2007).

4.1. Topografiske forhold



Figur 4.2: Flyfoto over studieområdet på Frøset. Rød linje (A-B) angir plassering av høydeprofilen som vises på figur 4.3 (Norge i bilder, 2016).



Figur 4.3: Høydeprofil av skråningen som utgjør studieområdet samt arealbruk i området. Beliggenhet av profilen vises på figur 4.2 (Statens kartverk, 2016b).



Figur 4.4: 3D bilde av studieområdet, sett mot nord (Norge i 3D, 2016).

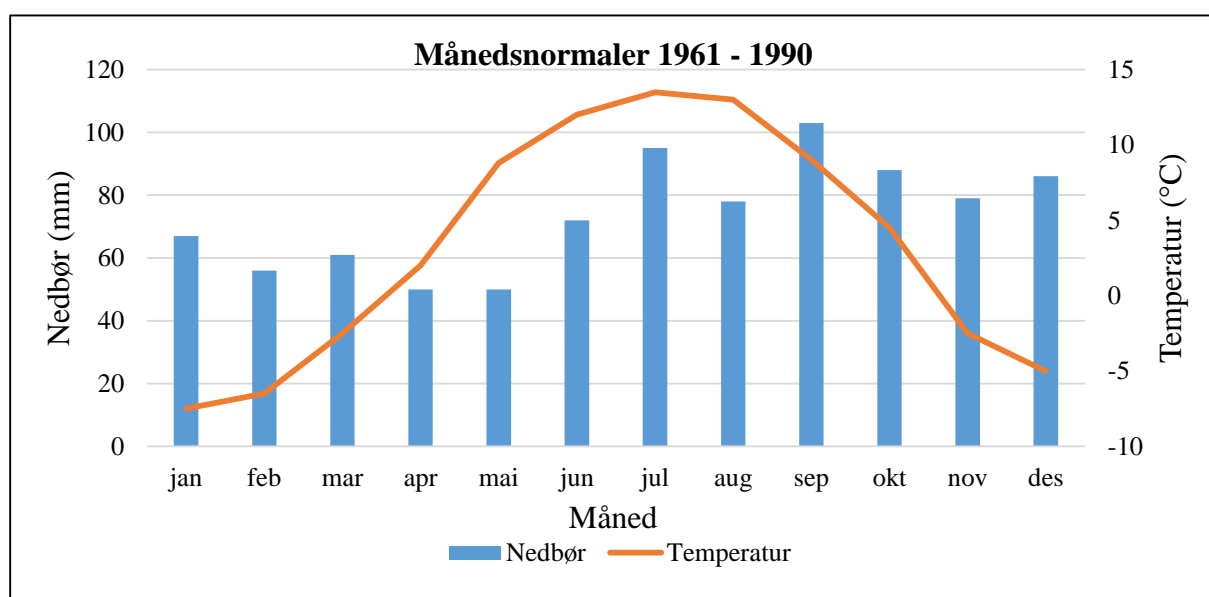


Figur 4.5: 3D bilde av studieområdet, sett mot øst (Norge i 3D, 2016).

4.2 Vær og klima

Vær og klima i Norge er karakterisert av store variasjoner (Dannevig og Harstveit, 2013). Som det sees av figur 2.43 ligger studieområdet på Frøset innenfor en sone karakterisert av et kaldtemperert innlandsklima, med innslag av kystklima (Meteorologisk Institutt, 2010a). Vind kommer inn fra vest, og styres av topografiske forhold som fjell og dalfører (Dannevig og Harstveit, 2013). Skråningers beliggenhet og orientering er dermed vesentlig for fordelingen av nedbør (Sandersen et al., 1996). Ved nedbør og vind vil mesteparten av nedbøren falle på vindsiden av skråninger, og siden vind hovedsakelig kommer inn fra havet i vest vil det falle mer nedbør i vestvendte skråninger (Sandersen, 2014), slik som tilfellet er for studieområdet.

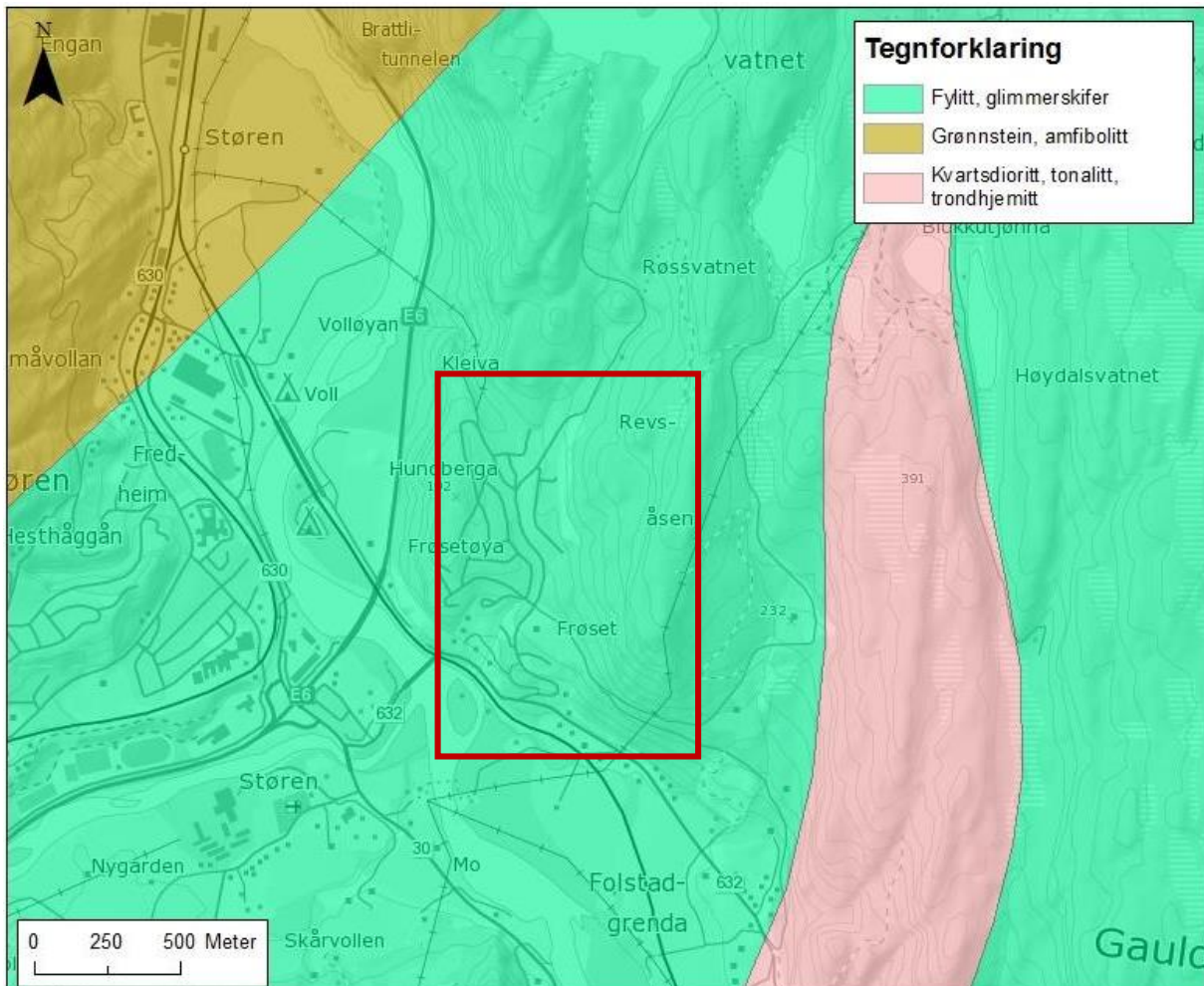
For å beskrive vær og klima i Gauldalen er det nyttig å bruke månedsnormaler beregnet for en 30-års periode, som er den offisielle prosedyren til Verdens Meteorologiorganisasjon (WMO) (Meteorologisk Institutt, 2010b). For normalperioden 1961-1990 finnes det målte nedbørverdier og interpolerte temperaturverdier for målestasjon 67260 Støren II. Målestasjonen ligger ca. 1 km unna studieområdet og antas dermed å være representativ for Frøset (Google Maps, 2015). Månedsnormaler for temperatur og nedbør på Støren vises på figur 4.6. Det sees av figuren at månedene mai til september har høyest temperatur, med juli som varmeste måned med en middeltemperatur opp mot 14 °C. Januar er kaldeste måned med en middeltemperatur ned mot -8 °C. Det fremgår videre at mest nedbør faller om sommeren og høsten, med juli og september som våteste måneder. Gjennomsnittlig total årsnedbør for normalperioden er på 885 mm (eklima.no, 2015).



Figur 4.6: Månedsnormaler for temperatur og nedbør for målestasjon Støren II i perioden 1961-1990 (eklima.no, 2015).

4.3 Berggrunnsgeologi

Bergartene i Gauldalen er ca. 400 – 600 millioner år gamle, og ble dannet i Kambrium, Ordovicium og Silur (Rokoengen, 1999). Det sees på NGUs berggrunnskart for Sør-Trøndelag (figur 4.7) at studieområdet hovedsakelig består av fyllitt og glimmerskifer, men like ved studieområdet finnes imidlertid en sone med kvartsrik kvartsdioritt (Trondhemitt) samt et område bestående av grønnstein og amfibolitt (NGU, 2015).



Figur 4.7: Berggrunnskart over studieområdet, som er markert med rød firkant. Produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland, basert på data fra NGU (2015).

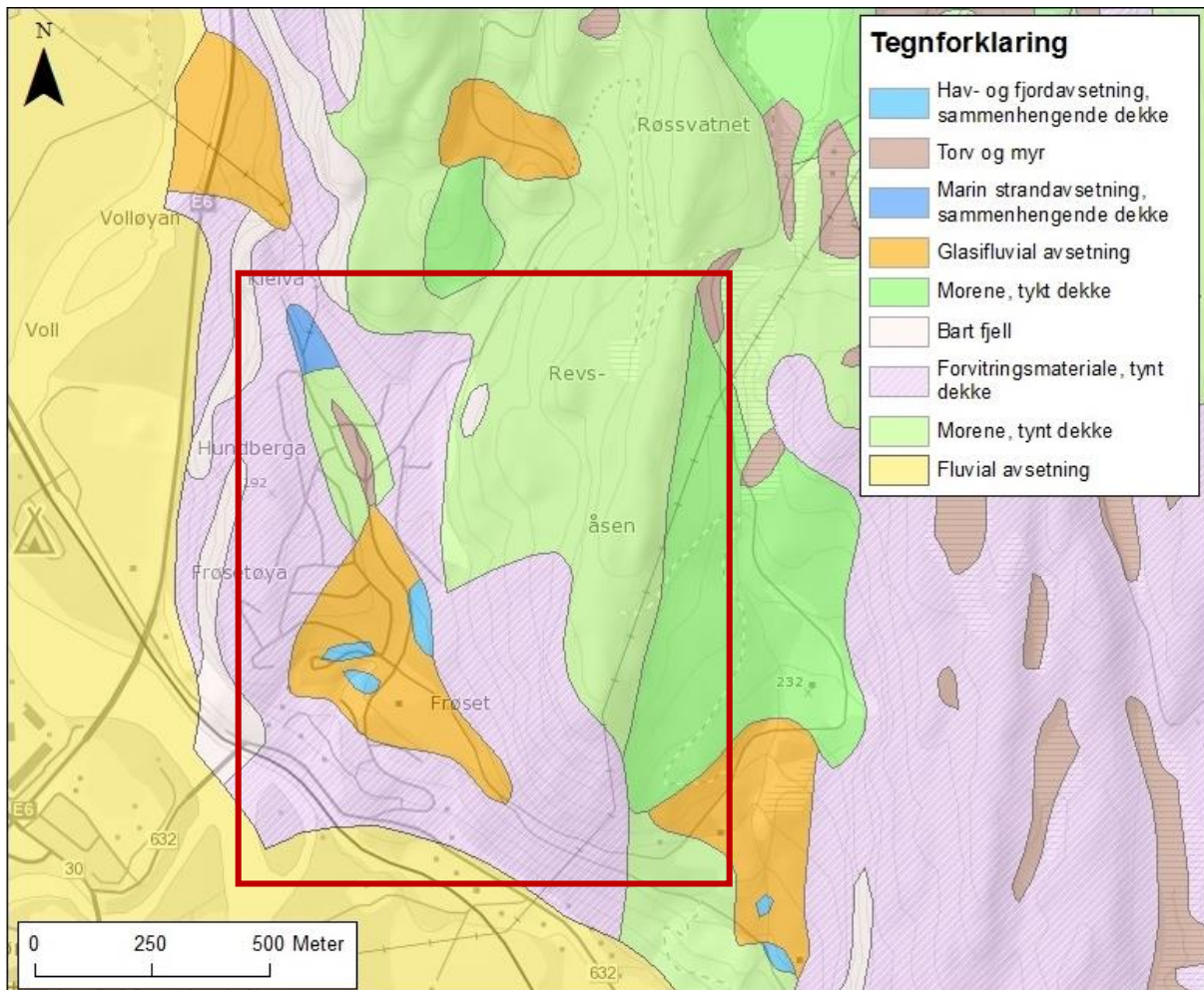
Bergartene i Sør-Trøndelag er sterkt preget av den kaledonske fjellkjedefoldningen, som skjedde som et resultat av at Laurentia støtte sammen med Baltika for ca. 425 millioner år siden. Høyt trykk og høy temperatur oppstod under kollisjonen, og førte til at opprinnelige bergarter gjennomgikk ulik grad av metamorfose. Bergarter ble foldet, forkastet og skjøvet, som også førte til nydannelse av mineraler (Fossen et al., 2013). Bergartene i studieområdet ligger i Trondheimsfeltet, som omfatter området rundt Trondheimsfjorden og sørover til den nordlige

delen av Gudbrandsdalen. Trondheimsfeltet består hovedsakelig av prekambrisk grunnfjell, kambrosilurisk glimmerskifer, sandstein, grønnskifer, kalkstein samt magmatiske bergarter som gabbro, oppdalitt og trondhemitt. Skyvedekker har blitt skjøvet inn fra nordvest, og blitt deformert på grunn av foldninger, forkastninger og overskyvninger (Askheim, 2015).

Trondheimsdekket er et dekkekompleks bestående av de grønne, overskjøvnne bergartene i Trondheimsfeltet. Disse ligger i en depresjon som går nordøst-sørvest langs sentrale deler av Trøndelag og består av flere skyvedekker. Skyvedekkerne deles vanligvis inn i Gulagruppen, Størengruppen, Hovingruppen og Horggruppen (Fossen et al., 2013). Størendekket, som tolkes som et stykke løsrevet havbunnsskorpe, er det øverste dekket i Trondheimsfeltets dekkebygning, og har blitt transportert 200-250 km mot sørøst. Blant bergartene i Størendekket finnes basaltiske grønnsteiner, putelava, gangkomplekser, lag av kiselskifer («chert») samt fyllitt (Wolff, 1979; Fossen et al., 2013). Landskapet i Sør-Trøndelag kan tydelig sees å være utformet etter strukturer i berggrunnen, hvor daler og vassdrag stort sett følger to retninger. Den ene følger berggrunnens strøkretning, som i hovedsak går fra sørvest mot nordøst (strøkdaler). Den andre følger berggrunnens tverrsprekkeretning, som skjærer omtrent loddrett over strøkretningen (tverrdaler) (Wolff, 1979; Reite, 1990).

4.4 Kvartærgeologi og løsmasser

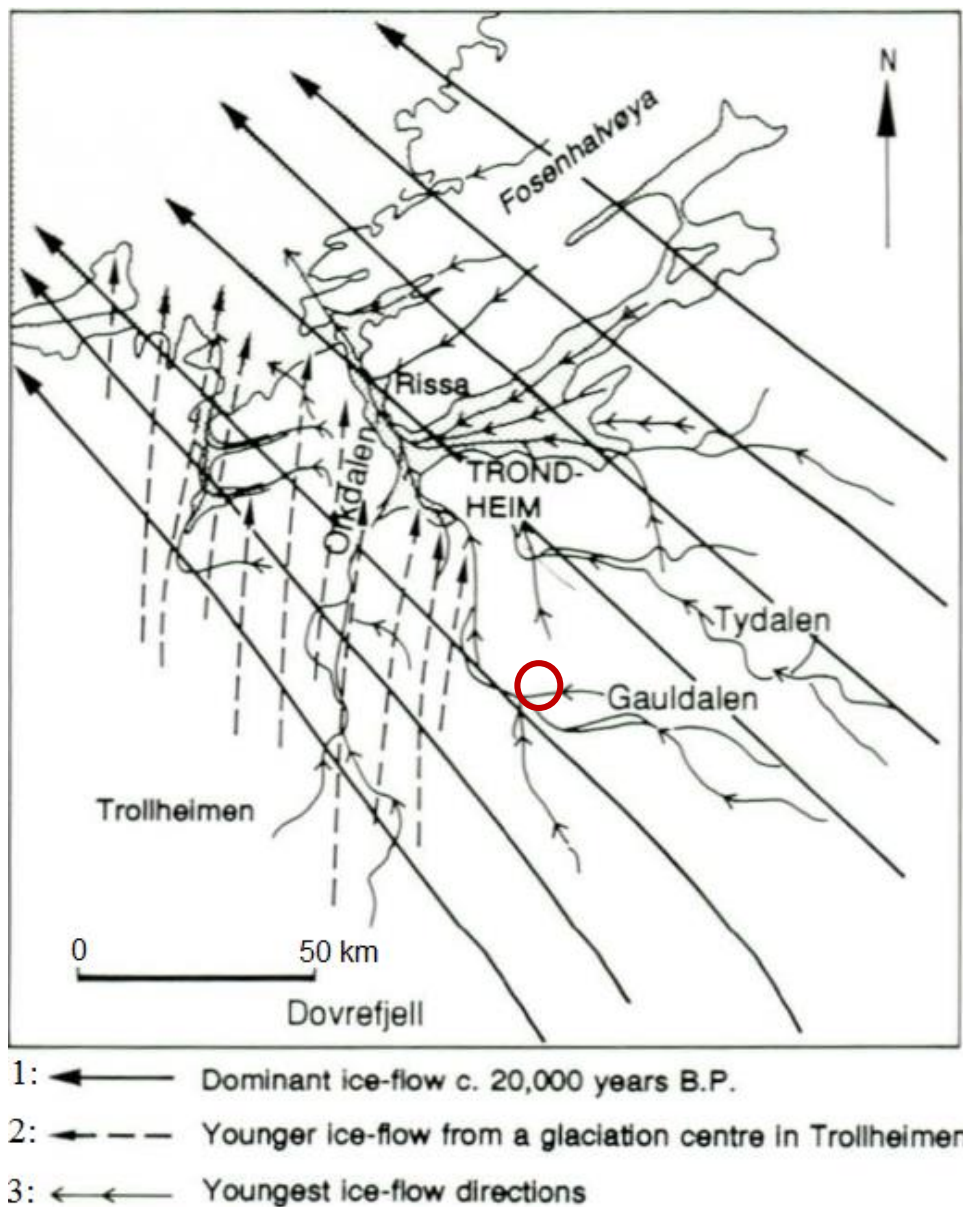
Det fremkommer av NGUs kvartærgeologiske kart for Sør-Trøndelag (figur 4.8) at løsmasseyper som finnes i studieområdet er tykk morene, tynn morene, forvittringsmateriale, breelvavsetning, tykk havavsetning, elveavsetning, marin strandavsetning, bart fjell samt torv og myr. Marin grense i området ligger på 171 moh. Løsmassedekket i studieområdet er av varierende tykkelse, hvor maksimal løsmasseykkelse er ukjent (NGU, 2015).



Figur 4.8: Kvartærgeologisk kart over studieområdet, som er markert med rød firkant. Produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland, basert på data fra NGU (2015).

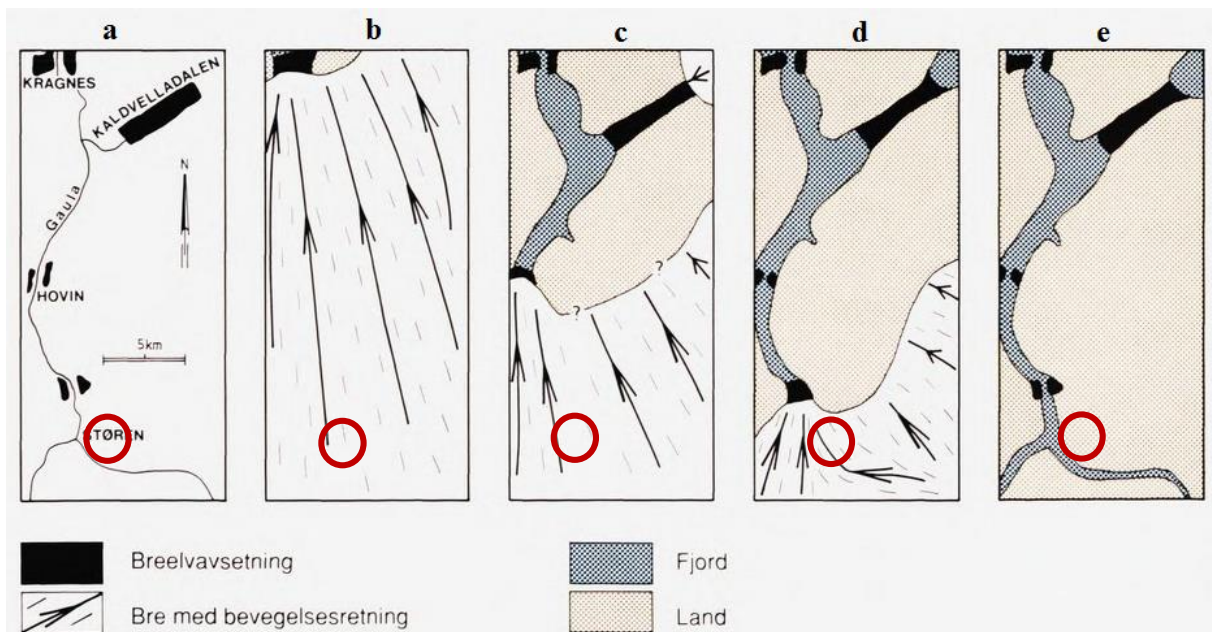
Dalene i Sør-Trøndelag er sterkt preget av breerosjon, hvor daler nær kysten er mest preget. Gauldalen er i likhet med andre dalfører i Sør-Trøndelag en glacial dal, med en karakteristisk U-form som et resultat av at store brestrømmer har vært kanalisert ut av dalen. Videre er Gauldalen en dypt nedskåret og svært gammel dal, som i tillegg til breenes graving også er preget av lang tids elveerosjon (Reite et al., 1999). Gauldalen var imidlertid trolig anlagt før Kvartærtiden, men har hovedsakelig fått sin nåværende form som et resultat av breerosjon (Reite, 1985). Breerosjonen har vært minst i viddeområdene, slik som Gauldalsvidda og Rørosvidda (Rokoengen, 1999). Brefremstøtet mot slutten av Yngre Dryas førte til avsetning av randmorener som er spesielt tydelige i fjellområdet mellom Støren og Selbusjøen. Ettersom isavsmeltingen tok til, satte den tydelige spor i terrenget som fortsatt kan sees i Gauldalen i dag.

Reite (1990, 1994) har rekonstruert isbevegelsen i Sør-Trøndelag basert på skuringsstriper, drumliner og rillete moreneoverflater. Det ble konkludert med at dominerende brebevegelsesretning har vært mot nordvest (se figur 4.9), som trolig angir innlandsisens bevegelsesretning da isen dekket hele Sør-Trøndelag. Videre finnes det tegn på en nordlig isbevegelsesretning, trolig fra et bresentrum over Trollheimen. I dalfører finnes isskuring betinget av topografiske forhold, ved at brestrømmen har fulgt eksisterende daler og forsenkninger i terrenget. Generelt sett er imidlertid israndavsetningene Gauldalen dårlig daterte, og aldersbestemmelser er i stor grad basert på korrelasjoner mot andre dalfører.



Figur 4.9: Rekonstruksjon av brebevegelsesfaser i Sør-Trøndelag. Fase 1: Innlandsisens hovedbevegelsesretning under siste istids maksimum. Fase 2: Brebevegelse mot nord, trolig som et resultat av en brekappe over Trollheimen. Fase 3: Isbevegelsen under avsmeltingsperioden, da brebevegelsesretningen ble betinget av topografien. Studieområdets omtrentlige plassering er angitt med rød sirkel. Modifisert etter Reite (1994).

Under isavsmeltingen lå de høyeste delene av innlandsisen sør og øst for vannskillet, slik at isoverflaten i nordre deler av Østerdalen og Gudbrandsdalen helte mot Sør-Trøndelag. Smeltevannet drenerte stort sett gjennom dagens dalfører, og endte til slutt opp i Trondheimsfjorden. Hvordan isavsmeltingen har foregått i Gauldalen fremgår av figur 4.10. Under isavsmeltingen var havnivået betydelig høyere enn i dag, noe som resulterte i at fjordene nådde langt inn i dalførene hvor det ble avsatt hav- og fjordavsetninger som senere har havnet over havnivå som følge av landheving. Slike avsetninger har størst utbredelse og tykkelse i nedre del av Gauldalen (Reite, 1990).



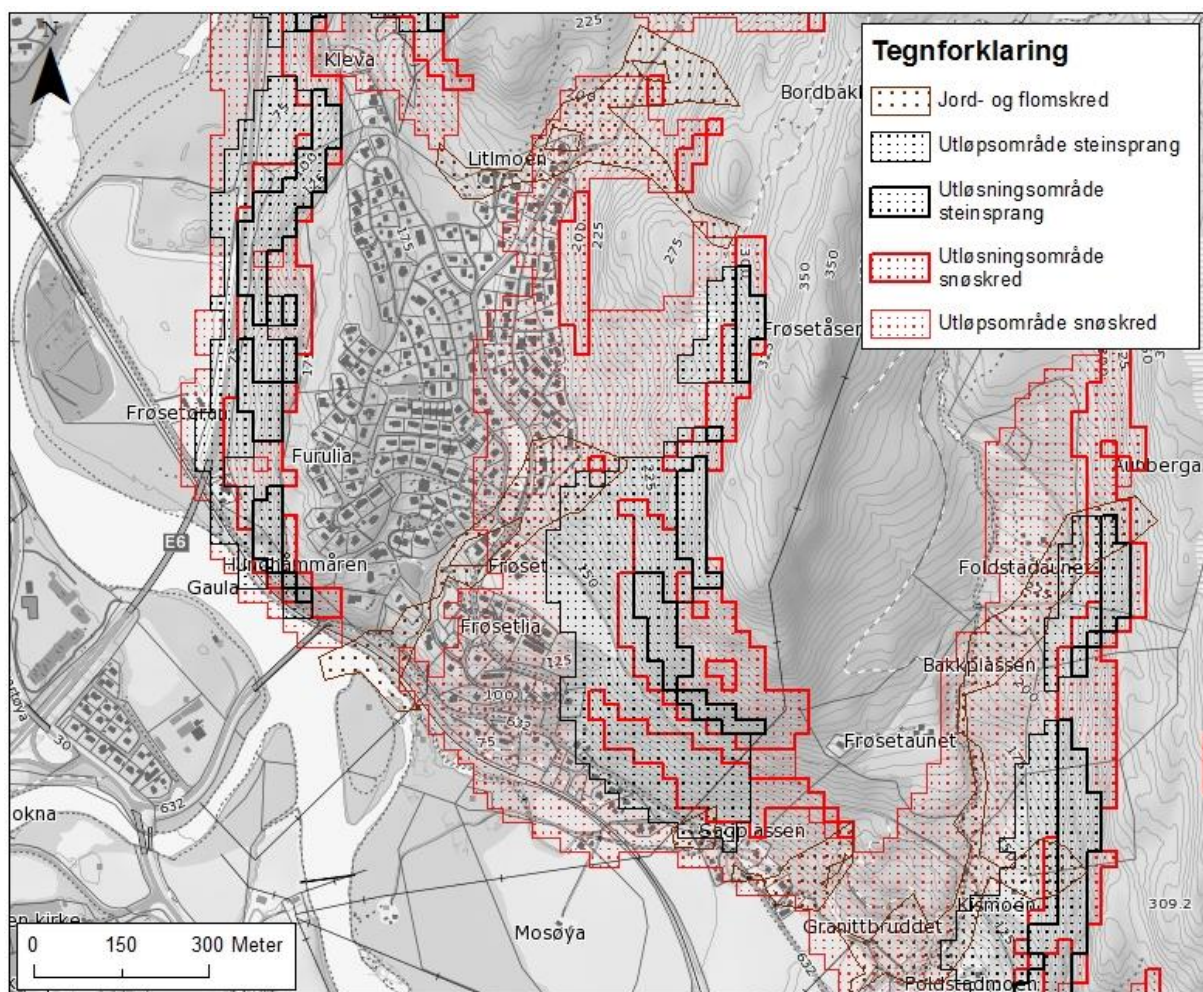
Figur 4.10: Isavsmeltingen slik den foregikk i Gauldalen. a) Breelvavsetninger ble bygget opp til marin grense. b-e) Brefronten slik den lå under dannelsen av de største breelvavsetningene i Gauldalen. Under fase e hadde brefronten trukket seg tilbake til å ligge sør for Støren. Under isavsmeltingen førte elveerosjon og tidevannsstrømmer til at det oppstod fjordbassenger innenfor israndavsetningene da breen trakk seg tilbake. Studieområdets plassering er angitt med røde sirkler. Modifisert etter Reite (1990).

Under senere landheving har elver og bekker erodert dypt ned i eksisterende løsmasser, en nedskjæring som er spesielt markert i Gauldalen hvor store deler av løsmassene som fantes etter isavsmeltingen er ført ut i Trondheimsfjorden. Det antas at $14,4 \text{ km}^3$ løsmasser er ført ut i Trondheimsfjorden fra Gauldalen (Oftedahl, 1977). Avsetninger som ikke ble ført ut i Trondheimsfjorden finnes i dag som vifter, elvesletter og deltaer. Flere steder i Gauldalen finnes også terrassetrinn dannet som et resultat av landheving og Gaulas nedskjæring, bl.a. ved Hovin (Reite, 1985). Hovinterrassene viser syv terrasser dannet ved at elva har erodert i grusmassene til forskjellig tid etter hvert som landet har blitt hevet (Bergan og Habbestad, 2001). Etter isavsmeltingen har det vært en omfattende isostatisk landheving i hele Skandinavia, og i

Trøndelag er netto landheving 100-200 m. Landhevingen er fremdeles aktiv og landskapet i Trøndelag heves ca. 3 mm i året (Rueslåtten, 1995).

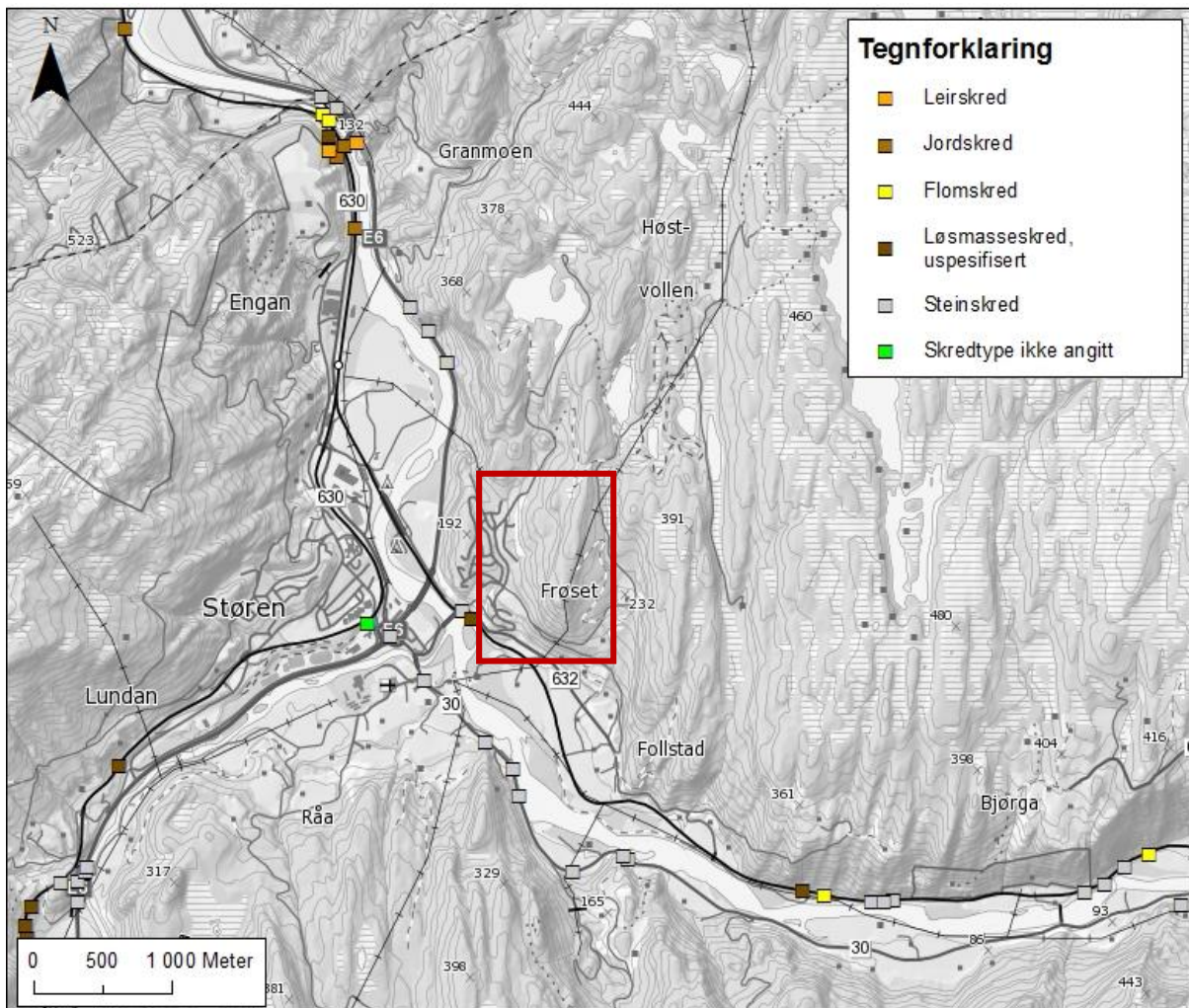
4.5 Skred

Ifølge NVEs aktsomhetskart (NVE, 2016a) er studieområdet potensielt utsatt for steinsprang, snøskred, jordskred og flomskred, som vist av figur 4.11. Videre fremgår det av figuren at potensielle utløpsdistanser vil kunne sammenfalle med store deler av eksisterende bebyggelse og infrastruktur, og dermed kunne føre til skade på disse. NVE har ikke utarbeidet faresoner for det aktuelle området.



Figur 4.11: Aktsomhetskart skred over studieområdet. Produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland, basert på data fra NVE (2016a).

Det fremgår av figur 4.12 at det har inntruffet tidligere skredhendelser både i studieområdet og i tilgrensende områder. I området rundt Støren er steinskred den mest utbredte skredtypen, et begrep som i denne sammenhengen er uspesifisert med tanke på volum av skredmasser. Like nedenfor studieområdet er det registrert to skredhendelser, én steinspranghendelse som inntraff 14.12.2009 og ett jordskred som inntraff 03.12.1962. Steinspranghendelsen førte til skade på veg, men det er ukjent om steinspranghendelsen førte til skade på liv eller bebyggelse. Sistnevnte jordskred førte til skade på Rørosbanen, men det er ukjent hvorvidt skredet førte til skade på mennesker eller bebyggelse (NVE, 2015).



Figur 4.12: Kart over tidligere skredhendelser i studieområdet og tilgrensende områder. Studieområdet er markert i rødt. Produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland, basert på data fra NVE (2015).

I historisk tid er Gauldalskredet en av de største naturkatastrofene som har skjedd i Norge. Skredet inntraff like nord for Støren i 1345, og skredmassene som gled tvers over Gaula resulterte i at Gaula ble demmet opp. Som et resultat av oppdemmingen oppstod en 14 km lang innsjø fra Støren og oppover i dalføret, og da innsjøen brast oppstod en flodbølge som førte til store skader nedover Gauldalen. Det antas at rundt 500 mennesker omkom (Rokoengen et al., 2001).

5 Resultater

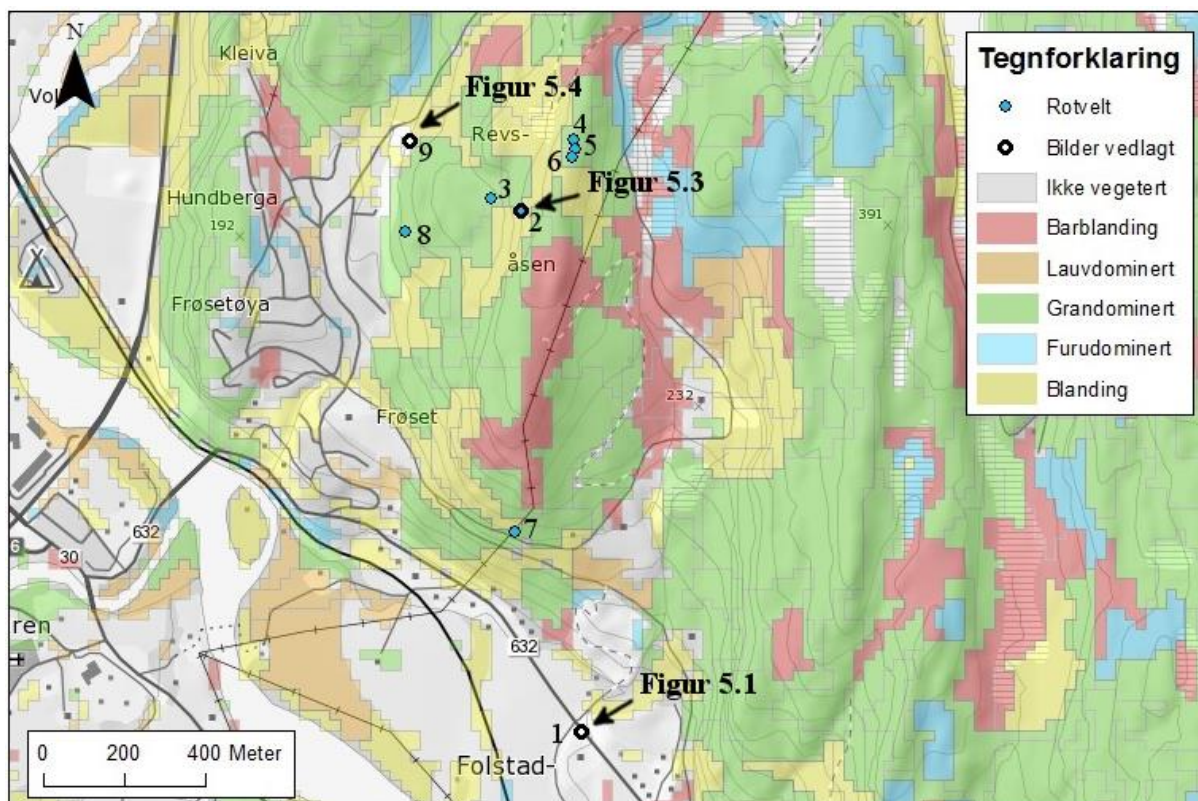
I dette kapitlet gis først en beskrivelse av konkrete observasjoner fra feltarbeidet sommeren 2015. Observasjoner ble gjort med hensyn på vegetasjonsforhold, hydrologiske forhold, geologiske forhold og menneskelige inngrep. Det presenteres også resultater fra ulike typer analyser og beregninger som har blitt utført.

5.1 Vegetasjonsforhold

Studieområdet er hovedsakelig vegetert av gran-, furu- og løvtrær. Vegetasjonen står svært tett i den bratte skråningen som utgjør store deler av det undersøkte studieområdet, se figur 5.1. Vegetasjonens kronedekning anslås til å være ca. 80 % i vegeterte områder. Gran er dominerende treslag med en andel på ca. 70 %, etterfulgt av barskog med en andel på ca. 20 % og til slutt løvskog med ca. 10 % (NIBO, 2015). Granskogens alder varierer mellom 54 og 93 år, mens resterende skog er av nyere alder. Det er usikkert hvorvidt trærne er plantet eller ikke. Grantrærne står tett sammen, gjennomsnittlig høyde ble anslått til å være ca. 20 m og stammediameter ble anslått til å være ca. 40 cm. Grantrærnes røtter fremstår som massive, godt forankret i bakken og kan i liten grad observeres. Av løvtrær i studieområdet finnes det bjørk, selje og or. Løvtrærne er høye, smale og av varierende alder. Fordeling av ulike skogtyper i studieområdet samt plassering av omtalte lokaliteter fremgår av figur 5.2.



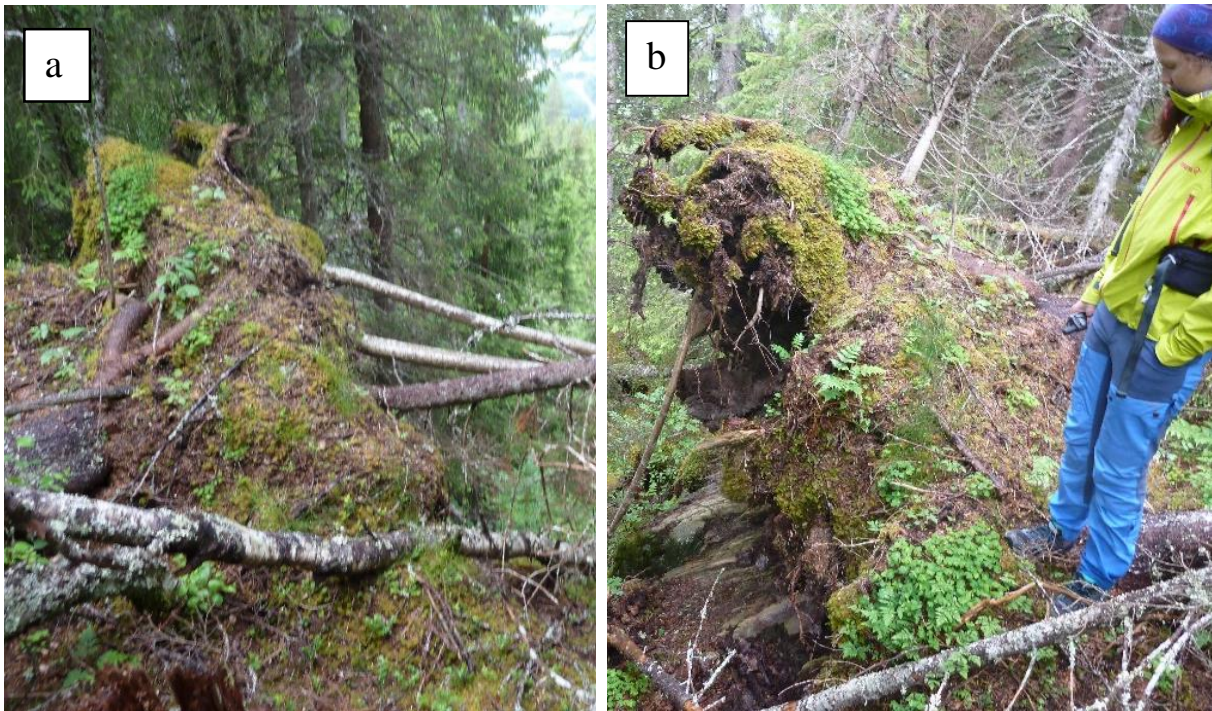
Figur 5.1: Oversiktsbilde av studieområdets sørvendte del som illustrerer den tette granskogen som dominerer i skråningen. Bildet er tatt mot nord. (Foto: Marte Bakka Stemland, 14.07.2015).



Figur 5.2: Fordeling av skogtyper i studieområdet, beliggenhet av observerte rotvelter samt beliggenhet av nærmere omtalte lokaliteter. Produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland. Basert på data fra Statens kartverk (2007) og NIBO (2015).

Av undervegetasjon finnes hovedsakelig gress, lyng og mose. Over hele studieområdet ble det observert spredte rotvelter med varierende tetthet. Dominerende orientering er at trærne har falt mot nordøst, og av alle 7 observerte lokaliteter med rotvelter hadde kun én lokalitet rotvelter med avvikende orientering fra nordøst. Nevnte rotvelt har falt mot vest og heller mot en skrent hvor helningen ble målt til 70° , se figur 5.3a. Ved samme lokalitet ble det også observert en usedvanlig høy tetthet av rotvelter med 10 trær liggende i en haug, tilsynelatende uten menneskelig påvirkning. Videre er bart berg eksponert under rotveltene, som vist på figur 5.3b. Majoriteten av rotvelter binder et løsmassedekke med tykkelse på ca. 0,5 m. Ingen tegn på at rotvelter har blitt ryddet bort ble observert.

Bøyde trestammer ble observert flere steder, alltid i terreng med bratthet over 20° . Observasjonene ble hovedsakelig gjort på yngre løvtrær med smal stamme, men også på eldre løvtrær med en stammediameter opp til ca. 10 cm. Det ble ikke observert bøyde trestammer på grantrær. Som det sees av figur 5.4, står nedre del av trestammene omtrent vinkelrett ut fra skråningen, mens øvre del vokser rett oppover. Det ble observert mer bøyning av trær i områder med mindre vegetasjon.



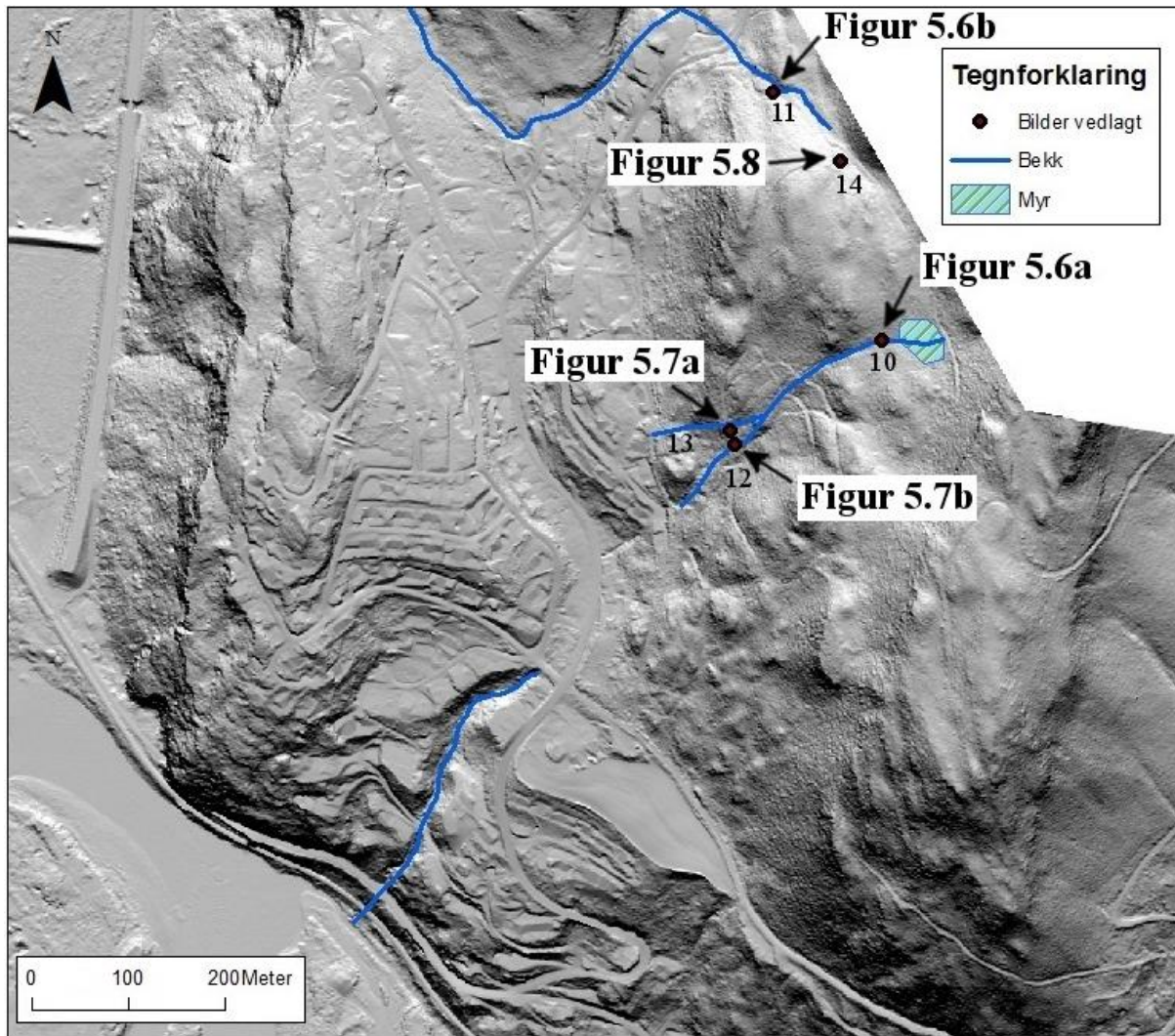
Figur 5.3: Eksempler på rotvelter: a) Rotvelt orientert mot vest, lokalisert på toppen av en skrent med helning 70° . Bildet er tatt mot sørvest. b) Rotvelt med underliggende terrengsår hvor berg er eksponert. Treet har falt mot nordøst. Bildet er tatt mot nordvest (Begge foto: Marte Bakka Stemland, 07.07.2015).



Figur 5.4: Eksempler på bøyd trestammer: a) Bøyd trestamme hos gråor med en stammediameter på ca. 2 cm. Bildet er tatt mot sørøst. b) Bøyd trestamme hos bjørk med stammediameter på ca. 10 cm. Bildet er tatt mot sørøst. Begge eksempler er lokalisert i en vestvendt skråning (Begge foto: Marte Bakka Stemland, 14.07.2015).

5.2 Hydrologiske forhold

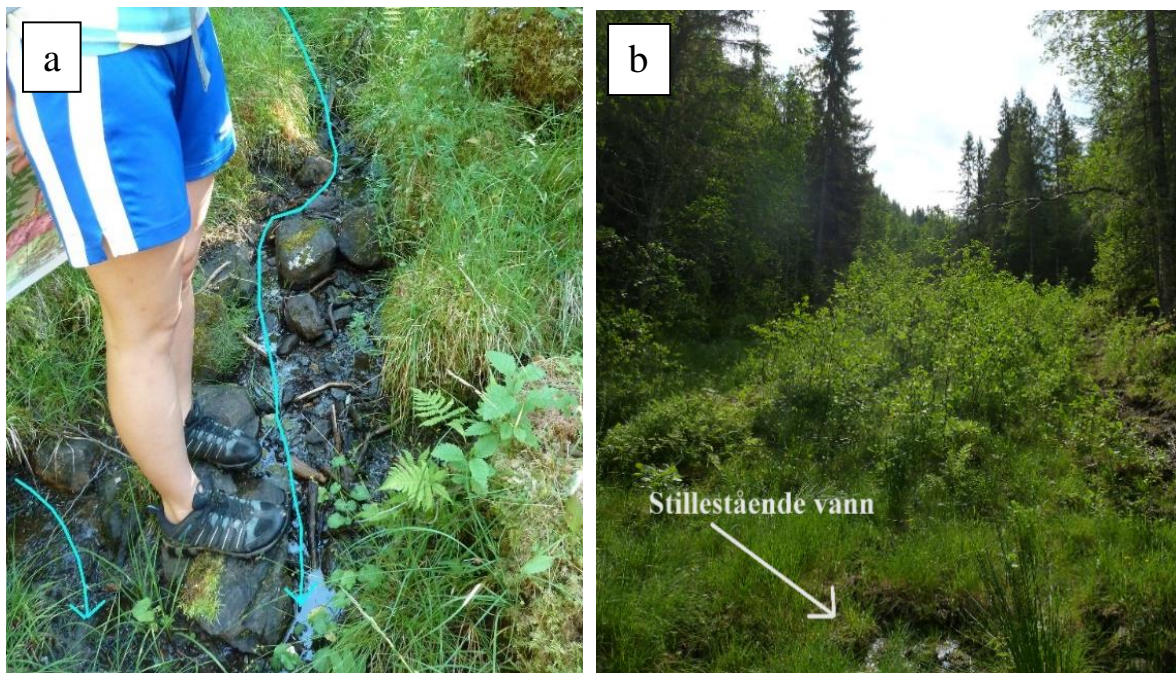
De hydrologiske forholdene i studieområdet er av varierende karakter, med både tørre og vannmettede områder. Vann ble hovedsakelig observert i konkave terrengformer dekket av bekker som er små både i størrelse og vannføring. Alle bekkedar og myrområder ble kartlagt, og deres plassering samt plassering av nærmere omtalte lokaliteter fremgår av figur 5.5.



Figur 5.5: Kartlagte bekkedar og myrområder i studieområdet samt plassering av nærmere omtalte lokaliteter. Kartet er produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland. Basert på lidar data fra Statens kartverk (2015b).

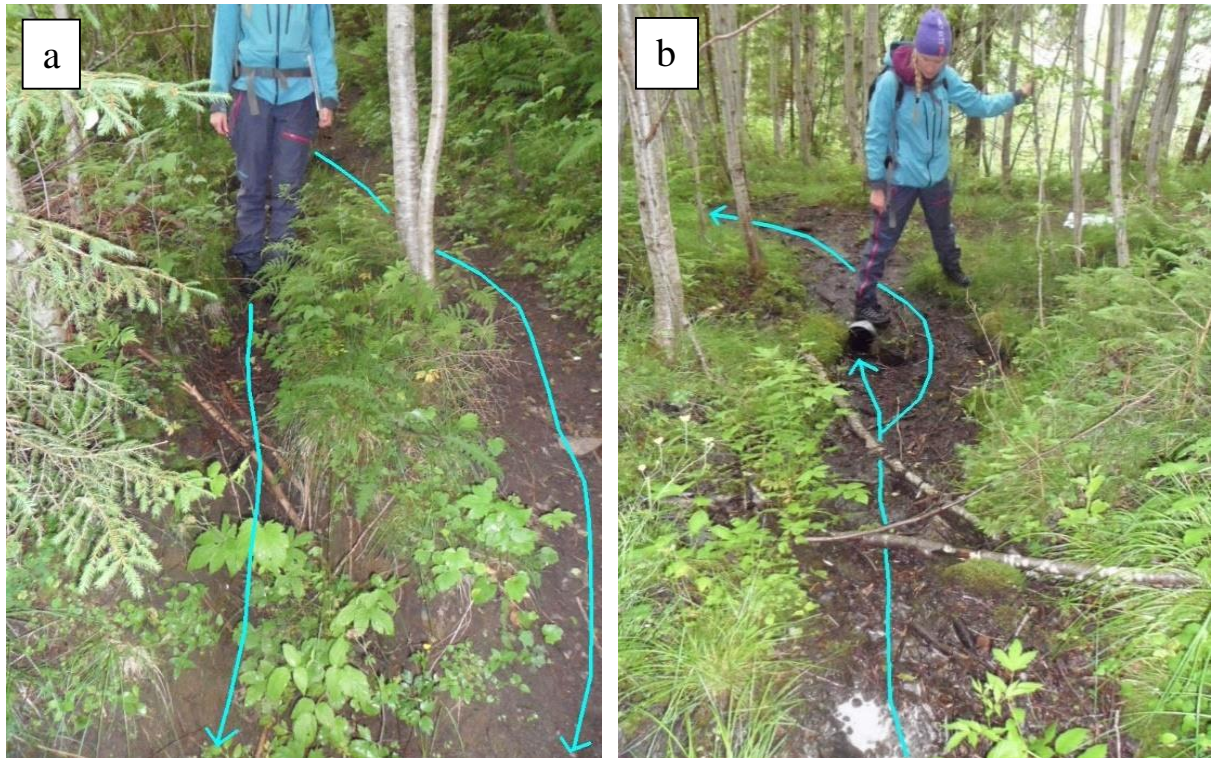
Det ble observert flere bekker uten kontinuerlig vannstrømming på overflaten, hvor vann renner ned i grunnen og springer ut i dagen ved lavere nivå. Et fremtredende trekk ved bekker i studieområdet er at de har lav vannføring og er tildekket av materiale, hvor et eksempel sees av figur 5.6a. Lav vannføring kan imidlertid ha sammenheng med værforhold før og under feltarbeidet. Bekker springer ut fra våte myrområder mot toppen av studieområdet. Vannet

renner videre gjennom terrengforsenkninger ned mot boligfeltet hvor det dreneres bort gjennom stikkrenner. Stillestående vann ble observert både i og utenfor etablerte bekkedar, men alltid i konkave terrengformer, som vist av figur 5.6b. Videre er konkave terrengformer fortrinnsvis dekket av vegetasjon i form av gress og mindre busker, i tillegg til fuktige løsmasser. Enkelte steder ble konkave terrengformer av tilnærmet vannmettet karakter observert, uten at det ble observert tegn på rennende vann. Det ble gjort flere observasjoner av vannmettede løsmasser i forbindelse med rotvelter.

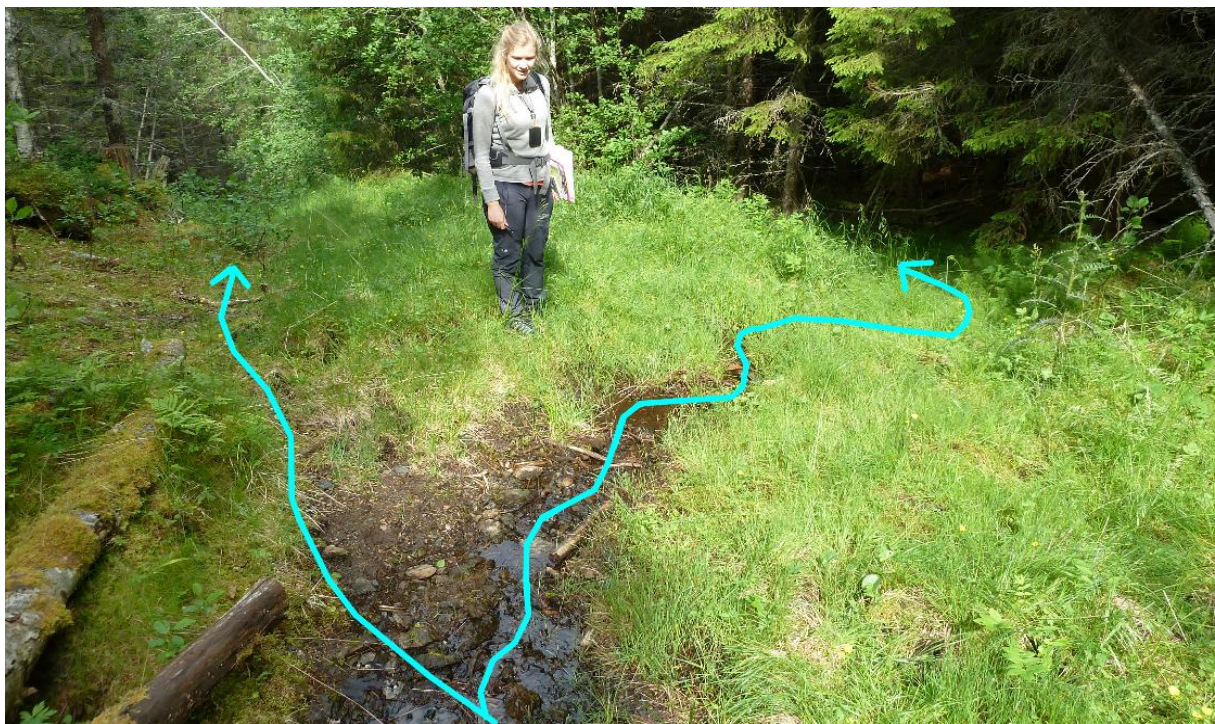


Figur 5.6: Eksempler på vann i konkave terrengformer: a) Konkav terrengform med rennende vann. Bekken springer ut fra et myrområde like ovenfor. Det ble observert lite finmateriale i bekken. Vannstrømmen er omtrentlig markert med lys blå fargede piler på figuren (Foto: Marit Bakken Gjørva, 17.08.2015). b) Konkav terrengform med stillestående vann. I forsenkningen går det en kjerreveg preget av gjengroing. Området med stillestående vann er angitt med hvit pil. Bildet er tatt mor sørøst (Foto: Marte Bakka Stemland, 13.07.2015).

Vann ble flere steder observert utenom naturlige vannveger hvor erosjonsspor i terrenget, se figur 5.7a, viser at vannføringen tidvis er høyere enn da feltarbeidet ble utført. I forbindelse med dårlig vedlikeholdte stikkrenner ble det bemerket at vann heller har funnet såkalte minste motstands veg, og følger terrengforsenkninger ned mot lavere topografi, se figur 5.7b. Flere steder krysser vann skogsbilveger, se figur 5.8. Foruten i sammenheng med konkave terrengformer, skogsbilveger, avskogede områder og myrområder, har skråningen en forholdsvis tørr karakter. Særlig i områder preget av tett vegetasjon ble det observert lite vann, kun i form av fukt.



Figur 5.7: Eksempler på hvordan vann har erodert. a) Vannet har erodert ca. 40 cm dype terrengspor i kjerreveg. Det er tydelig at vannføringen er periodevis høyere. Lys blå fargede piler viser hvor vannet har strømmet. Bildet er tatt mot nord (Foto: Marit Bakken Gjørva, 14.07.2015). b) Hvordan vann har funnet nye veier utenom stikkrenner. Vannstrømmen er omtrentlig markert med lys blå fargede piler. Bildet er tatt mot vest (Foto: Marit Bakken Gjørva, 14.07.2015).

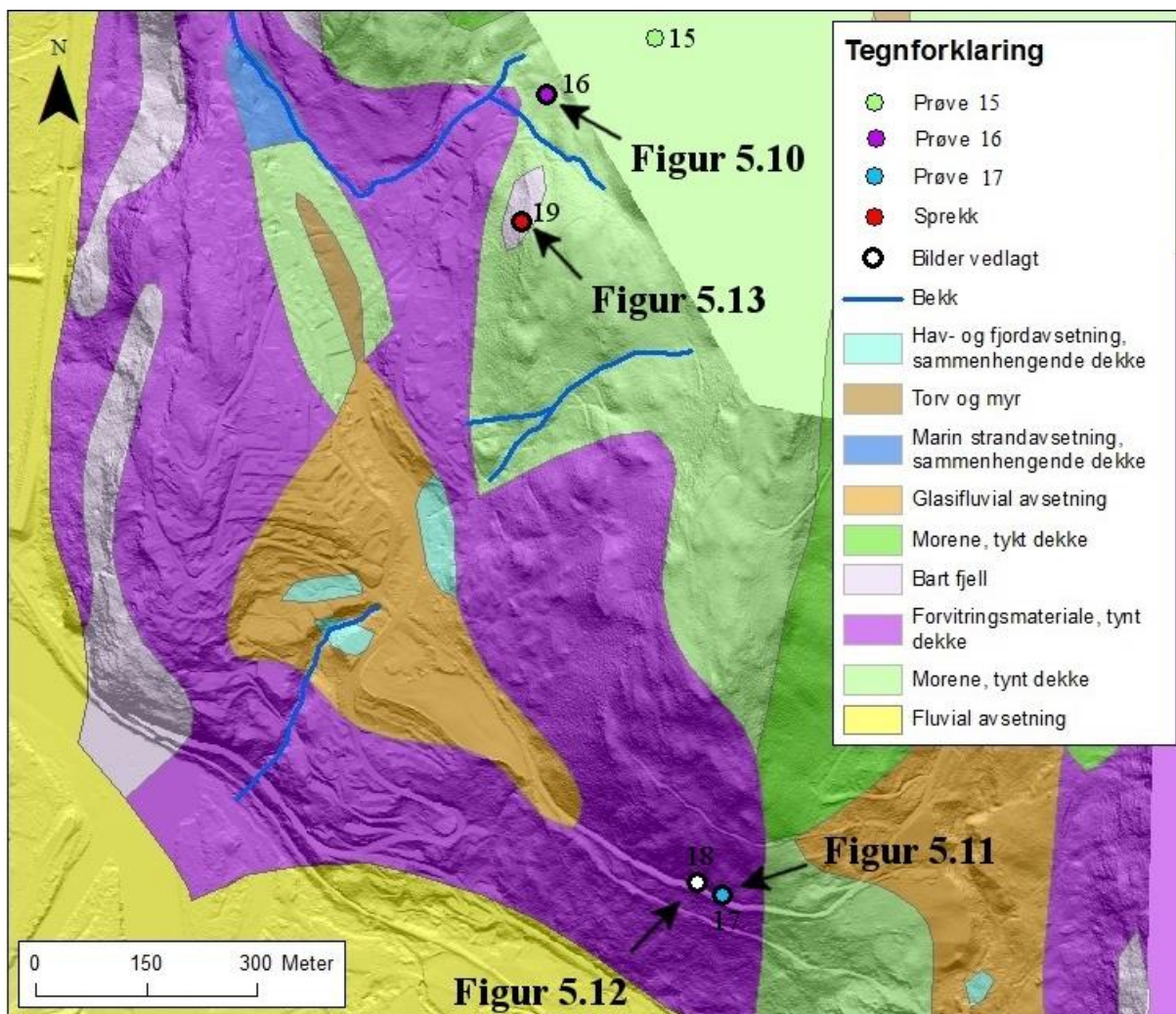


Figur 5.8: Eksempel på hvordan rennende vann krysser skogsbilveg. Vannstrømmen er omtrentlig markert med lys blå fargede piler. Naturlig dreinsveg angis av pil til venstre. Løsmassedekket er tynt med berg eksponert i dagen flere steder. Bildet er tatt mot vest (Foto: Marit Bakken Gjørva, 13.07.2015).

5.3 Geologiske forhold

5.3.1 Løsmasser

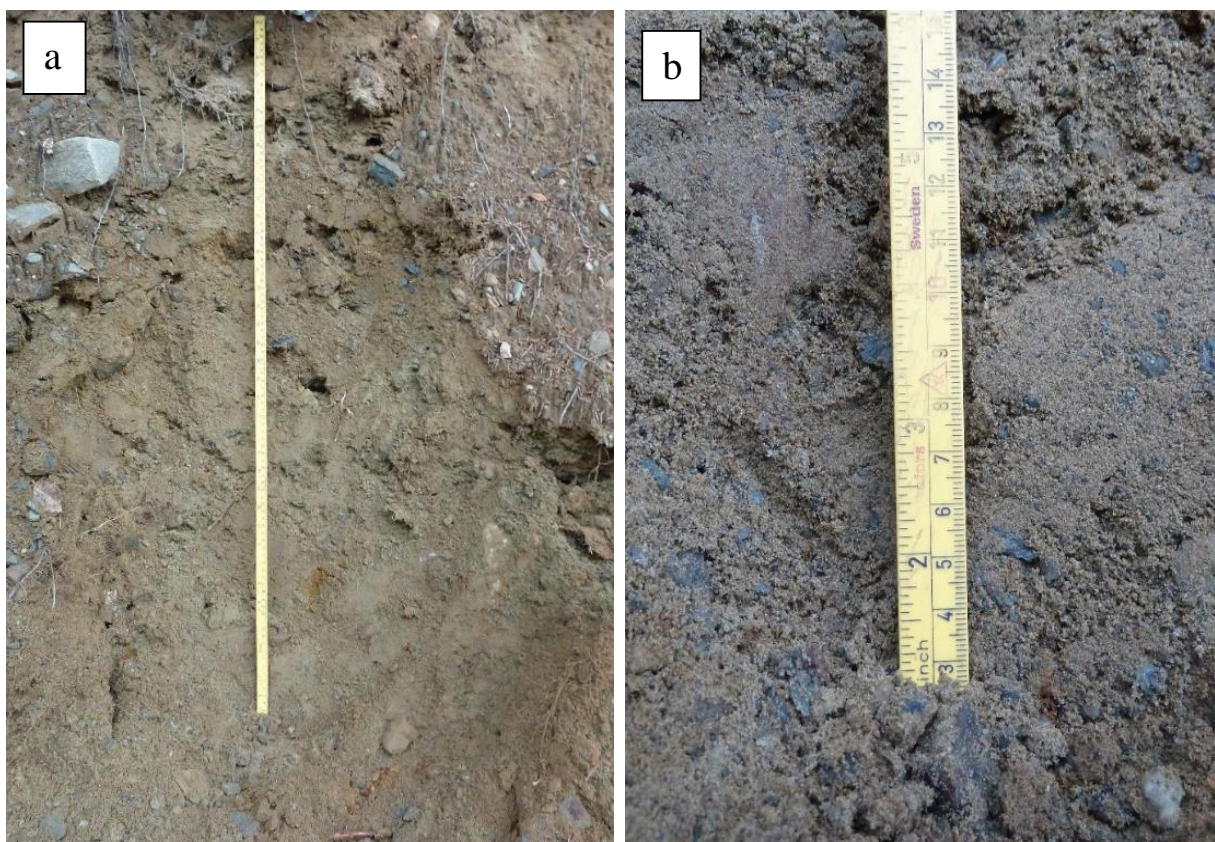
Det ble observert få blotninger av løsmasser da mesteparten av studieområdet er tett vegetert. Observasjoner av løsmasser ble fortrinnsvis gjort i vegskjæringer og rotvelter. I alle blotninger hadde løsmassedekket en tykkelse på under ca. 0,5 m, uavhengig av løsmasstype. Fordeling av løsmasstyper i studieområdet samt beliggenhet av nærmere omtalte lokaliteter vises på figur 5.9. NGUs kvartærgeologiske kart over området stemmer overens med observasjoner fra feltbefaringer.



Figur 5.9: Fordeling av løsmasstyper i studieområdet samt plassering av omtalte geologiske forhold. Kartet er produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland. Fargenyanser varierer noe som et resultat av at løsmassekartet er overlatt en «hillshade» modell av studieområdet. Lyst område øverst til høyre er et område uten tilgjengelige lidar data. Basert på data fra NGU (2015a) og lidar data fra Statens kartverk (2015b).

5.3. Geologiske forhold

Løsmassetypen som av NGU er kartlagt som morene har en brunfarget karakter samt en høy andel finstoff. Enkelte større fragmenter som blokk ble observert, med diameter opp til ca. 1 m. Et løsmasseprofil av morene, observert og gravd ut i en vegskjæring, vises på figur 5.10. Løsmassetypen som av NGU er kartlagt som forvittringsmateriale har en grålig farge, med innslag av rød og brun farge. Videre har forvittringsmateriale en tilsynelatende høyere andel finstoff sammenlignet med morenen. Et løsmasseprofil av forvittringsmateriale, observert og gravd ut i en vegskjæring, vises på figur 5.11. Ingen lagdeling eller sortering ble observert verken i morene eller i forvittringsmateriale. Videre laboratorieundersøkelser av morene og forvittringsmateriale har blitt gjennomført, og presenteres i delkapittel 5.7.



Figur 5.10: Løsmasseprofil i morene fra studieområdet. a) Oversiktsbilde av profilet. Tommestokken er 1 m lang. b) Nærbilde av de 15 nederste cm i samme moreneprofil (Begge foto: Marte Bakka Stemland, 31.10.2015).



Figur 5.11: Løsmasseprofil i forvittringsmateriale, gravd ut i en vegskjæring: a) Oversiktsbilde av profilet. Tommestokken er 1 m lang. b) Nærbilde av de 15 nederste cm av samme løsmasseprofil (Begge foto: Marte Bakka Stemland, 31.10.2015).

Omtrent 50 m ovenfor boligfeltet ble det registrert en sprekke i løsmassedekket, ca. 50 cm lang, ca. 8 cm bred, ca. 10 cm dyp og med underliggende løsmassedekke eksponert i sprekken. Sprekken har en fuktig karakter. Skråningshelningen lokalt der sprekken forekommer ble målt til å være ca. 45°. Sprekken vises på figur 5.12.



Figur 5.12: Løsmassesprekk lokalisert ca. 50 m ovenfor boligfelt i område med lokal helning på 45°. Boka er 14 cm bred (Foto: Marit Bakken Gjørva, 14.07.2015).

5.3.2 Berggrunn

Det ble observert spredte bergblotninger av glimmerskifer og fyllitt i studieområdet, noe som stemmer overens med NGUs berggrunnskart. Bergartstypene er ikke skilt fra hverandre på NGUs berggrunnskart, og vil heller ikke bli skilt fra hverandre i denne oppgaven. Observasjonene ble hovedsakelig gjort i vegskjæringer. Berggrunnen har sporadiske sprekker i tillegg til tre tydelige sprekkeplan som står omtrent vinkelrett på hverandre, med orientering (angitt i fall/fallretning): $55 \rightarrow 250$, $68 \rightarrow 28$ og $72 \rightarrow 150$. Førstnevnte sprekkeplan er det mest fremtredende, og dette faller tilnærmet parallelt med skråningen. Sprekkebelegg, eksempelvis leire, ble ikke observert. Sprekkeflaten er ru, ujevn og bølgete, og det ble registrert ca. 8-10 sprekker pr. m^3 . Det ble observert flere løse blokker av fyllitt/glimmerskifer med kubisk oppsprekking i forbindelse med vegskjæringer, som vist på figur 5.13. Blokkene er fra ca. $0,1 m^3$ til ca. $1 m^3$ store.



Figur 5.13: Blotning av fyllitt/glimmerskifer i vegskjæring. Flere blokker har løsnet og ligger i grøften mellom vegskjæringen og vegen. Det ene sprekkeplanet faller i dette området parallelt med skråningen. Løsmassedekket over berget er ca. 5 cm tykt. Bildet er tatt mot nordøst (Foto: Marte Bakka Stemland, 08.07.2015).

Q-verdi

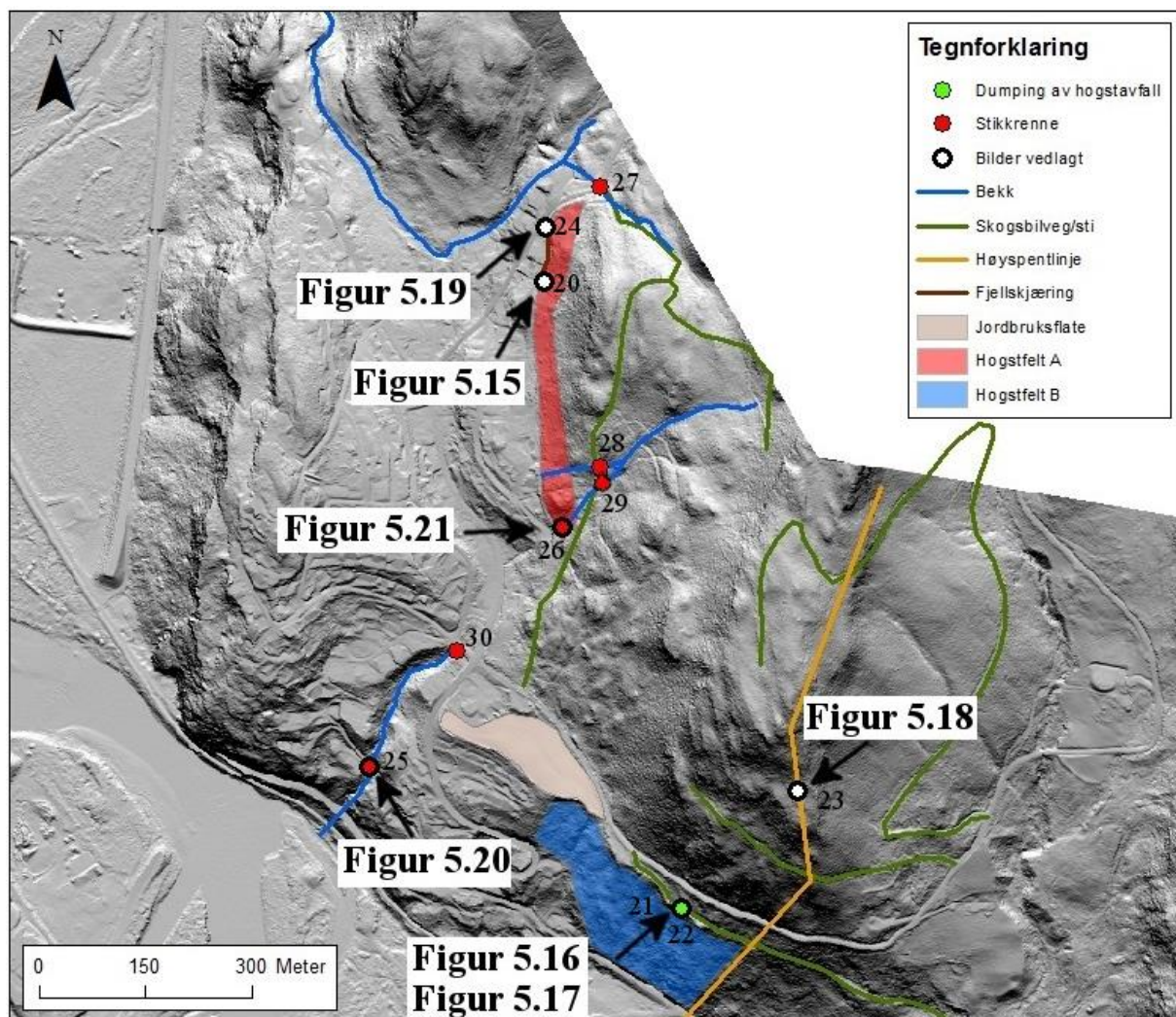
I felt ble det utført kartlegging av bergmassekvaliteten ved bruk av Q-systemet, se NGI (2015) for videre beskrivelse. Parameterne i Q-systemet ble på grunnlag av de forhold vurdert i felt satt til følgende verdier: $RQD = 85$, $J_n = 12$, $J_r = 3$, $J_a = 1$, $J_w = 1$, og $SRF = 2,5$. Utregning ved formel 3.1 gir følgende resultat:

$$Q = \frac{85}{12} * \frac{3}{1} * \frac{1}{2,5} = 8,5$$

En Q-verdi på 8,5 klassifiseres i henhold til NGI (2015) som bergmasse med middels kvalitet.

5.4 Menneskelig påvirkning

Studieområdet er noe preget av menneskelig påvirkning, særlig gjennom hogst av varierende omfang og alder. I øvre del av studieområdet finnes kun spredt hogst, trestubber er mosede og tilnærmet råtnet bort. To hogstfelt ble registrert, videre omtalt som hogstfelt A og hogstfelt B. Det har ikke lyktes forfatteren å nøyaktig indentifisere alder av hogstfeltene. Flyfoto viser imidlertid at hogstfelt A ble utbygd et sted mellom 2006 og 2009, mens hogstfelt B ble utbygget i 2009-2010 (Norge i bilder, 2016). En oppsummering av menneskelige inngrep i studieområdet samt beliggenhet av inngrepene fremgår av figur 5.14.



Figur 5.14: Beliggenhet av omtalte menneskelige inngrep. Produsert ArcGis av Marte Bakka Stemland. Basert på lidar data fra Statens kartverk (2015b).

5.4. Menneskelig påvirkning

Hogstfelt A ligger ved foten av en skrent som har lokale områder med helning opp mot 60°, og vises på figur 5.15. Feltet bærer preg av å ha blitt avskoget i nyere tid, og er trolig anlagt i forbindelse med utbygging av boligfeltet på Frøset. I den overliggende skrenten står vegetasjonen svært bratt. Det ble ikke observert kjørespor eller hogstavfall i det avskogede området.



Figur 5.15: Oversiktsbilde av hogstfelt A. Feltet har spredte trestubber, men det ble ikke observert kjørespor etter hogstmaskiner eller hogstavfall. Bildet er tatt mot øst (Foto: Marte Bakka Stemland, 13.07.2015).

Hogstfelt B, som vises på figur 5.16, ligger like ovenfor Rørosbanen, flere bolighus, Fylkesveg 632 og veger tilknyttet boligfeltet. Hogstfeltet er av nyere alder. Det ble ikke observert kjørespor fra hogstmaskiner, men hogstavfall ligger spredt omkring i feltet. Unge løvtrær med en høyde på ca. 1 m vokser i det avskogede området. Over hogstfeltet skråer en skogsbilveg opp mot en naturlig terrasse som brukes som jordbruksflate. Nedenfor skogsbilvegen er det påført ekstra vekt i skråningstopp gjennom dumping av hogstavfall, som vist på figur 5.17.



Figur 5.16: Oversiktsbilde av hogstfelt B, som er lokalisert like over Rørosbanen, flere bolighus, Fylkesveg 632 og flere veger tilknyttet boligfeltet. Bildet er tatt mot sørvest (Foto: Marte Bakka Stemland, 14.07.2015).



Figur 5.17: Dumping av hogstavfall utenfor skogsbilveg som har resultert i økt vekt på toppen av skråningen. Bildet er tatt mot nordvest (Foto: Marit Bakken Gjørva, 14.07.2015).

5.4. Menneskelig påvirkning

En høyspentlinje krysser studieområdet. Under høyspentlinjen har det blitt avskoget i terreng med lokal bratthet opp mot 60° uten at hogstavfall har blitt fjernet, se figur 5.18. Ingen kjørespor etter maskiner ble observert. Løsmassedekket er svært tynt i området, med bart berg eksponert i dagen flere steder.



Figur 5.18: Avskoget område under høyspentlinje. Bildet er tatt mot sørvest (Foto: Marte Bakka Stemland, 08.07.2015).

Det har blitt utført sprengningsaktivitet i forbindelse med utbygging av boligfeltet, som har resultert i fjellskjæringer tett innpå bolighus like nedenfor hogstfelt A, se figur 5.19. Bergartstype i denne delen av området er glimmerskifer/fyllitt uten fremtredende lagdeling. Ingen form for sikring av fjellskjæringene har blitt utført, og det overliggende løsmassedekket er svært tynt, anslagsvis 15 cm.



Figur 5.19: Usikret fjellskjæring tett innpå garasje og bolighus, med gards- og bruksnummer 3/268 for garasje og 3/260 for bolighus. Løsmassedekket ovenfor fjellskjæringen er svært tynt, anslagsvis ca. 15 cm, og like ovenfor ligger hogstfelt A. Bildet er tatt mot sør (Foto: Marte Bakka Stemland, 08.07.2015).

Spredte skogsbilveger krysser studieområdet, og disse fremstår fortrinnsvis som gamle «kjerreveger» eller turstier som ikke bærer preg av å ha vært utsatt for tung last. Tråkkespor av dyr og mennesker ble observert på vegene, men ikke spor etter motorisert ferdsel. Bredde av vegger er på opptil ca. 2 m, med dominerende bredde på ca. 1 m. Vegene karakteriseres av flater i terrenget dekket av gress og trær, der opptil ca. 2 m høye løvtrær vokser i vegbanen. Enkelte steder har vegger blitt etablert rett inn i terrenget, som har resultert i mindre vegskjæringer både i berg og i løsmasser.

Det ble observert flere eksempler på at menneskelig påvirkning har endret den naturlige dreneringen i studieområdet. Alle vannveger ledes fra oversiden til nedsiden av boligfeltet ved bruk av en kombinasjon av stikkrenner og steinbesatte forsengkninger i terrenget, se figur 5.20. De fleste stikkrenner i forbindelse med boligfeltet er operative og av tilstrekkelige dimensjoner, men det ble imidlertid observert ett eksempel på særs dårlig vedlikehold, som vist på figur 5.21. I forbindelse med skogsbilveger og kjerreveger finnes også flere stikkrenner som er få i antall, av små dimensjoner og dårlig vedlikeholdte.



Figur 5.20: Tilstrekkelig vedlikeholdt stikkrenne i studieområdet. Stikkrennen er steinbesatt og bekken følger en 80 cm dyp forsenkning i terrenget (Foto: Marte Bakka Stemland, 14.07.2015).



Figur 5.21: Utilstrekkelig vedlikeholdt stikkrenne i studieområdet: a) Halve stikkrennen er fylt opp med sedimenter, og den har to innløp som begge har en indre diameter på 40 cm. 10 cm inn fra åpningen smalner begge innløp inn til å ha en diameter på 30 cm. b) Sedimentasjonsrister for oppfangning av materiale lokalisert 1 m oppstrøms for stikkrennen. To rister er veltet, hvor den ene blokkerer de tre gjenværende ristene. Sedimenter som har blitt oppsamlet har ikke blitt fjernet (Begge foto: Marte Bakka Stemland, 14.07.2015).

5.5 GIS-analyser

5.5.1 Helningskart

Terrenghelningen til studieområdet ved Frøset vises på figur B.1 i vedlegg B, og er presentert i en fargeskala hvor mørk grønn representerer lavest terrenghelning og mørk rød representerer brattest helning. Gul farge representerer en terrenghelning over 25°, hvor jordskred potensielt kan utløses, se f.eks. Bargel et al. (2011).

5.5.2 Skyggerelieffkart

Skyggerelieffkart over studieområdet vises på figur B.2 i vedlegg B. Det sees av kartet at studieområdet har en varierende topografi med både konvergente og divergente terrengformer. Det sees også at terrenget har blitt betydelig modifisert av menneskelig aktivitet.

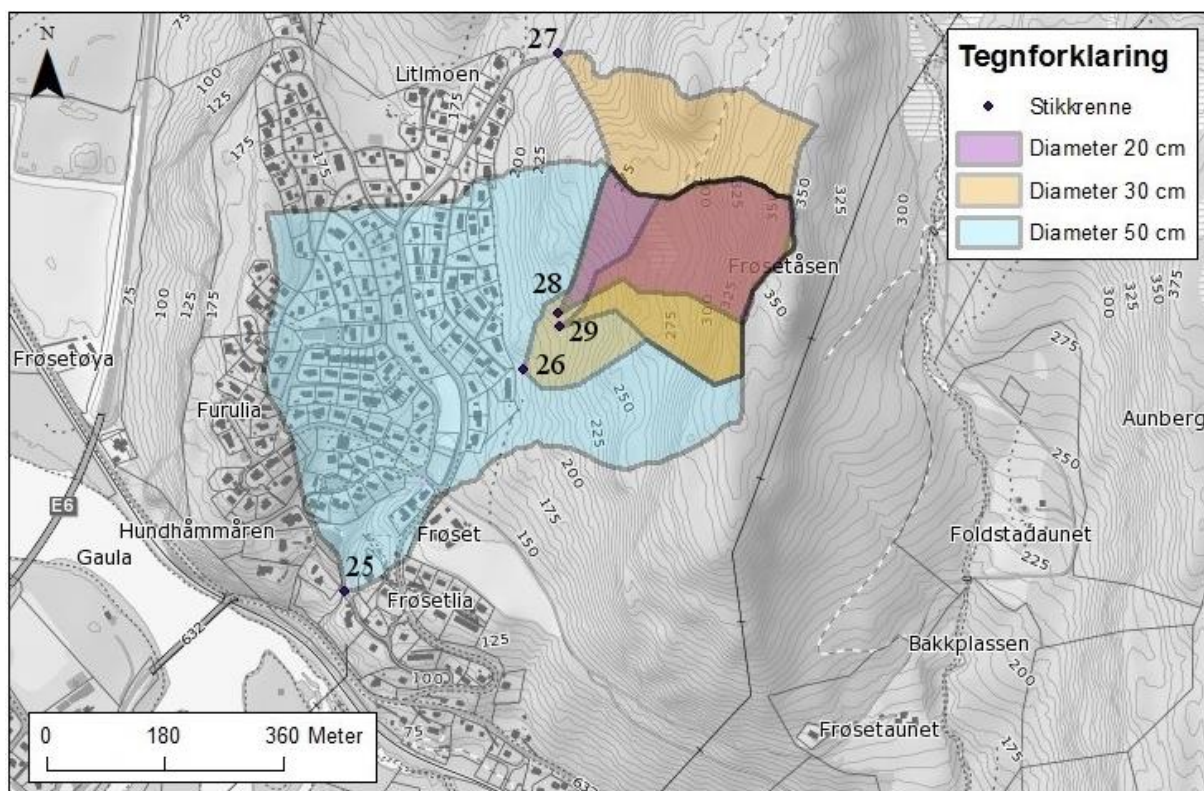
5.5.3 Flow accumulation

Figur B.3 i vedlegg B viser modellerte vannveger i studieområdet, utført med «flow accumulation» verktøyet i ArcGis. Blå linjer viser celler som har mer enn 5 000 celler drenerende inn til seg, og er pr. definisjon et område hvor vann akkumuleres dersom det er vann til stede i studieområdet. Vann akkumuleres i erosjonsrenner, langs veger og på flater i terrenget. Alle dreneringsveger leder til lavere topografi.

5.6 Nedbørfelt og dimensjonering av stikkrenner

Figur 5.22 viser nedbørfelt til alle stikkrenner i studieområder samt diameter av stikkrenner. Merk at reell størrelse på stikkrenner vil være lavere enn målte verdier ettersom flere stikkrenner var tildekket av materiale. Kalkulert areal av nedbørfeltene ligger mellom 0,048 km² og 0,328 km². For nedbørfelt til hver enkelt stikkrenne har avrenning blitt beregnet i henhold til den rasjonelle formel beskrevet i delkapittel 3.6. Resultat av beregninger fremgår av tabell 5.1.

5.6. Nedbørfelt og dimensjonering av stikkrenner



Figur 5.22: Nedbørfelt til 5 stikkrenner i studieområdet. Stikkrenners størrelse er gitt ved ulike farger på nedbørfeltene. Merk at det er overlapp mellom nedbørfelt til flere stikkrenner, som har resultert i noe overlapp i fargekoder. Produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland. Basert på data fra Statens kartverk (2007).

Tabell 5.1: Beregning av avrenning fra nedbørfelt til stikkrenner basert på den rasjonelle formel. C er avrenningsfaktor, ΔH er høydeforskjell i feltet, T_c er konsentrasjonstid, A_{se} er innsjøandelen og Q er avrenning i l/s.

N	Diameter (cm)	Areal nedbørfelt (ha)	Terrangtype	Feltlengde (m)	C < 10 år	C 25 år	C 50 år	C 100 år	C 200 år
27	30	4,8	Skog	408	0,4	0,44	0,48	0,5	0,52
28	20	5	Skog	393	0,4	0,44	0,48	0,5	0,52
29	30	5,8	Skog	398	0,4	0,44	0,48	0,5	0,52
26	30	8,6	Skog	477	0,4	0,44	0,48	0,5	0,52
25	50	32,8	Skog/urbant	900	0,5	0,55	0,6	0,63	0,65
ΔH (m)	T_c (min)	A_{se}	Q 5 år	Q 10 år	Q 25 år	Q 50 år	Q 100 år	Q 200 år	
129	21,6	0	153,6	176,6	228,1	276,5	316,8	359,4	
125	21,1	0	162,0	188,0	242,0	292,8	335,0	379,6	
133	20,7	0	187,9	218,1	280,7	339,6	388,6	440,3	
203	20,1	0	280,7	324,4	418,1	505,2	577,5	653,8	
236	35,2	0	984,0	1148,0	1389,1	2164,8	2460,0	2771,6	

Kapasitetsberegning av alle stikkrenner i studieområdet vises i tabell 5.2. Det fremgår av tabellen at samtlige stikkrenner er underdimensjonerte for alle beregnede gjentaksintervall, indikert av negative verdier. Beregninger forutsetter at stikkrennene er helt åpne, noe som heller ikke er tilfellet for 3 stikkrenner (nr. 28, 29 og 26). Reell kapasitet kan dermed være lavere enn oppgitte verdier.

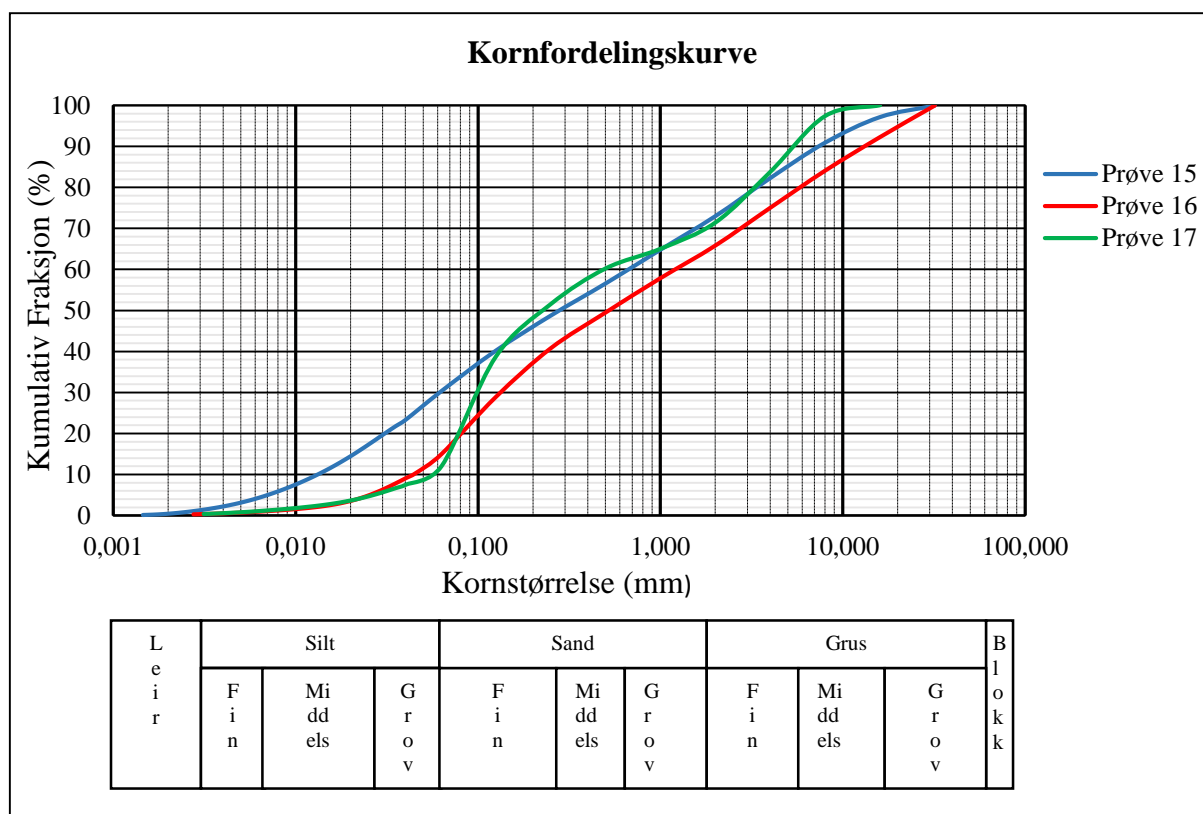
Tabell 5.2: Kapasitetsberegning av samtlige stikkrenner i studieområdet. Beregninger følger fra tabell 5.1.

Nr	Dia- meter (cm)	Kap- asitet (l/s)	Gjentaksintervall 5 år (l/s)		Gjentaksintervall 10 år (l/s)		Gjentaksintervall 50 år (l/s)	
			Nødve- ndig kapasitet	Ledig kapa- sitet	Nødve- ndig kapasitet	Ledig kapa- sitet	Nødve- ndig kapasitet	Ledig kapa- sitet
27	30	57	153,6	-96,6	176,6	-119,6	276,5	-219,5
28	20	18	162,0	-144	188,0	-170	292,8	-274,8
29	30	57	187,9	-130,9	218,1	-161,1	339,6	-282,6
26	30	57	280,7	-223,7	324,4	-267,4	505,2	-448,2
25	50	204	984,0	-780	1148,0	-944	2164,8	-1960,8

5.7 Laboratorieanalyser

5.7.1 Kornfordeling

Det har blitt utført laboratorieanalyser for 3 løsmasseprøver: prøve 15, 16 og 17. Prøve 15 og 16 er kartlagt av NGU som morene, mens prøve 17 er kartlagt av NGU som forvittringsmateriale. Prøvenavnene tar utgangspunkt i nummerert beliggenhet, som fremgår av figur 5.9. Materiale grovere enn grus-størrelse ble ikke tatt med i kornfordelingsanalysen av praktiske årsaker samt for å forhindre at disse totalt dominerte prøvene. Alle prøver ble tatt over marin grense. Resultatet av kornfordelingsanalysen sees av figur 5.23. Prøve 15 og prøve 16 er begge velgraderte (dårlig sorterte) og inneholder alle fraksjoner fra leir til grus. Begge prøver har leirinnhold på under 1 %. Prøve 16 har et noe høyere innhold av grovere masser sammenlignet med prøve 15, med dominans av fin sand. Prøve 17 har ikke en like jevn fordeling fraksjoner som prøve 15 og prøve 16, men er noe bedre sortert. Prøven inneholder alle fraksjoner fra fin silt til middels grus, med dominans av både fin sand og fin grus.



Figur 5.23: Kumulativ kornfordelingskurve for løsmasseprøver. Prøve 15 og 16 er kartlagt av NGU som morene, mens prøve 17 er kartlagt av NGU som forvitningsjord.

5.7.2 Kornform og petrografi

Det har blitt foretatt visuell bestemmelse av kornform og rundingsgrad av alle prøvene. Både prøve 15 og prøve 16 består av materiale med ulike kornform og rundingsgrad, se figur 5.24 og figur 5.25. Kornform varierer fra tilnærmet kubisk til stenglig og flisig. Rundingsgrad varierer fra kantet-kantavrundet til delvis rundet, med dominans av kantavrundet materiale. Begge prøver er noe preget av forvitring og rustutfelling. Gjennom visuell bestemmelse av bergarter ble fyllitt utpekt som dominerende bergart i begge prøver, men det ble også identifisert noe trondhemitt, glimmerskifer, sandstein og konglomerat. Prøve 17 består av mer uniforme korn sammenlignet med prøve 15 og prøve 16, og er karakterisert av materiale som er stenglig og flisig, se figur 5.26. Prøven består hovedsakelig av fyllitt, og bærer en del preg av forvitring. Det ble observert rustbelegg på flere korn. Rundingsgrad varierer fra kantet til kantavrundet, med dominans av kantet materiale.



Figur 5.24: Materialet fra groveste fraksjon (8-16 mm) for prøve 15. Prøven karakteriseres som kantet - kantavrundet (Foto: Marte Bakka Stemland, 20.04.2016).



Figur 5.25: Materialet fra groveste fraksjon (8-16 mm) for prøve 16. Prøven karakteriseres som kantet - kantavrundet (Foto: Marte Bakka Stemland, 20.04.2016).



Figur 5.26: Materialet fra groveste fraksjon (4-8 mm) for prøve 17. Prøven karakteriseres som kantet (Foto: Marte Bakka Stemland, 20.04.2016).

5.8 Terskelverdier for nedbør

I teorikapitlet presenteres tre ulike metoder for estimering av terskelverdi for nedbør, utviklet av Caine (1980), Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012). Metodene brukes videre for å bestemme hvilke terskelverdier for nedbør som er tilstrekkelig for utløsning av flomskred.

5.8.1 Global terskelverdi

Som omtalt i kapittel 2 har Caine (1980) utarbeidet en terskelverdi for ustabile skråninger, basert på data fra et bredt spekter av klimatiske forhold. Terskelverdiene baseres på intensitet og varighet av nedbørhendelser. Dersom gjennomsnittlig intensitet av en nedbørhendelse på noe tidspunkt overskrider terskelverdien, kan skred utløses. Resultater fra beregningene fremgår av tabell 5.3.

Tabell 5.3: Globale terskelverdier for nedbør beregnet i henhold til Caine (1980).

Varighet (t)	Gjennomsnittlig intensitet I (mm/t)
12	5,62
24	4,29
36	3,66
48	3,27

5.8.2 Terskelverdi basert på prosent av årsnedbør

Sandersen et al. (1996) utarbeidet en terskelverdi for når skred kan utløses, basert på norske forhold. Metoden bestemmer kritisk vannforsyning uttrykt som prosent av årsnedbør. To målestasjoner har vært operative på Støren: Støren – Vårvoll og Støren II med årsnedbør på henholdsvis 840 mm og 885 mm, basert på tilgjengelige data fra normalperioden 1961-1990. Resultater fra beregninger med metoden fremgår av tabell 5.4, som viser nedbørmengden som må falle innenfor gitte tidsintervall for at skred skal utløses i studieområdet.

Tabell 5.4: Terskelverdier for nedbør beregnet i henhold til Sandersen et al. (1996). Basert på data fra *eklima.no* (2015).

Varighet D (t)	Terskelverdi (%)	Kritisk nedbørmengde (mm)	
		Støren – Vårvoll	Støren II
12	5,3	44,52	46,91
24	8	67,20	70,80
36	10,1	84,84	89,39
48	12,2	102,48	107,97

5.8.3 Terskelverdier basert på intensitet - varighet

I beregninger av terskelverdier basert på intensitet – varighet er det brukt verdier normalisert for gjennomsnittsnedbøren for dager med nedbør (PDN). Som omtalt i kapittel 2 representerer I_{MIN} terskelverdien som er *i stand til* å utløse skred, I_{MED} representerer terskelverdien hvor det *sannsynligvis* vil gå skred, mens I_{MAX} representerer terskelverdien hvor skred *alltid* forekommer. Resultater fra beregninger fremgår av tabell 5.5.

Tabell 5.5: Terskelverdier for nedbør beregnet i henhold til Meyer et al. (2012). Basert på data fra eklima.no (2015).

Varighet (dager)	I _{MIN} (mm/dag)		I _{MED} (mm/dag)		I _{MAX} (mm/dag)	
	Støren - Vårvoll	Støren II	Støren - Vårvoll	Støren II	Støren - Vårvoll	Støren II
1	12,80	13,47	26,47	27,87	50,83	53,52
2	10,84	11,41	18,59	19,57	34,72	36,55
3	9,83	10,35	15,12	15,92	27,78	29,25
4	9,17	9,66	13,05	13,74	23,71	24,97
5	8,70	9,16	11,65	12,27	20,98	22,08
6	8,32	8,76	10,62	11,18	18,97	19,98
7	8,02	8,45	9,81	10,33	17,43	18,35

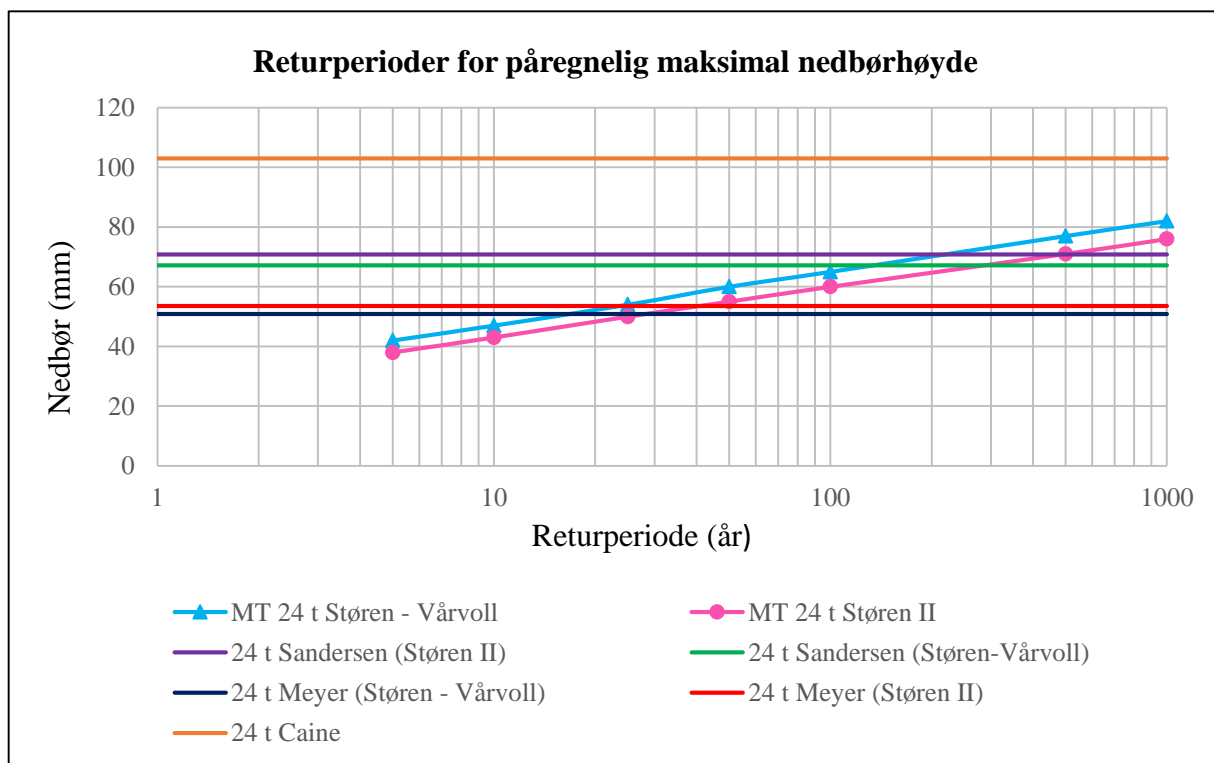
5.8.4 Returperioder for ekstremverdier

Målestasjon 67260 Støren II var i operativ i perioden januar 1960 frem til oktober 1986, mens målestasjon 67240 Støren – Vårvoll var operativ fra og med september 1987 til utgangen av 2006. Dermed er det ett år uten tilgjengelige nedbørdata fra Støren, og det er ikke mulighet for sammenligning av de to målestasjonene. Returperioder for kritiske nedbørmengder er innhentet fra nettsiden eklima.no for begge målestasjoner som har vært operative på Støren, og disse fremgår av tabell 5.6 (eklima.no, 2015).

Tabell 5.6: Metode: GUMBEL. Påregnelige maksimale nedbørverdier (mm) ilt. nedbørdøgnet (07-07) for ulike returperioder for målestasjonene Støren – Vårvoll og Støren II. Basert på data fra eklima.no (2015).

Returperiode T (år)	Påregnelige maksimale nedbørverdier (mm)	
	Støren - Vårvoll	Støren II
5	42	38
10	47	43
25	54	50
50	60	55
100	65	60
500	77	71
1000	82	76

Det fremgår av både tabell 5.6 og figur 5.27 at kritiske nedbørverdier har ulike returperioder for de to målestasjonene. I henhold til metoden til Sandersen et al. (1996) er kritisk nedbørverdi ila. 24 timer 67,20 mm for Støren - Vårvoll, som tilsvarer en returperiode på 150 år for stasjonen. Kritisk nedbørverdi for Støren II er 70,80 mm, som tilsvarer en returperiode på 500 år for stasjonen. Kritiske nedbørverdier beregnet i henhold til Meyer et al. (2012) ligger noe lavere enn verdier beregnet i henhold til Sandersen et al. (1996). For nedbørhendelser med 24 timers varighet vil I_{MAX} tilsvare en nedbørverdi på 50,83 mm for Støren – Vårvoll, med tilhørende returperiode på 15 år. For Støren II vil I_{MAX} tilsvare en nedbørverdi på 53,52 mm, med tilhørende returperiode på 40 år.



Figur 5.27: Metode: Gumbel. Returperioder for påregnelige maksimale nedbørhøyder (mm), for målestasjonene Støren II og Støren – Vårvoll. MT 24 t er nedbørhendelse (mm) med 24 timers gjentakintervall for ulike returperioder. 24 t Caine, 24 t Sandersen og 24 t Meyer er kritisk nedbørmengde i henhold til de ulike beregningsmetodene for terskelverdier. 24 t Meyer er basert på beregning av I_{MAX} . Basert på data fra eklima.no (2015).

6 Diskusjon

I dette kapitlet diskuteres de forhold som anses å være av betydning for skråningsstabilitet på Frøset. Diskusjonen tar utgangspunkt i de faktorer som er beskrevet i teorikapitlet samt observasjoner og resultater fra feltarbeid, GIS-analyser og laboratoriearbeid. Det vil hovedsakelig bli gjort stabilitetsvurderinger for jordskred og flomskred, som er oppgavens hovedmål. For å kunne gjøre en komplett skredfarevurdering i studieområdet vil imidlertid snøskred og steinsprang også bli diskutert, som i henhold til NVEs aktsomhetskart (figur 4.11) potensielt kan utløses i studieområdet. Mulige feilkilder for prosedyrer, resultater og tolkninger blir også omtalt.

6.1 Geomorfologiske faktorer

Jord- og flomskred utløses vanligvis ved helningsvinkler 30° - 45° , men kan utløses ved lavere gradienter under spesielt ugunstige forhold. Områder med helningsvinkler over 45° anses ikke som potensielle områder for skadelige jord- og flomskred, siden det ifølge Bargel et al. (2011) er lite løsmasser som kan rase ut i skråninger med slik helningsgrad. Det fremgår av utarbeidet helningskart for studieområdet (figur B.1 i vedlegg B) at store deler av skråningen er brattere enn 30° , med bratthet over 60° i enkelte områder. Alle områder med bratthet over 30° vurderes av forfatter som potensielle løsneområder for jord- og flomskred. Litteratur, eksempelvis Bargel et al. (2011) og Norem og Sandersen (2014), påpeker at jordskred kan utløses ved helningsvinkler ned mot 25° dersom det er mye vann i løsmassene, eller dersom menneskelige inngrep har ført til negativ innvirkning på stabiliteten. Hogstfelt B, med en plassering som sees av figur 5.14, er lokalisert i et område som stedvis er brattere enn 25° . I henhold til litteratur kan dermed hogstfeltet utgjøre et potensielt utløsningsområde for jord- og flomskred i perioder med intens nedbør og/eller snøsmelting. Forfatter vurderer dette imidlertid som lite sannsynlig, fordi det ikke er kjørespor eller skogsbilveger i feltet, det vokser opp ny vegetasjon som forbruker vann, og fordi det kun er enkelte seksjoner som er brattere enn 25° . Området er heller ikke utpekt på NVEs aktsomhetskart (figur 4.11) som et potensielt utløsningsområde for noen skredtyper.

Snøskred utløses normalt ved helningsvinkler over 30° , mens steinsprang utløses ved terrenghelninger over 40° - 45° , i oppsprukket berg og overheng (Schanche, 2014). I henhold til litteratur er dermed alle områder med helning over 30° potensielle utløsningsområder for snøskred, og alle områder med helning over 40° - 45° er potensielle utløsningsområder for

steinsprang. Ved å sammenligne helningskart (figur B.3 i vedlegg B) med aktsomhetskart for skred (figur 4.11), sees det at alle områder som er utpekt som skredusatte for snøskred og steinsprang har helningsvinkler over henholdsvis 30° og 45° . Ikke alle områder som ligger over disse kritiske helningsvinklene er imidlertid utpekt av aktsomhetskartet som skredutsatte.

Studieområdet er dominert av plane terrengformer, men har også både konvergente og divergente terrengformer. Plane terrengformer har verken en svært positiv eller svært negativ innvirkning på stabilitet, men muliggjør spredning av skredmasser. Konvergente terrengformer anses som de minst stabile, fordi slike terrengformer konsentrerer vann og muliggjør oppbygging av porevannstrykk. Av skyggerelieffkartet (figur B.2 i vedlegg B) sees det at terrenget stedvis har en konvergerende skråningsmorfologi, med flere klart definerte raviner. Det vurderes som lite sannsynlig at skred utløses i divergente terrengformer fordi slike terrengformer sprer vann som ikke muliggjør oppbygging av porevannstrykk (Montgomery et al., 1997; Sidle og Ochai, 2006). Videre er terrengoverflaten irregulær og oppstykket, noe som øker stabiliteten sammenlignet med uniforme skråninger (Chatwin et al., 1994).

Modellering av vannveger i studieområdet (figur B.3 i vedlegg B) viser at vann akkumuleres i konvergente terrengformer. Siden flomskred utløses langs klart definerte elve- og bekkeløp, både med og uten permanent vannføring, vurderes konvergente terrengformer av forfatter som potensielle skredbaner for flomskred. Dette samsvarer også med aktsomhetskartet, hvor konvergente terrengformer er utpekt som potensielle områder der jord- og flomskred kan utløses. Det er lite grunnlag for å si hvorvidt de konvergente terrengformene er «supply-limited» eller «supply unlimited», som vil kunne påvirke hyppigheten av gjentakende flomskred (Jakob, 2005). Siden det ble kartlagt beskjedne mengder løsmasser i området og det ikke har blitt kartlagt skredvifter eller skredmateriale, kan det imidlertid tenkes at kanalene er «supply-limited», og at det dermed ikke er nok løsmasser til stede for at skred kan utløses samme sted flere ganger.

Skred utløses ofte der skred har gått tidligere (Bargel et al., 2014), og jord- og flomskredavsetninger avsettes som tungeformede rygger eller vifter ved skråningers fot (Bargel et al., 2011). Siden ingen slike skredavsetninger ble identifisert, verken av feltkartlegging eller av skyggerelieffkartet, er det ikke grunnlag for å påvise tidligere skredaktivitet i studieområdet. Dette ville ha vært en viktig indikator på hvilke områder som er mest skredutsatte samt eventuelle utløpsdistanser for skredene (Bargel et al., 2014). Det kan imidlertid ikke utelukkes

at det tidligere har gått skred i studieområdet. Det sees av skyggerelieffkartet (figur B.2 i vedlegg B) at flere konvergente terrengformer leder ut til boligfeltet, og det kan tenkes at utbyggingen har modifisert eksisterende terrengformer slik at eventuelle skredavsetninger ikke lenger er synlige. Likeså leder tre erosjonsrenner i den østvendte delen av skråningen ut til en elv. Dersom det har gått skred i disse rennene vil elven sannsynligvis ha transportert eventuelle skredavsetninger bort fra studieområdet.

6.2 Geologiske faktorer

Løsmassene i studieområdet domineres av morene og forvittringsmateriale, som vist på figur 5.9. Berggrunnen i studieområdet er kartlagt som én bergartstype, som er en blanding av glimmerskifer og fyllitt, se figur 4.7. Fyllitt ble av Gerrard (1994) rangert som den mest skredfarlige bergarten, og berggrunnens sammensetning vurderes derfor å ha en negativ innvirkning på stabilitet av skråningen. Berggrunnens lagdeling går i lokale området parallelt med skråningens fall (se figur 5.13), noe som reduserer stabiliteten i området fordi strukturene gir lite støtte til overliggende løsmasser. Lagdelingen kan i tillegg virke som potensielle glideplan og kan lede vann, som forklart av Chatwin et al. (1994). Dermed muliggjør berggrunnens lagdeling lokal poretrykksoppbygging i områder der sprekker kommer ut i løsmassedekket, som et resultat av at vann konsentreres her. Det kan videre tenkes at berggrunnens lagdeling har bidratt til dannelsen av de betydelige mengder forvittringsmateriale i studieområdet. Forvitring er et tegn på at bergarter har vært i kontakt med vann og luft (Sidle og Ochiai, 2006). Etersom berggrunnens lagdeling stedvis går parallelt med skråningens fall, og slike strukturer potensielt kan lede vann, er det mulig at dannelsen av forvittringsmateriale har blitt fremskyndet som et resultat av berggrunnens lagdeling.

Fordi løsmasseskred som regel utløses i kontakten mellom ulike lagdelinger (Montgomery et al., 1997), og det ikke ble observert lagdelinger internt i løsmassedekket, vil eventuelle løsmasseskred i studieområdet trolig utløses i kontaktflaten mellom løsmassedekket og berggrunnen. Forfatter hadde imidlertid forventet å finne en kontaktflate mellom et permeabelt overflatelag og et underliggende mindre permeabelt lag på 0,5 - 1 m dyp, som eksempelvis Sandersen (2014) forklarer at vanligvis finnes i jordprofil som et resultat av bl.a. utvasking, frostpåvirkning og biologisk aktivitet. Det er uklart hvorfor et slikt lag ikke ble identifisert. Siden løsmassedekket i studieområdet ble observert til å være svært tynt ($\leq 0,5$ m) kan det tenkes at påvirkning fra nevnte faktorer har endret hele løsmassedekket, helt ned til

berggrunnen. Det er må imidlertid også presiseres at profilene som ble gravd ut ikke nødvendigvis er representative for skråningens generelle løsmassedekke. Det kan dermed ikke utelukkes at det finnes et slikt lag andre steder i skråningen hvor løsmassedekket ikke ble undersøkt.

Løsmasser har som regel friksjonsvinkel mellom 30 og 45° (Nelson, 2013), avhengig av bl.a. løsmassetype, pakningsgrad, korngradering og kornform (Høeg, 2014). For morene angir Koloski et al. (1989) en friksjonsvinkel på 35 - 45°. Laboratorieforsøk av norske morenelokaliteter gir friksjonsvinkler på 38,9° - 42,7° fra Nesbyen kommune (Lund, 2013) og 39,5° for Granvin kommune (Langåker, 2014). Den generelle skråningsvinkelen i studieområdet er mellom 35 og 40°, som hovedsakelig er lavere enn de omtalte friksjonsvinkler for morene. I enkelte områder ligger imidlertid løsmasser brattere enn hva litteratur tilsier er vanlig. Dette kan delvis skyldes ru og ujevn overflatetopografi, som forklart av Chatwin et al. (1994). En oppstykket skråning består av både brattere og flatere seksjoner, hvor bratte seksjoner der skred kan utløses er kortere sammenlignet med dersom overflatetopografien hadde vært jevn. Løsmasser vil ligge stabilt på de flatere hyllene. Videre kan det tenkes at også andre faktorer virker inn på skråningens skredvinkel, som heller ikke er direkte relatert til løsmassenes egenskaper. Det bemerkes at omtalte friksjonsvinkler fra litteratur ikke nødvendigvis er sammenlignbare med studieområdet, siden friksjonsvinkel avhenger av de forhold beskrevet av Høeg (2014) over.

Siden løsmassedekket i studieområdet er tynt, anslagsvis ca. 0,5 m og røtter kan penetrere ned til ca. 2 m dyp (Crow, 2005), kan det tenkes at røtter muligens er forankret direkte i berggrunnen. Ett av de tre hoved-sprekkesettene har stedvis fallretning tilnærmet vinkelrett på skråningsoverflaten, som kan muliggjøre en god forankring av røtter direkte i berggrunnen der slike sprekker finnes. Med bakgrunn i figur 2.31a-c av Chatwin et al. (1994) vil imidlertid rotforankring i berggrunnen også kunne avhenge av oppsprekkingsgrad (RQD), siden massivt, uoppsprukket berg følgelig ikke vil ha sprekker som kan penetreres av røtter. Oppsprekkingsgraden var ikke særlig høy i observerte blotninger, og dette kan muligens begrense røttenes forankring i berggrunnen.

Røtters stabiliserende effekt er mest virkningsfullt for tynne løsmassedekker, som forklart av Morgan og Rickson (1995). I tillegg til å avhenge av oppsprekkingsgrad, vil røtters mulighet til forankring i berggrunnen også avhenge av rotttype. Både gran og furu er utbredte treslag i

studieområdet. Furu har normalt pålerot, som forankrer løsmasser gjennom eventuelle glideplan. Det kan dermed tenkes at furutrærnes pålerot er forankret i berggrunnen der oppsprekkingsgraden muliggjør dette. Gran har vanligvis flatrot, som binder løsmassene i øverste del av løsmassedekket (Crow, 2005; Reubens, 2007). Flere forfattere, bl.a. Fergus et al. (2013), forklarer at løsmasser kan ligge like bratt som sin egen friksjonsvinkel dersom røtter binder opp jorden og vegetasjon beskytter mot erosjon.

Sprekken som ligger nær toppen av en bratt skrent (figur 5.12), kan indikere krypbevegelser i skråningen. Flere forfattere, eksempelvis Lee et al. (1988), legger frem at sprekker i tensjonssoner er tegn på deformasjon i skråninger. Sprekken er imidlertid av liten utbredelse og er lokalisert i en kort bratt sekvens med underliggende flat terrasse som trolig vil stoppe en eventuell liten, lokal utglidning. Sprekken vurderes dermed av forfatter til å kun indikere lokal bevegelse heller enn tegn til bevegelse i hele skråningen. Det vurderes imidlertid som sannsynlig at vann infiltrerer ned i løsmassedekket gjennom sprekken, og at porevannstrykk dermed kan bli lokalt forhøyet i dette området. Videre oppfølging for å studere utviklingen i dette området kan dermed være hensiktsmessig.

Bergmassekvaliteten i studieområdet klassifiseres i henhold til Q-systemet som middels kvalitet, men ligger likevel opp mot grensen for hva som klassifiseres som god kvalitet. De tre tydelige sprekkeplanene samt sporadiske sprekker i berggrunnen muliggjør sammen med lokale helningsvinkler over 40 - 45° utfall av blokker på opptil flere m³. Sannsynligheten for utfall er størst om våren og høsten grunnet hyppige fryse- og tineprosesser (Schanche, 2014). Sprekkeplanet i blotningen vist på figur 5.13 går tilnærmet parallelt med skråningens overflate, og kan virke som et glideplan for eventuelle utfall, som illustrert av figur 2.20a. Steinsprang kan dermed ikke utelukkes, særlig i forbindelse med denne blotningen. Ustabile bergpartier kan sikres med eksempelvis bolter og steinsprangnett dersom utbredelsen er begrenset (Schanche, 2014). Andre hensiktsmessige tiltak kan være utvidelse av grøft (Samferdselsdepartementet, 1999). Dersom en eventuell steinspranghendelse ikke stopper ved veggen vil blokken(e) fortsette ned skråningen og kan potensielt treffe Rørosbanen. Jernbaneløstaket bør vurdere å gjennomføre en videre skredfarekartlegging i dette området. Grunnet et svært kontinuerlig vegetasjons- og løsmassedekke ble det ikke observert andre lokaliteter som anses å være like steinsprangutsatte, men dette kan ikke utelukkes at slike finnes i området. Det kan heller ikke utelukkes at blokker

i skråningen, særlig i forbindelse med skjæringer, kan settes i bevegelse ved eksempelvis ekstreme nedbørhendelser.

Studieområdet er i henhold til NVEs aktsomhetskart ikke potensielt fjell- og steinskredutsatt (figur 4.11). Siden det ikke er høye, bratte fjellsider i området vil trolig ikke utglidninger på over 100 m³ kunne bli mobilisert, slik at eventuelle utglidninger i fjell trolig vil skje som steinsprang. NVEs aktsomhetskart vurderes derfor som gyldig for disse skredtyper.

Marin grense i området ligger på 171 moh., som vil si at hele skråningen ovenfor boligfeltet ligger over marin grense. Vanligvis praktiseres marin grense som avgrensning av generelle aktsomhetsområder hvor det kreves dokumentasjon av grunnforhold i forbindelse med byggesaks- og planforhold. Hele skråningen ovenfor boligfeltet vurderes derfor til ikke å være utsatt for kvikkleireskred. Det er kartlagt enkelte spredte marine avsetninger i selve boligfeltet, under eksisterende bebyggelse. Dersom grunnundersøkelser ikke ble gjennomført før utbygging, kan disse husene være potensielt utsatte for kvikkleireskred. Det har imidlertid ikke lyktes forfatter å finne ut av hvorvidt grunnundersøkelser har blitt gjennomført eller ikke. Det påpekes at kvaliteten på NGUs løsmassekart er svært variabel. Enkelte områder er kartlagt i 1:10 000, mens andre områder er kartlagt i 1:310 000 samt at kartene kun angir avsetninger i toppmassene. Dermed kan marine avsetninger potensielt ha større utbredelse i dypet (Wiig et al., 2011).

6.3 Vegetasjon

Vegetasjon har en positiv effekt på skråningsstabilitet fordi vanninnholdet i bakken reduseres ved at røtter tar opp vann, tilfører kohesjon og forankrer løsmasser (Sidle og Ochiai, 2006). På den andre siden øker vegetasjon vekten skråninger utsettes for, i tillegg til at trær lett påvirkes av vind, som kan føre til rotvelt og eksponering av løsmassedekket (Norris et al., 2008; Bargel et al., 2014). Grantrær og bartrær i studieområdet er generelt massive, av høy alder og står tett. Slik skog er gunstig for stabilitet av skråninger fordi mye vann forbrukes fra løsmassedekket (Sidle og Ochiai, 2006). Videre vil vegetasjonens tette karakter føre til betydelig intersepsjon av nedbør, som forklart av Lundmark (1986).

Bortimot alle rotvelter har falt i samme retning som vinden blåser (nordvest), og sannsynligheten for at vind fører til rotvelter øker med økende høyde av trær (Norris et al., 2008). Det vurderes dermed som sannsynlig at vind har forårsaket rotveltene. Rotvelter har en ugunstig effekt på skråningsstabilitet fordi det erosjonsbeskyttende humuslaget blir revet opp slik at rotvelten kan bli et såkalt angrepspunkt for vann (Fergus et al., 2013). Videre kan rotvelter føre til at steinsprang løsner (Høydal et al., 2015). Forfatter vurderer derfor at rotvelter i utsatt terreng, dvs. i konvergente terrengformer etter terreng brattere enn 30° , bør fjernes.

Bøyde trestammer (figur 5.4) er trolig forårsaket av krypbevegelser, som forklart av Sidle og Ochiai (2006) og Hyndman og Hyndman (2011). Når bakken fryser, løftes partikler i løsmassedekket opp vinkelrett på skråningens overflate, men synker ned i retning av jordas sentrum når bakken tiner, fordi tyngdekraften virker på partiklene. Dermed er netto bevegelse nedover skråningen. Trær vokser opprinnelig vertikalt, men når løsmassedekket synker nedover vil trestammer gradvis bøyes. At Støren har et kald-temperert innlandsklima med innslag av kystklima gjør at området stadig utsettes for fryse- og tineprosesser (Meteorologisk Institutt, 2010a). Fryse- og tine prosessene er trolig drivende faktor for krypbevegelsene i studieområdet. Siden trær er mer bøyd i områder med mindre vegetasjon, indikerer det at krypbevegelser er av større omfang i ikke-vegeterte områder. Dette kan igjen ha sammenheng med røttenes vannopptak.

Vegetasjonsdekket i studieområdet antas å virke både positivt og negativt på steinsprangfaren. Det sees av rotvelter i studieområdet at trærnes røtter er massive (figur 5.3), og disse kan muligens penetrere ned i berggrunnen, på grunnlag av trærnes rottype og orientering av sprekker berggrunnen. Dermed kan rotsprengning forekomme, som øker sannsynligheten for steinsprang (Schanche, 2014). Vegetasjon kan imidlertid også redusere steinsprangfaren ved at røtter forankrer eventuelle løse blokker og ved at trær demper og reduserer rekkevidden av steinsprang. Dermed kan skader på bebyggelse og infrastruktur reduseres eller forhindres (Dorren, 2003; Fergus et al., 2013; Høydal et al., 2015).

Vegetasjon antas å redusere snøskredfaren i studieområdet på flere måter. Den tette vegetasjonen vil beskytte mot vind, og dermed reduseres i stor grad muligheten for oppsamling av fokksnø. Vegetasjonens kronedekning er på over 50 – 70 % i vegeterte områder, som ifølge Bauerhansl et. al (2010) er tilstrekkelig for å hindre utløsning av større snøskred. Videre vil den

tette trekronen føre til en positiv strålingsbalanse som forhindrer utvikling av uheldig overflaterim og oppbyggende omvandling av snødekket, i tillegg til at eventuell uhendig omvandling ødelegges når snø faller fra trærne til bakken. Dessuten vil det kontinuerlige vegetasjonsdekket som finnes i områder med bratthet over 30° forankre snødekket. Siden fokksnø er det viktigste bidraget til oppbygging av snødekket som går i brudd (Høydal et al., 2015), vurderes det som lite sannsynlig at snøskred utløses i studieområdet. Dersom snøskred skulle utløses antas det at den generelt irregulære og oppstykkede skråningsformen har en bremsende effekt på utglidde snømasser. Generelt ansees det at vegetasjonen har en svært gunstig innvirkning på jord-, flom-, og snøskredfaren i studieområdet, og en gunstig innvirkning på sannsynligheten for at steinsprang gjør skade på bebyggelse og infrastruktur, dersom steinsprang skulle utløses.

6.4 Hydrologiske forhold

Vannføringen under feltarbeidet var lav, som trolig har sammenheng med værforhold under og før feltarbeidet ble gjennomført. Bekker med lav andel finstoff (figur 5.6a) og dype erosjonsspor i terrenget (figur 5.7a) viser imidlertid at vannføringen tidvis er høyere enn hva som ble observert under feltarbeidet. Ved økende vannføring vil strømningskraften mot elvebunnen øke, slik at erosjonskraften øker og materiale kan settes i bevegelse. Små og lette korn settes først i bevegelse (Boggs, 2010). Dermed har trolig finmateriale blitt transportert bort fra bekker, mens grovere materiale har blitt liggende igjen.

Rennende vann ble verken observert i plane eller i divergente terrengformer, trolig fordi disse terrengformene ikke konsentrerer vann (Montgomery et al., 1997). Sammen med de store mengdene vann vegetasjonen trekker opp, vil det trolig være tilstrekkelig til at rennende vann ikke forekommer i slike terrengformer. I konvergente terrengformer ble det observert flere tilfeller av at vann går ned i bakken (innstrømningsområder) for å springe ut ved lavere topografi (utstrømningsområder). Dette indikerer grunnvannsstrømming i skråningen, hvor vann under påvirkning fra gravitasjonen strømmer fra lavt til høyt trykknivå (NGU, 2016).

Modellering av vannveger i «flow accumulation» (figur B.3 i vedlegg B) stemmer delvis overens med observerte vannveger i felt (figur 5.5). Som omtalt i delkapittel 3.5.2 er «flow accumulation» et verktøy i ArcGIS som summerer antall celler som drenerer inn til en spesifikk celle (ESRI, 2015b). «Flow accumulation» modellerer flere dreneringsveger enn hva som

observeres i felt, fordi «flow accumulation» viser hvor vann *potensielt* akkumuleres, uten å ta hensyn til om det faktisk er vann til stede eller ikke, eller om det er installert dreneringstiltak som kan påvirke strømningsveger til vann. Det sees at «flow accumulation» modellerer vann til å renne på veger, som ikke vil være tilfelle fordi grøfter og stikkrenner leder vann bort fra disse områdene.

Antall dreneringsveger i «flow accumulation» analysen vil avhenge sterkt av en terskelverdi som definerer hvor mange celler som må drenere inn til en spesifikk celle for at det skal kalles en vannveg. Terskelverdien ble satt til 5000. En høyere verdi ville ha gitt utslag i færre dreneringsveger, mens en lavere verdi ville ha gitt utslag i flere dreneringsveger. Denne parameteren ble forsøkt satt så høyt som mulig, uten at observerte dreneringsveger ble utelatt. I tillegg har menneskelige inngrep, eksempelvis i form av å legge bekker i stikkrenner, ført til at vann ledes til områder som ikke vises på «flow accumulation» analysen. Det poengteres imidlertid at datamodeller kun er forenklinger av virkeligheten, og resultatene må følgelig ikke brukes ukritisk.

6.5 Menneskelig påvirkning

Avskoging har blitt gjennomført i hogstfelt A og hogstfelt B (henholdsvis figur 5.15 og figur 5.16). Avskoging fører til at vannopptaket til røtter opphører, slik at mer vann blir tilgjengelig i bakken. Videre fører avskoging til at røtter gradvis råtner, slik at røtters forankrende effekt forsvinner. Når røtter råtner bort oppstår det hulrom i løsmassedekket hvor høye porevannstrykk kan bygges opp (Norem og Sandersen, 2014). Hogstfelt A er av 7 - 10 års alder, mens hogstfelt B av er 6 - 7 års alder (Norge i bilder, 2016). Stabilitet av både hogstfelt A og hogstfelt B er dermed (pr. 2016) omtrent på sitt laveste, siden rotstyrken avtar til 20 % ca. 7 år etter avskoging. Etter dette vil bidraget fra nye røtter gradvis øke stabiliteten av hogstfeltet (Norem og Sandersen, 2014). Helningskartet (figur B.1 i vedlegg B) viser imidlertid at hogstfelt A ikke heller over 25°, som er nedre grense for utløsning av jord- og flomskred under særs ugunstige forhold (Bargel et al., 2011). Området vurderes dermed av forfatter som stabilt. Hogstfelt B heller over 25°-30°, og vurderes av forfatter som et mulig utløsningsområde for jord- og flomskred.

Skogsbilvegene i studieområdet påvirker stabiliteten av skråningen på følgende måter: ved å underkutte skråningen og fjerne støtte, ved å øke lasten skråningen påføres, og ved å endre den

naturlige dreneringen i skråningen, som forklart av Jakob og Hungr (2005). Laster skogsbilveger har blitt utsatt for komprimerer det underliggende løsmassedekket. Kompaksjon av løsmasser fører til redusert vanninfiltrasjon og hydraulisk konduktivitet, som bidrar til økende avrenning og erosjon (Cambi et al., 2014). Selv om skogsbilvegene i studieområdet er stedvis gjengrodde og ikke bærer preg av å ha vært utsatt for tung last, vil lasten av dyr og eventuelt andre tyngre laster likevel ha komprimert løsmassedekket. Observasjoner fra feltarbeidet viser at skogsbilveger har endret den naturlige dreneringen, slik at vann følger skogsbilveger heller enn naturlige drensløp (figur 5.7a og figur 5.8). Stikkrenner leder vann ut til områder utenfor etablerte bekkefar som ikke har tilstrekkelig kapasitet til å lede bort vannet. Dette kan føre til unormalt høye porevannstrykk og eventuelt erosjon (Sandersen, 2014). Det anbefales dermed at stikkrenner og grøfter føres til eksisterende bekkefar med tilstrekkelig kapasitet til å lede bort vannet. Alle nedbørfelt til stikkrenner er relativt små ($\leq 0,328 \text{ km}^2$), som ifølge Rickenmann og Zimmermann (1993) betyr at høyere skråningsvinkler kreves for å utløse jordskred sammenlignet med for større nedbørfelt.

Beregninger viser at alle stikkrenner i studieområdet er underdimensjonerte allerede for avrenningsforhold med returperiode 5 år (tabell 5.2). I tillegg er flere stikkrenner delvis tettet igjen av materiale, som vil redusere stikkrenners reelle kapasitet. Ifølge Fergus et al. (2013) skal stikkrenner for skogsbilveger dimensjoneres etter nedbørs- og avrenningsforhold med gjentaksintervall på 25 - 50 år. I bratt terreng ($>30^\circ$) bør stikkrenner dimensjoneres for avrenningsforhold med gjentaksintervall 100 år, for å forebygge erosjon. Forfatteren anbefaler derfor at alle stikkrenner byttes ut, og at nye stikkrenner dimensjoneres for avrenningsforhold med returperioder på minst 25 år. Videre bør stikkrenners utløpsområde erosjonssikres. Stikkrenner som ligger oppstrøms for boligfeltet er særs viktige, og bør følgelig prioriteres først. I tillegg må stikkrenner jevnlig kontrolleres og renskes for materiale, for å unngå oppdemming av vann og oppbygging av eventuelle porevannstrykk (Sidle og Ochiai, 2006). Grøfter bør også utbedres og renskes, for å hindre «vann på avveie».

Flere forhold kan ha påvirket kapasitetsberegningene. Det presiseres at det ikke er tatt hensyn til tilsig fra nærliggende grøfter, slik at reell avrenning kan være høyere enn hva som fremgår av tabell 5.1. Dette kan være en vesentlig feilkilde. Det er heller ikke vurdert hvorvidt stikkrenners plassering i terrenget er optimalt plassert, en vurdering som bør tas hensyn til av kvalifisert personell ved eventuell utskiftning av stikkrenner. Det kan heller ikke utelukkes at

enkelte, gjengrodde stikkrenner ble oversett under feltarbeidet, og følgelig ikke er tatt med i beregningene.

6.6 Laboratorieanalyser

Laboratorieanalyser viser at prøve 15 og 16 er velgraderte, består av korn med varierende kornform og rundingsgrad samt inneholder alle fraksjoner fra leir til grus. Dette indikerer at begge prøver trolig er morenemateriale (Reite, 1985), som også stemmer overens med NGUs løsmassekart over området (figur 4.7). Området der prøvene prøve 15 og 16 er hentet inn fra er av NGU kartlagt som morene med henholdsvis tynt og tykt dekke. Det er imidlertid ansett som vanskelig å skille mellom forskjellige morenetyper i felt uten detaljerte undersøkelser (Haldorsen og Krüger, 1990). En detaljert inndeling er derfor ikke gjort i denne oppgaven.

Prøve 15 har et totalt innhold av silt og leire på ca. 30 %, mens prøve 16 har et totalt silt- og leirinnhold på ca. 18 %. Jørgensen (1977) undersøkte fraksjonssammensetningen i over 3000 norske moreneprøver. Av de 2480 analyserte prøvene fra Sør-Norge hadde 17,7 % et leir- og siltinnhold på under 15 %, 37 % av prøvene hadde et silt- og leirinnhold mellom 15 og 25 %, 19,5 % av prøvene hadde et leir- og siltinnhold mellom 25 og 35 %, mens 25,8 % av prøvene hadde et leir- og siltinnhold over 35 %. Prøve 15 har dermed et relativt høyt leir- og siltinnhold sammenlignet med andre norske moreneprøver, mens prøve 16 har et relativt lavt leir- og siltinnhold sammenlignet med andre norske moreneprøver. Siden silt og leire potensielt er utsatt for oppbygging av porevannstrykk (Emdal, 2014), tilsier fraksjonssammensetningen at oppbygging av porevannstrykk er mulig. Prøve 15 vurderes å være mer utsatt for oppbygging av høye porevannstrykk sammenlignet med prøve 16. Følgelig kan området der prøve 15 er hentet fra være mer utsatt for poretrykksutløste skred.

Prøve 15 og 16 er hentet inn med i underkant av 200 m avstand, og er trolig avsatt i liknende miljø. Begge prøver har karakteristiske trekk for bunnmorene: fast pakning, innhold av alle kornstørrelsesfraksjoner (velgraderte), lav rundingsgrad og liten/ingen lagdeling (Reite, 1985), og antas derfor å være avsatt som bunnmorene. Prøvenes lave rundingsgrad anses å ha en positiv innvirkning på stabiliteten, fordi slikt materiale generelt har høye friksjonsvinkler (Stark et al., 2014). Prøvene har ikke blitt testet for mineralogi, som ville ha vært en viktig indikator på hvilke bergarter morenematerialet stammer fra. Visuell bestemmelse av petrografi har imidlertid blitt foretatt, og begge prøver er vurdert til å være dominert av fyllitt, som også

dominerer den lokale berggrunnen. Andre bergarter i moreneprøvene er sandstein, trondhemitt, glimmerskifer og konglomerat. Flere forfattere, eksempelvis Dreimanis et al. (1957) og Throesen (2000) legger frem at lokale bergarter dominerer i morene og at transportavstanden normalt er kortere enn 5 km. Siden isbevegelsen i Sør-Trøndelag har vært mot nordøst kan det imidlertid tenkes at de andre bergartene stammer fra et område sørøst for studieområdet (Reite, 1985). Dette er særs aktuelt for trondhemitt, siden det fremgår av figur 4.7 at det ligger et område med trondhemitt sør og øst for studieområdet.

Det kan være flere grunner til at prøve 16 har et lavere silt- og leirinnhold sammenlignet med prøve 15. Siden begge prøver er hentet fra overflaten kan en del av finstoffet har blitt vasket ut, og at prøvene dermed ikke er representative for området. Vann som siger nedover i bakken kan transportere betydelige mengder i finstoff, slik at både kornfordeling og strukturer i morenen kan endres (Boulton og Paul, 1976). Det kan derfor tenkes at prøve 16 har vært utsatt for mer lokalt vannsig enn prøve 15. Boulton og Dent (1974) viste at bunnmorener som gradvis smelter frem fra isbreen Breidamerkurjökull på Island, mister opp til 10 % av leir- og siltfraksjonen i overflatelagene det første året etter at morenen har smeltet frem. Boulton og Paul (1976) påpeker videre at andelen leir og silt som tapes fra overflatelagene transporteres til større dyp, hvor de danner en leir- og siltholdig horisont. Siden nedbørmengder forventes å øke i fremtiden (Sletten et al., 2009), kan dette være ugunstig med tanke på poretrykksutløste skred dersom finstoffinnholdet har perkolert nedover og dannet en silting horisont like over en lite oppsprukket bergmasse. Sammen med lagdeling av berggrunnen som stedvis går parallelt med skråningens fall, kan det tilrettelegge for poretrykksutløste skred i fremtiden. Morenedekket i området rundt prøve 16 kan i så måte muligens være mer utsatt for poretrykksutløste skred enn området ved prøve 15.

I tillegg til å endre hyppigheten av skred, kan det tenkes at fremtidige klimaendringer også kan endre morenedekkets geotekniske egenskaper. Det er kjent at både dannelsesmåte og prosesser morener har blitt utsatt for etter dannelsen, kan påvirke morenens geotekniske egenskaper. Dannelsesmåte innvirker på moreners geotekniske egenskaper ved påvirkning av flere karakteristiske trekk som kornfordeling, spenninger morener har vært utsatt for samt egenskaper til eventuelle lagdelinger, eksempelvis lagdelte horisonter og sprekker. Det har også blitt vist at prosesser morener har blitt utsatt for etter dannelse, eksempelvis fukting, tørking, frysing og massebevegelser, betydelig endrer moreners geotekniske egenskaper (Boulton og Paul, 1976). Det kan følgelig tenkes at klimaendringer vil kunne påvirke både forhold ved

morenedannelse og forhold som morener utsettes for etter dannelsen, som følgelig vil påvirke morenes geotekniske egenskaper og dermed dets forutsetninger for utløsning av skred.

Prøve 17 har et silt- og leirinnhold på ca. 12 %, og har dermed lavere potensiale for oppbygging av porevannstrykk sammenlignet med prøve 15 og 16. Videre er prøven dominert av to fraksjoner: fin sand og fin grus. Ifølge Sun et al. (2002) kan dette bety at prøven består av materiale fra ulike transport- eller avsetningsprosesser. Vindtransportert materiale er en vanlig årsak til at prøver er dominert av flere fraksjoner, men anses i dette tilfellet som en usannsynlig årsak ettersom studieområdet er tett vegetert. Videre er prøven kantet, består av flisig/stenglig materiale, og er preget av forvitring. I henhold til NGUs løsmassekart er prøven hentet fra forvittringsmateriale, men det har ikke lyktes forfatter å finne representative kornfordelingskurver for sammenligning. Generelt er forvittringsmateriale skarpkantet og dominert av sand og grus (Reite, 1985), slik som tilfellet er for prøve 17. Prøven er vurdert til å være dominert av fyllitt, som også berggrunnen i området er dominert av. Siden forvittringsmateriale er dannet av «in-situ» forvitring av berggrunnen på stedet (Bryhni, 2009), og prøven er dominert av samme bergart som berggrunnen, anses det derfor som sannsynlig at prøven består av forvittringsmateriale. Samme laboratorieprosedyrer er nøye fulgt for de tre prøvene, og utførelse anses derfor ikke å ha påvirket kornfordelingskurvene i nevneverdig grad. Det ble imidlertid plukket ut en del røtter og annet organisk materiale fra prøven før sikting, noe som kan ha påvirket resultatene. Dersom prøven har samme mineralogiske sammensetning som underliggende berggrunn ville det gitt en sterk indikasjon på prøvens opprinnelse, men på grunn av oppgavens begrensninger har ikke denne analysen blitt gjennomført.

Flere feilkilder kan ha påvirket laboratorieanalysene, hvor feilkilder hovedsakelig er knyttet til menneskelige årsaker. Prøvemateriale kan ha gått tapt under våtsikting og tørking, som vil lede til noe tap i enkelte fraksjoner. Unøyaktighet ved veiing kan også påvirke resultatene. Tap av materiale kan også skje som svevestøv i de fineste fraksjonene. I tillegg kan «sammenklumping» av korn ha ført til at materiale har blitt registrert som grovere enn hva det egentlig er. Sistnevnte faktor er særs reell ved laserdiffraksjon. Laserdiffraksjon baseres ikke på direkte måling av kornstørrelse, men hvordan lys brytes av korn i prøven (Malvern Instruments Ltd, 2016). Dette er en egenskap som er *relatert* til kornstørrelse. Siden metodene er basert på ulike teknikker kan noe av prøvematerialet som har gått gjennom fineste sikt på 63 µm bli bestemt av laserdiffraksjon til å være grovere enn 63 µm. Det må for øvrig påpekes at

tre prøver ikke er et representativt utvalg for å trekke sterke konklusjoner om løsmassene i studieområdet, og at det ideelt sett burde ha blitt analysert flere prøver. Pga. oppgavens begrensninger har imidlertid ikke dette blitt gjennomført, og prøvene som er testet er derfor kun å anse som indikasjoner på løsmassenes egenskaper.

6.7 Terskelverdier og returperioder

Som omtalt i kapittel 2 har det blitt utført flere forsøk på å generalisere sammenhengen mellom nedbørmønstre og skred. Caine (1980) (formel 2.13) var den første til å generalisere denne sammenhengen, basert på data fra et bredt spekter av klimatiske regioner. I henhold til Caine (1980) er kritisk nedbørmengde for utløsning av flomskred 103 mm ila. 24 timer, eller 157 mm ila. 48 timer. Dette er klart høyere enn terskelverdier i henhold til Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012), og tilsvarer nedbørhendelser med returperioder over 1000 år (tabell 5.6). Caines terskelverdi er basert på data fra flere klimatiske regioner som ikke kan sammenlignes med studieområdet på Støren. Den er i tillegg basert på skred som er utløst i dalsider uten menneskelig påvirkning, og tar ikke hensyn til forutgående nedbør (Sandersen, 1988). Metoden blir derfor ikke videre diskutert.

For norske forhold benyttes terskelverdier av Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012). Begge terskelverdier er beregnet for vannrelaterte skred, og brukes for å studere jord- og flomskredfare i studieområdet. Ifølge Sandersen et al. (1996) er kritisk nedbørmengde ila. 24 timer 67 mm for Støren-Vårvoll og 71 mm for Støren II. Dette tilsvarer returperioder på 150 år for Støren II og 400 år for Støren-Vårvoll. I henhold til Meyer et al. (2012) er kritisk nedbørmengde ila. 24 timer 51 mm for Støren-Vårvoll og 54 mm for Støren II. Meyers terskelverdier representerer I_{MAX} , som er basert på 90-persentilet av datasettet. Terskelverdiene har returperioder på 40 år for Støren-Vårvoll og 18 år for Støren II. I tillegg vil forutgående nedbør ha stor betydning for hvilke nedbørintensiteter som er tilstrekkelig for utløsning av skred. Under nær mettede forhold i bakken vil nedbørintensiteten som kreves for å utløse skred være lavere enn ved tørre forhold (Rahardjo et al., 2001).

Siden terskelverdier har returperioder ned mot 18 år har terskelverdiene sannsynligvis blitt overskredet flere ganger uten at skred har blitt utløst. Dette stemmer overens med figur 2.45, som angir temperatur som viktigste utløsningsårsak for jord- og flomskred i denne regionen. Derfor er trolig ikke nedbør alene en tilstrekkelig faktor for å utløse jord- og flomskred i

studieområdet. Terzaghi (1950) legger frem at skred vanligvis skyldes flere faktorer, og at ekstreme forhold på skreddagen sjelden er eneste utløsningsårsak. Skråningskollaps vil ofte skyldes en gradvis reduksjon i skjærstyrke, som bl.a. kan være forårsaket av menneskelige inngrep i skråningen. En skråning vil dermed flere ganger utsettes for ekstreme nedbørhendelser som ikke fører til skred.

De to meteorologiske målestasjonene på Støren, Støren II og Støren-Vårvoll, har ulike returperioder for nedbørhendelser av lik intensitet. Det sees av figur 5.27 at en påregnelig maksimal nedbørhøyde på f.eks. 60 mm tilsvarende en returperiode på 100 år for Støren II, men kun en returperiode på 50 år for Støren-Vårvoll. Dersom stasjonene er sammenlignbare tyder dette på at de påregnelige ekstremverdiene øker fra perioden 1960-1986 til perioden 1987-2006. Det er ikke tilstrekkelig grunnlag ut ifra figur 5.27 og tabell 5.6 for å si om økningen i påregnelige maksimale nedbørhøyder skyldes at ekstremnedbør inntreffer oftere, at de ekstreme dagene blir mer ekstreme, eller en kombinasjon av disse. For samme periode synker årsnedbøren fra 885 mm til 840 mm. Dette kan tyde på en trend med mindre total nedbør, men hvor nedbøren i økende grad konsentreres som ekstremhendelser. Dersom trenden med mer ekstremnedbør fortsetter, vil det føre til at nedbørmengder som tidligere tilsvarte høye returperioder gjentas oftere i fremtiden fordi ekstremnedbør inntreffer hyppigere. Følgelig kan antall nedbørrelaterte skred øke. Dette sammenfaller med Sletten et al. (2009), som legger frem at dager med ekstremnedbør vil øke, i tillegg til at de ekstreme dagene bli mer ekstreme som følge av klimaendringer. Videre forventer imidlertid Sletten et al. (2009) mer total nedbør, som ikke samsvarer med trenden fra studieområdet. Flere forfattere, eksempelvis Kronholm et al. (2007) og Kronhold og Stalsberg (2009), forventer økt skredhyppighet som et resultat av økt nedbør i fremtiden.

Det er vanskelig å si hvorvidt stasjonene Støren II og Støren – Vårvoll er sammenlignbare. Det er ikke overlapp mellom perioden stasjonene var operative, som ville ha vært nyttig for sammenligning av data. Selv om stasjonene er lokalisert i nærheten av hverandre er det mulighet for at lokale forskjeller kan ha påvirket de meteorologiske dataene. De observerte trendene kan dermed være et resultat av lokale forskjeller i vær og klima heller enn endret nedbørmønster.

Flere faktorer skaper usikkerhet rundt nedbørmålinger fra målestasjoner. Det er anerkjent at nedbørmålere systematisk underestimerer reell nedbørmengde, hovedsakelig fordi vind fører til at mindre nedbør havner i målebøtten. Usikkerheten er større om vinteren når nedbør faller som snø (Wolff et al., 2013). Dermed blir registrert nedbør lavere, som følgelig gir lavere gjentaksintervall.

7 Konklusjon

Store deler av det undersøkte studieområdet er brattere enn 30°, noe som tilsier at skred potensielt kan utløses. Aktsomhetskart fra NVE har følgelig angitt store deler av studieområdet som utløsnings- og utløpsområde for jord- og flomskred, steinsprang og snøskred. I det forestående konkluderes det på grunnlag av beskrevne observasjoner og analyser i felt, ArcGis og laboratoriet hvorvidt området er skredfarlig for eksisterende boliger og infrastruktur.

Jord- og flomskred

Flere forhold vil virke inn på jord- og flomskredfare i området, der de mest vesentlige er:

- Vegetasjon har en svært gunstig effekt på stabilitet av skråningen. Røtter tar opp vann, tilfører kohesjon og forankrer løsmassene. Furutrærnes pålerot kan bidra til forankring av røtter i sprekker i berggrunnen. Dette forutsetter imidlertid gunstig sprekkekarakter.
- Studieområdet er dominert av plane terrengformer, men har også både konvergente og divergente terrengformer. Plane terrengformer har verken en svært positiv eller svært negativ innvirkning på stabilitet, men muliggjør spredning av skredmasser. Videre har topografien hovedsakelig en ru og oppstykket karakter, noe som øker stabiliteten.
- Menneskelige inngrep har en negativ påvirkning på stabiliteten gjennom å ha endret den naturlige dreneringen i studieområdet. Følgelig har vann blitt ledet til områder uten naturlig drensveg og «erosjonshud».
- Samtlige stikkrenner i studieområdet er underdimensjonert for avrenningsforhold med returperioder på 5 år, og bør derfor byttes ut med stikkrenner som er dimensjonert for avrenningsforhold med returperioder på minst 25 år.
- Det har verken ut ifra feltkartlegging eller lidar data blitt funnet tegn på tidligere skredaktivitet i studieområdet, hvilket er å anse som positivt med tanke på skredfare i området. Utbygging kan imidlertid skjult tidligere skredhendelser.
- Berggrunnens lagdeling går flere steder parallelt med skråningen, som er uheldig fordi strukturene gir lite støtte til overliggende løsmasser, kan virke som glideplan, kan fungere som et sjikt for oppbygging av porevannstrykk, og reduserer røtters forankringsmuligheter i berggrunnen.
- Kornfordeling i forvittringsmateriale og morene, med leir- og siltinnhold på 12 % for forvittringsmateriale samt henholdsvis 18 % og 30 % for de to moreneprøvene, tilsier at oppbygging av porevannstrykk er mulig.
- Løsmassenes lave rundingsgrad anses å ha en positiv innvirkning på stabiliteten.

Bøyde trestammer og sprekker i løsmassedekket indikerer at det er noe krypbevegelse i skråningen, sannsynligvis grunnet fryse- og tineprosesser. Krypbevegelsen vurderes imidlertid til å kun være av lokal karakter, da skråningen er oppstykket med både flater og brattere områder. Teoretiske terskelverdier mht. nedbør for utløsning av jord- og flomskred har blitt overskredet flere ganger uten at skred har blitt utløst. Nedbør alene er dermed trolig ikke tilstrekkelig faktor for utløsning av jord- og flomskred i området. En eventuell skredutløsning vil trolig være knyttet til en gradvis reduksjon av skjærstyrke heller enn ekstreme nedbørhendelser på skreddagen. Dette kan endres i fremtiden som følge av klimaendringer.

Under de rådende forhold vurderes det som lite sannsynlig at det utløses jord- og flomskred som vil kunne gi alvorlige skader på eksisterende bebyggelse og infrastruktur. Skråningens oppstykkede karakter og de begrensede mengder løsmasser i området har en svært gunstig effekt på stabiliteten på generell basis. Det kan likevel ikke utelukkes at mindre, lokale utglidninger kan skje, eksempelvis i forbindelse med «vann på avveie», som følge av tette stikkrenner som i utgangspunktet også er underdimensjonerte. Siden nedbørfelt til stikkrenner er relativt små, kreves høyere helningsvinkler for utløsning av jordskred sammenlignet med større nedbørfelt. Dersom det skulle skje endringer i de rådende forhold, eksempelvis avskoging eller økt nedbør, vil situasjonen kunne bli annerledes. Regulering av fremtidig arealbruk i området anbefales derfor som et forebyggende tiltak.

Steinsprang

Bergmassen kategoriseres til å være av middels kvalitet, samtidig som tre tydelige sprekkeplan muliggjør utløsning av steinsprang i studieområdet. Ett sprekkeplan går parallelt med skråningen, og dette har resultert i utfall av blokker med størrelse over én m³ i undersøkt blotning i vegskjæring. Sannsynligheten for utfall er størst i forbindelse med fryse- og tineprosesser om våren og høsten grunnet frostsprengning. Dersom eventuelle blokker transporteres forbi vegen kan de treffe jernbanen nedenfor. Spredt bolting, installasjon av steinsprangnett og/eller utvidelse av grøft kan være hensiktsmessige sikringstiltak for å hindre steinsprang mot veg og jernbane. Behovet for installasjon av sikring må vurderes av Jernbaneverket eller øvrig myndighet. Som følge av et svært kontinuerlig løsmasse- og vegetasjonsdekke er det ikke observert andre lokaliteter som anses å være like utsatt for utløsning av steinsprang. Det kan imidlertid ikke utelukkes at slike finnes.

Snøskred

Terrenget i studieområdet er flere steder bratt nok til at snøskred kan utløses. Vegetasjonen

anses å ha en svært positiv effekt på snøskredfaren i området, der de mest vesentlige forhold vurderes å være:

- Vegetasjonens kronedekning er på over 50-70 %, som skal være tilstrekkelig for å hindre utløsning av snøskred.
- Den tette vegetasjonen har kraftige trestammer som forankrer snødekket.
- Vegetasjonen vil beskytte mot fokksnø, som er det viktigste bidraget til snødekket som går i brudd.
- Den positive strålingsbalansen i skogen vil redusere sannsynligheten for ugunstig overflaterim samt oppbyggende omvandling i snødekket.

Under de rådende forhold anses utløsning av snøskred i studieområdet som lite sannsynlig. Hvis snøskred likevel utløses vil skred i ytterste konsekvens kunne treffe eneboliger, rekkehus og infrastruktur. Dersom studieområdet blir avskoget eller arealbruken endret på andre måter, kan situasjonen bli endret, og vegetasjonens positive effekt på snøskredfaren vil ikke lenger være gjeldende. Avskoging bør derfor ikke utføres i området.

Aktsomhetskart

Frøset ble gitt 2. prioritet for faresonekartlegging i NVEs plan for skredfarekartlegging, rangert etter 41 lokaliteter med 1. prioritet. Basert på de observasjoner og erfaringer som har blitt gjort under arbeidet med denne oppgaven, vurderer forfatter prioriteringen til å være riktig. Det har ikke blitt avdekket noen forhold som tilsier at studieområdet er i umiddelbar fare for jord- og flomskred, snøskred eller steinsprang, og i så måte burde hatt 1. prioritet. Samtidig er det forhold som tilsier at fremtidige skredhendelser er mulig, og sammen med potensielt berørte eneboliger og rekkehus vurderes dette til å være tilstrekkelig til å rangere Frøset høyere enn 3. prioritet. Fjell- og steinscred vurderes som lite aktuelt grunnet mangel på høye, bratte fjellsider i området. Kvikkleirescred vurderes som lite aktuelt grunnet svært begrensede marine avsetninger i området. Det er bare delvis overensstemmelse mellom områder som ble utpekt som skredutsatte på aktsomhetskartet og områder som ble vurdert som skredutsatte under feltarbeidet. Dette understreker viktigheten av at datamodeller for skredfare kontrolleres i felt av kvalifisert personell.

Det må presiseres at de ovennevnte vurderingene er gjort på grunnlag av de rådende forhold i studieområdet da feltarbeidet ble gjennomført. Skredfaren for alle omtalte skredtyper kan endres i fremtiden som følge av eksempelvis menneskelige inngrep og klimaendringer.

7.1 Videre arbeid

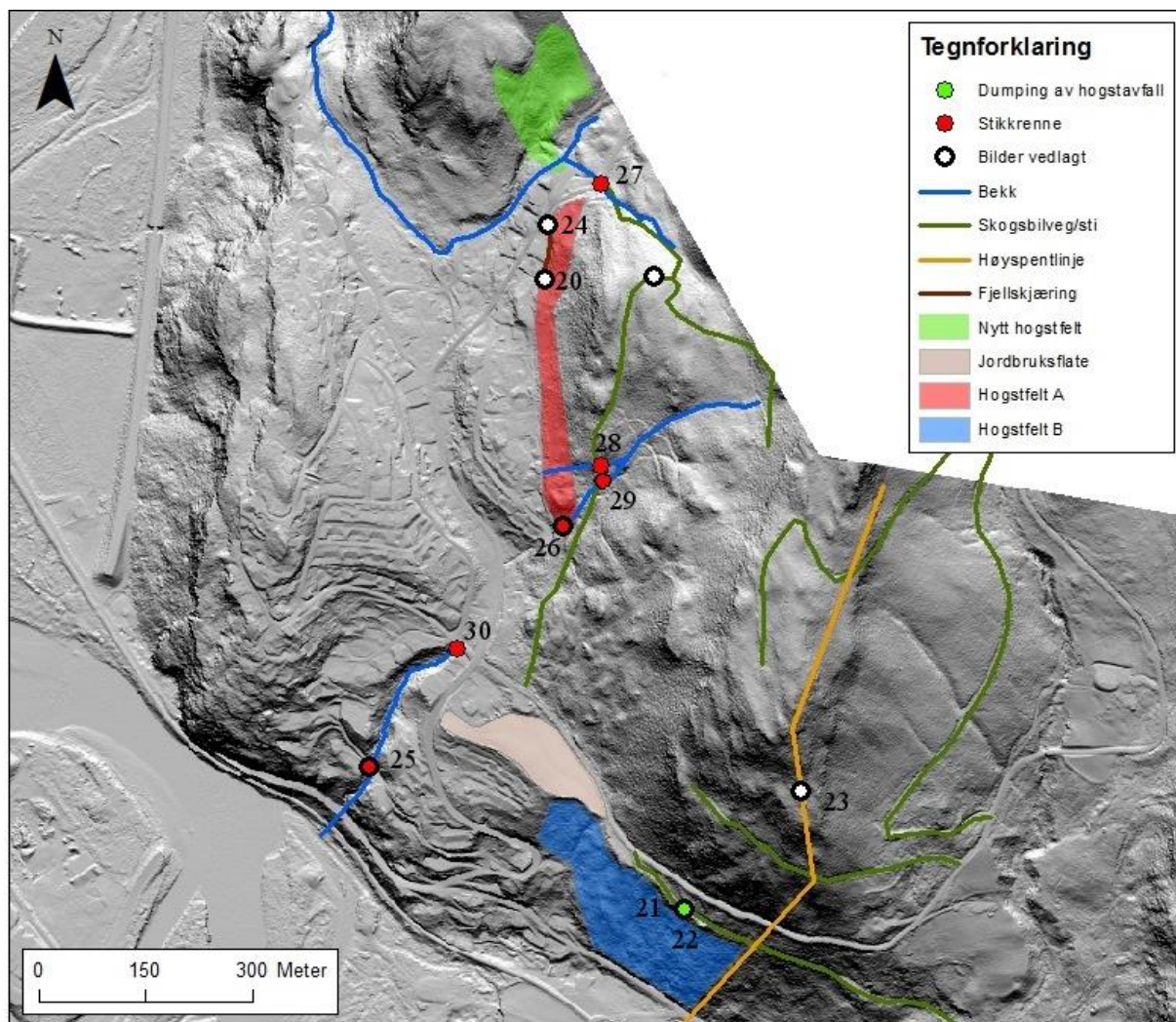
Videre arbeid i studieområdet vil fortrinnsvis være å trekke konkrete faregrenser for skred med tanke på sikkerhetsklassene angitt i Byggeteknisk forskrift TEK 10. Utføring av sikringsarbeid av skredutsatte lokaliteter, særlig i omtalte steinsprangutsatte veiskjæring, kan gjennomføres for å bedre sikkerheten. I tillegg vil utskiftning av stikkrenner, kombinert med en generell utbedring av drenssystemet i området, være hensiktsmessig. For å bedre forståelsen av løsmassenes egenskaper anbefales flere kornfordelingsanalyser, eventuelt i kombinasjon med skjærboksforsøk for å undersøke løsmassenes styrke og friksjonsvinkel.

8 Etterord

18. april ble det gjennomført en ny feltbefaring for å undersøke forholdene i studieområdet etter vinteren. Stikkrenner, skogsbilveger og andre menneskelige inngrep var som under feltarbeidet sommeren 2015. Det ble heller ikke registrert mer sig på trær eller utvidelse av sprekken som sees på figur 5.12. Det ble imidlertid oppdaget et nytt hogstfelt siden forrige feltbefaring 31. oktober, vist på figur 8.1 og med plassering vist på figur 8.2. Eventuelle skred i det nye hogstfeltet anses imidlertid ikke å være en fare for bebyggelse og infrastruktur, siden feltet er lokalisert på nordsiden av en bekkedal i forhold til boligfeltet.



Figur 8.1: Nytt hogstfelt, anlagt etter at feltarbeidet ble ferdigstilt. Bildet er tatt mot nord (Foto: Marte Bakka Stemland, 18.04.2015).



Figur 8.2: Omtrentlig beliggenhet av nytt hogstfelt er angitt med grønt skravert område. Produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland, basert på lidar data fra Statens kartverk (2015b).

9 Referanser

- Abramson, L. W., Lee, T. S., Sharma, S. & Boyce, G. (2002) *Slope Stability and Stabilization Methods*. 2. utg. New York, USA: John Wiley & Sons. 717 s.
- Amaranthus, M. P., Rice, R. M., Barr, N. R. & Ziemer, R. R. (1985) 'Logging and forest roads related to increased debris slides in southwestern Oregon', *Journal of Forestry*, 83, s. 229-233.
- Andersen, F. (2012) *Anleggsteknikk. I: Melbøe, K. A. (red.) Yrkeslære*. 2 utg. Lillestrøm: Byggenæringens Forlag, s. 22-59.
- Askheim, S. (2015) *Trondheimsfeltet*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/Trondheimsfeltet> [Hentet: 25.04.2016].
- Bargel, T., Fergus, Å. T., Devoli, G., Orvedal, K., Peereboom, I., Stalsberg, K., ... & Eilertsen, R. (2011) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport jordskred og flomskred*. NVE rapport 16/2011. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 46 s.
- Bargel, T., Midtun, Y., Rubensdotter, L., Sletten, K., Taurisano, A., Wasrud, J. & Yugsi, F. (2014) *Skredfarekartlegging i Høyanger kommune*. NVE rapport 60/2014. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 34 s.
- Bargel, T. H. (2014) *Skråningsprosesser 1*. Forelesningsnotater distribuert i TGB4200 Ingeniørgeologi - Løsmasser, videregående kurs ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk. Trondheim: NTNU - Institutt for geologi og bergteknikk.
- Bargel, T. H., Midtun, Y., Ragulina, G., Rubensdotter, L., Sletten, K., Taurisano, A., ... & Yugsi, F. (2015) *Skredfarekartlegging i Høyanger kommune. Teknisk vedlegg*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 24 s.
- 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. 167 s.
- Bell, F. G. (2002) 'The geotechnical properties of some till deposits occurring along the coastal areas of eastern England', *Engineering Geology*, 63, s. 49-68.
- Berg, A., Lunde, T. & Mosevoll, G. (1992) *Flomberegning og kulvertdimensjonering*. STF60 A92101. Trondheim: SINTEF. 89 s.
- Bergan, P. I. & Habbestad, J. (2001) *Verdier i Gaulavassdraget, Melhus kommune i Sør-Trøndelag*. Trondheim: Direktoratet for naturforvaltning. 58 s.
- Bergersen, O. F. & Garnes, K. (1972) 'Ice Movements and Till Stratigraphy in the Gudbrandsdal Area. Preliminary Results', *Norwegian Journal of Geography*, 26 (1-2), s. 1-16.

-
- Bjerketvedt, J., Lileng, J., Kyllø, N. O. & Skjølaas, D. (2013) *Normaler for landbruksveger*. Oslo: Landbruks- og matdepartementet. 84 s.
- Boggs, S. (2010) *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. 4. utg. Upper Saddle River, USA: Pearson Education International. 662 s.
- Boulton, G. S. & Dent, D. L. (1974) 'The nature and rates of post-depositional changes in recently deposited till from south-east Iceland', *Geografiska Annaler*, 56, s. 121-134.
- Boulton, G. S. & Paul, M.A. (1976) 'The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial tills', *Q. Jl Engng Geol.*, 9, s. 159-194.
- Bratberg, E. (2009) *Podsol*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/podsol> [Hentet: 31.03.2016].
- Brattli, B. (2009) *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*. 3. utg. Trondheim: NTNU - Institutt for geologi og bergteknikk. 233 s.
- Brattli, B. (2015) *Kompendium i ingeniørgeologi løsmasser*. 2. utg. Trondheim: NTNU - Institutt for geologi og bergteknikk. 156 s.
- Bromhead, E. N., Hiosseyini, S. & Torii, N. (2012) Soil slope stabilization. I: Clague, J. J. & Stead, D. (red.) *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, s. 252-266.
- Bråthen, S., Husdal, J. & Rekdal, J. (2008) *Samfunnsøkonomisk verdi av rassikring: Noen beregninger knyttet til verdi av å unngå stengte veier*. Rapport 0801. Molde: Møreforskning Molde. 59 s.
- Budetta, P. (2010) 'Rockfall-induced impact force causing a debris flow on a volcanoclastic soil slope: a case study in southern Italy', *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10, s. 1995-2006.
- 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.
- Cambi, M., Certini, G., Neri, F. & Marchi, E. (2014) 'The impact of heavy traffic on forest soils: A review', *Forest Ecology and Management*, 338, s. 124-138.
- Carrigy, M. A. (1970) 'Experiments on the angles of repose of granular materials', *Sedimentology*, 14 (3-4), s. 147-158.
- Carson, M. A. & Petley, D. J. (1970) 'The Existence of Threshold Hillslopes in the Denudation of the Landscape', *Transactions of the Institute of British Geographers*, 49, s. 71-95.
- Chatwin, S. C., Howes, D. E., Schwab, J. W. & Swanston, D. N. (1994) *A Guide for Management of Landslide-Prone Terrain in the Pacific Northwest*. 2. utg. Victoria, Canada: Ministry of Forests. 220 s.
- 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.

- Clague, J. J. & Roberts, N. J. (2012) Landslide hazard and risk. *I*: Clague, J. J. & Stead, D. (red.) *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, s. 1-9.
- Clark, P. U. (1987) 'Subglacial Sediment Dispersal and Till Composition', *Journal of Geology*, 95 (4), s. 527-541.
- Clarke, G. K. C. (1987) 'Subglacial Till: A Physical Framework for Its Properties and Processes', *Journal of Geophysical Research*, 92, s. 9023 - 9036.
- Colleuille, H. & Engen, I. K. (2009) *Utredning om overvåking og varsling av løsmasse- og snøskredfare på regionalt nivå*. NVE dokument 16/2009. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 76 s.
- Crow, P. (2005) *The Influence of Soils and Species on Tree Root Depth*. Edinburgh, UK: Forest Research. 8 s.
- Cruden, D. M. & Varnes, D. J. (1996) Landslide types and processes. *I*: Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Landslides, Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, Special Report 247, s. 247-256.
- Dannevig, P. & Harstveit, K. E. (2013) *Klima i Norge*. Tilgjengelig fra: https://snl.no/Klima_i_Norge [Hentet: 21.10.2015].
- Davis, S. N. & DeWiest, R. J. M. (1966) *Hydrogeology*. New York, USA: John Wiley & Sons. 463 s.
- De Blasio, F. W. (2011) *Introduction to the Physics of Landslides: Lecture Notes on the Dynamics of Mass Wasting*. Dordrecht, Nederland: Springer. 408 s.
- 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. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 120 s.
- Dingman, S. L. (2008) *Physical Hydrology*. Long Grove, USA: Waveland Press. 646 s.
- Direktoratet for byggkvalitet (2016a) *Byggeteknisk forskrift § 7-3. Sikkerhet mot skred*. Tilgjengelig fra: <https://dibk.no/no/byggeregler/TEK10/2/7/7-3/> [Hentet: 03.04.2016].
- Direktoratet for byggkvalitet (2016b) *Byggeteknisk forskrift § 7-1. Generelle krav om sikkerhet mot naturpåkjenninger*. Tilgjengelig fra: <https://dibk.no/no/byggeregler/TEK10/2/7/7-1/> [Hentet: 27.04.2016].
- Domaas, U. & Grimstad, E. (2014) Fjell- og steinskred. *I*: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *Skred: skredfare og sikingstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 45-75.
- Dorren, L. K. (2003) 'A review of rockfall mechanics and modelling approaches', *Progress in Physical Geography*, 27 (1), s. 69-87.

-
- 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.
- Duncan, M. J. (1996) Soil Slope Stability Analysis. I: Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation. Special report 247*. USA: Research Board, National Research Council, s. 337-371.
- Duncan, M. J., Wright, S. G. & Brandon, T. L. (2014) *Soil Strength and Slope Stability*. 2. utg. New Jersey, USA: John Wiley & Sons. 334 s.
- Easterbrook, D. J. (1982) Characteristic Features of Glacial Sediments. I: Scholle, P. A. & Spearing, D. (red.) *Sandstone Depositional Environments*. Oklahoma, USA: The Americal Association of petroleum Geologists, s. 1-10.
- eklima.no. (2015) *eKlima*. Tilgjengelig fra:
http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL [Hentet: 21.10.2015].
- Emdal, A. (2014) *Introduksjon til geoteknikk*. Trondheim: NTNU - Institutt for bygg, anlegg og transport. 191 s.
- Environmental Systems Research Institute (2007a) *How Inverse Distance Weighted (IDW) interpolation works*. Tilgjengelig fra:
[http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=How_Inverse_Distance_Weighted_\(IDW\)_interpolation_works](http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=How_Inverse_Distance_Weighted_(IDW)_interpolation_works) [Hentet: 02.02.2016].
- Environmental Systems Research Institute (2007b) *Calculating slope*. Tilgjengelig fra:
http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=Calculating_slope [Hentet: 05.02.2016].
- Environmental Systems Research Institute (2011a) *How Hillshade works*. Tilgjengelig fra:
<http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/009z000000z2000000.htm> [Hentet: 05.02.2016].
- Environmental Systems Research Institute (2011b) *How Fill Works*. Tilgjengelig fra:
http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/How_Fill_works/009z0000061000000/ [Hentet: 26.02.2016].
- Environmental Systems Research Institute (2015a) *How Flow Direction works*. Tilgjengelig fra: <http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-flow-direction-works.htm> [Hentet: 26.02.2016].
- Environmental Systems Research Institute (2015b) *How Flow Accumulation works*. Tilgjengelig fra: <http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-flow-accumulation-works.htm> [Hentet: 26.02.2016].
- Environmental Systems Research Institute (2016) *What is lidar data?* Tilgjengelig fra: http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/manage-data/las-dataset/what-is-lidar-data-.htm#ESRI_SECTION1_36E127B1F96D406EA9C2F1808D391C02 [Hentet: 04.02.2016].

- Fergus, T., Høydal, Ø. A., Johnsrud, T. E., Sandersen, F. & Schanche, S. (2013) *Skogsveger og skredfare - veileder*. Biri: Skogbrukets kursinstitutt. 36 s.
- Fetter, C. W. (2001) *Applied Hydrogeology*. New Jersey, USA: Prentice Hall. 598 s.
- Fischer, L., Rubensdotter, L. & Stalsberg, K. (2014) *Aktsomhetskart jord- og flomskred: Metodeutvikling og landsdekkende modellering*. NGU Rapport 2014.019. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 72 s.
- Fossen, H., Pedersen, R. B., Bergh, S. & Andersen, A. (2013) En fjellkjede blir til. I: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til*. 2 utg. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, s. 180-233.
- Førland, E. J. (1992) *Manual for beregning av påregnelige ekstreme nedbørverdier*. Rapport nr. 21/92. Oslo: Det Norske Meteorologiske Institutt. 44 s.
- Gabet, E. J. & Dunne, T. (2002) 'Landslides on coastal sage-scrub and grassland hillslopes in a severe El niño winter: The effects of vegetation conversion on a sediment delivery', *Geological Society of America Bulletin*, 114, s. 983-990.
- Garmin (2006) *Garmin GPSmap 60CSx*. Tilgjengelig fra: <http://www8.garmin.com/specs/GPSMAP60CSX0206.pdf> [Hentet: 16.09.2015].
- Gerrard, J. (1994) 'The landslide hazard in the Himalayas: geological control and human action', *Geomorphology*, 10, s. 221-230.
- Google Maps (2015) *Google Maps*. Tilgjengelig fra: <https://www.google.no/maps/@63.4096486,10.3643505,10z?hl=no> [Hentet: 21.10.2015].
- Grinderud, K., Rasmussen, H., Nilsen, S., Lillethun, A., Holten, A. & Sanderud, Ø. (2009) *GIS: The geographic language of our age*. Trondheim: Tapir Academic Press. 212 s.
- Haldorsen, S., Jenssen, P. D., Koler, J. C. & Myhr, E. (1983) 'Some hydraulic properties of Sandy-silty Norwegian Tills', *Acta Geologica Hispanica*, 18 (3-4), s. 191-198.
- Haldorsen, S. & Krüger, J. (1990) 'Till Genesis and Hydrogeological Properties', *Nordic Hydrology*, 21, s. 81-94.
- Hanssen-Bauer, I., Drange, H., Førland, E. J., Roald, L. A., Børsheim, K. Y., Hisdal, H., ... & Åslandsvik, B. (2009) *Klima i Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpasning*. Oslo: Norsk klimasenter. 148 s.
- Heath, R. C. & Trainer, F. W. (1968) *Introduction to ground-water hydrology*. New York, USA: John Wiley and Sons. 284 s.
- Heywood, I., Cornelius, S. & Carver, S. (2011) *An Introduction to Geographical Information Systems*. Essex, England: Pearson Prentice Hall. 446 s.
- Highland, L. M. & Bobrowsky, P. (2008) *The landslide handbook - A guide to understanding landslides*. Virginia, USA: U.S. Geological Survey. 129 s.

-
- Holtz, R. D. & Schuster, R. L. (1996) Stabilization of soil slopes. *I*: Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Landslides: investigation and mitigation*. USA: Transportation Research Board Special Report 247, s. 439-473.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B. & Zimmermann, M. (2013) 'Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale', *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, s. 869-885.
- Horton, R. E. (1933) 'The role of infiltration in the hydrologic cycle', *American Geophysical Union*, 14, s. 446-460.
- Horton, R. E. (1940) 'An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity', *Proceedings of the Soil Science Society of America*, 5, s. 399-417.
- Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2014) 'The Varnes classification of landslide types, an update', *Landslides*, 11, s. 167-194.
- Hyndman, D. W. & Hyndman, D. W. (2011) *Natural hazards & disasters*. 4. utg. California, USA: Brooks/Cole CENGAGE Learning. 555 s.
- Høeg, K. (2014) Skredmekanismer og stabilitetsberegninger. *I*: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 139-164.
- Høydal, Ø. A., Breien, H. & Sandersen, F. (2015) *Skog og skred: Forslag til kriterier for vernskog mot skred*. Oslo: Norges Geotekniske Institutt. 57 s.
- Ibenholt, K., Hansen, V. W. & Skjelvik, J. M. (2014) *Nytte-kostnadsanalyse av en nasjonal høydemodell for NVEs skredarbeid og for kommunene*. Oslo: Vista Analyse AS. 38 s.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007) *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, 2 and 3 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Genève, Sveits: Intergovernmental Panel on Climate Change. 104 s.
- Iversen, T., Benestad, R., Haugen, J., Kirkevåg, A., Sorteberg, A., Debernard, J., ... & Engen-Skaugen, T. (2005) *Norges klima om 100 år - Usikkerheter og risiko*. Tilgjengelig fra: http://regclim.met.no/presse/download/regclim_brosjyre2005.pdf [Hentet: 08.12.2015].
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L. H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, ... & 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.
- Jakob, M. (2005) Debris flow hazard analysis. *I*: Jakob, M & Hungr, O. (red.) *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Chichester, UK: Springer, s. 411-444.
- jordskjelv.no (2016) *Jordskjelv i Norge*. Tilgjengelig fra: <http://jordskjelv.no/jordskjelv/norge.html> [Hentet: 29.01.2016].
- Jørgensen, P. (1977) 'Some properties of Norwegian tills', *Boreas*, 6, s. 149-157.

- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Prestvik, O. (2013) *Norske jordarter*. Tilgjengelig fra: http://www.bioforsk.no/ikbViewer/Content/114780/Norske_jordarter.pdf [Hentet 30.04.2016].
- Koloski, J. W., Swchwarzd, S. D. & Tubbs, D. W. (1989) 'Geotechnical Properties of Geologic Materials', *Washington Division of Geology and Earth Resources Bulletin* 78 (1), s. 19-26.
- Korup, O. (2012) Landslides in the Earth system. I: Clague, J. J. & Stead, D. (red.) *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, s. 10-23.
- Kronholm, K., Jaedicke, C., Sletten, K. & Stalsberg, K. (2007) Endring i hyppighet av skred: Vil faren for ulike typer skred øke? I: Førland, E. J., Amundsen, H. & Hovelsrud, G. K. (red.) *Utviklingen av naturulykker som følge av klimaendringer: Utredning på oppdrag fra Statens Landbruksforvaltning*. CICERO rapport 2007:03. Oslo: CICERO Senter for klimaforskning, s. 33-46.
- Kronholm, K. & Stalsberg, K. (2009) 'Klimaendringer gir endringer i skredhyppigheten', *KLIMA*, 3, s. 34-36.
- Langåker, M. Ø. (2014) *Joberget tunnel – Engineering geological aspects of soil tunneling based on Pipe Umbrella method*. Prosjektoppgave. Trondheim: NTNU - Institutt for geologi og bergteknikk. 50 s.
- Lee, F. H., Kwang, W. L., Lee, S. L. (1988) 'Tension crack development in soil', *Journal of Geotechnical Engineering*, 114 (8), s. 915-929.
- Lied, K. & Bakkehoi, S. (1980) 'Empirical calculations of snow-avalanche run-out distance based on topographic parameters', *Journal of Glaciology*, 26 (94), s. 165-177.
- Lied, K. (2014a) Snøskred. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 13-44.
- Lied, K. (2014b) Kartlegging av skredfare og flodbølger. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 221-226.
- Lied, K. (2014c) Lovregler i forbindelse med skredfare. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 227-233.
- Lund, M. R. (2013) *En studie av skredaktiviteten i Arnegårdslia, Nes kommune, Hallingdal*. Masteroppgave. Oslo: UiO - Institutt for geofag. 72s.
- Lundmark, J. E. (1986) *Skogmarkens ekologi: standorpassat skogsbruk. Del 1 - grunder*. Jönköping, Sverige: Skogsstyrelsen. 158 s.
- Malvern Instruments Ltd. (2016) *Mastersizer 3000: Smarter Particle Sizing*. Tilgjengelig fra: <http://www.malvern.com/Assets/MRK1872.pdf> [Hentet: 06.04.2016].

-
- Marshak, S. (2005) *Earth: portrait of a planet*. 2. utg. New York: Norton. 740 s.
- Meteorologisk Institutt (2010a) *Köppens klimaklassifikasjon*. Tilgjengelig fra: https://metlex.met.no/wiki/K%C3%B6ppens_klimaklassifikasjon [Hentet: 21.10.2015].
- Meteorologisk Institutt (2010b) *Normalperioder*. Tilgjengelig fra: <https://metlex.met.no/wiki/Normalperioder> [Hentet: 03.12.2015].
- Meteorologisk Institutt (2015a) *Hva er klima?* Tilgjengelig fra: http://met.no/Klima/Hva_er_klima/ [Hentet: 03.12.2015].
- Meteorologisk Institutt (2015b) *Klima*. Tilgjengelig fra: http://met.no/Klima/Hva_er_klima/ [Hentet: 03.12.2015].
- 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.
- Montgomery, D. R., Dietrich, W. E., Torres, R., Anderson, S. P., Heffner, J. T. & Loague, K. (1997) 'Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall', *Water Resources Research*, 33 (1), s. 91-109.
- Morgan, R. P. C. & Rickson, R. J. (1995) *Slope stabilization and erosion control: a bioengineering approach*. London, UK: E & FN Spon. 274 s.
- Neeb, P. R. (1992) *Byggeråstoffer: kartlegging, undersøkelse og bruk*. Trondheim: Tapir. 374 s.
- Nelson, S. A. (2013) *Slope Stability, Triggering Events, Mass Movement Hazards*. Tilgjengelig fra: http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/slopestability.htm [Hentet: 16.10.2015].
- Norem, H. (2011) *Veger og snøskred: Håndbok om sikring mot snøskred - Høringsutgave*. Oslo: Vegdirektoratet. 94 s.
- Norem, H. & Sandersen, F. (2014) *Flom- og sørpeskred: veiledning. Statens Vegvesen Håndbok VI39*. Oslo: Vegdirektoratet. 103 s.
- Norge i bilder (2016) *Norge i bilder*. Tilgjengelig fra: <http://norgeibilder.no/?zoom=13&lat=6990601.75391&lon=566642.08203&srs=EPSG:32632> [Hentet: 22.01.2016].
- Norge i 3D (2016) *Nettbasert karttjeneste i 3D*. Tilgjengelig fra: <http://www.norgei3d.no/> [Hentet: 15.01.2016].
- Norges geologiske undersøkelse (2002) *Leirras, sett fra en geologisk og geoteknisk synsvinkel*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 18 s.
- Norges geologiske undersøkelse (2015) *Datasett og nedlasting*. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlasting> [Hentet: 21.10.2015].

- Norges geologiske undersøkelse (2016) *Hva er grunnvann?* Tilgjengelig fra: http://www.grunnvanninorge.no/grunnvann_hva_er.php [Hentet: 12.04.2016].
- Norges Geotekniske Institutt (2015) *Bruk av Q-systemet*. Oslo: Norges Geotekniske Institutt. 54 s.
- Norges vassdrags- og energidirektorat (2013a) *Forebygging av skredfare i Norge: Jordskred og flomskred*. Tilgjengelig fra: http://www.naturfare.no/_attachment/506973/binary/819611 [Hentet: 26.10.2015].
- Norges vassdrags- og energidirektorat (2013b) *Fakta: Jordskred og flomskred*. Tilgjengelig fra: <http://varsom.no/Global/Faktaark/Fakta%205-13%20Jord%20og%20flom.pdf> [Hentet: 28.10.2015].
- Norges vassdrags- og energidirektorat (2013c) *Fakta: Hva er sørpeskred?* Tilgjengelig fra: <http://varsom.no/Global/Faktaark/Fakta%206-13%20s%C3%B8rpeskred.pdf> [Hentet 04.05.2016].
- Norges vassdrags- og energidirektorat (2015a) *Snøskred*. Tilgjengelig fra: <http://www.nve.no/no/Flom-og-skred/Fakta-om-skred/Snoskred/> [Hentet: 11.12.2015].
- Norges vassdrags- og energidirektorat (2015b) *NEVINA Brukerveiledning*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 17 s.
- Norges vassdrags- og energidirektorat (2016a) *Nedlasting av fagdata fra NVE*. Tilgjengelig fra: <http://nedlasting.nve.no/gis/> [Hentet: 30.01.2016].
- Norges vassdrags- og energidirektorat (2016b) *NEVINA*. Tilgjengelig fra: <http://nevina.nve.no/> [Hentet: 26.02.2016].
- Norris, J. E., Stokes, A. & Mickovski, S. B. (2008) *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Dordrecht, Nederland: Springer. 291 s.
- Norsk institutt for bioøkonomi (2008) *Treslag i Norge*. Tilgjengelig fra: <http://www.skogoglandskap.no/artikler/2008/SkogtreiNorge/newsitem> [Hentet 23.04.2016].
- Norsk institutt for bioøkonomi (2015) *SAT-SKOG*. Tilgjengelig fra: http://kilden.skogoglandskap.no/?topic=arealinformasjon&X=7334000.00&Y=400000.00&zoom=0&lang=nb&bgLayer=graatone_cache&layers=skog_sat-skog_dekning&layers_opacity=0.75 [Hentet 10.11.2015].
- Nilsen, B., Lindstrøm, M., Mathiesen, T. K., Holmøy, K. H., Olsson, R. & Palmstrøm, A. (2011) *Eurokode 7 Geoteknisk prosjektering - Veileder*. Oslo: Norsk Bergmekanikkgruppe. 31 s.
- Oftedahl, C. (1977) *Glacial clay basins in Trondheimsfjorden*. Trondheim: Institutt for kontinentalsokkelundersøkelser. 17 s.
- Olje- og Energidepartementet (2012) *Melding til Stortinget 15: Hvordan leve med farene?* Oslo: Olje- og Energidepartementet. 73 s.

-
- O'Loughlin, C. L. & Pearce, A. J. (1976) 'Influence of Cenozoic geology on mass movement and sediment yield response to forest removal, North Westland, New Zealand', *Bulletin of International Association of Engineers and Geologists*, 14, s. 41-46.
- Olsen, L., Sveian, H., Ottesen, D. & Rise, L. (2013) Quaternary glacial, interglacial and interstadial deposits of Norway and adjacent onshore and offshore areas. I: Olsen, L., Fredin, O. & Olesen, O. (red.) *Quaternary Geology of Norway, Geological Survey of Norway Special Publication, 13*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, s. 79-144.
- Picarelli, L., Leroueil, S., Olivardes, L., Pagano, L., Tomassi, P. & Urciuoli, G. (2012) Groundwater in slopes. I: Clague, J. J. & Stead, D. (red.) *Landslides: Types, Mechanisms and Modelling*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, s. 235-251.
- Powrie, W. (2004) *Soil Mechanics: Concepts and Applications*. 2. utg. Oxon, USA: Spon Press. 675 s.
- Raade, G. (2009) *Regolitt*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/regolitt> [Hentet: 18.11.2015].
- Rahardjo, H., Li, X. W., Toll, D. G. & Leong, E. C. (2001) 'The effect of antecedent rainfall on slope stability', *Geotechnical and Geological Engineering*, 19, s. 371-399.
- Rahman, M. G. F., Talukder, M. D. H. & Rahman, A. H. M. M. (2011) 'Assessment of soil compaction - a project study', *MIST Journal: GALAXY (DHAKA)*, 3, s. 1-13.
- Reite, A. J. (1985) *Støren. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart*. Trondheim: Universitetsforlaget. 25 s.
- Reite, A. J. (1990) *Sør-Trøndelag fylke: kvartærgeologisk kart M 1:250.000: veiledning til kartet*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 53 s.
- Reite, A. J. (1994) 'Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway', *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 426, s. 1-30.
- Reite, A. J., Sveian, H. & Erichsen, E. (1999) *Trondheim fra istid til nåtid - landskapshistorie og løsmasser*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 42 s.
- Reubens, B., Poesen, J., Danjon, F., Geudens, G. & Muys, B. (2007) 'The role of fine and coarse roots in shallow slope stability and soil erosion control with a focus on root system architecture: a review', *Trees*, 21, s. 385-402.
- Rickenmann, D. & Zimmermann, M. (1993) 'The 1987 debris flows in Switzerland: Documentation and Analysis', *Geomorphology*, 8, s. 175-189.
- Rokoengen, K. (1999) *Geologisk utvikling fra Øysand til Størem i Gauldalen, Sør-Trøndelag: Israndavsetninger, havnivåendringer, elveerosjon og ras*. Trondheim: NTNU - Institutt for geologi og bergteknikk. 15 s.
- 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, s. 57-70.

- Rowe, R. K. (2001) *Geotechnical and Geoenvironmental Engineering Handbook*. New York, USA: Springer. 1087 s.
- Rueslåtten, H. G. (1995) Kwartærgeologi. I: Prestvik, T., Johnsen, S. O., Moseid, T. & Rueslåtten, H. (red.) *Videregående geologi*. Stabekk: Vett & Viten. s. 108-139.
- Samferdselsdepartementet (1999) *Handlingsplan for rassikring av reger 1999*. Tilgjengelig fra: <https://www.regjeringen.no/no/dokumenter/handlingsplan-for-rassikring-av-veger-19/id101979/> [Hentet: 03.05.2016].
- Sandersen, F. (1988) *Faktorer som har betydning for utløsning og rekkevidde av flomskred og mulige sikringsmetoder*. NGI rapport 58300-8. Oslo: Norges Geotekniske Institutt. 50 s.
- Sandersen, F., Bakkehoi, S., Hestnes, E. & Lied, K. (1996) *The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability*. NGI rapport 585910-10. Oslo: Norges Geotekniske Institutt. 18 s.
- Sandersen, F. & Kronholm, K. (2011) *Kartlegging av faresoner for skred: Arnadalen, Bergen kommune*. NGI rapport 20100730-00-5-R. Oslo: Norges Geotekniske Institutt. 23 s.
- Sandersen, F. (2014) Løsmasse- og flomskred. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 77-94.
- Schanche, S. (2014) *Sikkerhet mot skred i bratt terreng: Kartlegging av skredfare i arealplanlegging og byggesak*. NVE veileder 8/2014. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 45 s.
- Side, R. C. & Swanston, D. N. (1982) 'Analysis of a small debris slide in coastal Alaska', *Canadian Geotechnical Journal*, 19, s. 167-174.
- Side, R. C. (1985) *Hillslope stability and land use. Water Resources Monograph Series 11*. Washington, USA: American Geophysical Union. 140 s.
- Side, R. (2005) Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows. I: Jakob, M & Hungr, O. (red.) *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Chichester, UK: Springer, s. 387-410.
- Side, R. C. & Ochiai, H. (2006) *Landslides: Processes, Prediction and Land Use*. Washington D.C., USA: American Geophysical Union. 312 s.
- Skermer, N. (1989) *Landslides and Human Lives*. Vancouver, Canada: BiTech Publishers, 195 s.
- Skullerud, E. & Jæger, Ø. (1993) *Grunnvannsundersøkelser i Steinkjer kommune. Oppfølging av GiN prosjektet i Nord-Trøndelag fylke*. NGU rapport 93.040. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 108 s.
- Sletten, K., Solheim, A., Blikra, L. H., Jaedicke, C., Sorteberg, A., Stalsberg, K. & Aaheim, A. (2009) *Endringer i klima og skredfare de neste 50 år*. Tilgjengelig fra: http://www.geoextreme.no/files/PDF/GeoExtreme_folder.pdf [Hentet: 15.09.2015].

-
- Smith, G. N. & Smith, I. G. N. (1998) *Elements of soil mechanics*. 7. utg. Oxford, UK: Blackwell Science. 494 s.
- Spjeldnæs, N. & Bryhni, I. (2015) *Vulkan - geologi*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/vulkan%2Fgeologi> [Hentet: 28.10.2015].
- Stark, N., Hay, A. E., Cheel, R. & Lake, C. B. (2014) 'The impact of particle shape on the angle of internal friction and the implications for sediment dynamics at a steep, mixed sand-gravel beach', *Earth Surf. Dynam.*, 2, s. 469-480.
- Statens kartverk (2007) *Topografisk norgeskart 2*. Hønefoss: Statens kartverk.
- Statens kartverk (2015a) *Prosjektområder og status 2015*. Tilgjengelig fra: <http://kartverket.no/Prosjekter/Nasjonaldetaljert-hoydemodell/Prosjekter-2015/> [Hentet: 04.02.2016].
- Statens kartverk (2015b) *Lidar data over Midtre Gauldal, Melhus, Klæbu, Selbu, Stjørdal og Levanger*. Statens kartverk.
- Statens kartverk (2016a) *Nasjonaldetaljert høydemodell*. Tilgjengelig fra: <http://kartverket.no/Prosjekter/Nasjonaldetaljert-hoydemodell/> [Hentet: 05.02.2016].
- Statens kartverk (2016b) *Norgeskart*. Tilgjengelig fra: <http://www.norgeskart.no/#5/270799/7040320>
- Statens vegvesen (2014a) *Håndbok R210 laboratorieundersøkelser*. Oslo: Statens vegvesen. 416 s.
- Statens vegvesen (2014b) *Håndbok N200 Vegbygging*. Oslo: Statens vegvesen. 524 s.
- Steinius, S., Glad, P. A., Wang, T. K. & Væringstad, T. (2015) *Veileder for flomberegninger i små uregulerte felt*. NVE veileder 7/2015. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 107 s.
- Sulebak, J. R. (2007) *Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema*. Bergen: Fagbokforlaget. 391 s.
- Sun, D., Bloenendal, J., Rea, D. K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z. & Su, R. (2002) 'Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components', *Sedimentary Geology*, 152, s. 263-277.
- Swanston, D. N. & Swanston, F. J. (1976) Timber harvesting, mass erosion, and steepland forest geomorphology in the Pacific Northwest. I: Coates, D. R. (red.) *Geomorphology and engineering*. Stroudsburg, USA: Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., s. 199-221.
- Takahashi, T. (2007) *Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures*. 2. utg. London, UK: CRC Press. 551 s.
- Tarback, E. J. & Lutgens, F. K. (2003) *Earth science*. 10. utg. New Jersey, USA: Prentice Hall. 686 s.

- Taurisano, A. & Øydvin, E. K. (2011) *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport snøskred og sørpeskred*. NVE rapport 18/2011. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 27 s.
- Terzaghi, K. (1950) Mechanism of landslides. I: Paige, S. (red.) *Application of Geology to Engineering Practice (Berkley Volume)*. New York, USA: Geological Society of America, s. 83-123.
- Terzaghi, K., Peck, R. B. & Mesri, G. (1996) *Soil mechanics in engineering practice*. 3. utg. New York, USA: Wiley. 549 s.
- Tesaker, E. & Hoseth, K. A. (2010) Kulverter. I: Sæterbø, E., Syvertsen, L. & Tesaker, E. (red.) *Vassdraghåndboka*. Trondheim: Tapir Akademiske Forlag, s. 381-421.
- Thoresen, M. K. (2000) *Kvartærgeologisk kart over Norge. Tema: Jordarter. Veiledning til kartet*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 64 s.
- Tsaparas, I., Rahardjo, H., Toll, D. G. & Leong, E. C. (2002) 'Controlling parameters for rainfall-induced landslides', *Computers and Geotechnics*, 29 (1), s. 1-27.
- Varnes, D. J. (1954) Landslide types and processes. I: Eckel, E. B. (red.) *Landslides and engineering practice*. Washington D.C., USA: National Academy of Sciences, s. 20-47.
- Varnes, D. J. (1978) Slope movement types and processes. I: Schuster, R. L. & Krizek, R. J. (red.) *Landslides, analysis and control, special report 176*. Washington D.C., USA: Transportation research board, National Academy of Sciences, s. 11-33.
- varsom.no (2013) *Flaumskred*. Tilgjengelig fra:
<http://www.varsom.no/Jordskred/Jordskredtyper---arsak-og-forklaring/Flaumskred/>
[Hentet: 29.01.2016].
- Vucelic, Z., Spurin, J. & Viztin, G. (2004) 'Pore Pressure', *Materials and Geoenvironment*, 51 (4), s. 2117-2125.
- Walberg, N. A., K. & Devoli, G. (2014) *Regional varsling av jordskredfare: Analyse av historiske jordskred, flomskred og sørpeskred i Gudbrandsdalen og Ottadalen*. NVE rapport 44/2014. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 63 s.
- Wang, G. & Sassa, K. (2001) 'Factors affecting rainfall-induced flowslides in laboratory flume tests', *Geotechnique*, 51 (7), s. 587-599.
- Wiig, T., Lyche, E., Helle, T.E., Hansen, L., Solberg, I.L., L'Heureux, J.S. & Eilertsen, E. (2011) *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport kvikkleireskred*. NVE rapport 17/2011. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 102 s.
- Wolff, F. C. (1979) *Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kart Trondheim og Østersund*. Oslo: Universitetsforlaget. 76 s.
- Wolff, M., Isaksen, K., Brækkan, R., Alfnes, E., Øverleir, A. P. & Ruud, E. (2013) 'Measurements of wind-induced loss of soil precipitation: description of a Norwegian field study', *Hydrology Research*, 44, s. 35-43.

-
- Wu, T. H., McKinnel, W. P. & Swanston, D. N. (1979) 'Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska', *Canadian Geotechnical Journal*, 16, s. 19-33.
- Wu, T. H. (1995) Slope Stabilization. I: Morgan, R. P. C. (red.) *Slope Stabilization and Erosion Control: A Bioengineering Approach*. London, UK: E & FN Spon, s. 221-264.
- Wyllie, D. C. & Mah, C. W. (2004) *Rock Slope Engineering*. 4. utg. New York, USA: Spon Press. 431 s.
- Øydvin, E. K., Devoli, G., Bargel, T. H., Wiig, T., Taurisano, A., Berg, ... & Stalsberg, K. (2011) *Plan for skredfarekartlegging: Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi*. NVE rapport 14/2011. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. 86 s.

Vedlegg A: Koordinater til lokaliteter

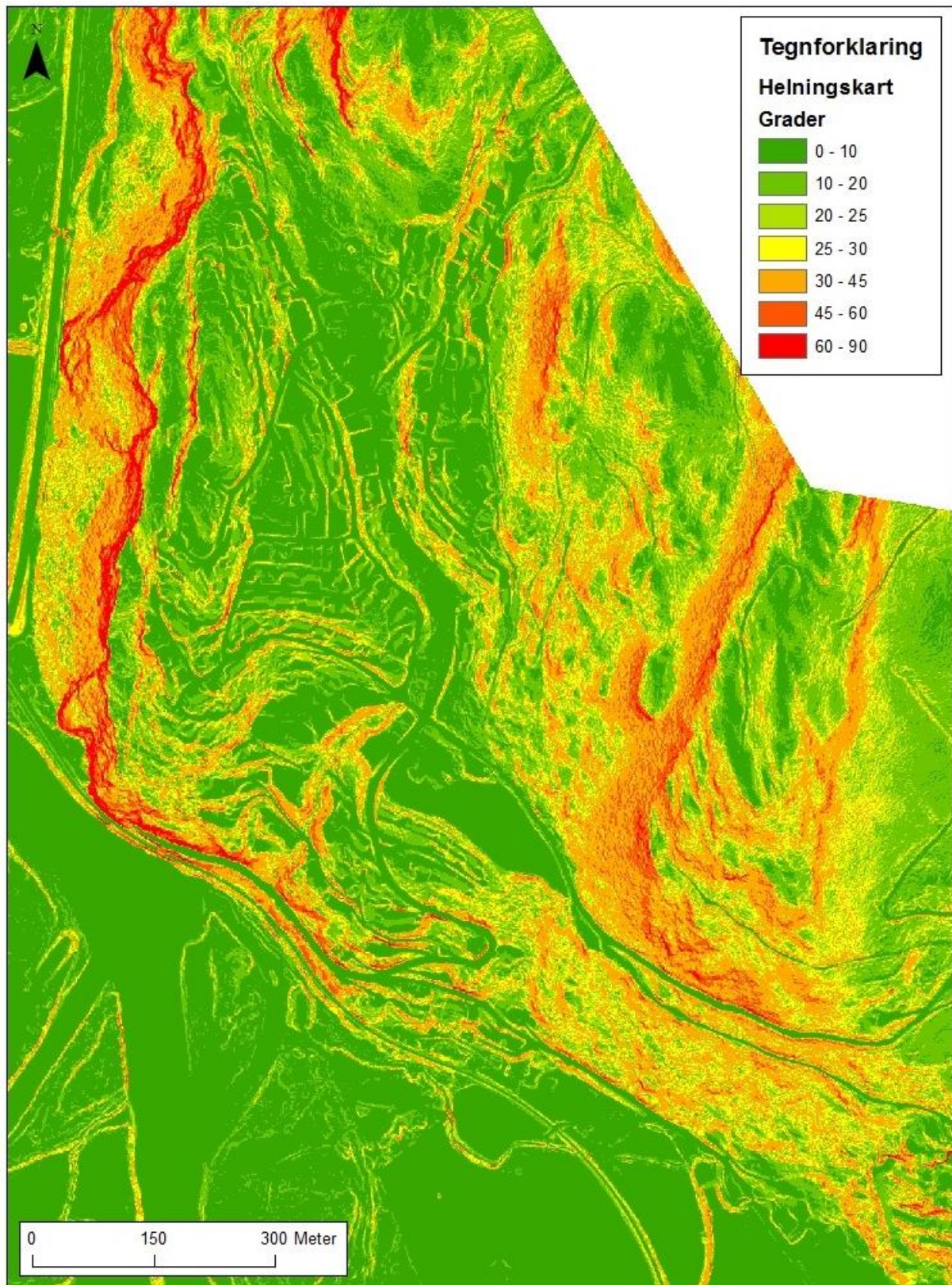
Vedlegg A inneholder koordinater til omtalte lokaliteter.

Tabell A.1: Beliggenhet av omtalte lokaliteter samt alle forhold som er inkludert på kartene i oppgaven.

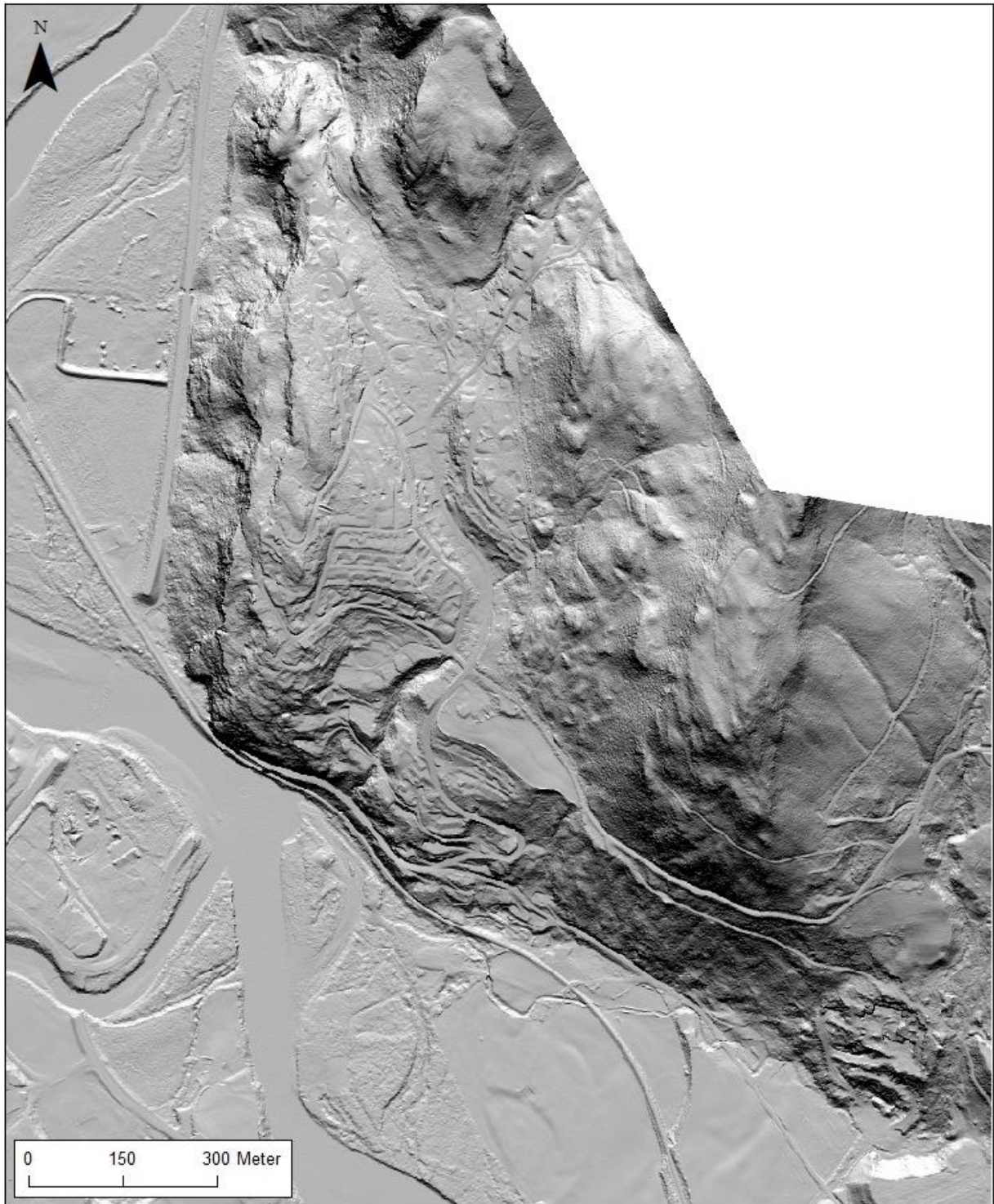
Nr.	Figur	Beskrivelse	Koordinater	
			X	Y
1	5.1	Oversiktsbilde	566757	6989568
2	5.3	Rotvelter	566601	6990864
3		Rotvelt	566601	6990864
4		Rotvelt	566730	6991042
5		Rotvelt	566734	6991015
6		Rotvelt	566728	6990996
7		Rotvelt	566586	6990065
8		Rotvelt	566312	6990810
9	5.4	Bøyde trestammer	566332	6990957
10	5.6a	Rennende vann	566479	6990771
11	5.6b	Stillestående vann	566387	6991041
12	5.7a	Erosjon	566339	6990690
13	5.7b	Vann følger unaturlige dreinsveger	566344	6990676
14	5.8	Vann krysser skogsbilveg	566459	6990982
15		Prøve 15	566477	6991272
16	5.10	Prøve 16, profil i morene	566368	6991136
17	5.11	Prøve 17, profil i forvittringsmateriale	566605	6990048
18	5.12	Sprekk	566335	6990958
19	5.13	Fyllitt/glimmerskifer	566570	6990067
20	5.15	Hogstfelt A	566263	6990956
21	5.16	Hogstfelt B	566452	6990076
22	5.17	Hogstavfall	566452	6990076
23	5.18	Høyspentlinje, avskoging	566619	6990243
24	5.19	Fjellskjæring	566266	6991034
25	5.20	Stikkrenne	566018	6990275
26	5.21	Stikkrenne	566288	6990614
27		Stikkrenne	566342	6991090
28		Stikkrenne	566342	6990696
29		Stikkrenne	566344	6990675
30		Stikkrenne utløp	566140	6990439

Vedlegg B: Kart

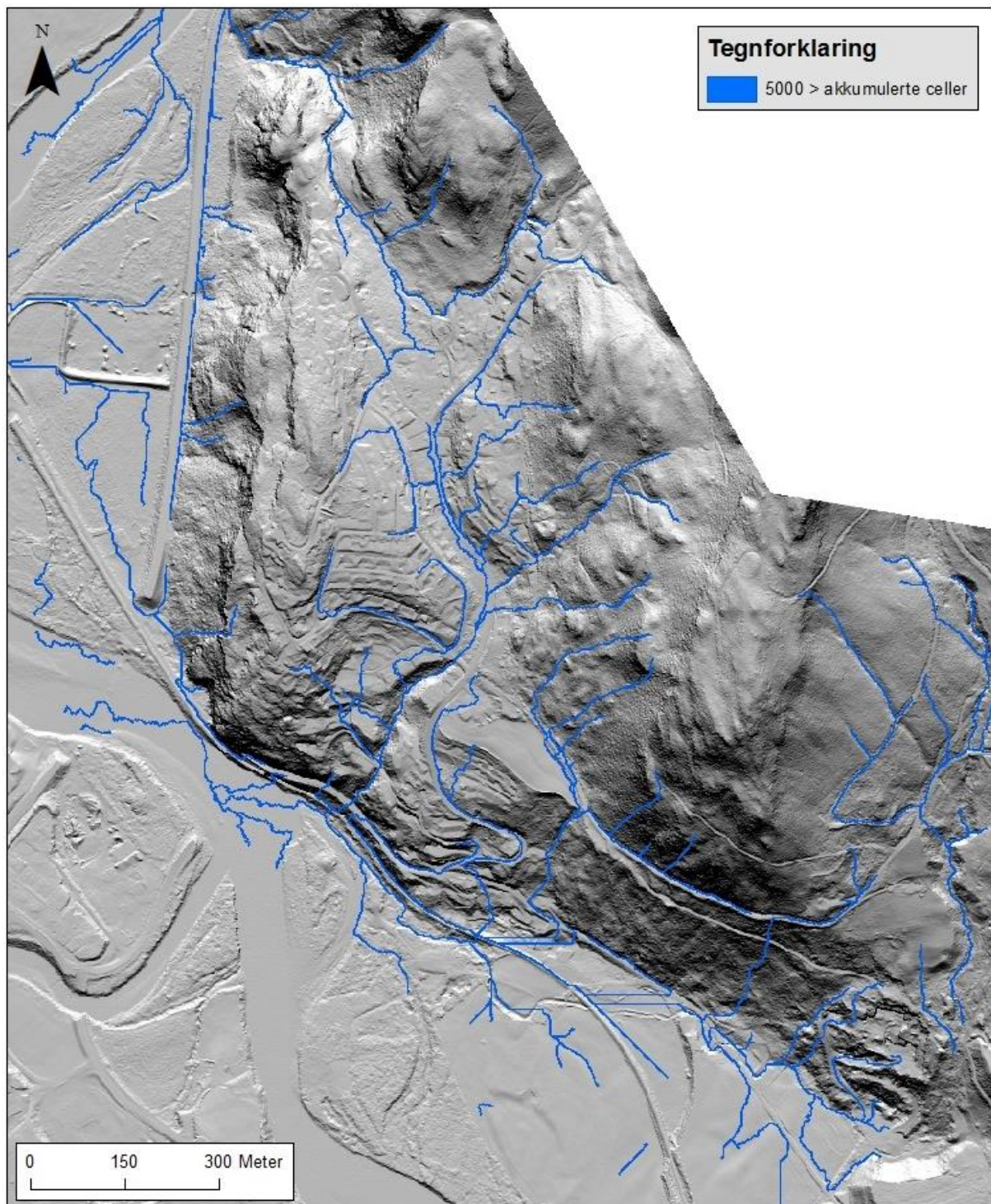
Vedlegg B inneholder flere typer kart fremstilt i ArcGis.



Figur B.1: Terrenghelning til studieområdet på Frøset. Hvite områder er områder uten lidar data. Produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland. Basert på lidar data fra Statens kartverk (2015b).



Figur B.2: Skyggerelieffkart over studieområdet. Hvite områder representerer områder uten tilgjengelig lidar data. Produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland. Basert på lidar data fra Statens kartverk (2015b).



Figur B.3: Modellerte vannveger i studieområdet på Frøset. Produsert i ArcGis av Marte Bakka Stemland. Basert på lidar data fra Statens kartverk (2015b).

Vedlegg C: Data fra kornfordelingsanalyser

Vedlegg C inneholder rådata fra tørrsikting og finstoffanalyse som ligger til grunn for kornfordelingsanalysene.

Tabell C.1: Rådata fra tørrsikting av materiale $\geq 63 \mu\text{m}$ (sand og grus).

Kornstørrelse (mm)	Akkumulert % av hele prøven		
	Prøve 15	Prøve 16	Prøve 17
32	100	100	100
16	97,1777609	92,2838512	100
8	90,9224664	84,0926189	97,3722628
4	82,2729502	75,0383182	83,7539103
2	72,9858665	65,8216972	71,4077164
1	64,8078106	57,8694967	65,0239833
0,5	56,5592151	49,4875235	60,2273201
0,25	48,7088275	40,7572377	51,5307612
0,125	40,1644202	28,8696672	38,725756
0,063	30,311615	14,9540186	12,0521376

Tabell C.2: Rådata fra finstoffanalyse ved laserdiffraksjon av materiale $< 63 \mu\text{m}$ (silt og leir). Merk at tabellen går over to sider.

Prøve 15		Prøve 16		Prøve 17	
Kornstørrelse (μm)	Akkumulert % av prøve på 8 gram	Kornstørrelse (μm)	Akkumulert % av prøve på 8 gram	Kornstørrelse (μm)	Akkumulert % av prøve på 8 gram
665,79296	100	126,651504	100	586,001217	100
586,001217	99,9973369	111,472996	99,9985019	515,77209	99,997151
515,77209	99,8734783	98,1135505	99,4682842	453,95955	99,8609321
453,95955	99,6727087	86,3551636	97,6707142	399,554914	99,5950444
399,554914	99,4159738	76,0059569	94,6002165	351,670385	99,210911
351,670385	99,1351922	66,8970475	90,0960457	309,524561	98,7557173
309,524561	98,8652436	58,8797924	84,1740939	272,42969	98,2992393
272,42969	98,6368255	51,8233627	77,0336167	239,780441	97,9122672
239,780441	98,4699293	45,6126085	69,0232689	211,044032	97,6447123
211,044032	98,3729055	40,1461801	60,5830373	185,751528	97,5120246
185,751528	98,3709909	35,3348741	52,1751675	163,490196	97,5094999
163,490196	98,3709909	31,1001775	44,2181748	143,896766	97,5068526
143,896766	98,3709909	27,3729868	37,0348422	126,651504	97,3070089
126,651504	98,3681161	24,09248	30,8221889	111,472996	96,73563
111,472996	98,1635867	21,2051245	25,6468488	98,1135505	95,5673484
98,1135505	97,6751502	18,6638032	21,4630647	86,3551636	93,5905101
86,3551636	96,76496	16,4270457	18,1454984	76,0059569	90,647162

76,0059569	95,3007696	14,4583517	15,5273624	66,8970475	86,6654571
66,8970475	93,1795145	12,7255952	13,4354563	58,8797924	81,6798689
58,8797924	90,3434261	11,2005004	11,7161469	51,8233627	75,8323273
51,8233627	86,7880171	9,85818001	10,2508069	45,6126085	69,3533938
45,6126085	82,5615463	8,6767296	8,95855478	40,1461801	62,5298887
40,1461801	77,7604178	7,63686974	7,79341586	35,3348741	55,6666943
35,3348741	72,5214605	6,72163155	6,73460253	31,1001775	49,0484202
31,1001775	67,0090272	5,91607978	5,77466297	27,3729868	42,9060488
27,3729868	61,3962798	5,20706911	4,91261303	24,09248	37,3939845
24,09248	55,8435395	4,58302959	4,14751213	21,2051245	32,5818446
21,2051245	50,4796693	4,03377789	3,47241202	18,6638032	28,461504
18,6638032	45,3917244	3,55035108	2,87433854	16,4270457	24,9657257
16,4270457	40,624471	3,1248604	2,34075395	14,4583517	21,9926225
14,4583517	36,1881602	2,75036251	1,86569528	12,7255952	19,4300976
12,7255952	32,0709969	2,4207462	1,45054395	11,2005004	17,1754337
11,2005004	28,2520744	2,13063265	1,10042447	9,85818001	15,148226
9,85818001	24,7121633	1,87528767	0,81892406	8,6767296	13,2938867
8,6767296	21,4385323	1,65054442	0,60163693	7,63686974	11,5831637
7,63686974	18,4276321	1,45273546	0,43451468	6,72163155	10,0054704
6,72163155	15,6822782	1,27863285	0,29955731	5,91607978	8,55948483
5,91607978	13,2053783	1,12539551	0,18315115	5,20706911	7,24861556
5,20706911	10,9989431	0,99052284	0,08159936	4,58302959	6,07543599
4,58302959	9,060245	0,87181395	0,00095583	4,03377789	5,0339573
4,03377789	7,37211448	0,76733169	0	3,55035108	4,10831977
3,55035108	5,90077039			3,1248604	3,28140412
3,1248604	4,60924362			2,75036251	2,54472467
2,75036251	3,4742044			2,4207462	1,9018476
2,4207462	2,49392911			2,13063265	1,36423704
2,13063265	1,68330451			1,87528767	0,9418996
1,87528767	1,05823953			1,65054442	0,63224284
1,65054442	0,6171663			1,45273546	0,41649196
1,45273546	0,33365615			1,27863285	0,26639698
1,27863285	0,164313			1,12539551	0,15544062
1,12539551	0,06391197			0,99052284	0,06776139
0,99052284	0,00070739			0,87181395	0,00078477
0,87181395	0			0,76733169	0

Vedlegg D: Vær- og nedbørdata

Vedlegg D inneholder vær- og nedbørdata som ligger til grunnlag for figur 4.6.

Tabell D.1: Månedsnormaler i perioden 1961-1990 for målestasjon 67260 Støren II i perioden 1961-1990 (eklima.no, 2015).

Måned	Nedbør (mm)	Temperatur (°C)
Januar	67	-7,5
Februar	56	-6,5
Mars	61	-2,5
April	50	2
Mai	50	8,8
Juni	72	12
Juli	95	13,5
August	78	13
September	103	9
Oktober	88	4,5
November	79	-2,5
Desember	86	-5
Årsnedbør		885 mm

Vedlegg E: Tversnittareal av stikkrenner

Vedlegg E inneholder tabell for bestemmelse av tversnittareal av stikkrenner. Opprinnelig versjon har tabellen lav oppløsning, derfor har også denne utgaven av tabellen lav oppløsning.

Tabell E.1: Bestemmelse av tversnittareal av stikkrenner ut ifra stikkrenners fall og målt indre diameter. Modifisert etter Fergus et al. (2013).

Fall Q/00	DV100	DV150	DV200	DV250	DV300	DV400	DV500	DV600	Nominell diameter
	102	150	202	253	302	402	500	600	Målt innerdiameter
1,0	2,3	6,5	14,5	26	42	90	165	260	Ca. 1 m/s
1,5	2,7	7,6	18,0	32	50	112	200	330	
2,0	3,8	9,5	21,0	38	62	130	240	380	
2,5	4,0	11,0	24,0	44	70	150	265	440	
3,0	4,3	12,0	26,0	49	77	165	300	465	
3,5	4,6	13,0	29,0	52	85	180	320	520	
4,0	5,0	14,0	31,0	56	90	195	350	560	Ca. 2 m/s
4,5	5,3	15,0	33,5	60	95	210	370	600	
5,0	5,6	16,0	35,0	64	102	220	395	640	
5,5	6,0	17,0	37,0	67	108	230	410	660	
6,0	6,3	18,0	39,0	70	112	240	435	700	
6,5	6,5	18,5	41,0	74	121	255	450	710	
7,0	6,9	19,0	42,0	76	125	260	460	750	Ca. 3 m/s
8,0	7,3	21,0	46,0	85	131	290	510	800	
9,0	8,0	22,0	48,0	90	140	310	540	850	
10,0	8,5	24,0	51,0	95	150	320	570	900	
15,0	10,0	29,0	65,0	120	185	380	700	1150	
20,0	12,0	34,0	75,0	135	220	470	820	1300	
25,0	14,0	38,0	84,0	150	250	530	950	1500	Ca. 5 m/s
30,0	16,0	43,0	95,0	170	280	590	1080	1650	
35,0	17,0	45,0	100,0	185	300	640	1150	1800	Ca. 6 m/s
40,0	18,0	50,0	110,0	200	320	690	1200	2000	
45,0	19,0	55,0	120,0	220	340	720	1300	2100	
50,0	21,0	58,0	125,0	230	360	770	1380	2200	
60,0	23,0	62,0	140,0	250	400	820	1500	2500	
70,0	25,0	70,0	150,0	280	440	920	1680	2700	
80,0	27,0	73,0	165,0	300	470	1000	1800	2800	
90,0	29,0	80,0	170,0	320	500	1080	1900	3000	
100,0	31,0	85,0	190,0	340	540	1150	2000	3300	
150,0	37,0	100,0	230,0	420	670	1400	2500	4000	
200,0	44,0	120,0	270,0	490	800	1650	3000	4800	

Vannhastighet ved 10° C