

Poretrykksutløste jord- og flomskred

En studie av skredhendelser i Melen i
Forradalen, Stjørdal kommune,
Nord-Trøndelag fylke, desember 2016

Benjamin Trøan

Tekniske geofag

Innlevert: juni 2017

Hovedveileder: Terje Harald Bargel, IGP

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for geovitenskap og petroleum

Sammendrag

Desember 2016 var en måned med mye nedbør og høy temperatur i Trøndelag, og det ble utløst mange skred i regionen. Seks jordskred ble utløst i Forradalen og Stjørdalen 4.-5. desember 2016. Ett av disse ble utløst i Melen, omtrent fem kilometer inn i Forradalen. Skredet ble utløst som jordskred og utviklet seg etter hvert til et flomskred. Forradalen fram til Forradal skole (11 km) ble studert ved gjennomkjøring med bil under feltbefaringen. Skredområdet ved Melen ble studert i detalj.

Studieområdet ved Melen omfatter et areal på om lag 0,1 km². Skråningen er bratt med en helning mellom 30-40°. Løsmassedekket består hovedsakelig av en glasifluvial avsetning med en tykkelse trolig over 10 m. Løsmassene består av forholdsvis sterke korn av gråvakkesandstein, leirskifer og metamorfe bergarter av magmatisk opprinnelse. Kornene er stort sett kubiske og noe rundet. Den finkornete delen av løsmassen er ensgradert med middels til grov sand som dominerende kornstørrelse.

Gjennom grundig teoretisk forarbeid, feltarbeid og laboratoriearbeid er det gjort et forsøk på å identifisere utløsningsårsakene til skredet ved Melen desember 2016. Teoridelen er et bredt studium av skred med fokus på jord- og flomskred og de faktorer som påvirker skråningsstabiliteten. Forventede klimaendringer gir økt sannsynlighet for de fleste av skredtypene, og det er dermed viktig å forstå de prosesser som virker på utløsning av skred og tiltak som kan gjøres for å hindre skredutløsning.

Vanlige utløsningsårsaker for jord- og flomskred er knyttet til poretrykksoppbygging pga. vanninfiltrasjon, erosjon og menneskelige inngrep. Skredet i Melen er sannsynligvis utløst på grunn av store nedbørsmengder og menneskelige inngrep, som har bidratt til poretrykksoppbygging og skredutløsning. Innholdet av finstoff (< 63 µm) er relativt lite. Dette gjør friksjonskraftene til den dominerende resistive kraften. Skråningen er tett vegetert av løvtrær som kan ta opp store mengder vann, men vegetasjon mangler i den eksisterende skredgrova. Store nedbørsmengder i forkant av skredutløsningen mettet grunnen på vann. Da store nedbørsmengder falt 4.-5. desember førte dette til en signifikant poretrykksøkning som utløste skredet. Et dreneringsrør ble observert i overkant av bruddkanten. Tilsvarende dreneringsrør ble funnet over flere skredgroper i samme skråning. Dreneringsrøret har tilført vann og bidratt til oppbygging av poretrykk. Plasseringen av dreneringsrøret har trolig stor betydning for bestemmelsen av hvor skredet initialt ble utløst.

Abstract

December 2016 in Trøndelag (central county, Norway) had higher temperatures and precipitation than normal, and many landslides were triggered. Six debris slides/flows were triggered in Forradalen and Stjørdalen 4.-5. December 2016. One of these was triggered in Melen, about five kilometers into Forradalen. The landslide started as a debris slide and turned progressively into a debris flow. Parts of Forradalen as far as “Forradal skole” (11 km) were studied by regular car stops. The landslide area in Melen was studied in detail.

The study area in Melen cover an area about 0,1 km². The slope in Melen is steep, with an incline between 30-40°. The soil consists mostly of glaciofluvial material with a thickness of probably more than 10 m. The soil material consists of mostly strong grains of greywacke sandstone, clay shale and metamorphic rocks with magmatic origin. The grains are mostly sub-rounded and the shape is cubic. The fine parts of the deposition are ungraded.

Through thorough theoretical preliminary work, field work and laboratory work, it is attempted to identify the factors which triggered the landslide in Melen December 2016. The theory part of this thesis is a wide study on landslides with focus on debris slides- and flows, and the factors affecting the slope stability. The expected climate changes pose a significant threat on future landslide triggering. It is therefore important to understand the processes that affect initiation of landslides and measures to prevent landslide triggering.

Normal triggering reasons for debris slides- and flows are pore pressure increase due to infiltration of water, erosion and human intervention. The landslide in Melen is probably triggered due to a combination of rainfall and human intervention by the process of pore pressure increase. The content of fines (< 63µm) is relatively small. The main grain size is medium to coarse sand leaving the frictional forces between the grains as the dominant resistive force. The slope is densely vegetated with deciduous trees which can absorb large amounts of water. The vegetation cover is completely missing in the existing landslide depression. Large amounts of precipitation weeks before the landslide saturated the ground. Large amounts of precipitation fell 4.-5. December 2016, and this lead to a significant pore pressure increase which initiated the debris slide. Drainage pipes were located above several crowns (of earlier triggered landslides) in the slope, including the crown for this study. The drainage pipe has supplied the slope with water and contributed to pore pressure increase. The location of the drainage pipe is assumed to correlate with the initial location of triggering.

Forord

Denne masteroppgaven er skrevet i samarbeid med Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet [NTNU] våren 2017 i emnet TGB4930 - Ingeniørgeologi og bergmekanikk, masteroppgave (30 poeng). Oppgaven er formulert ved hjelp av veileder Terje Harald Bargel (førsteamanuensis ved NTNU og tidligere sjefsgeolog ved Norges vassdrags- og energidirektorat [NVE]).

Det rettes en stor takk til hovedveileder Terje Harald Bargel for veiledning, oppmuntring og innspill. Det rettes en like stor takk til PhD.-stipendiat (institutt for geovitenskap og petroleum, NTNU) Øystein Lid Opsal for lån av utstyr til felt- og laboratoriearbeid, samt veiledning underveis. Takk rettes også til overingeniør Gunnar Vistnes ved Ingeniørgeologisk laboratorium hos NTNU som har hjulpet til med gjennomføring av laboratoriearbeidet.

Jeg vil også takke alle mine medstudenter for en flott studietid, for oppmuntring og faglige diskusjoner underveis.

Tilslutt vil jeg takke min Himmelske Far som alltid er nådig og sendte sin Sønn til soning for mine synder.

Benjamin Trøan

Juni 2017

Innhold

Sammendrag.....	I
Abstract	III
Forord	V
Figurliste.....	XI
Tabelliste	XV
1 Innledning	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Problemstilling og mål for oppgaven	5
1.3 Generelt om skredfarekartlegging	6
2 Teori.....	9
2.1 Klassifikasjon av skred.....	9
2.1.1 Materialtype	9
2.1.2 Bevegelsestype	10
2.1.3 Andre klassifikasjonssystemer	11
2.2 Skred og lovverk.....	12
2.3 Løsmasser og kvartærgeologi.....	13
2.4 Jordprofiler og klassifisering	18
2.4.1 Gradering, sortering og pakning.....	20
2.4.2 Jordarter.....	21
2.4.3 Kornstørrelse og kornfordeling	21
2.4.4 Kornmorfologi.....	25
2.4.5 Hydrogeologi.....	26
2.5 Skråningsprosesser	30
2.5.1 Skråningsstabilitet	31
2.6 Karakteristikk ved jord- og flomskred.....	37
2.6.1 Tre kriterier for utløsning av jord- og flomskred	43

2.7	Utløsende og stabiliserende faktorer	44
2.7.1	Nedbør og temperatur.....	45
2.7.2	Berggrunn – geologiske faktorer.....	48
2.7.3	Løsmasser – kjemi og mineralogi – kornmorfologi og kornstrukturer	49
2.7.4	Geomorfologiske faktorer	55
2.7.5	Hydrologiske og hydrogeologiske faktorer.....	58
2.7.6	Vegetasjon.....	60
2.7.7	Tømmerhogst og skogsbilveier	63
2.8	Vær og klima	67
2.8.1	Vær og klima i Norge i fremtiden	67
2.9	Klimaendringer og skred	69
2.9.1	Jordskred, flomskred og jordsig.....	70
2.9.2	Steinsprang og steinskred.....	74
2.9.3	Snøskred og sørpeskred.....	77
2.9.4	Kvikkleireskred	79
2.10	Sikring mot jordskred og flomskred.....	82
2.10.1	Drenering og etablering av vegetasjon i løснеområdet	83
2.10.2	Kontroll av skredmasseforløpet	84
2.10.3	Tilpasset beskyttelse til infrastruktur	85
3	Metode	87
3.1	Begrensning av kartleggingsområde	87
3.2	Litteraturstudium	87
3.3	Feltarbeid.....	87
3.4	Klima- og værdata	87
3.4.1	Returperiode for ekstremverdier	88
3.4.2	Terskelverdi for nedbør.....	88

3.5	Laboratorieanalyser	92
3.5.1	Kornfordeling ved sikting	92
3.5.2	Bestemmelse av kornform – formindeks	94
3.5.3	Bestemmelse av rundingsgrad og ruhet	95
4	Områdebeskrivelse.....	96
4.1	Geografiske og topografiske forhold	96
4.2	Vær og klima	101
4.3	Skred.....	105
4.4	Berggrunnsgeologi.....	109
4.5	Kvartærgeologi og løsmasser	111
5	Resultater	114
5.1	Klassifikasjon av skred.....	114
5.2	Vegetasjonforhold	115
5.3	Hydrologiske forhold.....	118
5.4	Menneskelig påvirkning	119
5.5	Nedbørsdata	121
5.5.1	Returperiode for ekstremverdier	121
5.5.2	Terskelverdi for nedbør.....	121
5.6	Laboratorieundersøkelser	124
5.6.1	Kornfordeling	124
5.6.2	Formindeks.....	124
5.6.3	Rundingsgrad og overflateruhet	125
6	Diskusjon	127
6.1	Geomorfologiske faktorer.....	127
6.2	Geologiske faktorer – løsmasser og berggrunn	128
6.3	Vegetasjon	129
6.4	Hydrologiske forhold.....	130

6.5	Menneskelig påvirkning	132
6.6	Laboratorieundersøkelser	133
7	Konklusjon	135
7.1	Videre arbeid	136
7.2	Anbefalte tiltak	137
	Referanseliste	138
	Vedlegg 1 – Skredfarekartlegging.....	150
	Vedlegg 2 – Avsetningstype: forekomst og egenskaper	151
	Vedlegg 3 – Forklaring av forkortelser til figur 2.7.1	153
	Vedlegg 4 – Potensielle vegetasjonsstrategier	154
	Vedlegg 5 – Vegetasjonsteknikker for ustabile skråninger.....	156
	Vedlegg 6 – Rotsystemer til nordiske tretyper	157
	Vedlegg 7 – Lokalteter i Forradalen	158

Figurliste

Figur 1.1.1: Antall skadeskred i Norge siste 100 år og registrerte skredhendelser i desember..	1
Figur 1.1.2: Skredhendelser og regn-snøsmelting for Trøndelag desember 2016	2
Figur 1.1.3: Eksempelbilde fra 5. desember 2016.....	3
Figur 1.1.4: Skredhendelser og døgnedbør i Trøndelag desember 2016	4
Figur 1.2.1: Skredgropa i detaljstudiet sett fra bruddkanten	5
Figur 1.3.1: Aktsomhetskart og faresonekart	6
Figur 2.1.1: Bevegelsesmekanismene som inngår i klassifiseringa til Varnes (1978).....	11
Figur 2.1.2: Klassifisering basert på ulike materialtyper	12
Figur 2.3.1: Kwartærgeologisk kart og kart over løsmassemekktighet.....	13
Figur 2.3.2: Prinsippskisse som viser regresjon, stabilt havnivå og transgresjon	14
Figur 2.3.3: Kwartærgeologiske løsmassetyper	15
Figur 2.3.4: Illustrasjon av ulike moreneavsetninger	15
Figur 2.3.5: Seksjon av utsmeltingsmorene i det sørøstlige Norge.....	16
Figur 2.3.6: Rekonstruksjon av isens bevegelsesretning i løpet av sein Weichsel	17
Figur 2.3.7: Tilbakesmeltingstrinnene i Trøndelag og Nordland.....	17
Figur 2.4.1: Typisk podsolfprofil (fra Alpene) med godt utviklede lag	18
Figur 2.4.2: Sammenheng mellom klima, vegetasjon og forvitningsprodukter	18
Figur 2.4.3: Gradering, sortering og pakningsgrad	20
Figur 2.4.4: Sikteanalyse for å bestemme kornstørrelser	23
Figur 2.4.5: Eksempel på typiske kornfordelingskurver for fire løsmasseavsetninger	23
Figur 2.4.6: M_d - S_o -diagram	24
Figur 2.4.7: Friksjonsvinkel som funksjon av kornform- og diameter	25
Figur 2.4.8: Klassifisering av korn ved sfærisitet og kantethet.....	26
Figur 2.4.9: Sammenheng mellom kornstørrelse og vannlagringskapasitet i sedimenter.....	27
Figur 2.4.10: Hydraulisk konduktivitet for typiske norske jordarter	29
Figur 2.4.11: Kapillær stigeevne	29
Figur 2.5.1: Illustrasjon av et rotasjonsskred	30
Figur 2.5.2: Sikkerhetsfaktoren	31
Figur 2.5.3: Mohr-Coulombkriteriet.	33
Figur 2.5.4: Stabilitetsberegning for "uendelig lang" skråning med plan skjærflate	34
Figur 2.5.5: Stabilitetsberegning for utglidning ved rotasjonsbevegelse	36

Figur 2.6.1: Omvandling fra jordskred til flomskred ved likvifisering.....	39
Figur 2.6.2: Typisk tilfelle for utløsning av jordskred	39
Figur 2.6.3: Skjematisk figur av kornenes baner under skredbevegelsen	40
Figur 2.6.4: Generalisert fordeling av poretrykk og lengdesnitt av en flomskredbølge	41
Figur 2.6.5: Jordskred og flomskred	43
Figur 2.7.1: Meteorologiske utløsningsfaktorer for jordskred i de ulike nedbørsregionene	45
Figur 2.7.2: Faksimile fra Trønderavisa 07.12.2016.....	46
Figur 2.7.3: Sprekkes orientering har betydning for skråningsstabiliteten	49
Figur 2.7.4: Kohesjonskrefter i kohesjonsjordarter.....	50
Figur 2.7.5: Konsistens og konsistensgrenser på kohesjonsjordarter.....	51
Figur 2.7.6: Brudd i jordartstyper.....	53
Figur 2.7.7: Jordskred i Nachterstedt, Tyskland, 2009.	54
Figur 2.7.8: Kvikkleireskred i Trøgstad 1967	54
Figur 2.7.9:Relasjonen mellom rundingsgrad og friksjonsvinkel	55
Figur 2.7.10: Plan form av divergent, plan og konvergent skråning.....	56
Figur 2.7.11: Topografiske forhold påvirker skråningsstabiliteten.....	56
Figur 2.7.12: Eksempler på ulike skråningsformer- og overflater	57
Figur 2.7.13: Illustrasjon av vannets kretsløp	58
Figur 2.7.14: Strømningsveiene i skogsjord.....	59
Figur 2.7.15: Piezometrisk respons for et grunt skred i Monroe Canyon, California etter fire dager med irrigasjon (vanning) i grøft.	59
Figur 2.7.16: Sammenheng mellom flomskred, nedbør og grunnvann.....	60
Figur 2.7.17: Jordbevegelsen som følge av nedbørsmengde i Penisular, Malaysia.....	62
Figur 2.7.18: Typiske endringer i rotstyrken i skogsvegetasjon ved hogst og revegetering. Gjenvinning av kohesjon/styrke av sugi-trær basert på uprooting.....	62
Figur 2.7.19: Ttre ulike rotsystemer for trær.....	63
Figur 2.7.20: Hypotetiske endringer i rotstyrken for ulike scenarioer	64
Figur 2.7.21: Simulerte skredvolumer ved 100 %, 90 % og 75 % hogst i Carnation Creek, Vancouver Island, British Columbia og enten 100 % eller 50 % innhøstingsareal	65
Figur 2.7.22: Effekten av fylling og skjæring på veien.....	66
Figur 2.7.23: Effekten lavtrafikkerte veier har på hydrologien.....	66
Figur 2.7.24: Drenasjesystemer for skogsbilveier.....	66
Figur 2.8.1: Faksimile fra Sunnmørsposten 31.01.2017	67
Figur 2.9.1: Nedbørintensiteter vanligvis assosiert med skredaktivitet	69

Figur 2.9.2: Antall omkomne i norske skredulykker. Forventet økning i antall dager med ekstremnedbør i perioden 1990-2050. Endringer i den relative hyppigheten av jordskred	70
Figur 2.9.3: Illustrasjon av solifluksjon	71
Figur 2.9.4: Jordsig, kryp eller solifluksjon av jordmasser	71
Figur 2.9.5: Typisk norsk jordprofil.....	72
Figur 2.9.6: De ulike sonene i jordlaget	73
Figur 2.9.7: SWCC for en siltig leire fra Singapore.....	74
Figur 2.9.8: Skisse av ulike former for utglidning og utvelting.....	76
Figur 2.9.9: Skredfrekvens, observerte værforhold og antatte utløsningsmekanismer for 80 registrerte steinsprang på Oppdølsstranda, Sunndal i perioden 2000-2009	76
Figur 2.9.10: Ulike klassifiseringsmetoder for snøskred	77
Figur 2.9.11: Dannelsen av ulike snøkrystaller.....	78
Figur 2.9.12: Strukturen i kvikkleire før og etter skred..	80
Figur 2.9.13: Prinsippskisse av kvikkleiredannelse	81
Figur 2.10.1: Jordskred i Soknedal 2012.....	83
Figur 2.10.2: Sikring av veger og bebyggelse mot skred.....	84
Figur 2.10.3: Spunt benyttet for å sikre veg i bratt terreng.	85
Figur 2.10.4: Typisk utforming av drenering i skogsbilveier.....	86
Figur 3.4.1: Kartutsnitt som inkluderer skredområdet og de to målestasjonene: Værnes og Meråker Vardetun	88
Figur 3.4.2: Forholdet mellom nedbørsintensitet og varighet av nedbør	89
Figur 3.4.3: Forholdet mellom prosentdelen av gjennomsnittlig årsnedbør og varighet	90
Figur 3.4.4: Terskelverdier for jord- og flomskred	91
Figur 3.5.1: Splitter til bruk for å dele inn prøvematerialet	93
Figur 3.5.2: Siktemaskin brukt til kornfordelingsanalyse.	94
Figur 3.5.3: Klassifisering av korn som kubiske eller ikke-kubiske	95
Figur 3.5.4: Rundingsgrad for visuell undersøkelse	95
Figur 4.1.1: Forradalen med bratte, skogkledde dalsider, jordbruksvirksomhet og Forra.....	96
Figur 4.1.2: Oversikt over studieområdet i Forradalen, Stjørdal kommune	97
Figur 4.1.3: Kartutsnitt fra skredområdet fra fire kartlegginger med flyfoto.....	99
Figur 4.1.4: Oversiktsbilde over Forradalen med elva Forra i Stjørdal kommune	100
Figur 4.1.5: Elver, bekker og vann i nærheten av studieområdet.....	100
Figur 4.1.6: Helningskart for studieområdet.	101
Figur 4.2.1: Temperaturmålinger for desember måned ved Værnes.....	102

Figur 4.2.2: Temperatur- og nedbørsmålinger for desember måned ved Meråker.	102
Figur 4.2.3: Månedsnormaler for nedbør og middeltemperatur for Værnes	103
Figur 4.2.4: Månedsnormaler for nedbør og middeltemperatur for Meråker.....	103
Figur 4.2.5: Værdata for Værnes målestasjon 10. november - 10. desember 2016.....	104
Figur 4.2.6: Værdata for Meråker målestasjon 10. november - 10. desember 2016.....	104
Figur 4.3.1: Aktsomhetskart for ulike naturfarer	105
Figur 4.3.2: Tidligere skredhendelser ved Stjørdal (A) og studieområdet (B).	106
Figur 4.3.3: Jordskred i marine avsetninger og humusdekke.....	107
Figur 4.3.4: Jordskred i elveavsetning (øverst) og marine avsetninger (nederst).	108
Figur 4.3.5: Erosjonssikring. Gjenfylt skredgrop omtrent 350 m vest for skredområdet	108
Figur 4.4.1: Berggrunnsgeologien ved Melen i Forradalen	110
Figur 4.4.2: Leirskifer med tre sprekkeretninger	111
Figur 4.5.1: Kwartærgeologisk kart over studieområdet.	112
Figur 4.5.2: Skredmassene i foten av skredet.....	113
Figur 4.5.3: Snitt gjennom de øvre 4-5 meter av løsmassene i bruddkanten.	113
Figur 5.1.1: Klassifisering av skred	114
Figur 5.2.1: Rotvelt i bratt skråning med tynt vegetasjonsdekke.....	115
Figur 5.2.2: Gran og løvtrær dominerer skråningene i området.....	116
Figur 5.2.3: Bøyde trestammer i skråning.....	117
Figur 5.2.4: Valker og utglidninger på grunn av solifluksjon.....	117
Figur 5.3.1: Rennende vann. Leirskifer under et tynt vegetasjonsdekke	118
Figur 5.4.1: Dreneringsrør som har utløp ved bruddkanten	119
Figur 5.4.2: Området ovenfor skredområdet som er benyttet til jordbruksformål.....	120
Figur 5.4.3: Tømmerhogst i skråningen ovenfor skredområdet.....	120
Figur 5.5.1: Returperioder for påregnelig maksimal nedbørhøyde for et nedbørsdøgn.....	123
Figur 5.6.1: Kornfordelingskurve fra bruddkanten for skredet i Melen.....	124
Figur 5.6.2: Kubisk materiale til venstre. Ikke-kubisk materiale til høyre	125
Figur 5.6.3: Klassifisering av korn etter rundingsgrad.....	125
Figur 5.6.4: Mikroskopibilde av korn mindre enn 4 mm.	126

Tabelliste

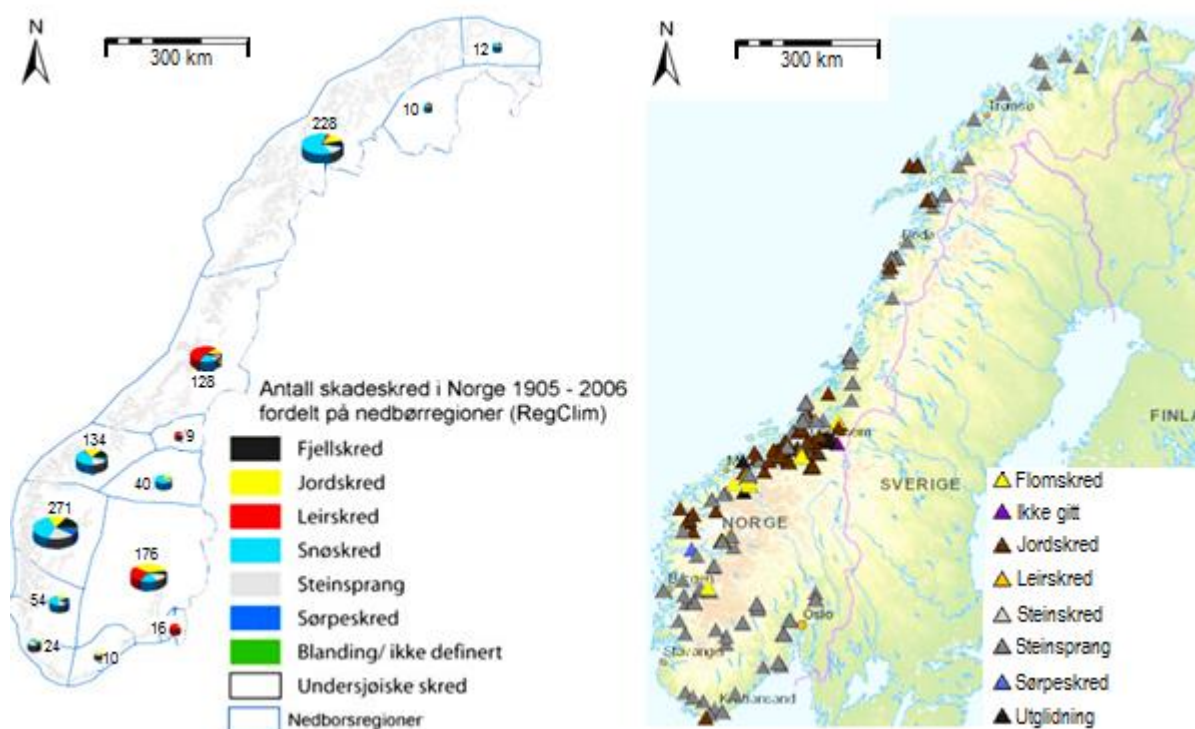
Tabell 2.1.1: Materialtypene som brukes i klassifiseringen av skredtyper.	9
Tabell 2.2.1: Sikkerhetsklasser ved plassering av byggverk i skredfareområde.....	13
Tabell 2.4.1: Et utvalg av jordprofiler	19
Tabell 2.4.2: Kornstørrelser	22
Tabell 2.4.3: Klassifikasjon av jordarter basert på kornstørrelser.....	24
Tabell 2.6.1: Sammenligning av jordskred og flomskred.	38
Tabell 2.10.1: Jordskredvarsling med varslingsnivå/aktsomhetsnivå.....	82
Tabell 3.5.1: Minimum prøvestørrelse i forhold til øvre korndiameter (D).....	92
Tabell 3.5.2: Maksimalt tillatt masse for sikterester	93
Tabell 5.5.1: Påregnelige maksimale nedbørhøyder [mm] i løpet av nedbørdøgnet (06 ⁰⁰ -06 ⁰⁰) for Værnes og Meråker	121
Tabell 5.5.2: Globale terskelverdier for nedbør	122
Tabell 5.5.3: Terskelverdi for nedbør basert på prosent av årsnedbør.....	122
Tabell 5.5.4: Terskelverdi basert på sammenhengen mellom intensitet og varighet.....	122
Tabell 5.6.1: Rundingsgraden til et utvalg av korn større enn 4 mm.	126
Tabell 6.4.1: Døgnnedbør, månedsnedbør og årsnedbør for Værnes og Meråker.....	131
Tabell 6.4.2: Nedbørsmengder i og i forkant av skreddøgnet	131

1 Innledning

1.1 Bakgrunn

Skred betegnes som en bevegelse av masser av snø, stein, løsmasser og vegetasjon ned en skråning (Highland og Bobrowsky, 2008) og jordskred er masser av grov- og/eller finkornige løsmasser og vann ofte iblandet vegetasjon, satt i bevegelse av gravitasjonen. Generelt må tre kriterier oppfylles før et skred kan utløses: 1: Det må finnes noe løst materiale som kan rase ut. 2: Det må være bratt nok. 3: Det må finnes en utløsende faktor (Bargel et al., 2011).

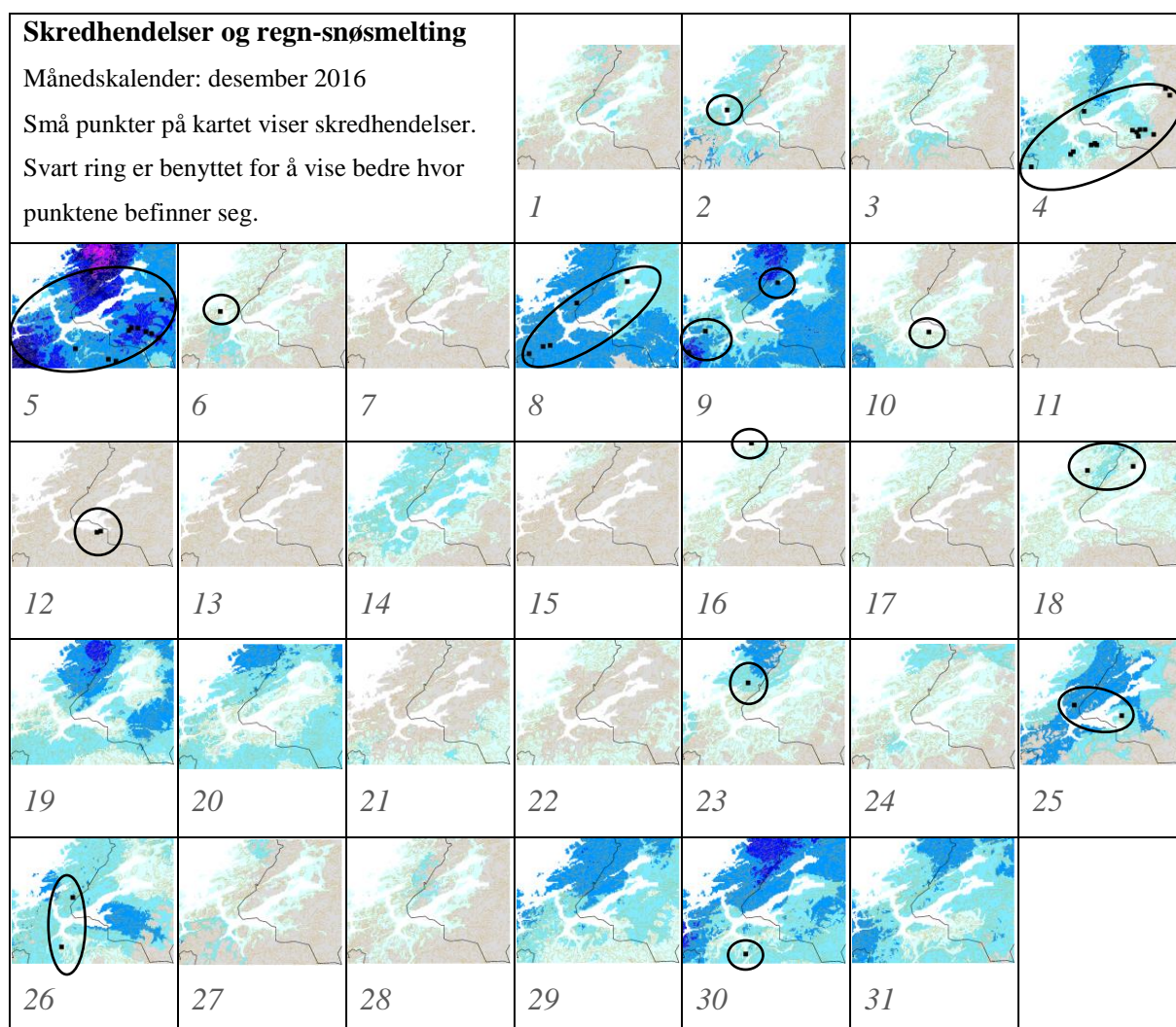
Gjennom de siste tiårene har jordskred årlig forårsaket skader på bygninger, jordbruksarealer og til tider folk. Skredene utløses ofte av kraftige nedbørsmengder i kombinasjon med høy grunnvannstand, snøsmelting og høy temperatur (Colleuille og Engen, 2009). Klimaforskning viser at det er forventet mer og oftere ekstremnedbør i framtiden. Dette virker ugunstig på stabiliteten til løsmasser i bratte skråninger (Førland et al., 2007). Ifølge Kronholm og Stalsberg (2009) kan man forvente økt jordskredhyppighet i Norge, spesielt fra Trøndelag og nordover de neste 50 årene.



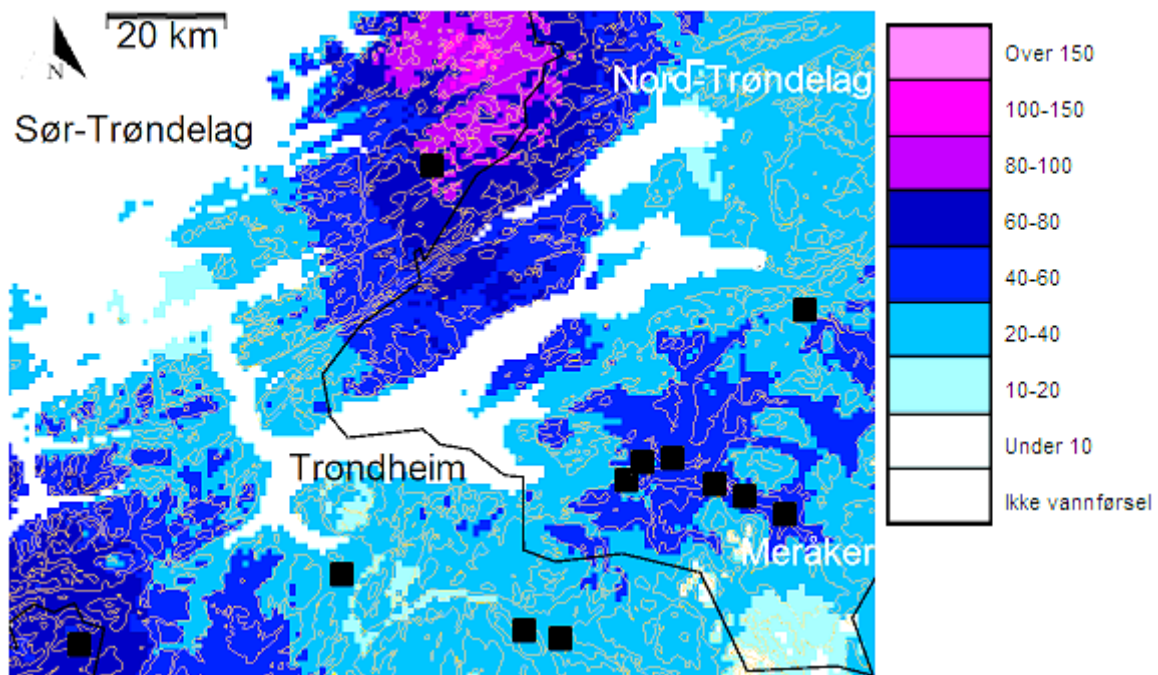
Figur 1.1.1: Til venstre: Antall skadeskred i Norge siste 100 år per nedbørsregion fordelt på de ulike skredtypene. Snøskred dominerer i de fleste regioner (Kronholm et al., 2007). Til høyre: Registrerte skredhendelser i desember 2016. Steinsprang og jordskred var mest utbredt, og de aller fleste jordskred ble utløst i Trøndelag (xgeo.no, 2017).

Figur 1.1.1 viser fordelingen av skredtyper (venstre) og skredhendelser i desember (høyre) i de ulike nedbørsregionene. De fleste skredhendelsene i desember 2016 skjedde i Trøndelag. Ifølge Kristiansen et al. (2017) var månedsnedbøren for hele landet 150 % av normalen, og desember 2016 var blant de ti våteste for serien som går tilbake til 1900. Enkelte stasjoner i Trøndelag og Nord-Norge var blant de våteste, med 250-300 % av normalen. Flere stasjoner på Østlandet fikk under 25 % av den normale månedsnedbøren. Månedstemperaturen for hele landet lå 4,6 °C over normalen og havnet blant de 10 mildeste desember-månedene i serien som går tilbake til 1900.

De fleste skredene i Trøndelag desember 2016 var jord- eller flomskred. De fleste skred i Trøndelag ble utløst nedbørsdøgnet 4.-5. desember. En av disse skredene ble utløst ved Melen i Forradalen. Figur 1.1.2 viser skredhendelser og nedbørsforholdene (inkludert snøsmelting) for desember 2016. I figuren er det ikke gjort forskjell på de ulike skredtypene.



Figur 1.1.2: Skredhendelser og regn-snøsmelting for sentrale deler av Trøndelag desember 2016. Kartbilder er hentet fra xgeo.no (2017). Hele Nord- og Sør-Trøndelag er ikke inkludert i kartutsnittet.

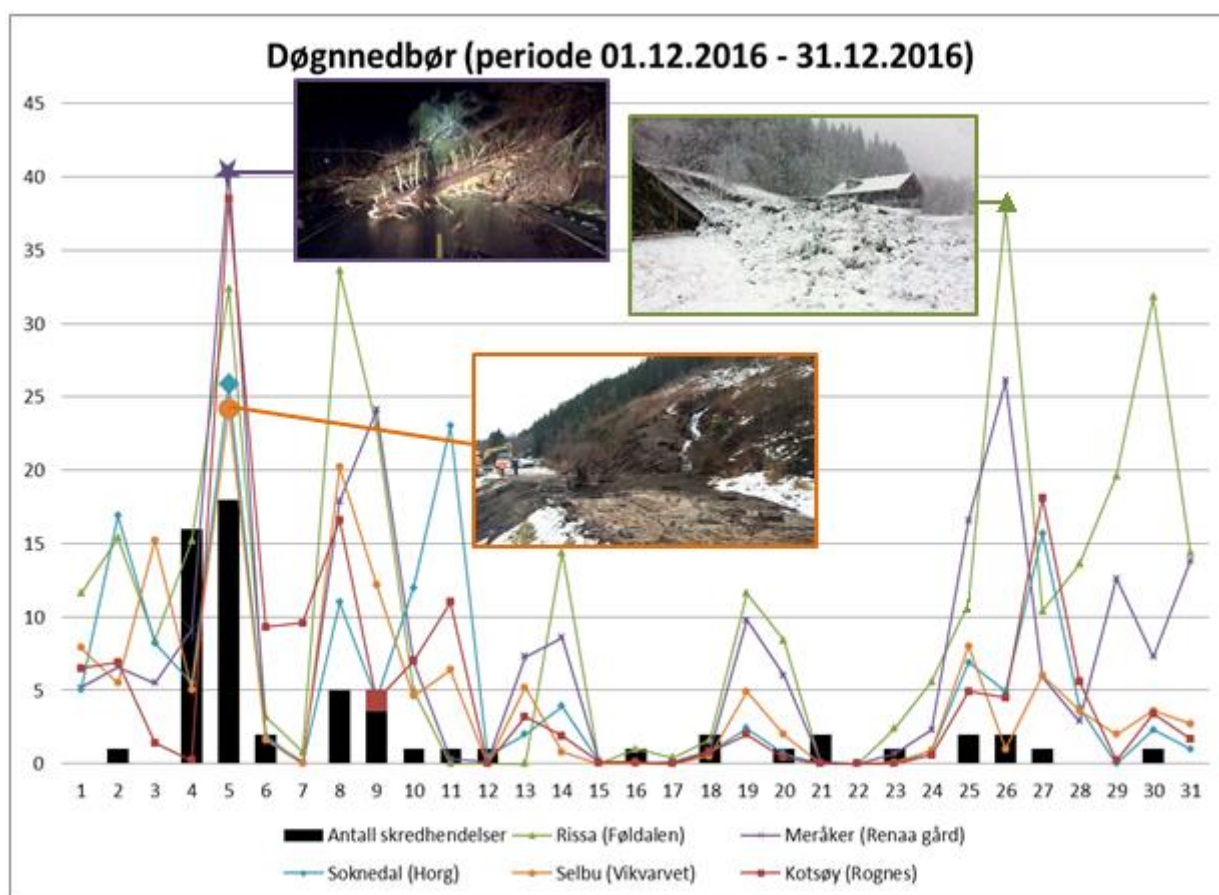


Figur 1.1.3: Eksempelbilde fra 5. desember 2016. Nedbørmengde i mm er angitt i kolonnen til høyre (xgeo.no, 2017).

På en regional skala blir det vanskelig å korrelere hver enkelt skredhendelse med de lokale nedbørsforholdene, men figuren viser generelt at det gikk mange skred i perioder med mye nedbør, og lite skred i perioder med lite nedbør. Fastsettelse av dato på skred kan være vanskelig å korrelere med nedbøren. Nedbøren er målt kl. 0700 på den aktuelle datoen, og hvis skredutløsningen har skjedd omkring den tiden, er det usikkert om skredet blir registrert på riktig dato. Utløsning av jordskred er avhengig av mange faktorer, og det er ulike betingelser for utløsning av jordskred ved de ulike lokalitetene. Med dette menes at én type vær (nedbør, temperatur og vind) kan være betingende for utløsning av skred ved én lokalitet, men samtidig ikke betingende for en annen lokalitet. De faktorene som påvirker skredutløsning vil bli gjennomgått i kapittel 2.5 og 2.7. Figur 1.1.3 viser et eksempelbilde fra 5. desember 2016. Både figur 1.1.2 og figur 1.1.3 viser at skredene er utløst ved ulike nedbørsforhold, noe som kan tyde på at de ulike skredene har ulike betingede faktorer, og at en nedbørmengde i seg selv ikke er nok for å fastsette skredfaren.

Figur 1.1.4. viser korrelasjonen mellom skredhendelser og nedbør for fem ulike målestasjoner i Trøndelag. Ifølge xgeo.no (2017) ble det registrert mellom 50-60 skred (usikkerheten framgår av registreringen på nettsiden til xgeo.no, da det samme skredet kan ha blitt registrert på to påfølgende datoer) i Trøndelag desember 2016, og fem av disse er markert i figuren.

Den generelle trenden viser at de fleste skredene går i perioder med mye nedbør. Avvik forekommer, og dette kan være av to grunner: 1: lokale forhold som endrer utløsningsbetingelsene. 2: Den aktuelle målestasjonen er ikke inkludert i figuren, slik at nedbørskurvene i figuren ikke representerer de lokale forholdene. Alle målestasjonene i figuren hadde en nedbørstopp 5. desember. Målerverdien for døgnet nedbøren er målt kl. 0700 på den aktuelle datoen. I ytre og nordlige deler av Trøndelag er det ifølge Kronholm et al. (2007) nedbør på skreddagen som er den viktigste årsaken til skredutløsning. Lengre tids nedbør (60 dager) og døgnet gjennomsnittstemperatur regnes som henholdsvis nest viktigste og tredje viktigste årsak til skredutløsning. For indre deler av Trøndelag er det imidlertid gjennomsnittstemperaturen (siste 30 døgn) som er det viktigste meteorologiske utløsningselementet, se også figur 2.7.1 (Kronholm et al.,



Figur 1.1.4: Skredhendelser og døgnet nedbør for ulike målestasjoner i Trøndelag desember 2016. Akkumulert nedbør er målt kl. 0700 for den aktuelle datoen. Nedbør i mm på venstre akse, dato på nedre akse. Skredhendelser [format: -x- «Målestasjon» («lokalitet»)] er markert med fete datapunkter. Data er hentet fra xgeo.no (2017) og yr.no (2017). Bilder: Øverst til venstre: Jordskred ved Renaa gård, E14 ved Meråker natt til mandag (5. des.) (Prestvik og Susegg, 2016). Øverst til høyre: Jordskred ved Føldalen, Rissa søndag kveld (25. des.) (Kilnes et al., 2016). Nederst: Jordskred ved Vikvarvet, Selbu natt til mandag (5. des.) (Hanssen, 2016)

2007). Flere av skredene ble utløst ved natt, og målepunktene i diagrammet kan derfor gi en viss forskyvning. En mer nøyaktig metode for å korrelere skredhendelser og nedbør ville vært å se på nedbørsdata for hver time inntil det nøyaktige tidspunktet for skredhendelsen. Da ville man kun måtte beregne med en potensiell forskyvning på 1 time.

1.2 Problemstilling og mål for oppgaven

Gjennom grundig teoretisk forarbeid, analyse av nedbørsdata, feltkartlegging og laboratoriearbeid er målet for oppgaven å finne årsaken til skredet i Melen i dalføret Forradalen i Stjørdal kommune. Andre skredhendelser i Forradalen, samt aktiviteter i området som har betydning for skråningsstabiliteten generelt vil også inkluderes i oppgaven. Den 4.-5. desember ble det utløst 6 jordskred/utglidninger i nærområdet til Melen i Forradalen. Fem av disse skredene hadde små skredvolum (størrelsesklassen $< 10 \text{ m}^3$). Et jordskred ved Forra var større og ble registrert i størrelsesklassen $< 100 \text{ m}^3$ (xgeo.no, 2017). Området ved Forradalen er preget av relativt bratte fjellsider og mye vannføring. Elva Forra (sidevassdrag til Stjørdalselva) har et nedbørsfelt som strekker seg mot riksgrensen i øst. Sentralt i nedbørsfeltet finnes Forramyrene. Omtrent 260 m over skredområdet ligger Flåtjønna, hvor Flåbekken renner ut. Flåbekken har flere tilgrensende bekker på vei ned mot Forra (NVE [Norges vassdrags- og energidirektorat], 2009). Studieområdet er preget av mye jordbruksaktivitet og tømmerhogst. Detaljert områdebeskrivelse finnes i kapittel 4.1. Skredgropa i Melen er vist i figur 1.2.1. Koordinater for foto i oppgaven er funnet ved hjelp av *google maps* (2017), med geodetisk datum: WGS84, UTM 32.

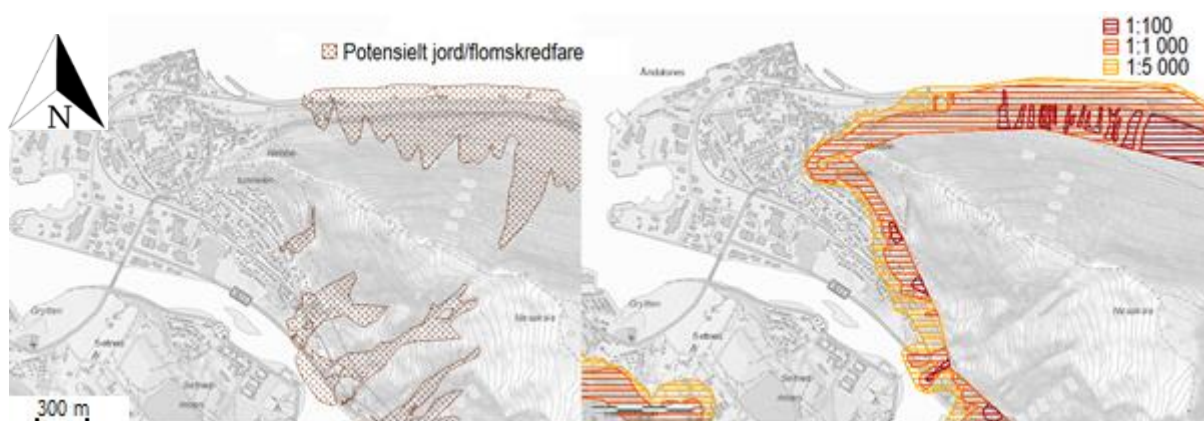
N: 63,491893 E: 11,248473



Figur 1.2.1: Skredgropa i detaljstudiet sett fra bruddkanten. Bildet er tatt mot sør. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

1.3 Generelt om skredfarekartlegging

Det finnes ingen metode for å påvise *hvor* og *når* skred vil utløses, men ved å påvise potensielle løsneområder kan det påpekes hvor det er *mest sannsynlig* at skredet vil utløses (Bargel et al., 2011). Kartlegging av skredfare er et viktig tiltak for å forebygge eller forberede seg mot eventuelle skred, og siden 1980-tallet har det blitt gjennomført systematisk statlig skredfarekartlegging i Norge. En slik kartlegging krever en kombinasjon av feltarbeid, numeriske metoder og bruk av skjønn. I tillegg kan en usikkerhetsanalyse være styrkende for troverdigheten av kartleggingen (Jakob, 2005). For snøskred finnes landsdekkende aktsomhetskart som viser utløsnings- og utløpsområder, men for jordskred og flomskred finnes det ingen landsdekkende undersøkelser, selv om det flere plasser lokalt er gjort kartlegginger av skredfaren. Ved skredfare benyttes tre karttyper: *aktsomhetskart*, *faresonekart* og *risikokart*. Disse kan deles inn i detaljkart (vanligvis målestokk 1:5 000 – 1:1 000) eller oversiktskart (vanligvis målestokk 1:50 000 – 1:20 000) (Lied, 2014 a). Et eksempel på aktsomhetskart og faresonekart for jord- og flomskred er vist i figur 1.3.1.



Figur 1.3.1: Aktsomhetskart til venstre og faresonekart til høyre for et område ved Åndalsnes. 1:100, 1:1000 og 1:5000 representerer nominell årlig sannsynlighet for skred. Modifisert etter NVE (2016).

Grunnlagsmateriale som undersøkes er skråningshelning, kvartærgeologiske kart, løsmassetykkelse, løsmassemateriale, skredbaner, jordskredlober, tunger, skredvifter og tidligere skredhendelser. Minimum krav til målestokk for kvartærgeologiske kart er 1:50 000 for å kunne identifisere områder som bør skredfarekartlegges (Øydvin et al., 2011). Se også vedlegg 1 for mer detaljert om skredfarekartlegging.

Aktsomhetskart viser potensielle utløsnings- og utløpsområder, og denne metoden bygger i all hovedsak på matematisk modellering med bruk av digitale terrengmodeller. Aktsomhetskart er spesielt nyttig for å danne seg en rask oversikt over et område. For jordskred og flomskred arbeides det ved NVE og NGU [Norges Geologiske Undersøkelse] med å identifisere kildeområder for skred

og å modellere utløpsområde og rekkevidde på skred basert på topografiske parametere og hydrologiske modeller. De topografiske faktorene som inngår i modellen og som avgjør om en celle blir definert som et potensielt utløsningsområde er terrenghelning, påvirkende dreneringsareal, kurvatur og et forholdstall mellom gradient og dreneringsområde. Siden «datavirkeligheten» og den «virkelige verden» er forskjellig er det viktig at modelleringen kalibreres mot virkeligheten. Dette er gjort av NGU ved å teste kjente hendelser og kartlagte skredavsetninger og sammenligne med modellene. Mens NGU har fokus på jordskred i modelleringen har NVE arbeidet med en metode for å kartlegge områder utsatt for flomskred. I forbindelse med flomskred har det vært viktig å identifisere elvestrekninger som kan gi en tilførsel på sedimenter og strekninger hvor disse sedimentene kan avsettes (Bargel et al., 2011).

Faresonekart angir faregraden for skred, og baserer seg på sannsynligheten for skred. Denne karttypen brukes i detaljert kartlegging. Fra 2011 er det ifølge Øydvin et al. (2011) prioritert ulike kartleggingsoppgaver for tiden framover. En av disse prioriteringene er å gjennomføre et pilotprosjekt for faresonekartlegging av steinsprang, snøskred, jordskred og flomskred. For jordskred og flomskred ble det satt et mål om å samordne en metodeutvikling for aktsomhetskartlegging. Jordskred er imidlertid innarbeidet i andre faresonekart som viser den samlede sannsynligheten for skred. Selv om det ikke finnes nasjonalt dekkende faresonekart kartlegges det lokalt faresoner for ulike prosjekter. Det finnes ingen norsk standard for kartlegging av faresoner for jordskred, men de faktorene som inngår i metoden er: geologisk kartlegging, skråningshelning, vurdering av kildeområder, skredbaner og skredavsetninger. Man har enkelte steder gravd gjennom skredavsetninger og datert de ulike lagene slik at man kan si noe om skredfrekvens. Digitale terrengmodeller er brukt for å finne potensielle utløpsområder mens dreneringsområder og dreneringsveier er tatt i betraktning når det kommer til sannsynligheten for utløsning av skred. Det er normalt å sette grensene 1/100, 1/1000 og 1/5000 år som et tall på skredsannsynligheten. Det finnes ingen standarder eller entydige metoder for fastlegging av slike grenser. Det må derfor utvises skjønn for denne typen kartlegging (Bargel et al., 2011). Når man beregner sannsynligheten for skred må man også ta i betraktning at sannsynligheten for skred kan variere fra tid til annen, derfor finnes det i tillegg nettbaserte kart med jordskredvarsler. NVE har slike kart for både flom, jordskred og snøskred og disse kan være nyttige for overvåkingen av den regionale skredfaren (varsom.no, 2016). Slik varsling er nyttig for å gjøre allmennbefolkningen oppmerksom på skredfaren, slik at man oppholder seg mindre i skredfarlig terreng, eller blir påmint om å sikre de dreneringssystemene eller evt. andre forebyggende tiltak man har i egen husholdning. Det er imidlertid viktig å forstå at disse varslene er regionale, og at det kan finnes store lokale forskjeller på skredfaren.

Risikokart kombinerer skredsannsynlighet med skredkonsekvens, og det er slike kart som benyttes når man skal avgjøre om byggeprosjekter skal gjennomføres eller ikke. Per i dag finnes det ingen risikokart for jordskred og flomskred i Norge (Bargel et al., 2011).

2 Teori

Teoridelen er et rent litteraturstudium, og er ment å inneholde all relevant teori for å vurdere og diskutere problemstillingen i denne oppgaven. De ulike kapitlene vil inneholde klassifikasjonssystemer og definisjoner, løsmassenes og hydro(geo)logiens egenskaper og utløsningsmekanismer, samt ulike faktorer som påvirker utløsning av jord- og flomskred.

2.1 Klassifikasjon av skred

Skred er bevegelse i masser av snø, stein, løsmasser og vegetasjon ned en skråning drevet av gravitasjonskraften (Highland og Bobrowsky, 2008), og det er i litteraturen forsøkt å klassifisere de ulike skredtypene i ulike kategorier. For denne oppgaven brukes bl.a. klassifiseringa fra Varnes (1978) som er basert på *materialtype* og *type bevegelse* og Norem og Sandersens (2014) klassifikasjonssystem (som er vanligere i Norge) og som også inkluderer vann og snø, vist i kapittel 2.1.3. Klassifikasjonssystemet til Varnes er senere oppdatert av Cruden og Varnes (1996) og Hungr et al. (2013).

2.1.1 Materialtype

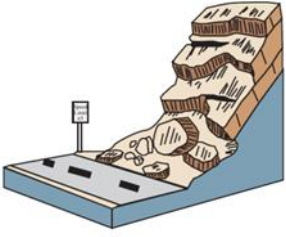
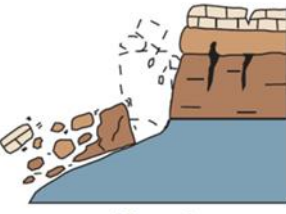
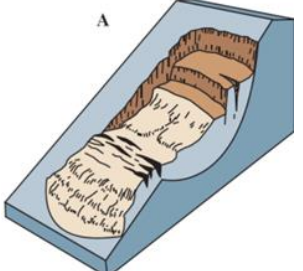
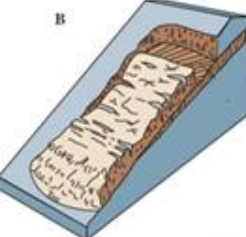
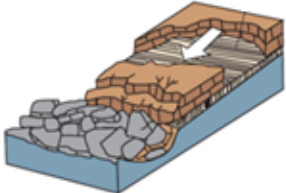
Varnes (1978) skiller mellom de fem materialtypene stein (*rock*), løsmasser (*soil*), jord (*earth*), søle/våt jord (*mud*) og løsmasser (*debris*), og de kan oppsummeres som i tabell 2.1.1.

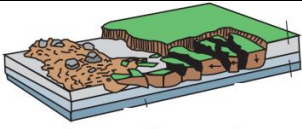
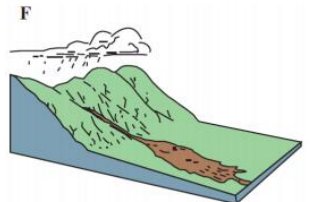
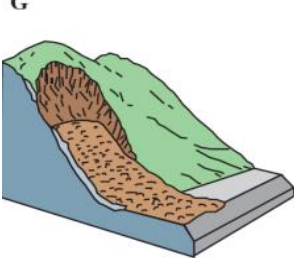

Tabell 2.1.1: Materialtypene som brukes i klassifiseringen av skredtyper. Klassifiseringen beskriver materialet før skredet har gått (Varnes, 1978).

Stein (<i>rock</i>)	Hard eller fast masse som var intakt og i sin opprinnelige plass før bevegelsen.
Løsmasser (<i>soil</i>)	En samling av partikler, generelt av mineraler, bergarter og organisk materiale.
Jord (<i>earth</i>)	Mer enn 80 % av løsmassene har kornstørrelse mindre enn 2 mm.
Søle (<i>mud</i>)	80 % av løsmassene har kornstørrelser mindre enn 0,06 mm.
Løsmasser (<i>debris</i>)	Løsmasser som inneholder en betydelig andel av grove partikler. 20 til 80 % av materialet er større enn 2 mm, resten er mindre enn 2 mm.

2.1.2 Bevegelsestype

Varnes (1978) skiller mellom fem ulike bevegelsesmekanismer; de er utfall (*fall*), velting (*topple*), utglidning (*slide*), spredning (*spread*) og flomskred (*flow*), som vist i figur 2.1.1.

<p>Utfall (<i>fall</i>)</p>	 <p style="text-align: center;">Rockfall</p>		
<p>Utfall er plutselige bevegelser av steiner og blokker som løsner fra bratte skråninger. Bevegelsen er enten fritt fall, hoppende eller rullende. Stabiliteten avhenger av forvitningsgrad, sprekker og vanntrykket i sprekkeene.</p>			
<p>Velting (<i>topple</i>)</p>	 <p style="text-align: center;">Topple</p>		
<p>Velting forekommer i tilnærmet vertikalt oppsprukket berg og kjennetegnes ved en rotasjon ut fra toppen av fjellet. Dybden og avstanden mellom sprekkeene er avgjørende for stabiliteten. Vanntrykk, istrykk og jordskjelv er avgjørende faktorer for denne bevegelsestypen.</p>			
<p>Utglidning (<i>slide</i>)</p>	<p style="text-align: center;">A</p>  <p style="text-align: center;">Rotational landslide</p>	<p style="text-align: center;">B</p>  <p style="text-align: center;">Translational landslide</p>	<p style="text-align: center;">C</p>  <p style="text-align: center;">Block slide</p>
<p>Utglidning er bevegelse av masser der en svakhetszone markerer overgangen mellom stabilt underliggende materiale og det overliggende utglidningsmaterialet. Det er to hovedtyper utglidning: kurvede rotasjonsskred (A) og plane translasjonsskred (B). Blokkutglidning (C) en variant av translasjonsskred med en eller få blokker som beveger seg som en enhet.</p>			

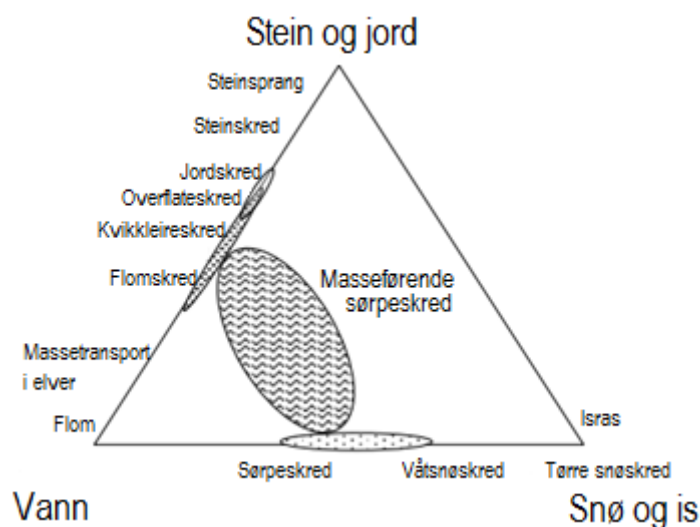
Spredning (<i>spread</i>)	 <p style="text-align: center;">Lateral spread</p>		
<p>Spredning er en spesiell form for utglidning der et glidelegeme glir på et svakhetsplan i nærmest flatt terreng. Svakhetsplanet kan være dannet ved høyt poretrykk eller den kan være en svakhetsone med spesielt lav skjærstyrke. Det er også typisk med innsynkning i bakkant og oppstuvning i fremkant. Opprinnelig intakte blokker deler seg ofte.</p>			
Flomskred (<i>flow</i>)	<p style="text-align: center;">F</p>  <p style="text-align: center;">Debris flow</p>	<p style="text-align: center;">G</p>  <p style="text-align: center;">Debris avalanche</p>	<p style="text-align: center;">H</p>  <p style="text-align: center;">Earthflow</p>
<p>Flomskred starter ofte som utglidning, men kan etter hvert få en strømmende bevegelse med stor hastighet og utløpsdistanse. Utløses typisk i forbindelse med ekstrem nedbør eller flom. Det er mange varianter av slike skred og de blir klassifisert etter hvilket materiale skredmassene består av. Tre typer (F, G, H) er vist ovenfor. Felles for disse er den strømmende bevegelsen.</p>			

Figur 2.1.1: Bevegelsesmekanismene som inngår i klassifiseringa til Varnes (1978). Illustrasjonene er hentet fra USGS [United States Geological Survey] (2004).

2.1.3 Andre klassifikasjonssystemer

Hvilken klassifikasjon man velger avhenger av hva hensikten med klassifiseringen er. Det foregående klassifikasjonssystemet gikk inn på materialtype og bevegelsestype, og var ett av mange klassifikasjonssystemer. Denne typen klassifikasjon kan være nyttig spesielt i forskningsartikler og rapporter der en *nøyaktig* klassifisering er nødvendig, og der forskjellen mellom de ulike skredtypene er viktig i studiet. For andre tilfeller kan en enklere klassifikasjonsmetode være bedre, f.eks. om et område skal kartlegges relativt raskt og enkelt, eller om usikkerheten ved skredprosessene er såpass usikre at nøyaktig klassifisering ikke er mulig.

Når man klassifiserer skred er det viktig at man er konsekvent og at man holder seg til det samme systemet, slik at misforståelser unngås. Figur 2.1.2 viser et annet klassifiseringssystem som ikke betrakter bevegelsestype, men heller materialtyper. Her er alle løsmasser, både stein og jord tatt under ett, og inkluderer i tillegg også vann og snø/is (Norem og Sandersen, 2014). I denne oppgaven benyttes alle klassifikasjonssystemene vist hittil i oppgaven.



Figur 2.1.2: Klassifisering basert på ulike materialtyper som stein, jord, vann, snø og is (Norem og Sandersen, 2014).

2.2 Skred og lovverk

Store deler av Norge er utsatt for flom- og skredfare. Det er derfor viktig med et forebyggende arbeid som sikrer god og sikker arealbruk samt at man forebygger virkninger av naturfarene. Plan- og bygningsloven gir regler for bygging i områder som er utsatt for flom, skred og andre naturfarer (Forskrift om tekniske krav til byggverk, 2010).

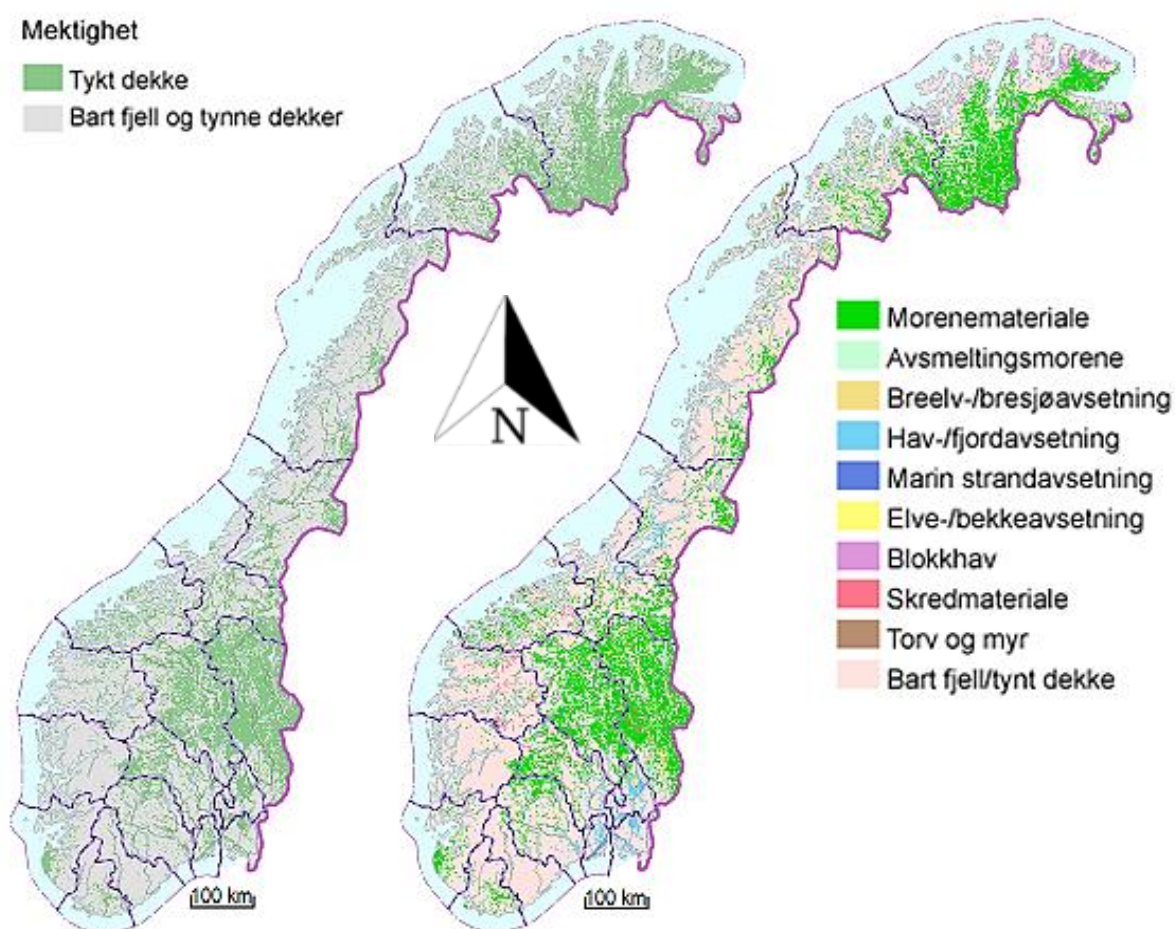
Tabell 2.2.1 benyttes for plassering av byggverk i skredfarlig terreng. Tallene 1/100, 1/1000 og 1/5000 representerer den nominelle årlige sannsynligheten for skred. Byggverk skal ikke plasseres i skredfarlige områder der konsekvensen eller sekundærkonsekvensen av skred er særlig stor og kan gi uakseptable konsekvenser for samfunnet. Forskriften skal sikre at man f.eks. ikke bygger skoler og sykehus (stor konsekvens, S3) i områder som kan bli utsatt for skred, og samtidig tillate at mindre bygg som naust og uthus (mindre konsekvens, S1) kan bygges i områder med større skredsannsynlighet. Bolighus havner i kategori S2. Dette skal bidra til en optimalisering av arealbruk og sikkerhet. Dette kan brukes til å lage et risikokart (jf. kap. 1.3). Det er ikke normalt å lage slike kart regionalt/nasjonalt, men det kan i spesielle tilfeller lages risikokart til spesifikke byggeprosjekter (Forskrift om tekniske krav til byggverk, 2010; Bargel et al., 2011).

Tabell 2.2.1: Sikkerhetsklasser ved plassering av byggverk i skredfareområde etter Byggteknisk forskrift (TEK 10) (Forskrift om tekniske krav til byggverk, 2010).

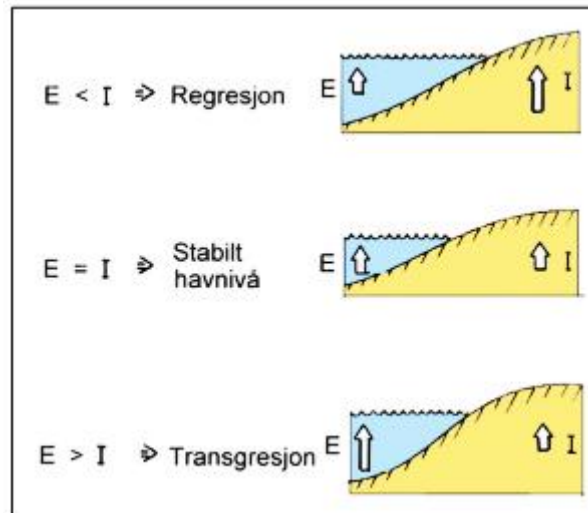
Sikkerhetsklasse for skred	Konsekvens	Største nominelle årlige sannsynlighet
S1	Liten	1/100
S2	Middels	1/1000
S3	Stor	1/5000

2.3 Løsmasser og kvartærgeologi

De fleste løsmassene i Norge stammer fra kvartærtiden og er et resultat av mekanisk slitasje på berggrunn i kjølig klima og lite stammer fra kjemiske forvitningsprosesser. Arealmessig utgjør morene den mest vanlige jordarten, og morenemateriale dekker ca. 25 % av Norges landareal (Haldorsen et al., 1983; Olsen et al., 2013; Brattli, 2014). De kvartærgeologiske løsmassene og løsmassemektigheten er vist i figur 2.3.1.



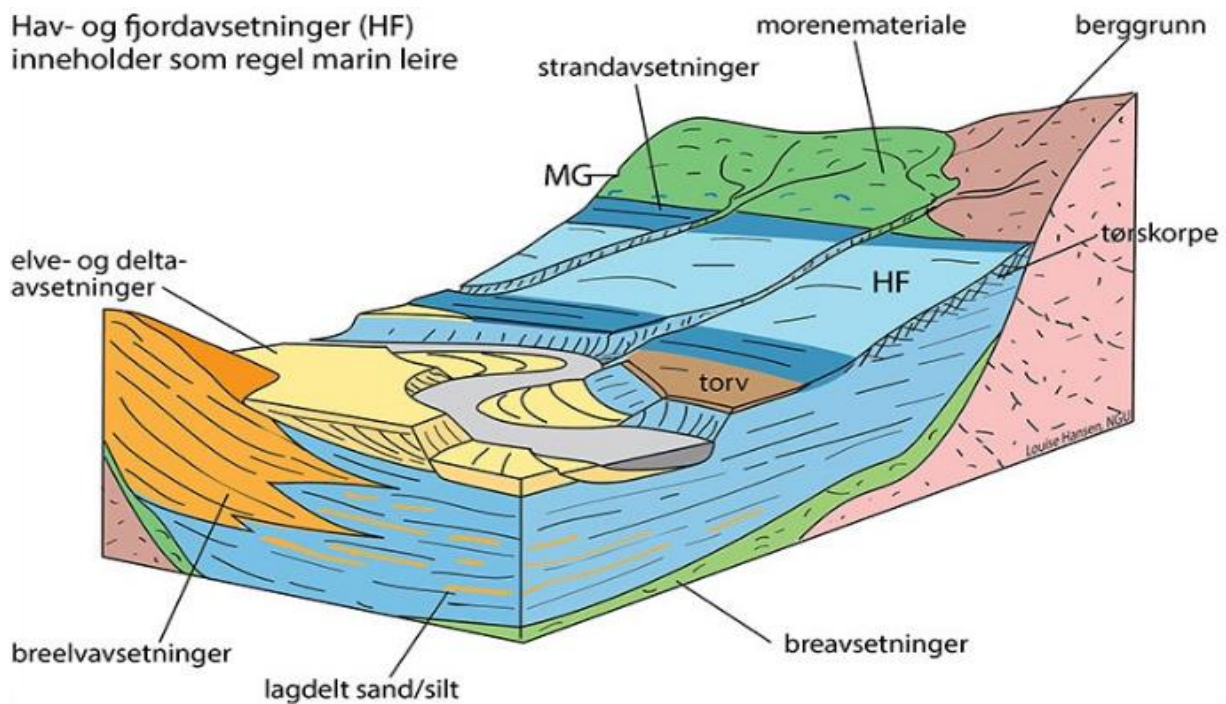
Figur 2.3.1: Kvartærgeologisk kart og kart over løsmassemektighet. De mektigste løsmasseavsetningene finnes i områder med morenemateriale. Modifisert etter NGU (2017 b).



Figur 2.3.2: Prinsippskisse som viser regresjon, stabilt havnivå og transgresjon (Jørgensen et al., 2013).

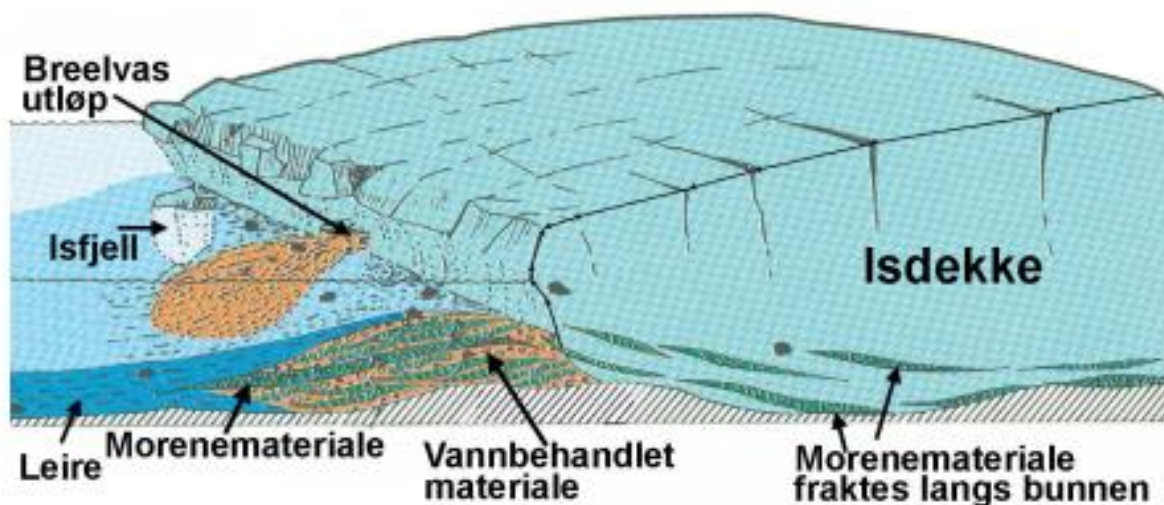
Kvartærtiden i Norge er preget av store klimasvingninger og det antas å ha vært flere istider i denne perioden. I følge Trømborg (2006) kan det ha vært mellom 20-30 istider, og i følge Mangerud (1992) kan det ha vært 40 isbreer. Isbreene har vokst seg frem og trukket seg tilbake, og isbreene har tatt med seg løsmasser og skurt fjellet. Mye av de gamle løsmassene i Norge er derfor skurt vekk, noe som gjør at det ofte er en markert overgang mellom løsmasser og fast fjell. I andre deler av verden er overgangen mellom fast fjell og løsmasser mer diffus, og slik kan det også ha vært i Norge før istidene. Isen presset jordskorpen ned. Isbreenes tilbakegang har i ettertid ført til en isostatisk heving av jordskorpen med størst heving der isen var tykkest. Denne hevingen av landet forgår fortsatt. I Trondheim er denne landhevingen på ca. 4,2 mm per år (Kartverket, 2015). Samtidig med landhevingen har det foregått en havnivåstigning. Forholdet mellom landheving og havnivåstigning har ført til enten stabilt havnivå, regresjon eller transgresjon, se figur 2.3.2. Det har vært en kontinuerlig regresjon for områder ved Trondheimsfjorden og Oslofjorden siden siste istid, og disse områdene preges av mye marin leire fra da havet sto høyere (Jørgensen et al., 2013).

Den dominerende avsetningen i Norge er morene, og den defineres av Hambrey (1994) som en dårlig sortert blanding av leir, silt, sand, grus, stein og blokk avsatt direkte fra en isbre. Det er ingen eller ubetydelig lagdeling i morener og trykket fra breen har ofte ført til at jorda er blitt godt pakket (Jørgensen et al., 2013). Uten detaljerte undersøkelser er det ansett som vanskelig å skille mellom de ulike morenetypene i felt. I høyereliggende områder i Norge er morenedekket diskontinuerlig og sjeldent tykkere enn 2 m (Haldorsen og Krüger, 1990). Studier gjort bl.a. i Sverige og Finland har vist at morenematerialet kan være transportert flere titalls km (Clark, 1987). I Norge er transporten imidlertid sjelden mer enn noen få km, sannsynligvis på grunn av den markerte topografien i landet (Haldorsen et al. 1983). Figur 2.3.4 viser hvordan morenemateriale kan ha blitt dannet.

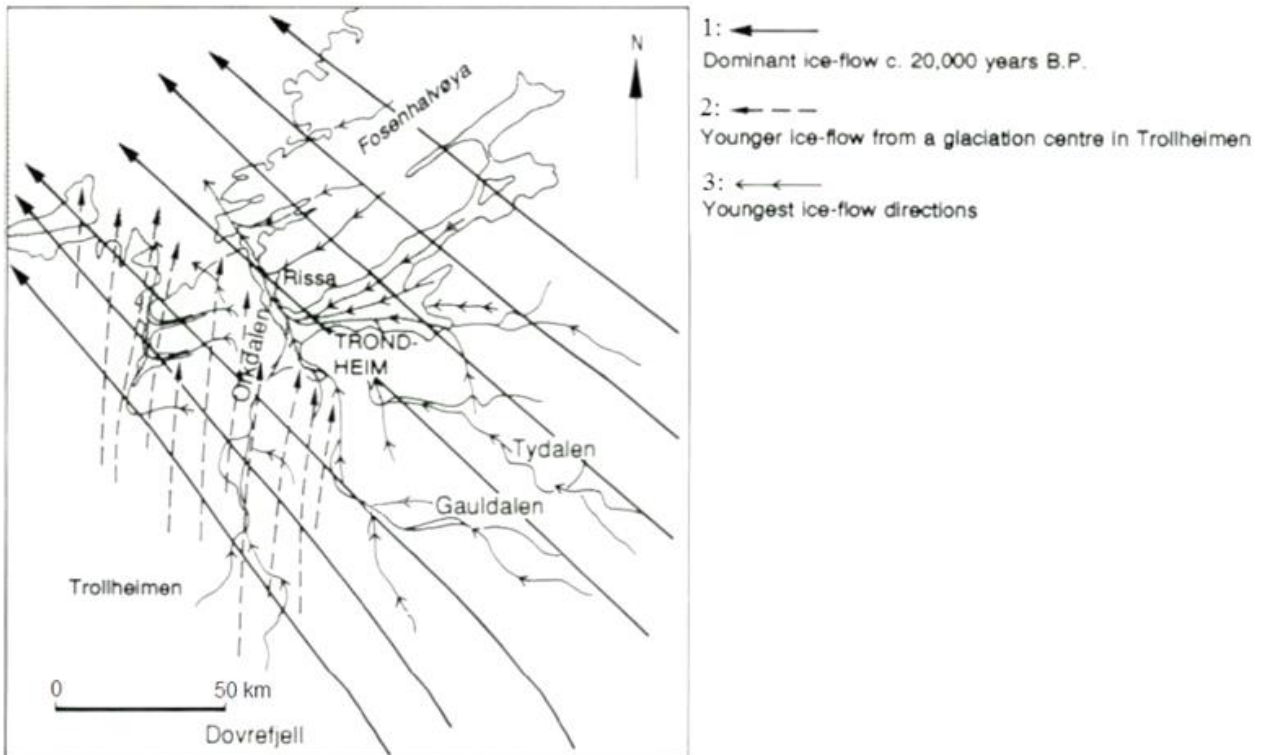


Figur 2.3.3: Kwartærgeologiske løsmasser (NGU, 2015).

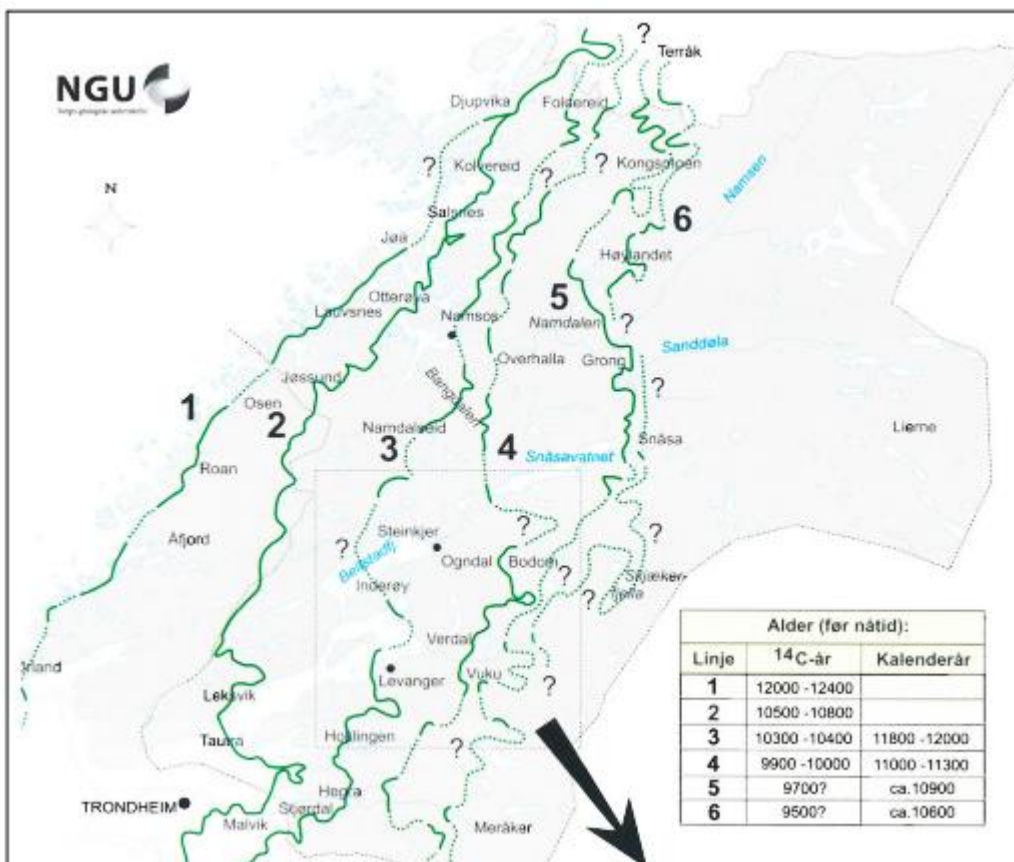
Senere prosesser, som landheving og erosjon har siden formet landskapet og åpenbart de ulike avsetningene. Figur 2.3.3 viser de kvartærgeologiske avsetningene som finnes i Norge bortsett fra skredmateriale. Figuren viser hvordan avsetningene typisk ligger i forhold til hverandre i terrenget. I front kan man se breelvavsetningene med gradvis sortering med de finere fraksjonene (leir) lengst fra kildeområdet. Moreneavsetningene er ofte den underste løsmasseavsetningen. Breavsetninger og morenemateriale er typisk usorterte materialer med fraksjoner fra leir til blokk, mens breelvavsetninger, elve- og deltaavsetninger og strandavsetninger er sorterte avsetninger med varierende kornstørrelse. Leire og silt er de minste kornstørrelsene fra sorteringen. De groveste



Figur 2.3.4: Illustrasjon av ulike moreneavsetninger som dannes av og i forbindelse med isbreene (Sørensen, 1996).



Figur 2.3.6: Rekonstruksjon av isens bevegelsesretning i løpet av sein Weichsel (Reite, 1994).

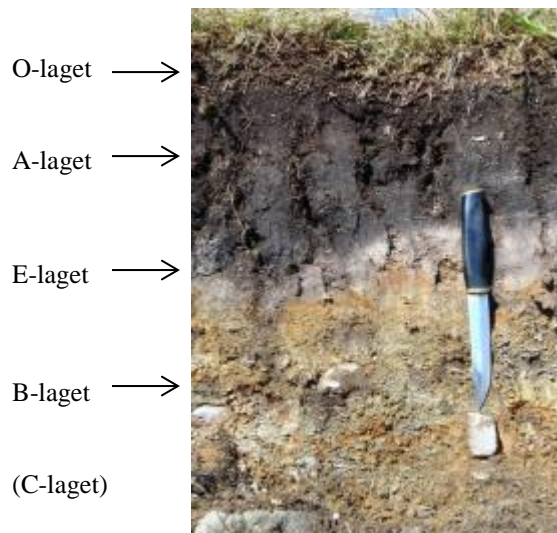


Figur 2.3.7: Tilbakesmeltingstrinnene i Trøndelag og Nordland. 1 = kystlinja, 2 = Tautratrinnet, 3 = Hoklingen-trinnet, 4 = Vuku-trinnet, 5 = Grong-Snåsa-trinnet, 6 = uten navn (Sveian og Solli, 1997b).

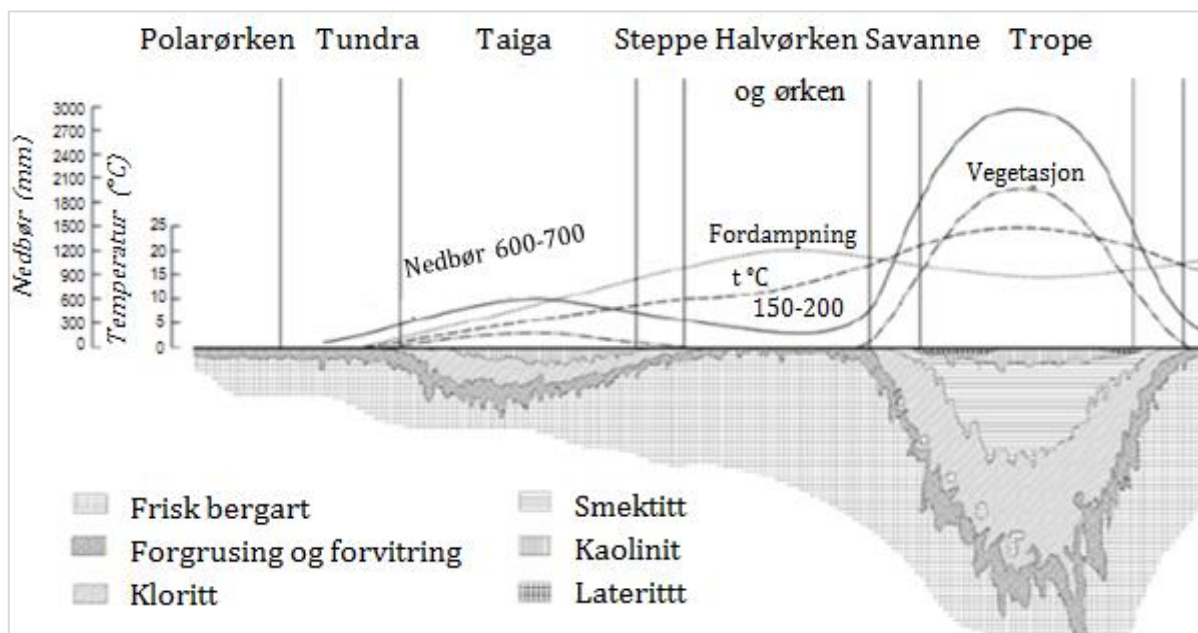
2.4 Jordprofiler og klassifisering

Et jordprofil er et loddrett snitt gjennom de løse jordlagene som viser jordas sammensetning og de påvirkningene jorda har vært utsatt for. Jordprofilens egenskaper og utseende vil være forskjellig i ulike deler av verden. Vær og klima bestemmer hvordan bergarter og løsmasser forvitres og eroderes. Figur 2.4.2 viser sammenhengen mellom klima (nedbør, fordampning og temperatur), vegetasjon og forvittringsprodukter. Vannforhold, temperatur og mineralsammensetning vil være avgjørende for hvordan forvitringen vil skje. Norske forhold har en gjennomsnittlig årsnedbør mellom 300 – 2000 mm, årsmiddeltemperatur på mellom $-2 - 8^{\circ}\text{C}$ og middels fordampning (Dannevig og Harstveit, 2013). Dette

gjør at Norge havner innenfor feltet som er markert som taiga (borealt barskogsbelte av lerk, gran og furu som egentlig betegner Sibir) i figur 2.4.2. Om man inkluderer organisk materiale (humus) sammen med forvittringsmaterialet omtales materialet som *jordsmonn*. Jordprofilet består av fem



Figur 2.4.1: Typisk podsolprofil (fra Alpene) med godt utviklede lag. C-laget er ikke vist i figuren, men overgangen mellom B- og C-laget vil være gradvis (Wikiwand, u.å.).



Figur 2.4.2: Sammenheng mellom klima, vegetasjon og forvittringsprodukter. Polarørken og Tundra (breddegrad 55° og høyere) har lave temperaturer og fuktighet som gir mest fysisk forvitring og liten forvittringsdybde. Taiga (breddegrad mellom 35° - 55°) har forholdsvis fuktige, varme til kjølige forhold som er gunstig for kjemisk forvitring, noe som gir en moderat forvittringsdybde. Halvørken og ørken (breddegrad mellom 25° - 30°) er tørre områder preget av saktegående forvitring, der fysisk forvitring knyttet til temperaturendringer er viktigere enn kjemisk forvitring. Troper (regnskog, breddegrad 0°) er varme og fuktige miljø som er gunstig for dyp kjemisk forvitring. Modifisert etter (Strakhov, 1967).

karakteristiske horisonter (kan variere i litteraturen), og variasjonen av disse lagene gjør at man kan dele jordprofiler i navn, se tabell 2.4.1. I Norge er podsolprofilet den best utviklede jordsmonntypen. Typen jordprofil vil være avhengig av tidsfaktoren, klima (nedbør, temperatur), vegetasjon, topografi og kildematerialet (Brattli, 2014). Typisk podsolprofil er vist i figur 2.4.1.

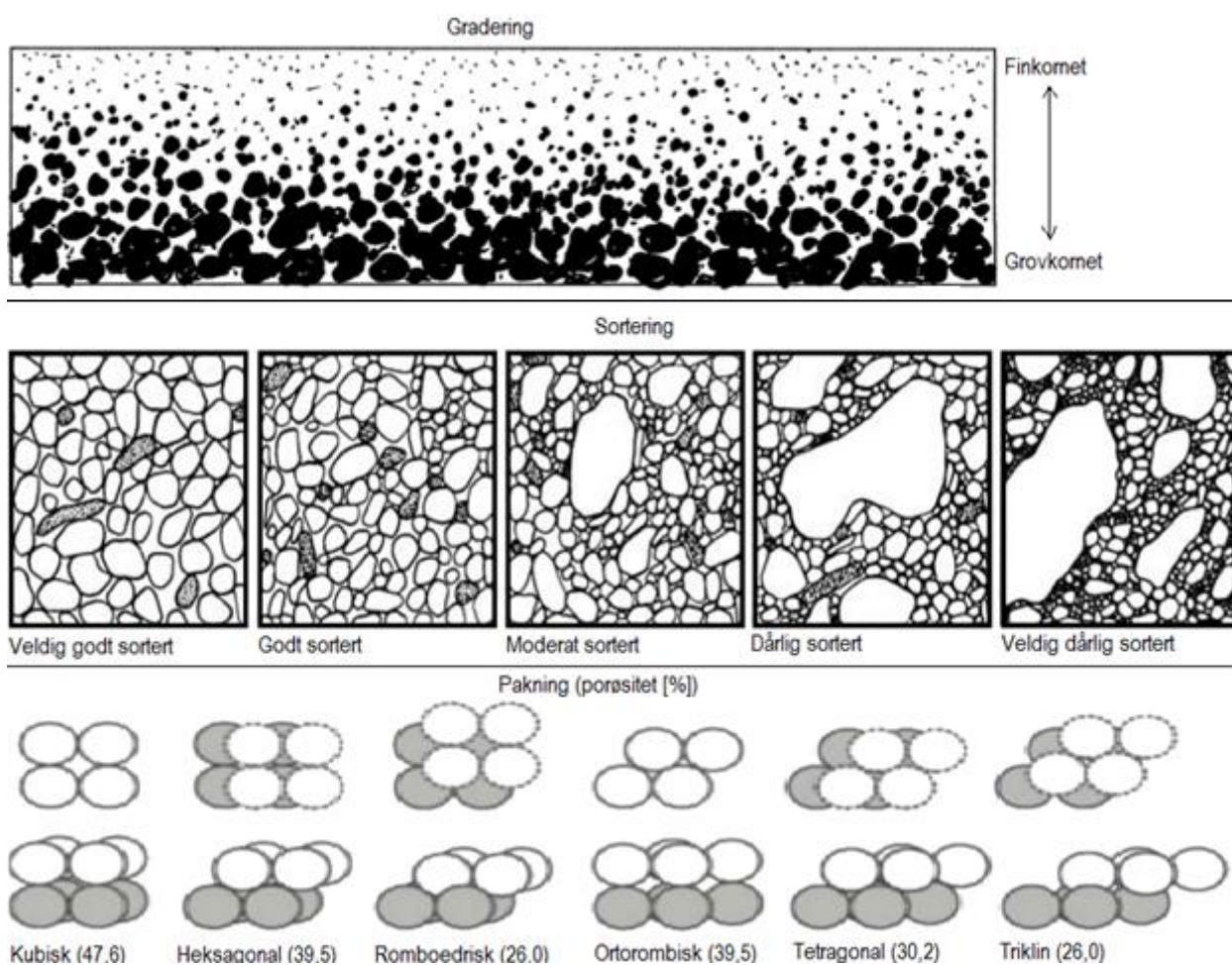
Tabell 2.4.1: Et utvalg av jordprofiler. Variasjonene kan være store i naturen. Podsolprofilet er normalt for norske forhold. Etter Brattli (2014).

Horisont	Beskrivelse	Pedalfer	Pedocal	Podsol
		Fuktig klima ved midlere breddegrader	Tørt og varmt klima	Fuktig klima ved høyere breddegrader
O	Løst pakket, delvis omsatt organisk materiale.	Godt utviklet.	Mangler.	Godt utviklet.
A	Minerogent materiale innblandet humus.	Godt utviklet.	Tynt lag som inneholder uforvitrede mineraler og større bergartsfragmenter. Mye kalsitt.	Godt utviklet.
E	Utvaskingslaget. Anriking av lyse mineraler, mørkere mineraler perkolerer videre. pH kan bli lav.	Godt utviklet. Utvasking av Fe-Al-forbindelser.	Mangler.	Godt utviklet. Sjelden over 50 cm tykt
B	Akkumulasjon av leire og Fe-Al-forbindelser fra E-horisonten.	Godt utviklet. Anriking av Fe-Al-forbindelser.	Oppløsning og utfelling av kalsitt. Det dannes <i>caliche</i> .	Godt utviklet. Anriket av Fe-forbindelser eller humus.
C	Delvis omvandlet kildemateriale	Godt utviklet.	Godt utviklet.	Godt utviklet.
Uforvitret materiale	Uforvitret bergart eller løsmasse.	Eksisterer.	Eksisterer.	Eksisterer.

Kornform, kornfordeling, petrografi, sortering, gradering, pakningsgrad, porøsitet og permeabilitet er noen av de mange egenskapene som karakteriserer de ulike løsmassene. Disse egenskapene avgjør om løsmassene er egnet som tilslag til for eksempel betong og asfalt, om man kan benytte avsetningen som grunnvannsreservoar, om området er utsatt for setning eller skred, eller om innholdet av finstoff gjør materialet telefarlig. De følgende kapitlene vil gå gjennom disse egenskapene til løsmassene, med fokus på effekter som har betydning for skråningsstabiliteten.

2.4.1 Gradering, sortering og pakning

Figur 2.4.3 illustrerer forskjellen mellom gradering, sortering og pakning. Måten kornene er orientert og pakket i forhold til hverandre vil ha innvirkning både på porøsitet og permeabiliteten. En tett pakningsstruktur eller dårlig sortert avsetning vil gjøre porevolumet mindre og vil også senke infiltrasjonshastigheten. Om jorda har ulike lag med ulik pakningsgrad eller sorteringsgrad vil overgangen mellom løse og tette lag særlig være utsatt for poretrykksoppbygning. I velgraderte lag (som vist øverst i figuren) vil permeabiliteten og infiltrasjonshastigheten avta med finere kornstørrelser.



Figur 2.4.3: Øverst: Gradering. Modifisert etter Dawes (2011). Midten: Sortering. Modifisert etter Bevis (2014). Under: Pakningsgrad og tilhørende porøsitet. Modifisert etter Medina (2013).

Ensgraderte og sorterte avsetninger har størst porøsitet. Ulike avsetninger har karakteristiske kjennetegn når det kommer til disse egenskapene. Elveavsetninger er ofte ensgraderte og godt sorterte, mens morenemasser ofte mangler sortering. Breelvavsetninger er mer sorterte enn morenemasser, men mindre sorterte enn elveavsetninger, og i tillegg vil breelvavsetningene ofte ha en tydelig gradering. Bunnmorene har høy pakningsgrad, mens skredmasser har lavere pakningsgrad (Brattli, 2014; Thoresen, 1990). Se vedlegg 2 for mer utfyllende beskrivelse av de ulike avsetningstypene og deres egenskaper.

2.4.2 Jordarter

Mens jord brukes som en fellesbetegnelse for alt naturlig løsmateriale over berggrunnen inkluderer begrepet jordart også dannelsesmåte og dermed sammensetning og egenskaper. Jordsmonnet er den øverste delen av jorda som er påvirket av planter og forvitring. Jordartene deles inn i to hovedgrupper, *mineralogisk jord* og *organisk jord*. Mineralogisk jord stammer fra bergarter og er dannet ved forvitring og erosjon. Dette omfatter blant annet morene, breelvavsetninger, havavsetninger, elveavsetninger, talus og vindavsetninger. Organisk jord stammer fra nedbrytingen av planter og dyr og forekommer enten som torv (mer eller mindre omvandlede rester av planter) i eller ved myrer, gytje (vannavsatte plante- og dyrerester med gråbrun – grågrønn farge med organisk struktur), dy (vannavsatte plante- og dyrerester med brunsvart farge uten struktur) eller mold (sterk omdannet organisk materiale). Humus brukes som det generelle begrepet på alt organisk materiale i en jordart (Statens vegvesen, 2016). Mineralogisk jord finnes i større mengder enn organisk jord (Prestvik og Trømborg, 1999).

2.4.3 Kornstørrelse og kornfordeling

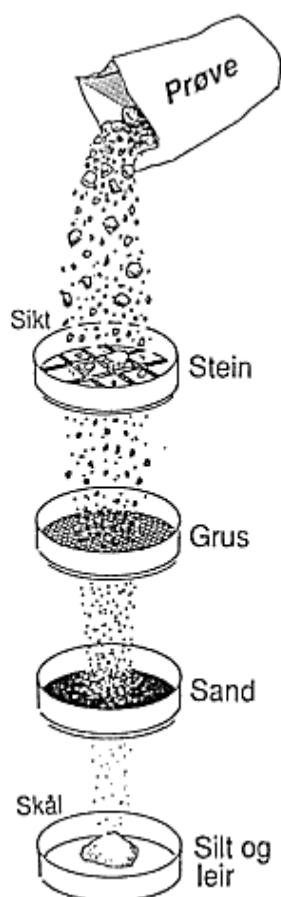
Kornstørrelsen er en viktig egenskap til løsmassene og gir grunnlag for å si noe om løsmassenes styrke, opprinnelse og anvendbarhet til ulike formål. Ved å utføre en sikteanalyse kan kornstørrelsen sorteres systematisk og danne en kornfordelingskurve (figur 2.4.5) som brukes for å karakterisere løsmassene. Tabell 2.4.2 deler de ulike kornfraksjonene i diameterstørrelsen i mm. Inndelingen av kornstørrelser kan variere i litteraturen. Mens kvarts og feltspat dominerer sand- og siltfraksjonen vil sjiktsilikatene (f.eks. kloritt og glimmer) dominere i leirstørrelsen.

Tabell 2.4.2: Kornstørrelser. Modifisert etter Rørvik (1982).

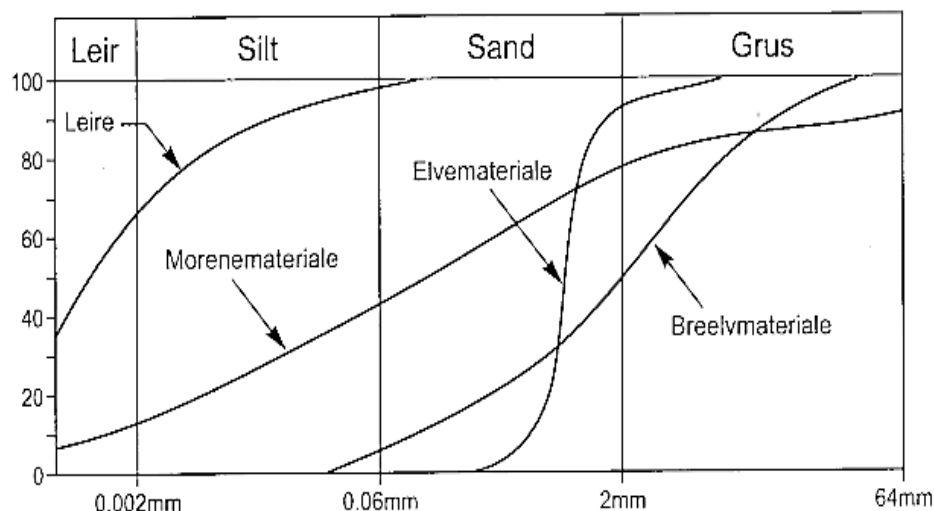
Grov inndeling	Fin inndeling	Kornstørrelse [mm]
Blokk		> 600
Stein		60-600
Grus	Grov	20-60
	Middels	6-20
	Fin	2-6
Sand	Grov	0,6-2
	Middels	0,2-0,6
	Fin	0,06-0,2
Silt	Grov	0,02-0,06
	Middels	0,006-0,02
	Fin	0,002-0,006
Leir		< 0,002

På samme måte som mineralene i bergartene forteller mye om bergarten, både dannelse og egenskaper, vil kornfordelingskurven fortelle om dannelsen og egenskapene til løsmasseavsetningen. Ulike avsetninger vil ha typiske kurver, som vist i figur 2.4.5. Tørssikting (figur 2.4.4) benyttes for det groveste materialet (ned mot siltstørrelse). Om en betydelig andel av materialet er mindre enn silt benyttes våtsikting eller laserdiffraksjon for å danne den minste delen av kornfordelingskurven. Se Statens vegvesens håndbok (2016): *R210 Laboratorieundersøkelser* for mer detaljerte beskrivelser av de ulike metodene.

Ved hjelp av kornfordelingskurven kan man finne sorteringstallet, S_o som beskriver om materialet er godt sortert (f.eks. vind- eller vanntransportert) eller dårlig sortert (f.eks. is- eller skredavsatt) og graderingstallet, C_u , som forteller noe om variasjonen i kornstørrelsen. Løsmasser med god sortering har lavt sorteringstall. Løsmasser med $C_u < 5$ benevnes ensgradert, mens løsmasser med $C_u > 15$ benevnes som velgradert. For likning 1, 2 og 3 er Q_x kornstørrelsen i mm ved x % siktegjennomgang (Brattli, 2014).



Figur 2.4.4:
Sikteanalyse for å
bestemme
kornstørrelser
(Prestvik og
Trømborg, 1999).



Figur 2.4.5: Eksempel på typiske kornfordelingskurver for leire, morenemateriale, elvemateriale og breevmateriale (Brattli, 2014).

$$S_o = \log Q_{75} - \log Q_{25} \quad \text{likn. (1)}$$

$$C_u = \frac{Q_{60}}{Q_{10}} \quad \text{likn. (2)}$$

$$M_d = Q_{50} \quad \text{likn. (3)}$$

Når vektprosenten av de ulike fraksjonene er kjent, kan man klassifisere jordarten slik som vist i tabell 2.4.3.

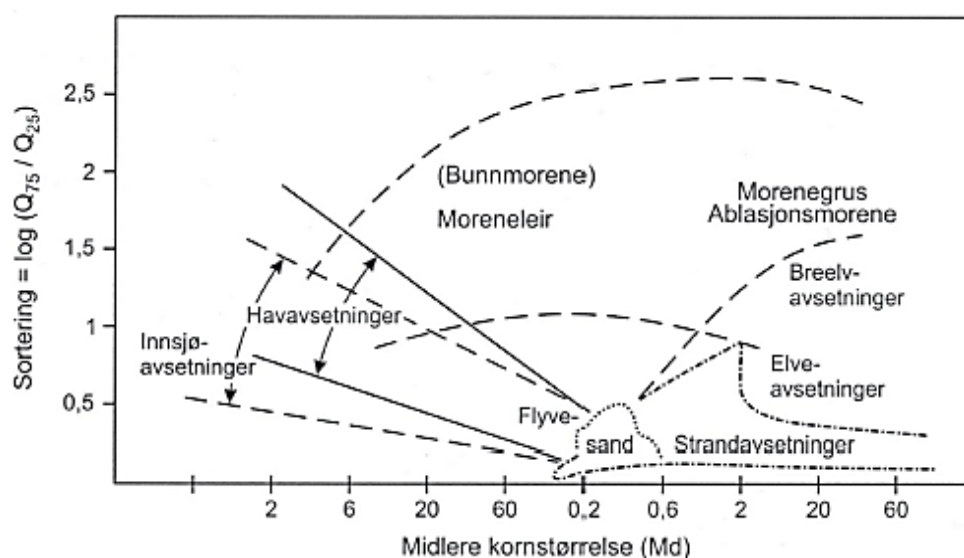
En annen måte å klassifisere jordarter på er å benytte sorteringstallet og midlere kornstørrelse, M_d (kornstørrelse ved 50 % siktegjennomgang), som vist i figur 2.4.6. En fordel med denne metoden er at det er enkelt å danne seg et bilde av løsmasseavsetningen med tanke på kornstørrelser og sortering, samt at figuren illustrerer *spennet* på egenskapene til de ulike avsetningene. For eksempel kan man se at morene har store variasjoner, mens eolisk (flyve-) sand har én bestemt størrelse og sortering. Kornfordelingskurven i figur 2.4.5 er en mer brukt metode enn diagrammet i figur 2.4.6.

Ut fra kornstørrelsen kan man i tillegg dele inn i to hovedgrupper, *friksjonsjordarter* og *kohesjonsjordarter*. Friksjonsjordartene omfatter sand, grus, stein og blokk, og disse jordartene vil som regel ha forholdsvis store porer der vannet lett kan drenere. Hvis disse jordartene utsettes for spenninger vil kreftene tas opp som friksjon mellom kornene. Friksjonsjordartene har en typisk

skråningshelning (*friksjonsvinkel*) mellom 35-40°. Kohesjonsjordarter består av silt og leir (nesten utelukkende bestående av sjiktsilikater) og har en indre kohesjon på grunn av de elektrostatiske kreftene mellom partiklene. Vannhinner på overflaten av kornene kan også bidra til å binde kornene sammen. Disse avsetningene kan derfor være svært bratte og samtidig stabile (Brattli, 2014).

Tabell 2.4.3: Klassifikasjon av jordarter basert på kornstørrelser. Leirinnholdet og siltinnholdet er i vekt % av materiale mindre enn 20 mm. For sand-, grus- og steininnholdet beregnes innholdet som vekt % av materiale finere enn 60 mm. Modifisert etter Rørvik (1982) og Brattli (2014).

	Innhold i vekt %	Jordarten benevnes:
Leirinnhold	> 30 %	«Leire»
	15-30 %	«Leire» med de andre fraksjonene i adjektivform.
	5-15 %	«Leirig»
	< 5 %	Leirinnhold angis ikke.
Siltinnhold	> 45 %	«Silt» med de andre fraksjonene i adjektivform.
	15-45 %	«Siltig»
	< 15 %	Siltinnhold angis ikke
Sand-, grus og steininnhold	> 60 %	Henholdsvis «sand», «grus» eller «stein» med de andre fraksjonene i adjektivform.
	20-60 %	Henholdsvis «sandig», «grusig» eller «steinig».

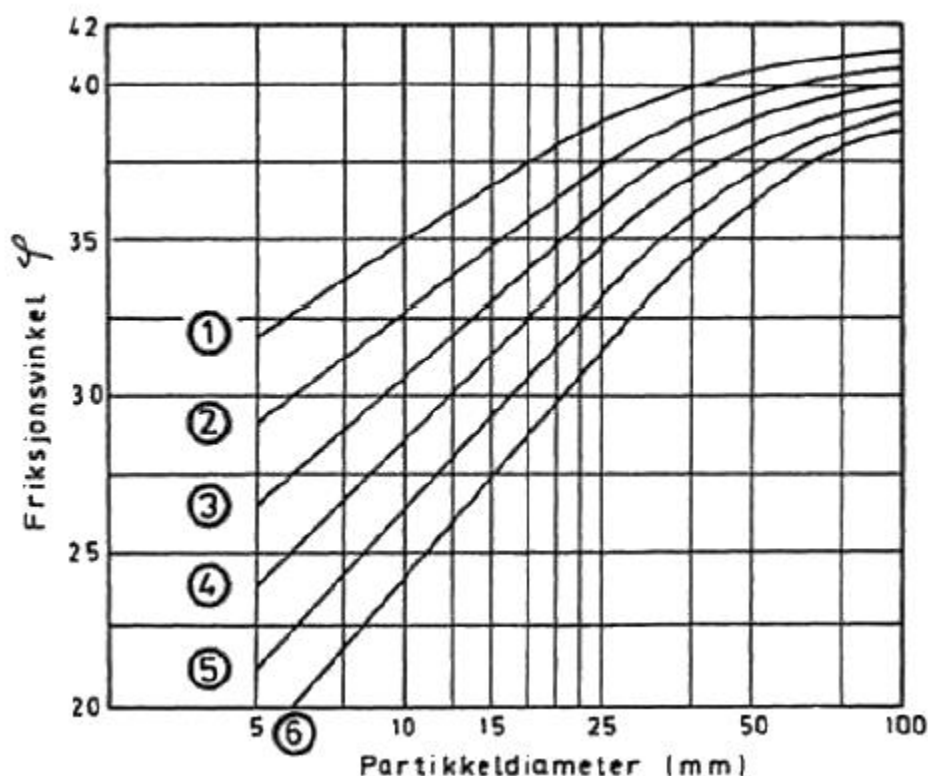


Figur 2.4.6: M_d - S_o -diagram. Klassifikasjon av løsmassetypene basert på midlere kornstørrelse og sorteringstallet (Selmer-Olsen, 1954). Nytegnert av Anne-Irene Johansen.

2.4.4 Kornmorfologi

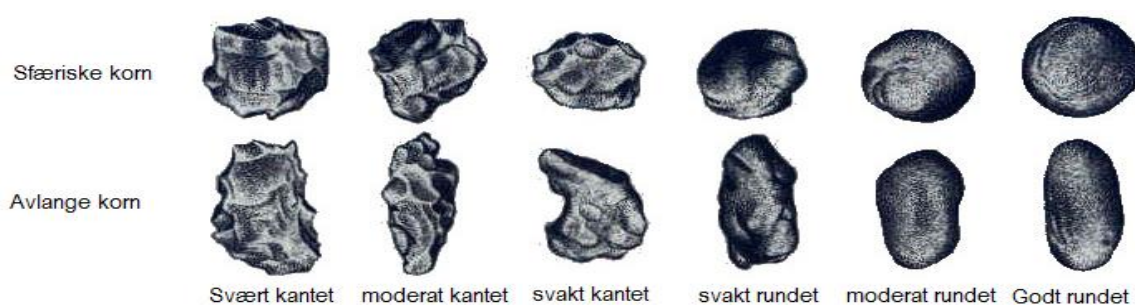
Morfologi er læren om form, og kornformen vil ha mye å si for anvendeligheten av korn som f.eks. tilslag. Kornformen vil også kunne fortelle noe om opprinnelsen til materialet, materialinnholdet og transportmåten. I skredsammenheng vil kornenes form kunne påvirke stabiliteten særlig ved kantetheten og størrelsen. Dette er vist i figur 2.4.7. Generelt vil en større friksjonsvinkel bety større stabilitet, og av figuren kan man se at store, kantete korn gir størst friksjonsvinkel, og er dermed mest gunstig med tanke på skredsammenheng (Selmer-Olsen, 1977).

Figur 2.4.8 viser kantethet og sfærisitet av korn. Rundingsgraden avhenger av både petrografien og lengde av transport. Generelt vil en lang transport føre til mer rounding av kornene, og det er spesielt kvarts og feltspater som får denne formen. Størrelsen på partiklene har også innvirkning på rundingsgraden; store partikler brytes lettest ned under transporten. De bløte mineralene brytes først ned under transport, og avsetningen vil anrikes av sterke korn (kvarts og feltspater). Ruheten på materialet forteller noe om transportmåten. F.eks. vil vindtransportert materiale ha en ru overflate, mens vanntransporterte materialer vil ha en glattere overflate. Sterkere korn vil som regel få en glattere overflate enn svakere materialer (Brattli, 2014).



Figur 2.4.7: Frikasjonsvinkel som funksjon av kornform- og diameter. 1 = svært kantet, 2 = moderat kantet, 3 = svakt kantet, 4 = svakt rundet, 5 = moderat rundet, 6 = godt rundet (Selmer-Olsen, 1977).

Mens kvarts og feltspater ofte vil ha en sfærisk form vil glimmerminerale være flisige eller stengelige. Flisigheten er forholdet mellom bredden og tykkelsen på kornet, og et flisig korn vil typisk være et flak, noe som er typisk for mange av glimmermineralene (f.eks. biotitt og muskovitt). Stengeligheten er forholdet mellom lengden og tykkelsen på et korn, og et stengelig korn vil ha en mer stavliggende form som for enkelte av amfibolene (f.eks. hornblende og aktinolitt). Flisighet og stengelighet bestemmes ved sikting på kvadratsikt stavsikt (Brattli, 2014).



Figur 2.4.8: Klassifisering av korn ved sfærisitet og kantethet. Modifisert etter Powers (1959).

2.4.5 Hydrogeologi

Innen hydrogeologi omtales grunnvannets bevegelse, forekomst, kvalitet og kvantitet (Fossen, 2009a). I dette kapitlet vil kun de faktorer som har med bevegelse og forekomst å gjøre bli omtalt, og de er *porøsitet* og *permeabilitet*.

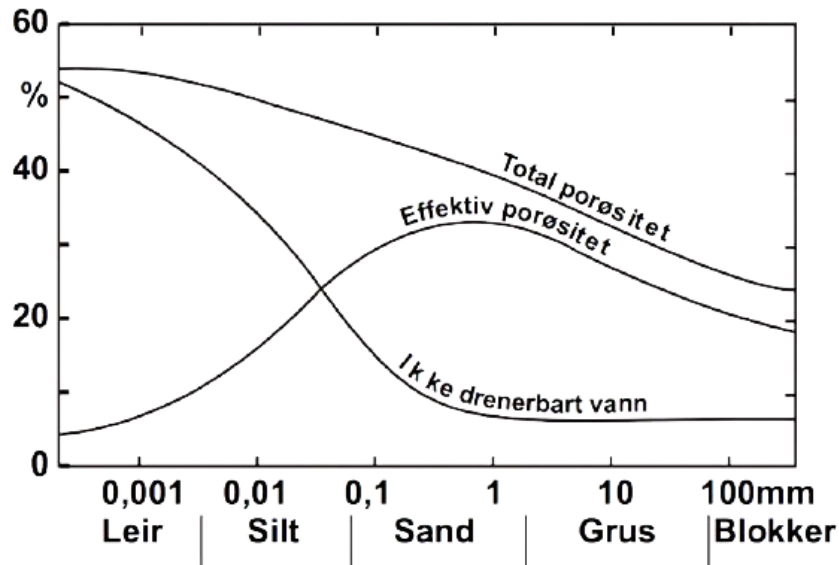
2.4.5.1 Porøsitet

Porøsiteten, n , er et mål på forholdet mellom porevolumet, V_p , og totalvolumet av løsmassen, V_t .

$$n = \frac{V_p}{V_t} \quad \text{likn. (4)}$$

Porøsiteten i løsmassene vil avhenge av sorteringsgrad, kornstørrelse, kornform, pakningsgrad og orientering av kornene. Den største teoretiske porøsiteten man kan få ved sfæriske korn er 47 %, og dette er ved ensgraderte og godt sorterte korn i kubisk kulepakningsstruktur (figur 2.4.3), men i alle naturlige tilfeller er porøsiteten mindre. Dette kommer av at løsmasser ofte inneholder en blanding av kornstørrelser og kornformer som gjør at de største porevolumene fylles av mindre korn og at konsolideringen av løsmassene gjør at den kubiske pakningen erstattes av en annen form for pakning som er mer stabil. I skredsammenheng kan dilatans eller kontraktans ved brudd gjøre n henholdsvis større eller mindre. Det skilles også mellom total porøsitet og effektiv porøsitet, n_{eff} (figur 2.4.9). I sistnevnte benyttes bare porevolumet av de drenerbare porene. Det ikke-drenerbare vannet forekommer som vannhinner rundt kornene på grunn av trykkforskjeller. Ved drenering blir

kontaktflaten mellom luft og vann blir stadig mer bøydd, noe som fører til et økt sug, se figur 2.4.11. Dette suget er årsaken til at man kan bygge sandslott ved stranden når sanden er passe fuktig, men når vanninnholdet blir for stort raser slottet ut (Brattli, 2014).



Figur 2.4.9: Sammenheng mellom kornstørrelse og vannlagringskapasitet i sedimenter (Brattli, 2009).

Ved stabilitetsberegninger er in-situ porøsitet viktig, og pakningsgraden kan benyttes for å gi et anslag på porøsiteten.

$$D_{rn} = \frac{n - n_{min}}{n_{maks} - n_{min}} \quad \text{likn. (5)}$$

D_{rn} = relativ porøsitet

n = in-situ porøsitet

n_{maks} = største porøsitet (bestemmes i laboratoriet)

n_{min} = minste porøsitet (bestemmes i laboratoriet)

$D_{rn} < 0,25$: fast lagret, liten porøsitet

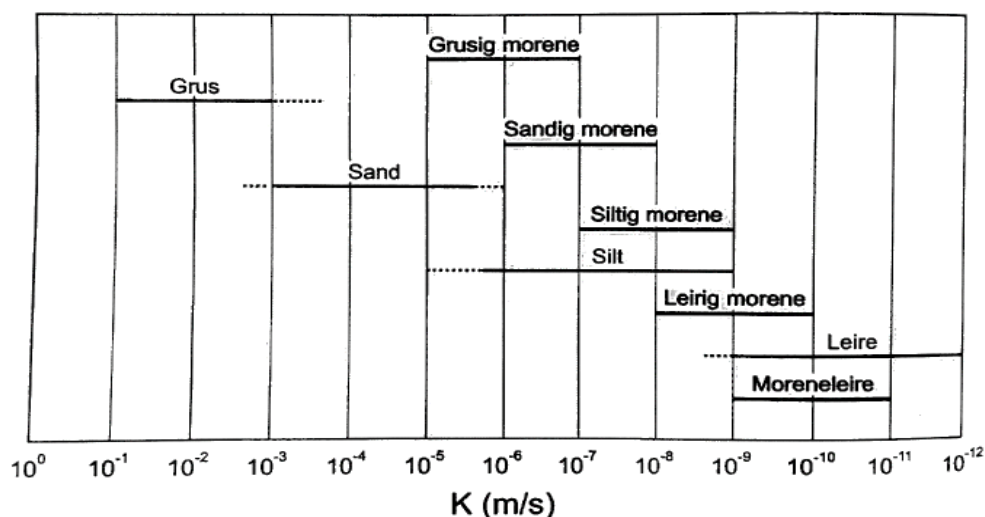
$D_{rn} = 0,25-0,75$: middels til fast lagret, middels porøsitet

$D_{rn} > 0,75$: løst lagret, stor porøsitet.

Dess større pakningsgraden er, dess større vil stabiliteten være med tanke på setning. En tettere jordart vil ha større skjærfasthet og samtidig vil tettheten gjøre at mindre vann infiltreres. I skredsammenheng kan heterogene jordarter (delvis tette og delvis løse lag) kunne føre til at poretrykk bygges opp, se figur 2.9.5. De fleste moreneavsetninger har vært utsatt for høyt trykk som har ført til en overkonsolidering. Selve komprimeringen kan foregå på ulikt vis. I leirer vil komprimeringen først begynne med drenering av vannet, i jordarter med orienterte mineraler (stengelige og flisige), som f.eks. leire, vil kornene parallellorienteres. I sand vil noe av komprimeringen bestå i knusing av enkelte korn. Setningen er også avhengig av om lasten som påføres er statisk eller pulserende. I friksjonsjordarter fører pulserende laster til større setning. Humus eller leire i friksjonsjordarter kan redusere faren for en teksturkollaps, men samtidig øke setningen ved statisk last. I kohesjonsjordarter er setningen en langsommere prosess. På grunn av den ekstra lasten vil det umiddelbart bli et økt poretrykk som med tiden vil utlignes. Denne prosessen går imidlertid sakte fordi permeabiliteten er lav, og vannbroene mellom partiklene vil være intakte. Kohesjonsjordarter vil derfor ikke være like sensitive som friksjonsjordarter mot pulserende last. Til forskjell fra friksjonsjordarter kan kohesjonsjordarter ved avlastning gå tilbake til sin utgangstilstand (ved hysteresis), men ved flere på- og avlastninger vil setningene bli permanente (Brattli, 2014; Emdal et al., 2015).

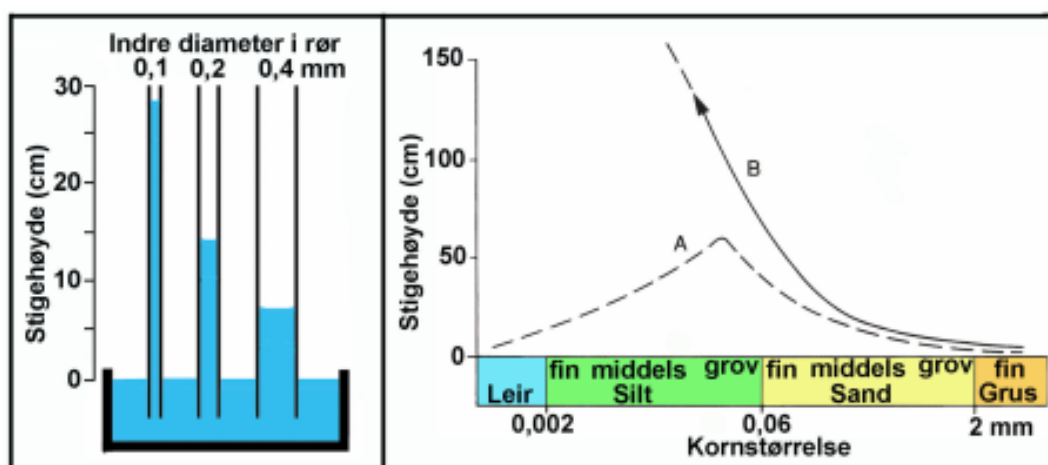
2.4.5.2 Permeabilitet

Permeabiliteten uttrykker hvor lett et materiale gjennomstrømmes av en væske (eller gass) og er nært knyttet til porøsiteten. Gjennomstrømningsevnen måles i Darcy [m/s] og kan finnes ved å måle gjennomstrømningen av en væske eller gass som funksjon av tiden (Fossen, 2009b). Et materiale kan ha høy porøsitet, men lav permeabilitet. Tette lag kan gjøre at permeabiliteten på tvers av lag blir lavere, og man får en anisotrop permeabilitet. Slike anisotropier kan styre grunnvannstrømningen og føre til opphoping av vann i enkelt soner. Denne anisotropien er enkelte bønder godt kjent med. I områder med fuktig og nedbørsrikt klima med jernholdig jord kan det dannes aurrheller der jernet kitter jorda sammen og hindrer vanngjennomstrømning. Dette er ugunstig på flere måter, både ved at vannet hopper opp på overflata og at vann ikke trekkes kapillært opp til overflata. Disse aurrhellene bør derfor brytes opp ved hjelp pløying (Flesland, 2013).



Figur 2.4.10: Hydraulisk konduktivitet for typiske norske jordarter (Brattli, 2009).

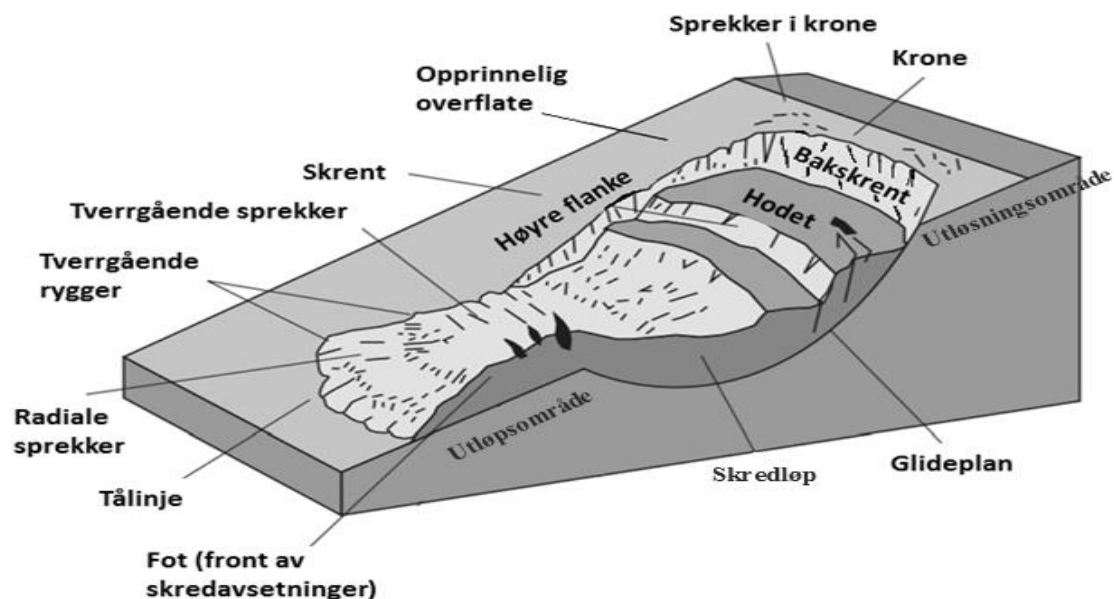
Vannet i de ikke-drenerbare porene representerer den *spesifikke rentensjonen*, og den er større for finkornige jordarter enn de grove. Ulike jordarter har ulik evne til å holde på vannet, og jordartens *kapillaritet* er et mål på dette. Kapillaritet bygger på hårrørsteorien som sier at vannet i et rør stiger på grunn av trykkforskjeller som dannes på grunn av overflatespenninger i vannet (figur 2.4.11). Når vannet fukter røret dannes det en menisk der den konkave siden av menisken har større trykk enn den konvekse siden. Denne trykkforskjellen utlignes ved at vannet i røret stiger. Det samme prinsippet gjelder for løsmasser der «røret» består av en kontinuerlig korn-til-korn kontakt. Dette er en egenskap som blir utnyttet av planter i perioder med lite nedbør, da vannet kan stige kapillært opp til røttene. Siltjordarter har den største kapillærevnen, noe som gjør den egnet som dyrka mark, men som også gjør den svært telefarlig. Morene inneholder ofte et betydelig innhold av silt, og er derfor ofte telefarlig (Brattli, 2014). Figur 2.4.11 viser også at grov silt har størst evne til å ta opp kapillært vann over et døgn (Jørgensen et al., 2013).



Figur 2.4.11: Venstre figur viser stigeevnen til vannet avhengig av rørdiameteren. Figuren til høyre viser maksimal stige høyde i godt sorterte og pakkede jordarter (B) og hvor høyt vannet stiger i løpet av et døgn (A) (Jørgensen et al., 2013).

2.5 Skråningsprosesser

I dette kapitlet vil teori rundt skråningsprosesser og likevektsberegninger bli omtalt. Noe fagterminologi vil også innføres. De ulike skredtypene kan ha svært ulik form, men de har alle et *utløsningsområde*, *skredløp* og *utløpsområde*. Utløsningsområdet er der hvor skredet først løsner på grunn av enten manglende kohesjon og styrke, for høyt poretrykk eller ugunstig orientering på blokker. Skredløpet er der hvor skredmassene beveger seg, og i dette området avsettes noe av skredmassene, men det meste av massene går videre til utløpsområdet hvor det blir en akkumulasjon av skredmasser. Dette er vist i figur 2.5.1.



Figur 2.5.1: Illustrasjon av et rotasjonsskred. Selv om ulike skredtyper kan anta svært ulike former har alle et utløsningsområde, skredløp og utløpsområde. Disse tre områdene kan variere stort fra skred til skred og skredtype til skredtype. Modifisert etter Highland og Bobrowsky (2008).

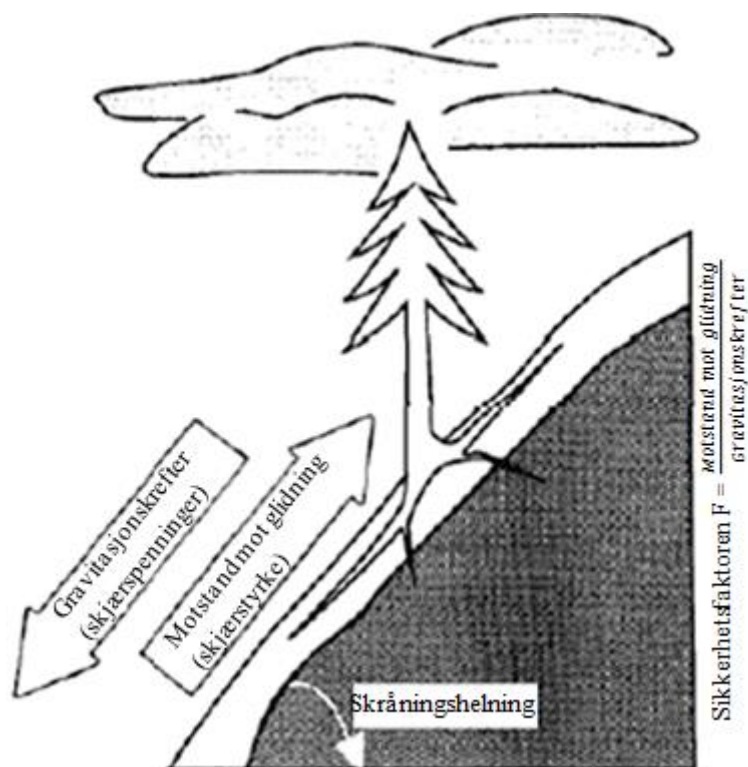
Snøskred har ofte tydelige utløsningsområder, skredløp og utløpsområder og man kan se nøyaktig hvor skredet begynte, hvor det gikk og hvor det endte opp. For steinskred er det imidlertid vanskeligere å si noe nøyaktig om utløsningsområder og hvor blokkene/steinene havnet. Det vil ofte være mye steinmateriale (*talus*) i bunnen av bratte fjellskrenter, og det man vet er at disse må ha kommet fra høyere opp i fjellskrenten. Avhengig av vanninnholdet kan mye eller lite skredmasser avsettes i skredløpet, da mye vann bidrar til stor sedimenttransport. *Terrengankere* som trær og store steiner kan virke som dempere for skredmassene og påvirke hvor langt massene går. Eksisterende flomløp kan gjøre at skredmassene går langt og brer seg ut over store områder (Highland og Bobrowsky, 2008).

2.5.1 Skråningsstabilitet

Ved vurdering av skråningsstabilitet kan det benyttes enkle likevektsberegninger som kan beregnes for hånd eller numerisk. Alternativer til likevektsberegninger er empirisk analyse og modellstudier, men disse vil ikke gis fokus i denne oppgaven. Ofte benyttes en sikkerhetsfaktor, F , der en $F > 1$ teoretisk sett betyr at en skråning er stabil, mens $F < 1$ betyr at de drivende kreftene er større enn de stabiliserende kreftene og skredet vil teoretisk sett utløses. De stabiliserende kreftene vil avhenge av bl.a. kohesjonen, friksjonen mellom kornene og andre stabiliserende faktorer, mens de drivende faktorene i tillegg vil påvirkes av vind og andre ytre faktorer. I tillegg er skråningshelningen avgjørende for stabiliteten, se figur 2.5.2 (Chatwin et al., 1994).

$$F = \frac{\text{Stabiliserende krefter}}{\text{Drivende krefter}} \quad \text{likn. (6)}$$

Det er store usikkerheter ved slike analyser siden man ikke har noen metoder for nøyaktig å stadfeste de ulike parameterne som inngår i beregningene. I tillegg er det sannsynlig at parameterne varierer innad i de potensielle skredmassene. Man må derfor anta en realistisk middelvei på parameterne. Ved ingeniørgeologisk bruk kreves det ofte en sikkerhetsfaktor mellom 1,5-2, men dette kan avhenge av både prosjekttype og sikkerhetsklasser (Nilsen og Broch, 2012).



Figur 2.5.2: Sikkerhetsfaktoren, F , er avhengig av de drivende kreftene (pil nedover), de stabiliserende kreftene (pil oppover) og skråningshelningen. Modifisert etter Chatwin et al. (1994).

Faren for blokkutfall kan beregnes ved relativt enkle likninger. Homogene jord- og leirskred kan beregnes som enten plane eller sirkulærsylindriske skjærflater ved f.eks. s_u - eller $\alpha\phi$ -analyse, mens det ved mer komplekse skredtyper, slik som fjellskred, er vanskeligere å fastsette en faktor. I slike tilfeller er overvåkning mer brukt for å angi *sannsynligheten* for skred. Dette gjøres i dag ved Mannen og Åkneset i Møre og Romsdal. Ved Åkneset benyttes totalstasjon, GPS, laser, strekkstag, radar, borehullsinstrument, elektroniske vater, seismiske sensorer, meteorologiske stasjoner samt web-kamera for å kunne måle bevegelse (NVE, 2015).

Selv om man kan si noe om faren for disse skredtypene er det likevel vanskelig å si noe om størrelsen og omfanget av skredene (Duncan, 1996). I dette kapitlet vil et utvalg av enkle stabilitetsberegninger bli presentert, med fokus på metoder som kan benyttes for jordskred. Begrensningene av metodene vil også bli nevnt. Mer avanserte numeriske beregninger vil ikke bli omtalt, da disse ikke er brukt i oppgaven. Disse enkle metodene vil bidra til å belyse de parameterne som inngår i skråningsstabiliteten.

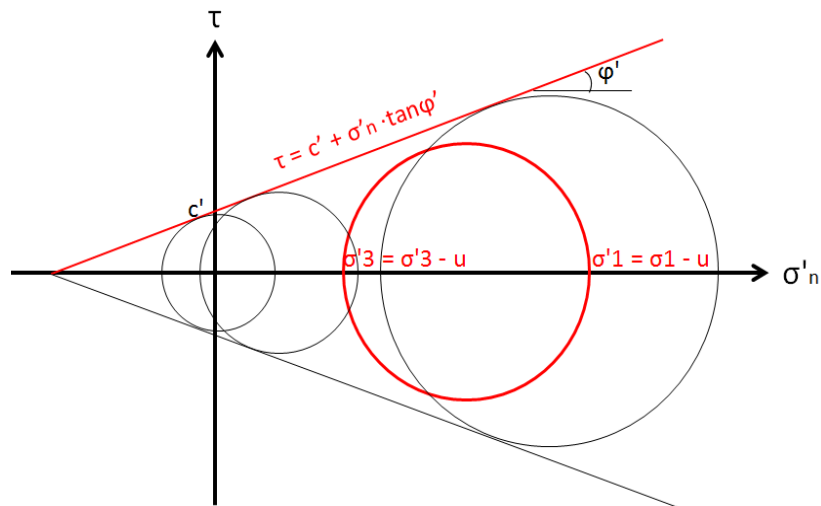
2.5.1.1 Mohr-Coulomb-kriteriet

Mohr-Coulomb-kriteriet (figur 2.5.3; likning 7) er det vanligste bruddkriteriet innen geoteknisk prosjektering (rocscience, u.å.) og beskriver en lineær sammenheng mellom normal- og skjærspenning. En variant av Mohr-Coulomb-kriteriet er å se sammenhengen mellom største og minste hovedspenning.

$$\tau = c' + \sigma'_n \cdot \tan\phi \quad \text{likn. (7)}$$

, der τ er skjærspenninga, c er kohesjonen, σ_n er normalspenninga og ϕ er friksjonsvinkelen. Bruken av tegnet ' forteller at man regner med effektivspenninger, dvs. at vanntrykket/poretrykket er trukket fra.

Den røde linja i figur 2.5.3 representerer bruddkriteriet og alle spenningssituasjoner som gjør at spenningssirkelen stiger over den røde linja fører til brudd i materialet. Metoden er vanlig for UCS [Uniaxial Compression Strength]-tester og triaksialtester i bergartsprøver, men metoden kan tilpasses løsmasser. Bruddlinjene kan finnes ved å teste ulike hovedspenningssituasjoner der prøven går i brudd. Ved feltundersøkelser kan hovedspenningene finnes og man kan se hvor langt man er fra brudd. Dette er spesielt nyttig for bergmasse, men noe som er interessant for både bergmasse og løsmasse er innvirkningen av poretrykket (u). Ved å øke poretrykket vil effektivspenningene minke og den røde sirkelen i figur 2.5.3 vil bevege seg mot venstre, og etter hvert føre til brudd i materialet. Dette er grunnen til at poretrykket er særlig interessant for både løsmasser og fast fjell i skredsammenheng (Emdal et al., 2015).



Figur 2.5.3: Mohr-Coulombkriteriet.

2.5.1.2 Skjærstyrkeuttrykk ved effektiv friksjonsvinkel

I kapittel 2.5.1.1 ble Mohr-Coulomb-kriteriet introdusert, som vist i likning 7. For grove masser (sand, grus og stein), der permeabiliteten er høy og løsmassene normalt drenert vil disse massene være kohesjonsløse. Da forenkles Mohr-Coulombkriteriet til som vist i likning 8.

$$\tau = \sigma'_n \cdot \tan\phi' \quad \text{likn. (8)}$$

Duncan et al. (2014) ser på ulike fysiske egenskaper som har innvirkning på den *effektive* friksjonsvinkelen. Den effektive friksjonsvinkelen vil gi et uttrykk for skjærstyrken til jorda. Sammenhengen mellom ulike fysiske egenskaper og den effektive friksjonsvinkelen er som vist i likning 9. Faktoren A er den viktigste og representerer friksjonsvinkelen i sin enkleste form (rasvinkelen av tørt, løst materiale). Grovere masser vil generelt ha høyere friksjonsvinkel enn finere masser. I tillegg vil velgraderte masser (høy C_u) ha høyere friksjonsvinkel enn ensgraderte masser (lav C_u). Høyere normalspenning vil gi en lavere effektiv friksjonsvinkel. Den relative tettheten knyttes til om materialet er løst eller tett pakket. En relativ tetthet på 100 % tilsvarer den maksimale tettheten jordarten kan ha, mens en relativ tetthet på 0 % gir den laveste tettheten (løs tilstand). Høyere tetthet gir høyere effektiv friksjonsvinkel. Disse avvikene har sammenheng med partikkelstyrken, partikkelform og partikkelruhet. Sammenhengen mellom tetthet og friksjonsvinkel er også undersøkt av flere, blant andre Cornforth (1973). I korrelasjonen vist i likning 9 finnes det en spredning med standardavvik på så vidt over 3° . Dette avviket kommer av de ulike mineralenes styrke (Duncan et al., 2014).

$$\phi' = A + B(D_r) - [C + D(D_r)] \log_{10} \left(\frac{\sigma'_N}{p_a} \right) \quad \text{likn. (9)}$$

, der

A representerer friksjonsvinkelen.

B , C og D er korrelasjonskoeffisienter
(kan variere fra jordart til jordart)

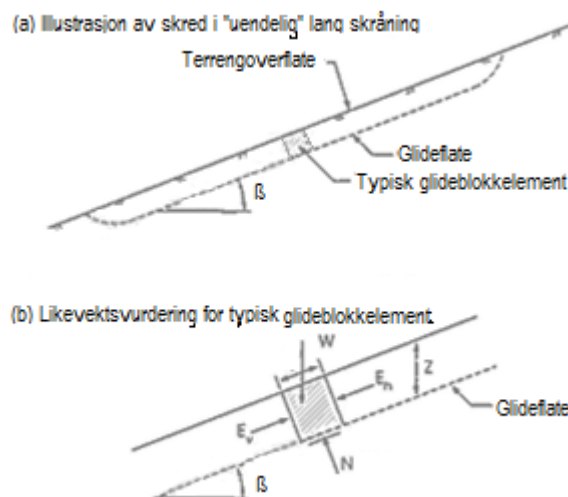
D_r er relative tetthet.

σ'_n er effektiv normalspenning.

p_a er atmosfæretrykket (Duncan et al., 2014).

2.5.1.3 Plane skjærflater – translasjonsskred

I denne beregningsmetoden er glideflaten antatt å være helt parallell med terrengoverflata alle steder bortsett fra toppen og foten av skråninga. Dybden er antatt å være mye mindre enn lengden av skredet, dermed kan beregningene forenkles til å være todimensjonale. Avviket i topp og fot blir ikke iberegnet ved denne metoden, men i virkeligheten kan forholdene i topp og fot ha stor betydning for stabiliteten. I granulære masser (som mangler kohesjon) og i snøskredsammenheng er egenskapene og forholdene spesielt i toppen viktige for stabiliteten. De forenklingene man gjør fører til at man kan se på enkelte blokker (b i figur 2.5.4) og man kan beregne sikkerhetsfaktoren for enkeltblokken.



Figur 2.5.4: Stabilitetsberegning for "uendelig lang" skråning med plan skjærflate. Modifisert etter Høeg (2014).

Ved å benytte seg av Mohr-Coulomb-kriteriet kan man finne sikkerhetsfaktoren, F :

$$\tau_R = \frac{R}{A} = c' + (\gamma \cdot z \cdot \cos^2 \beta - u_b) \cdot \tan \phi' \quad \text{likn. (10)}$$

$$\tau_D = \frac{D}{A} = \gamma \cdot z \cdot \cos \beta \cdot \sin \beta \quad \text{likn. (11)}$$

$$F = \frac{R}{D} = \frac{\tau_R}{\tau_D} = \frac{c' + (\gamma \cdot z \cdot \cos^2 \beta - u_b) \cdot \tan \phi'}{\gamma \cdot z \cdot \cos \beta \cdot \sin \beta} \quad \text{likn. (12)}$$

, der R er de stabiliserende kreftene, D er de drivende kreftene, A er arealet på glideflaten, τ er skjærstyrken, c er kohesjonen, γ er romvekten for glidelegemet, z er vertikal dybde fra terrengoverflata til glideflaten, β er skråningsvinkelen, ϕ er friksjonsvinkelen og u_b er vanntrykket (Høeg, 2014).

Ut fra likning 12 kan man se at de viktigste faktorene med tanke på stabiliteten er kohesjonen, friksjonsvinkelen, vanntrykket, skråningsvinkelen og vekta av de potensielle skredmassene. Lette løsmasser med god kohesjon vil være mer stabile enn tyngre løsmasser med lite kohesjon (Høeg, 2014).

2.5.1.4 Sirkulærsylindriske skjærflater - rotasjonsskred

Mens translasjonsskred utløses der det er svake lag, enten ved overgangen fra løsmasser til berg, på bunnen av det aktive (telepåvirkede) laget eller andre svakhetsplan, går rotasjonsskred i løsmasser med større dybde. Ved slike analyser kan skredlegemet deles inn i flere lameller som hver kan benyttes i en momentlikevekt, som vist i figur 2.5.5. Ved numerisk analyse på datamaskin kan disse lamellene gjøres «uendelig» små. I analysen kan man dele inn området i ulike lag eller soner der hvert lag/soner må være homogent (ha like materialegenskaper). Siden metoden baseres på momentlikevekt kan hvert av elementene tilpasses grunnvannsstanden, lokale vektforskjeller og andre materialegenskaper, men dess flere variasjoner man legger til dess verre blir det å regne ut for hånd. Numerisk analyse på datamaskin er derfor nyttig i slike tilfeller. Numeriske beregninger på datamaskin er praktisk talt eneste måten man beregner slike utregninger på i dag. Ved sirkulærsylindriske skjærflater beregnes sikkerhetsfaktoren for ulike skjærflater. Skjærflata med lavest sikkerhetsfaktor vil være den skjærflata man dimensjonerer etter. Man kan beregne sikkerhetsfaktoren både for udrenert skjærstyrke (kalt s_u -analyse) og for drenert skjærstyrke (kalt $\alpha\phi$ -analyse) (Høeg, 2014).

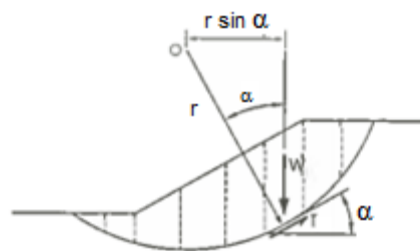
$$F = \frac{\text{Stabiliserende moment}}{\text{Destabiliserende moment}} = \frac{r \cdot \Sigma T_{maks}}{r \cdot \Sigma W \cdot \sin \alpha} \quad \text{likn. (13)}$$

$$= \frac{\Sigma c' \cdot l + N' \cdot \tan \phi'}{\Sigma W \cdot \sin \alpha}$$

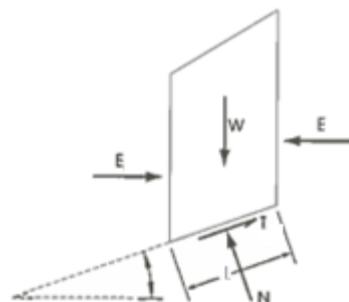
, der r er radius i glidesirkelen, W er vekta av lamellen, α er helningen på glideflaten under lamellen, N er normalkrafta, c er kohesjonen og l er lengda av lamellen (Høeg, 2014).

Fra likning 13 kan man se at kohesjonen og friksjonsvinkelen er avgjørende faktorer for stabiliteten og at høyere vekt på de ulike lamellene gir større drivende krefter. Denne likningen inkluderer ikke poretrykket, men det kommer av at likningen er basert på en s_u -analyse. En tilsvarende $\alpha\phi$ -analyse vil kunne vise at poretrykket har en betydelig innvirkning. Spesielt for rotasjonskred vil forholdene i toppen og foten av skråningen ha stor betydning for stabiliteten.

En fylling i bunn vil kunne bidra til et stabiliserende moment, mens en fylling i toppen bidrar til ekstra moment i den drivende retningen. På samme måte vil en skjæring i toppen virke stabiliserende (om man bare studerer vekta) på grunn av mindre moment i drivende retning, mens skjæring i bunn vil senke stabiliteten på grunn av mindre stabiliserende moment (Høeg 2014; Emdal et al., 2015).



(a) Inndeling av glidelegemet i vertikale lameller og beregning av sikkerhetsfaktor (F) ved å betrakte momentlikevekt



(b) Beregning av N ved å vurdere vertikal likevekt. Beregning av N er nødvendig for å kunne beregne skjærstyrke langs glideflaten.

Figur 2.5.5: Stabilitetsberegning for utglidning ved rotasjonsbevegelse. Modifisert etter Høeg (2014).

2.6 Karakteristikk ved jord- og flomskred

Jordskred og flomskred er skred i løsmasser som ligger på fast fjell, og omfatter stein, grus, sand, silt og leire, samt også jordsmonn som er rikt på organisk materiale, torv og myr (Øydvin, et al., 2011). Ulik litteratur bruker ulike begreper, og begrepene jordskred og løsmasseskred brukes av og til om hverandre, men i denne oppgaven gjøres det et skille, da løsmasseskred her vil innebefatte både jordskred, flomskred, leirskred og kvikkleireskred. I oppgaven kan benevnelsen jordskred omfatte både jord- og flomskred, men hvis det er vesentlige, karakteriske forskjeller mellom skredtypene vil det gjøres et skille. Tabell 2.6.1 gir en sammenligning mellom jordskred og flomskred. Både bevegelse, materiale, utløsende faktorer og til tider skader på infrastruktur kan være like for de to skredtypene.

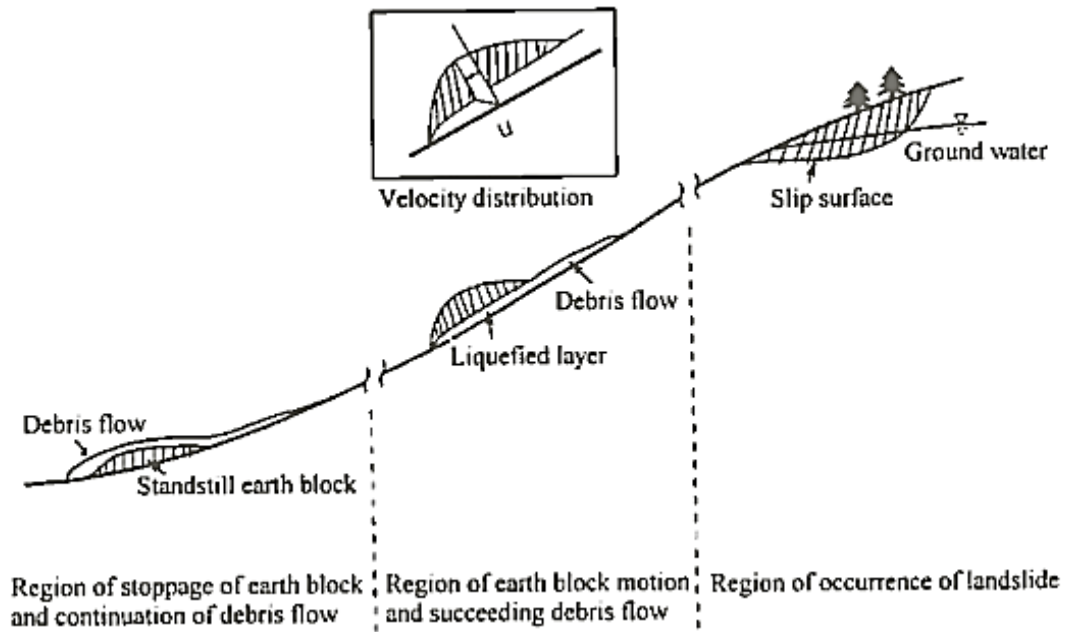
Flomskred er mer vannrik enn jordskred, men overgangen mellom disse skredtypene er ikke nødvendigvis tydelig (NVE, 2013). Jordskred kan gå over til flomskred underveis i skredløpet, som vist i figur 2.6.1. Figuren viser hvordan et dyptliggende skred omvandles fra et dypt jordskred og gradvis over til et flomskred. Denne omvandlingen avhenger av både tilgang på vann og egenskapene til løsmassene. I følge Fannin og Rollerson (1993) går jordskred over til flomskred spesielt i raviner i bratte fjellskråninger. Hvis vanninnholdet, og etter hvert poretrykket blir høyt nok vil de individuelle kornene som tidligere ble holdt oppe i en kornstruktur holdes oppe i suspensjon pga. poretrykket. Dette gjelder spesielt for lette jordarter med stor porøsitet. En lav permeabilitet i skredmassene vil generelt bidra til at poretrykket ikke faller, og skredet fortsetter lengre som et flomskred til terrenget flater ut. Om jordarten er tett (lite porevolum eller overkonsolidert) vil jordskredet sjelden omvandles til flomskred. Selv om kornstrukturen ødelegges vil kornene ligge så tett at de ikke kan løsriives fra hverandre og skredmassen vil ikke bli flytende (Takahashi, 2007).

Hastighetsprofilen i figur 2.6.1 viser at hastigheten er null ved bakken og maksimal i overgangen mellom det faste og det løse laget. Dette betyr at det faste laget som ligger over beveger seg raskere enn det underliggende. Det faste laget ligger derfor fremst i skredmassene, mens flomskredet følger bak. Når terrenget flater ut vil det faste laget stoppe opp og flomskredet fortsette videre (Takahashi, 2007).

Tabell 2.6.1: Sammenligning av jordskred og flomskred. Modifisert etter Bargel et al. (2011).

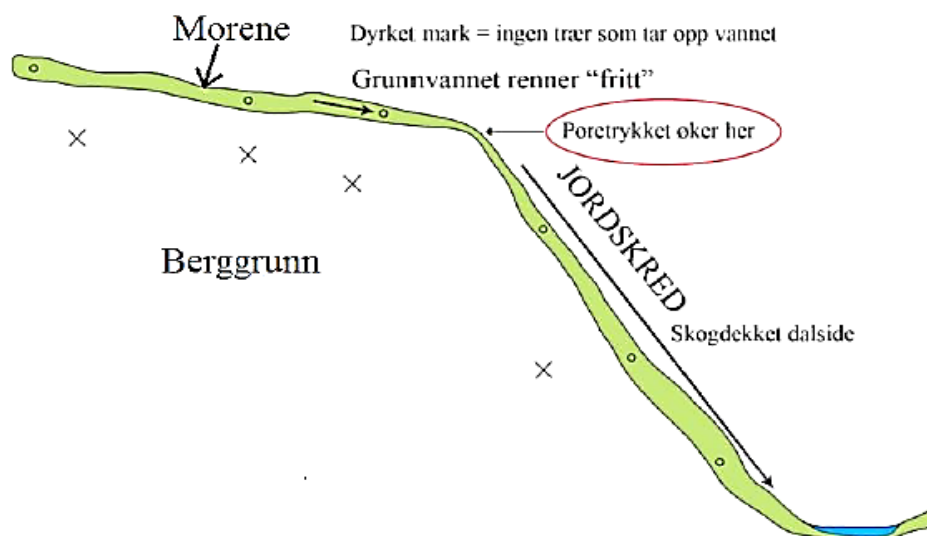
	Forhold i løsmassene	Utløsningsmekanisme	Bevegelse og rekkevidde	Kjennetegn i avsetningsområdet
Jordskred	<p>Skråningshelning i et løsmassedeckle > 25-30 °.</p> <p>Finmateriale + stein, sand og grus blandet med vegetasjon.</p> <p>Variierende vanninnhold.</p>	<p>Intens/ langvarig nedbør, snøsmelting.</p> <p>Punktbrudd eller tversgående sprekk i vannmettede løsmasser.</p>	<p>Utglidning av vannmettede masser som kan vokse både i lengde- og bredderetning.</p> <p>Massestrøm med liten til stor rekkevidde.</p>	<p>Tungeformede rygger (lober) og langsgående rygger (levéer) av grovmateriale langs og nedenfor skredbanen.</p> <p>Vifte av grovt materiale i øvre del og finmateriale i nedre del av vifta (ofte brattere enn flomskredvifte).</p>
Flomskred	<p>Erosjon i løsmassedecklet ved elver og bekker.</p> <p>Opptreter langs klart definerte elve- og bekkeløp, raviner, gjel eller skar der det vanligvis ikke er permanent vannføring.</p> <p>Høyt vanninnhold.</p>	<p>Flom pga. intens nedbør, snøsmelting eller dambrudd.</p> <p>Intens erosjon + stor vannføring fører til en svært vannmettet sedimentstrøm.</p> <p>Masser tilføres også fra tilgrensende jordskred.</p>	<p>Bølge av vann, sedimenter og organisk materiale.</p> <p>Stor hastighet og tetthet.</p> <p>Stort volum.</p> <p>Svært stor rekkevidde.</p> <p>Selve flommen kan fortsett mye lengre enn løsmassene.</p>	<p>Tungeformede rygger (lober) og langsgående rygger (levéer) av grovmateriale langs og nedenfor skredbanen.</p> <p>Vifte av grovt materiale i øvre del og finmateriale i nedre del av vifta (ofte jevnere overflate og en fremre front på flomskredvifte).</p>

Jordskred defineres som raske utglidninger og bevegelse av vannmettede løsmasser i bratte skrånninger utenfor definerte vannveier. Jordskred vil starte i vannmettede løsmasser som en utglidning langs et glideplan som enten begynner i et punkt eller i en bruddsone. Figur 2.6.2 viser et typisk tilfelle for skredutløsning i morenemateriale. I figuren er øvre del av jorda dyrka mark, uten trær til å ta opp vann, mens nedre del er en skogdekket dalside. Slik var situasjonen i Melen (se kapittel 5.2 og 5.3). Grunnvannet renner fritt gjennom jorda, men i knekkpunktet vil poretrykket øke. Ved tilstrekkelig høyt poretrykk vil skredet utløses (Bargel, 2014).



Figur 2.6.1: Omvandling fra jordskred til flomskred ved likvifisering. Skraverte områder er «faste» løsmasser. Hastighetsprofilen viser maksimal hastighet i overgangen mellom det faste og løse laget (Takahashi, 2007).

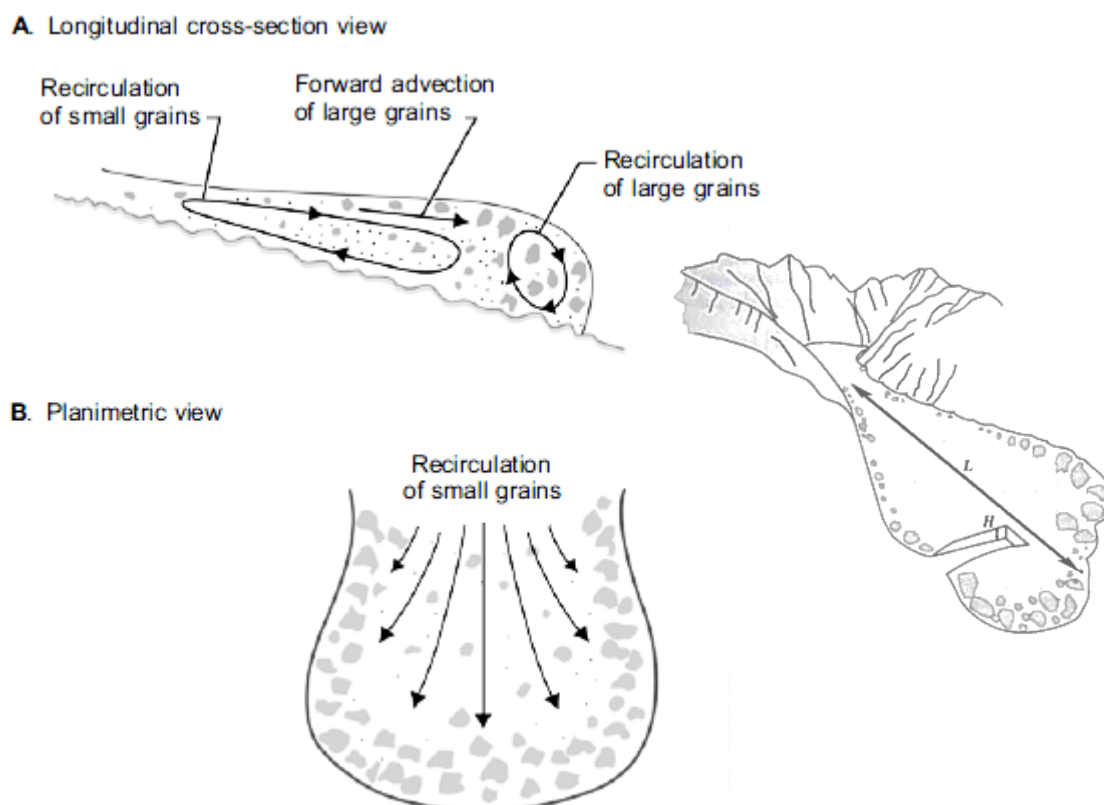
Om løsmassedekket er tynt vil skredet være ikke-kanalisert og man kan få trekantskred som starter i et punkt og brer seg utover i en trekantform. De fleste slike skred er imidlertid uregelmessige i formen. Kanaliserte skred forekommer i tykkere løsmasser der jordskredet først utløses i et punkt eller en bruddsone og deretter følger en kanal. Denne kanalen kan enten bli gravd ut underveis i løsmassene slik at det dannes loper og rygger i avsetninga, eller skredet kan følge en eksisterende kanal, f.eks. tørrlagte bekker eller elveløp. De fleste jordskred er grunne og har et glideplan på



Figur 2.6.2: Typisk tilfelle for utløsning av jordskred, med poretrykksøkning i skråningens knekkpunkt (Bargel, 2014).

mindre enn 5 meters dybde og starter med en halvsirkelformet bruddkant. Jordskred utløses normalt i skråninger brattere enn 30° , men med økende vannmengde, lite vegetasjon eller tynt løsmassedekke på fjelloverflate med lite ruhet kan skredet utløses i skråninger ned mot 20° . Morenemateriale er det vanligste skredmaterialet i Norge, men man får også skred i tidligere skredavsetninger, forvittringsmateriale, elve- og breelvavsetninger og marin leire (omtales da som leirskred, selv om prosessene er relativt like). Jordskred frakter med seg store jordmasser, med det groveste materialet som en tungeformet rygg fremst, og arret etter skredløpet blir ofte liggende flere år før nye løsmasser er akkumulert og vegetasjonen reetablert. Jordskred har sjelden en utløpsdistanse > 500 m, men store jordskred med høyt vanninnhold kan gå lengre. Hastigheten vil normalt være lav i starten, men kan komme opp mot 45-50 km/t avhengig av vanninnholdet (NVE, 2013).

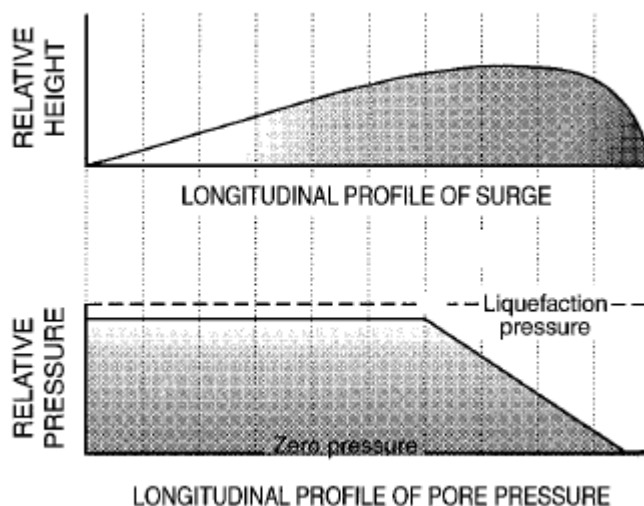
Utglidning er et begrep som brukes i forbindelse med jordskred og kan beskrive en langsom bevegelse av løsmasser på et plant eller skjeformet glideplan (begrepet må ikke forveksles med det som finnes i klassifiseringa til Varnes (1978)). Utglidningene er grunne, normalt 0,5-2,3 m tykke og kan oppstå i slake terreng, og materialet er ofte finere enn det som forekommer i de fleste jordskred.



Figur 2.6.3: Skjematisk figur av kornenes baner under skredbevegelsen. Det skjer en sortering av grove korn i fronten og ut mot sidene. Senter og halen av skredet vil ha mer finstoff og høyere poretrykk, og denne delen av skredet vil bevege seg tilnærmet flytende. Halen av skredet presser skredet framover og er dermed den drivende delen av skredet, mens fronten og sidene vil være en reduserende faktor og fungere som en bevegende demning og vil redusere lengden på skredet. (Iverson, 2005).





Utglidninger kan være den første massebevegelsen som fører til jordskred. Den typiske utløsende faktoren for jordskred er kraftig eller vedvarende regn. En tommelfingerregel sier at om 8 % av årsnedbøren kommer i løpet av ett døgn, er det fare for jordskred. (Sletten et al., 2008). Mer om slike terskelverdier er beskrevet i kapittel 3.4.2. Andre faktorer som påvirker utløsning av jordskred er snøsmelting, høyt vanninnhold i løsmassene, veiskjæringer, skogsbilveier, flatehogst og steinsprang (NVE, 2013).

Figur 2.6.3 viser hvordan kornene beveger seg underveis i et jordskred. Kornene sirkuleres samtidig som det skjer en sortering av grovere korn ut mot sidene og fronten av skredet. Anrikningen av grove korn fører til et lavere poretrykk ved fronten og sidene av skredet enn lengre bak. Halen av skredet vil være omtrent flytende på grunn av høyt poretrykk i de finere massene. De finere massene bak skyver hodet av skredet framover som en demning som beveger seg. Fronten med de grove massene vil derfor begrense lengden av skredet (Iverson, 2005). Disse prosessene finner man i både jord- og flomskred. Figur 2.6.4 viser bl.a. det relative poretrykket langs en flomskredbølge. Poretrykket ved fronten er null og stiger gradvis opp til nær flytegrensa ved flomfronten (høyeste punkt). Bak flomfronten vil poretrykket være såpass høyt at skredet fortsetter i flytende tilstand helt til vannet får mulighet til å dreneres. Figuren er generalisert og poretrykket kan fordeles på andre måter enn vist i figuren, selv om poretrykksfordelingen *prinsipielt* vil være den samme (Iverson, 1997).



Figur 2.6.4: Generalisert fordeling av poretrykk og lengdesnitt av en flomskredbølge. Øverst vises formen på en skredbølge, underst vises poretrykket. Bak fronten er poretrykket konstant høyt (omtrent ved flytegrensa, «liquefaction pressure»), men avtar til null ved fronten av skredet (Iverson, 1997).

Flomskred defineres som hurtige, flomlignende skred langs eksisterende eller tidligere elve- og bekkeløp eller andre dreneringsveier med omtrent like mengder vann og sediment (Iverson, 1997). Den typiske skråningsvinkelen for flomskred ligger mellom 25-45° og kan starte som et jordskred i øvre del av skråningen (figur 2.6.1). Om skredet følger elver eller bekker vil det etter hvert fluidiseres og volumet øke betraktelig. Flomskred har en lengre utløpsdistanse enn jordskred. I prinsippet vil ikke skredet stanse før gradienten er 0°, da vannet vil fortsette å flyte med de fineste fraksjonene i suspensjon. Om porevannet inneholder store mengder silt og leir blir vannstrømmen mer viskøs. På grunn av det store vanninnholdet vil hastigheten typisk være 45-50 km/t. På grunn av kanaliseringen vil strømmen holde en tilnærmet konstant tykkelse og sortere massene slik at de største kornene ruller på bunn, mens de minste partiklene er i suspensjon over. Materialet avsettes som en vifte. Viften kan bygge seg ut ved gjentatte flomskred. Ved elvemunningen blir kanalen bredere og de største blokkene og steinene avsettes i toppen av vifta, mens de finere materialene fraktes lenger ut. Skredmassene avsettes som levéer i skredløpet med de groveste massene øverst. De typiske utløsende faktorene for flomskred er kraftig eller vedvarende regn, evt. snøsmelting, stor vannføring og erosjon, jordskred, sørpeskred eller dambrudd (NVE, 2013). Figur 2.6.5 viser illustrasjoner og figurer av jordskred og flomskred.

Jordskred	Flomskred
 <p data-bbox="191 1512 295 1541"><i>Jordskred</i></p>	 <p data-bbox="805 1512 917 1541"><i>Flomskred</i></p>
 <p data-bbox="191 2027 438 2056"><i>Trekantformet jordskred</i></p>	 <p data-bbox="805 1982 1396 2056"><i>Grovsortert avsetning. Vegetasjon og store steiner på overflaten (A. Taurisano)</i></p>



Figur 2.6.5: Jordskred og flomskred (NVE, 2013; Carstens, 2014).

2.6.1 Tre kriterier for utløsning av jord- og flomskred

Det finnes tre kriterier for at et jordskred eller flomskred skal kunne utløses: *potensielt ustabile løsmasser*, *bratt terreng* og en *utløsende faktor*.

2.6.1.1 Potensielt ustabile løsmasser

For å utløse jordskred må det finnes løsmasser. I Norge går de fleste jordskred i morenemasser siden denne avsetningen er vanligst i dalsidene, hvor terrenget muliggjør skred. Jordskred utløses også i tidligere skredmasser, forvittringsmateriale, elve- og breelvavsetninger og marin leire. Kornstørrelse og kornform vil ha stor betydning for stabiliteten. Dersom jordarten er en blandingsjordart med både grove og fine korn sammen, vil egenskapene til de finkornete fraksjonene dominere, selv ved relativt små mengder (Rørvik, 1982). Ved å se på vegetasjon, løsmasstype, tykkelsen på løsmassen og på hydrologiske og hydrogeologiske prosesser får man dannet et bilde på om den aktuelle løsmasseavsetninga skal regnes som stabil eller ikke. Stabiliteten kan forandre seg over tid. Et typisk norsk jordprofil i en dalside kan vise både overkonsolidert jord og en løs, telepåvirket jord med et potensielt glidesjikt imellom. I Norge er det øverste telepåvirkede (aktive) laget typisk 1-2 m. tykt, og ved videre forvitring vil laget kunne bli tykkere (Bargel et al., 2011).

2.6.1.2 Bratt terreng

Jordskred utløses normalt i skråninger brattere enn 30° , men denne vinkelen er sterkt avhengig av andre faktorer som enten bedrer eller senker stabiliteten til løsmassene. Hvis løsmassedekket er tynt og ligger direkte oppå en fjelloverflate med liten ruhet, eller hvis vegetasjonen ikke eksisterer eller er fjernet ved menneskelige inngrep kan jordskred utløses ved lavere gradienter ned mot 25° . Store vannmengder kan senke denne gradienten ytterligere. Terrengformer gir lokale utslag på stabiliteten, særlig ved søkk og raviner i terrenget. Slike områder vil både drenere vann og samle

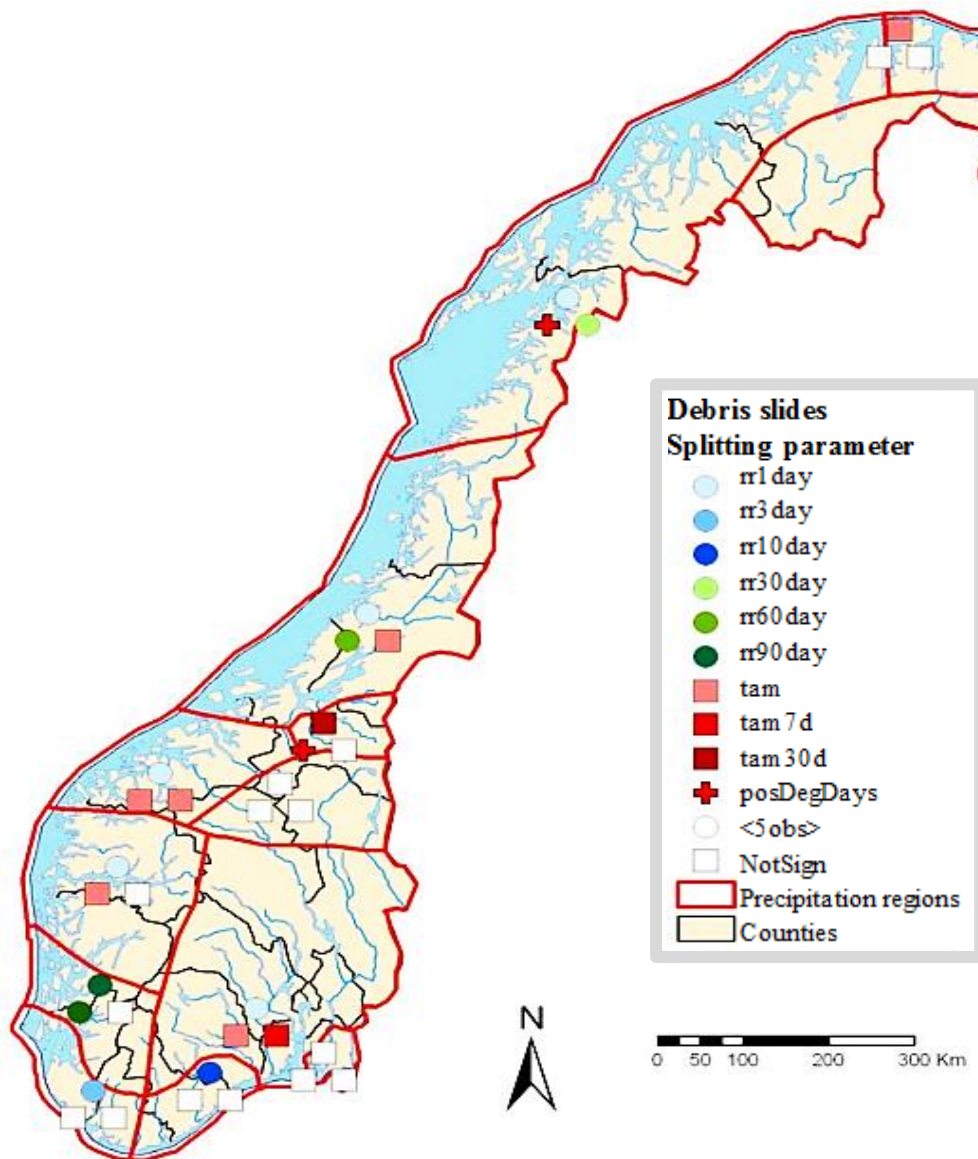
løsmasser over tid. Det er sjelden at jordskred forekommer i terreng brattere enn 45° på grunn av at det er lite ustabile løsmasser i så bratte terreng (Bargel et al., 2011). Det meste av løsmassene som har eksistert eller som oppstår på grunn av forvitring og erosjon i særdeles bratte terreng vil tidlig rase ut og etterlate et tynt løsmassedekke eller bar fjelloverflate.

2.6.1.3 Utløsende faktor

Når forholdene i jorda og terrenget gjør det både mulig og sannsynlig med skred må det en ytre påvirkning til for å utløse skredet. I de aller fleste tilfeller er den utløsende faktoren for jordskred forbundet med vann, der det økte poretrykket fører til at skjærspenningen overstiger skjærstyrken i jorda. Jordskred kan enten starte plutselig eller som et resultat av sig i jorda over tid. Vann kan enten komme som intens eller langvarig nedbør, ved menneskelig påvirkning (drenasjesystemer, veier) eller det kan komme på grunn av snøsmelting. For flomskred kan også dambrudd være en årsak. Elve- og bekkeerosjon undergraver ofte foten av en skråning og senker stabiliteten til løsmassene, og når poretrykket blir stort nok vil skredet gå. Menneskelige inngrep som skogsbilveger kan enten utløse skred eller senke stabiliteten til løsmassene ved forhøyet vektbelastning eller dårlig drenering av veiene som deretter fører til økt poretrykk i jorda (Bargel et al., 2011).

2.7 Utløsende og stabiliserende faktorer

De viktigste årsakene til jordskred ble introdusert i kapittel 2.6, og de følgende kapitlene vil gå mer i detalj på de ulike faktorene som påvirker stabiliteten. I tillegg til de følgende faktorene kunne seismisk aktivitet vært inkludert, men for norske forhold anses ikke dette som en avgjørende faktor. Det kan imidlertid nevnes at enhver rystelse i bakken (seismisk aktivitet) vil ha en betydning for stabiliteten, enten positivt ved at materialene «setter» seg og stabiliseres eller negativt slik at rystelsen er «dråpen som gjør at begeret renner over». Figur 2.7.1 viser de meteorologiske utløsningsfaktorene for jordskred i de ulike nedbørsregionene.



Figur 2.7.1: Meteorologiske utløsningsfaktorer for jordskred i de ulike nedbørsregionene. Viktigste element i hver region er øverste symbol, nest-viktigste til venstre og tredje-viktigste til høyre. Forkortelsene til figuren er forklart i Vedlegg 5 (Kronholm et al., 2007).

2.7.1 Nedbør og temperatur

For norske forhold er vann alltid en medvirkende og ofte utløsende faktor for jordskred. Det er valgt å gi nedbør et eget kapittel siden denne faktoren ofte er helt avgjørende for utløsningen av skred, men de andre faktorene som er nevnt i følgende kapitler vil også være avhengig av nedbørsmengden- og intensiteten. Temperaturen har betydning for skredaktivitet spesielt med tanke på tele i bakken og om nedbøren vil falle som snø eller regn.

De fleste jord- og flomskredutløsninger kan korreleres relativt bra opp mot nedbør, og NVEs jordskredvarsling er derfor tett knyttet til værvarsling og spesielt nedbør. Sammenhengen mellom nedbør og skred er ikke like tydelig, da jorda selv har evnen til både å ta opp og fordampe vann, og dermed fungere som en «buffer» («bufferkapasiteten» - dvs. evnen til å motsette seg forandringer). Stabiliteten til jorda vil også avhenge av vannmetninga i jorda og dybden til løsmassene. Det er enklere å korrelere skred med nedbør for grunne løsmasser eller løsmasser med høy grunnvannstand (mettet tilstand). Da vil effekten av nedbøren gi en tilnærmet umiddelbar respons på jordstabiliteten. Det er ikke enkelt, men ønskelig å kunne gi et godt estimat på når man kan forvente skred. Jørstad (1964) analyserte sammenhengen mellom regn og jordskred i Nordland og Troms oktober 1959. Det ble satt kritiske regnmengder som prosentdelen av daglig nedbør i forhold til gjennomsnittlig årlig nedbør. For Nordland ble denne mengden satt til 10-13 %, for Vest-Norge 5-8 % og for det sør-østlige Norge 15-20 %. Den kritiske regnmengden for 24 timer ble gitt ut fra likning 14.

I kystnære regioner utløses jordskred ofte etter en lengre periode med regn, ofte på høsten ved høy lavtrykksaktivitet. På innlandet går jordskred ved høy nedbørsintensitet og snøsmelting om våren, eller om sommeren på grunn av lokal, intens, konvektiv nedbør (Boje et al., 2014). Generelt vil høyereliggende områder være mer utsatt for nedbør og dermed få en større fare for skred. Det er spesielt fire nedbørsfaktorer som har innvirkning på skredfare: 1: total nedbørsmengde, 2: kortsiktig nedbørsintensitet, 3: nedbørsmengden ved tidligere uvær, og 4: varigheten av nedbøren/uværet. Ved uværstormer er det funnet at de fleste utglidninger skjer en kort tid etter maksimal nedbørsintensitet. Faktor 1 har stor betydning for grunnvannsstanden og vannmetningen i løsmassene. Effekter som drenering (kapittel 2.7.7), evapotranspirasjon (kapittel 2.7.6) og dybden til løsmassene vil være viktige for effekten av total nedbørsmengde. Faktor 2 har spesielt stor betydning mtp. hurtig oppbygging av poretrykk. Figur 2.4.10 viser ulike jordarters kapillære evne. Tette jordarter vil raskt kunne bygge opp poretrykk. Faktor 3 gir informasjon om grunnforholdene, dvs. om jorda er mettet på vann, eller om jorda har evne til å ta opp mye vann. Faktor 4 har



Figur 2.7.2: Faksimile fra Trønderavisen 07.12.2016. Avisen meddeler at på grunn av kombinasjon av snøsmelting og mye nedbør forventes det en økt skredfare (NTB [Norsk Telegrambyrå], 2016).

sammenheng med faktor 1, og vil avhenge av de mange egenskapene løsmassene har til å ta opp vann. Nedbør er derfor et av de viktigste forvarslene man har for jordskred (Sidle og Ochiai, 2006).

$$\text{Kritisk døggnedbør} = 40 + 0,058 \cdot \text{gjennomsnittlig årlig nedbør} \quad \text{likn. (14)}$$

Beliggenheten og stedshøyden av skråningene vil også ha en betydning for stabiliteten. Norge er et langstrakt land med ulike landskapsformer, og dette påvirker klimaet på ulike vis. Når fuktig vind blåser østover og treffer fjellkjeden vil lufta presses opp, avkjøles og vannet vil kondensere og falle som nedbør. Østsiden av fjellet vil dermed bli tørrere. Denne nedbørstypen kalles orografisk nedbør. Effekten av dette kan man se på Vestlandet, som får mye nedbør store deler av året, og også opplever en høyere skredfrekvens enn andre steder i landet. Lignende er frontnedbør som dannes i lavtrykksområder langs polarfronten. Langs denne polarfronten kommer varme, fuktige luftmasser fra vest-sørvest og stiger over den kalde, tørre polarlufta og danner et lavtrykk. Plasseringen av polarfronten beveger seg mellom 40-70° nord. Dette lavtrykket er hovedårsaken til det meste av nedbøren i Norge. (Andersen, 2011). Disse luftmassene kommer gjennom det meste av året med størst aktivitet om høsten og vinteren. Varm luft vil holde på mer fuktighet enn kald luft og når temperaturen synker vil lufta kondensere og vannet vil falle som nedbør. Mesteparten av denne nedbøren komme om høsten. En tredje type nedbør er bygenedbør som dannes lokalt ved at varm, fuktig luft stiger vertikalt der den avkjøles i høyden. Denne typen nedbør er vanligst i indre strøk (av Østlandet og Finnmark) om sommeren, men kan også forsterke effekten av frontnedbør og orografisk nedbør (Meteorologisk institutt, 2017).

Høyden over havet vil også ha en betydning, både når det gjelder nedbør og tele i bakken. I høyfjellsområder hvor telen ligger gjennom hele året (permafrostområdene) vil grunnen være betraktelig mer stabil enn tilsvarende jord som ikke er bundet av tele. I områder som ligger lavere, der man får både telehiv og teleløsning (pga. vekslende temperaturer rundt nullpunktet) er det mer typisk at man får et jordsig, kalt solifluksjon i høyfjellsområder og polere strøk. Slike områder blir dermed utsatte for jordskred. Om klimaet blir varmere i framtiden kan man forvente at denne sonen (med vekslende telehiv-teleløsning) blir større, og områder som tidligere har vært stabile vil kunne bli ustabile (Sidle og Ochiai, 2006). Temperaturen varierer både utfra breddegrad og av lokale forhold. Generelt vil temperaturen være kaldere lenger nord, samtidig som at mørketiden gjør vinterhalvåret kaldere i de nordlige breddegrader. På sommerhalvåret kan det imidlertid bli varmt i Nord-Norge. De varme havstrømmene gjør at kystområdene er varmere enn innlandsstrøkene. Fjelltopografien gjør at enkelte områder er oftere utsatt for skygge som gir en lokalt lavere temperatur (Meteorologisk institutt, 2017).

2.7.2 Berggrunn – geologiske faktorer

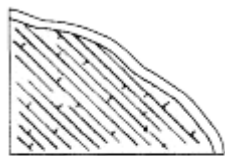
Jordskred og flomskred utløses i løsmasser, og disse løsmassene stammer fra ulike prosesser, blant andre fluviale, glasifluviale, marine og glasiale prosesser i tillegg til avsetninger fra tidligere skred. Gjennom disse prosessene gjennomgår materialet en nedknusing, rounding og anriking av ulike mineraler. Alle løsmasser stammer enten fra fast, uforvitret fjell (mineralogisk jord) eller fra organisk materiale (organisk jord). Berggrunnsgeologien og forvitningsprosesser vil derfor være interessant med tanke på dannelsen av løsmasser. I kapittel 2.4 ble ulike forvitningsprofiler introdusert. Det er de klimatiske forholdene sammen med berggrunnsgeologien som avgjør hvordan forvitningsprofilene vil se ut. I Norge er mye av det forvitrede fjellet fjernet ved glasiale og glasifluviale prosesser, og forvitningsprofilene er derfor grunne. Unntakene finnes i dypforvitringen fra jura-tiden. Denne forvitringen har gått dypt i sprekker og isen har bare erodert det øverste forvitningslaget, mens forvitringen dypere i sprekke er bevart. Berggrunnen forvitrer kontinuerlig, enten ved kjemisk eller mekanisk forvitring. Over tid vil dette forvitrede materialet eroderes. Tilgangen til og dannelsen av nye løsmasser har betydning for framtidige skred (Ganerød og Rønning, u.å.).

Sidle og Ochiai (2006) har sett på effektene av berggrunn og forvitring i forhold til skred. I boka benyttes begrepet «landslide» som er et vidt begrep som i tillegg til jord/flomskred blant annet også omfatter steinskred, og for ordens skyld vil det ikke bli gjort et skille mellom disse i dette kapitlet. Den fysiske og kjemiske (evt. biologiske) forvitringen endrer både de mekaniske, mineralogiske og hydrologiske egenskapene til løsmassene og danner forvitningsprofiler som kan gi grunnlag for dannelsen av et svakhetsplan/glideplan. I grove løsmasser (blokk, stein og grus) kan skred gå i overgangen mellom uforvitret og forvitret fjell. I finere løsmasser, eller løsmasser som inneholder mer finstoff, slik som for eksempel morene, er det vanlig at skredplanet er i sjiktet mellom løsmasser som er påvirket/upåvirket av tele på grunn av mekanisk forvitring.

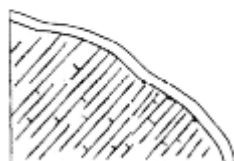
Petrografien i avsetninga har også betydning for stabiliteten til løsmassene. Enkelte mineraler kan virke mer destabiliserende enn andre. Bergarter med høyt innhold av sjiktsilikater (flakige, svake mineraler) kan skape svake eller «glatte» soner med lav skjærstyrke. Et høyt innhold av sterke mineraler fra kvarts- og feltspatrike bergarter gir mer stabile løsmasser på grunn av kornform og motstandsevne mot nedknusing. Forvitring er en prosess som bryter ned bergarter og mineraler, men forvitringen kan også ha positive sekundære effekter. Ved oppløsning av mineraler og metaller vil disse følge porevannet helt til de felles ut. Når disse mineralene og metallene felles ut vil de kunne kitte korn sammen og lokalt forsterke bergartene (jf. aurbheller i kapittel 2.4.5). Dette kan imidlertid skape en anisotropi som virker ugunstig på stabiliteten (Sidle og Ochiai, 2006).

Sprekker og andre svakhetssoner i fjellet har betydning for stabiliteten til de overliggende løsmassene, da mektigheten, mengden og orienteringen av disse vil påvirke dreneringen og oppsamlingen av vann. Figur 2.7.3 viser ulike sprekkers orientering, og betydningen for skråningsstabiliteten. Sprekker som «går ut i dagen» vil kunne drenere vannet fra

Dipping bedding surfaces



Parallel
(less stable)



Perpendicular
(more stable)

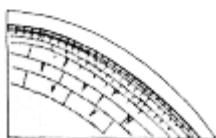
Alternating bedrock units (Stratigraphy)

Resistant Basalt



Weathered
Volcaniclastics

Highly jointed or fractured bedrock slopes



fjellet og blokkutfall, men samtidig vil vannet samles opp i løsmassene og bidra til et høyere poretrykk i overgangen mellom fjell og løsmasser. Det samme gjelder for sprekker som er parallelle med skråningen. Sprekker som er horisontale eller går inn i berget vil være mer stabile siden vannet ikke ledes ut i løsmassene. Sprekkenes orientering vil også ha betydning for forankringen av røtter. Vertikale sprekker gjør det lettere for røttene å trenge inn i berget og gi forankring til løsmassene. Dybden på sprekkene har en betydning for type skred. Hvis sprekkene er dype vil vannet ledes dypt og fungere som en «buffer», men samtidig blir det en fare for større skred (fjellskred). Grunne sprekker er ugunstige for grunne skred. (Sidle og Ochiai, 2006; Chatwin et al., 1994).

Berggrunns materialet er også viktig med tanke på lagring av vann. De fleste jord- og flomskred utløses av store vannmengder og høyt poretrykk, slik at forvittringssoner som har evne til å ta opp større mengder vann vil kunne fungere som en «buffer» når ekstremværet kommer. I sentrale Japan ble det funnet ut at en granodioritt hadde en høyere forvittringshastighet enn en granitt, noe som førte til at det ble dannet tykke regolitter med stor evne til å ta opp vann, og det gikk færre skred enn i løsmassene dannet av granitten. Vannopptaket i regolitter er derfor en avgjørende faktor for stabiliteten.

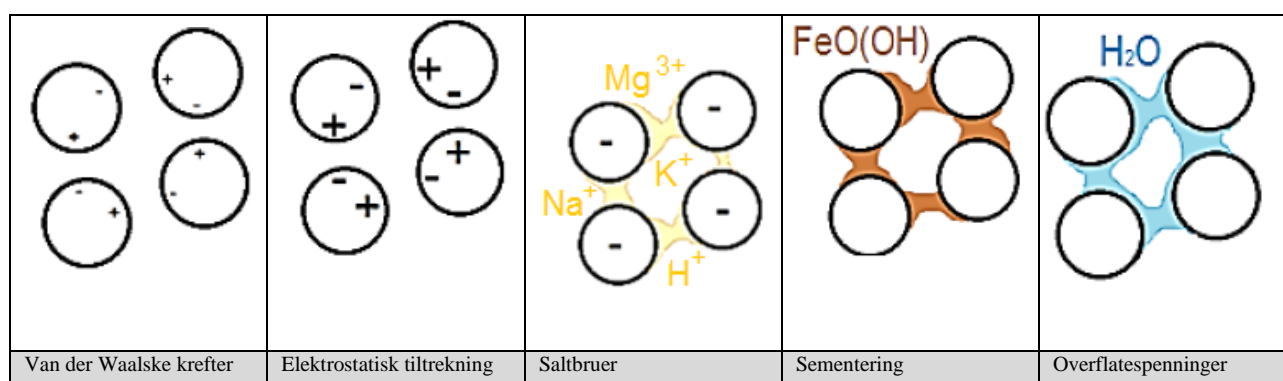
Figur 2.7.3:
Sprekkenes orientering har betydning for skråningsstabiliteten (Chatwin, et al., 1994).

Forvitring kan påvirke skredfaren av tre årsaker: 1: dannelse av svake lag i overgangen mellom forvitret og uforvitret berg. 2: dannelse av løsmasser (regolitt) i forvittringssonen som kan ta opp vann, men også eksfiltrere grunnvann. 3: dannelse av forvittringsprodukter som enten kan destabilisere eller stabilisere (kitte) løsmassene (Sidle og Ochiai, 2006).

2.7.3 Løsmasser – kjemi og mineralogi – kornmorfologi og kornstrukturer

I dette kapitlet beskrives noen av de kjemiske og mineralogiske faktorene, samt kornmorfologi og kornstrukturer som har betydning for stabiliteten i jord. Både friksjonsjordarter og kohesjonsjordarter beskrives, selv om kohesjonsjordarter er mest relevant for leir- og kvikkleireskred.

I kapittel 2.5.1.1 ble Mohr-Coulomb-kriteriet introdusert. Kriteriet brukes for å bestemme skjærstyrken til materialer. De parameterne som inngår, og dermed er viktig å merke seg er normalspenninga, kohesjonen og friksjonsvinkelen. Poretrykket inngår i likningen som effektive spenninger. I finkornet jord eksisterer kohesjonen på grunn av følgende fem faktorer (figur 2.7.4): 1: van der Waalske krefter (svake dipolbindinger). 2: elektrostatisk tiltrekning mellom leirpartikler. 3: saltbruer. 4: sementering ved organisk materiale og jern- og aluminiumoksid. 5: overflatespenninger på grunn av vannhinner mellom kornene (Sidle og Ochiai, 2006).

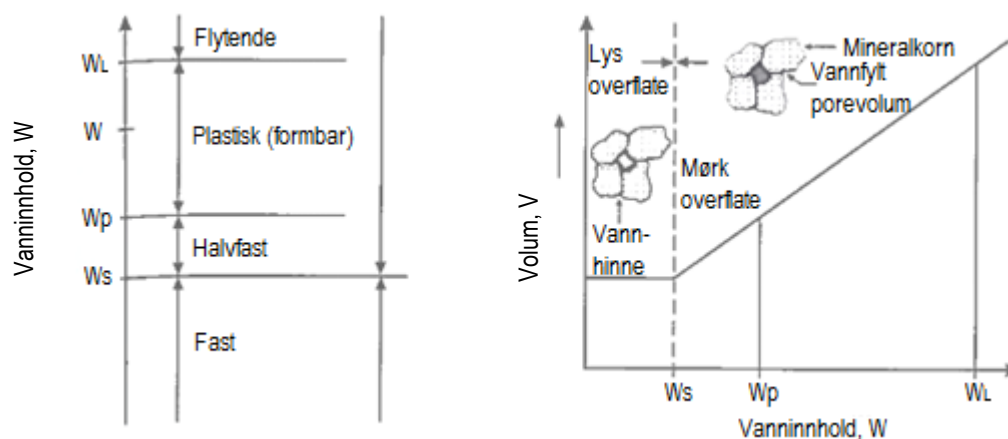


Figur 2.7.4: Kohesjonskrefter i kohesjonsjordarter. En forenkling er gjort i figuren, da jordkolloidene er tegnet som runde korn. Kornene vil normalt være flisige. De van der Waalske kreftene oppstår i upolare molekyler der tilfeldig variasjon i elektronskyen skaper midlertidige ladningsforskjeller som fører til midlertidige tiltrekningskrefter. For polare molekyler skapes en konstant elektrostatisk tiltrekning. Saltbruer (Na^+ , H^+ , K^+ , Mg^{3+} i figuren) kan dannes ved utfelling av salt ved mineralkornene. Dette dannes ved at de normalt negative jordkolloidene trekker til seg positivt ladde ioner (kationer). Sementering er en sterkt bindende kraft ved utfelling av metaller, og særlig jern og aluminium som oksiderer og «ruster seg fast». Overflatespenninger på grunn av vann er en bindende kraft særlig for kohesjonsjordarter. Denne faktoren endres raskere og oftere enn de andre faktorene og er en av årsakene til at nedbørs- og grunnvannsendringer er den faktoren som får størst oppmerksomhet i skredsammenheng (Sidle og Ochiai, 2006).

Kohesjonen i jord er ikke ensbetydende med parameteren c' i Mohr-Coulomb-kriteriet (likning 7). Mens de fem faktorene nevnt ovenfor beskriver sann jordartskohesjon vil parameteren c' i sin definisjon av kohesjon også omfatte jordas fuktighet, kornfordeling og relativ tetthet og er mer en analytisk enn en faktisk parameter. Friksjonsvinkelen, ϕ , er avhengig av flere faktorer og beskriver hvor steilt en jordart kan stå stabilt. Generelt vil korn med kantet form kunne ha en høyere friksjonsvinkel enn runde korn (figur 2.4.7). Kompaksjonsgraden og pakningsmønsteret vil også ha en betydning for friksjonsvinkelen. Figur 2.4.3 viste ulike pakningssystemer. De løse pakningssystemene har lavere stabilitet og vil ved økende pakningsgrad «sette seg» i en mer stabil pakning. Friksjonsvinkelen har større betydning for friksjonsjordarter enn kohesjonsjordarter (Sidle og Ochiai, 2006).

Figur 2.7.7 og figur 2.7.8 viser hvordan kohesjon i jordarten har betydning for skredvinkelen og bruddkanten. Jordskredet i figur 2.7.7 har en relativt steil bruddkant og skredløpet følger en kurve med stadig avtakende helningsvinkel. Leirskredet i figur 2.7.8 har en svært steil (vertikal) bruddkant på grunn av høy kohesjon, mens skredløpsvinkelen er kun noen få grader.

Kohesive jordarter kan beskrives ved hjelp av konsistensgrensene (eng.: *Attenberg limits*): plastisitetsgrensen (W_p) og flytegrensen (W_L), se figur 2.7.5. Avstanden mellom disse grensene kalles plastisitetsgrensen ($I_p = W_L - W_p$). Plastisitetsgrensen er definert som det vanninnholdet jordarten har når den begynner å smuldre ved utrulling. Flytegrensen er det vanninnholdet som leiren har når den går fra plastisk til flytende (Holtz og Kovacs, 1981). En jordart med høy I_p betegnes som «fet» og disse inneholder ofte svellende leirmineraler (Brattli, 2014). Kohesjonen i jordarter er størst like over grensen for plastisiteten (W_p). Ved økende vanninnhold vil kohesjonen minke betraktelig og dermed senke skjærstyrken i materialet. Hvis vanninnholdet minsker kan jordarten krympe og danne tørkesprekker. Disse sprekkene kan samle vann og bidra til lokalt økte poretrykk som er ugunstig for stabiliteten (Sidle og Ochiai, 2006; Brattli, 2014).



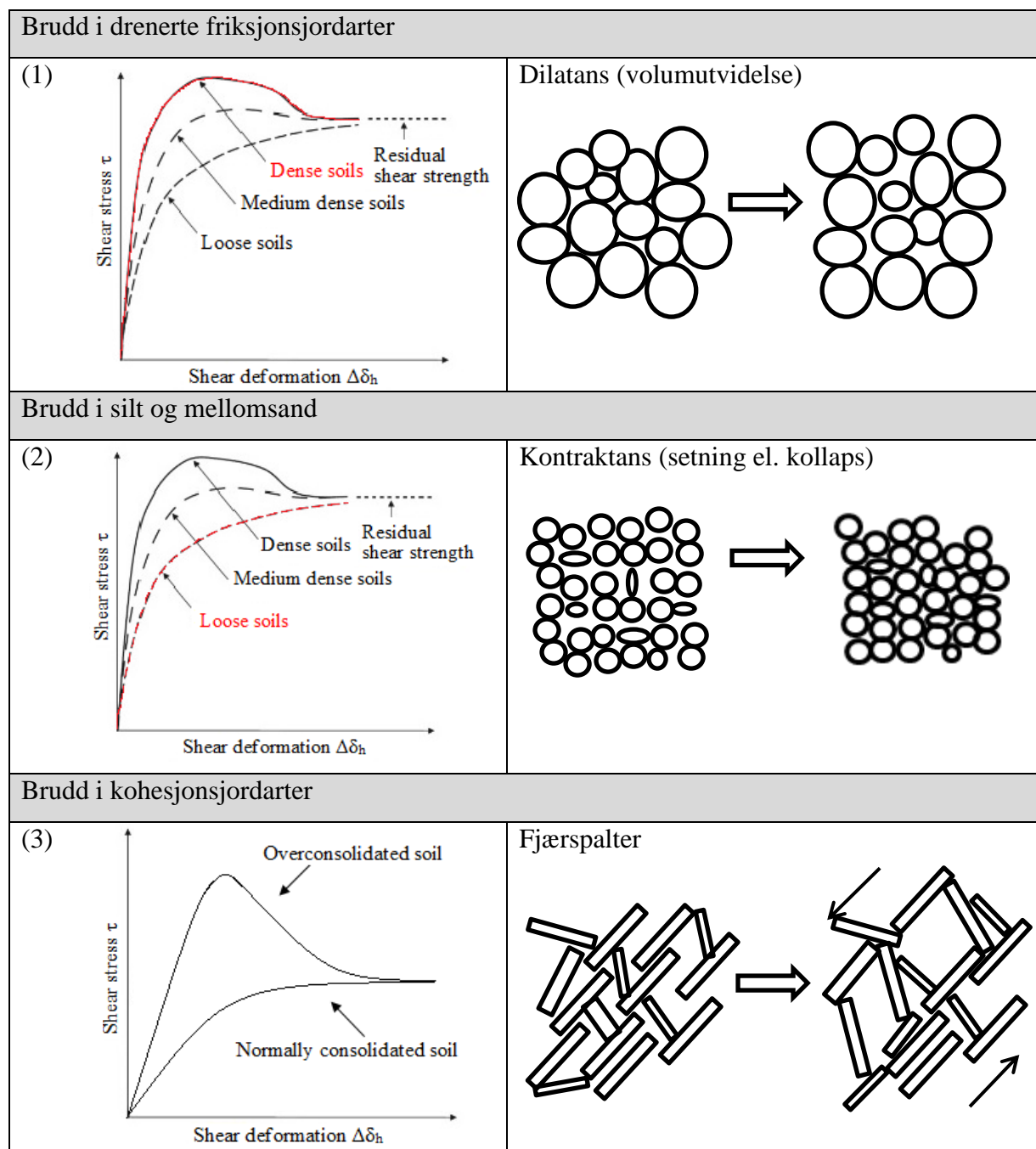
Figur 2.7.5: Konsistens og konsistensgrenser på leirer (kohesjonsjordarter). Til høyre kan sammenhengen mellom totalvolum og vanninnhold ved uttørring sees (Brattli, 2014).

Mens poretrykk, ulike kornparametere (orientering, størrelse, form osv.) og vegetasjonforhold nærmest er ensbestemmende for stabiliteten i friksjonsjordarter vil leirmineralogien i tillegg ha en betydning for stabiliteten i kohesjonsjordarter. Leirmineraler er det viktigste kjemiske forvittringsproduktet. Enkelte leirmineraler (f.eks. smektit og vermikulitt) kan ta opp store mengder vann og danne et svelletrykk. *Aktiviteten* er en parameter som angir leirens evne til å holde på og binde vann og er definert som plastisitetsindeksen (I_p) dividert på vekt % av leirmateriale ($< 2 \mu\text{m}$). Generelt har jordarter med høy aktivitet lav permeabilitet, høy tiksotropi (viskositeten avtar ved påføring av skjærkraft) og lav skjærstyrke. Kvarts har en aktivitet på 0 mens ulike former for montmorillonitt har en aktivitet mellom 1,5-7,5 (Sidle og Ochiai, 2006; Brattli, 2014).

Friksjonsjordarter og kohesjonsjordarter har ulik bruddmekanikk og ulikt bruddforløp. Figur 2.7.6 viser bruddforløpet i ulike jordartstyper. Løs sand vil få en slakere kurve på grunn av at skjærkreftene vil påvirke bevegelsen umiddelbart. For tettere jordarter vil jorda til å begynne med øke sin styrke, dvs. større skjærspenninger kreves for å bevege materialet. Når materialet har nådd et maksimum vil bruddet utløses og skjærspenningen som kreves for skjærbevegelsen vil bli mindre. Generelt har kohesjonsjordartene (silt og leire) lavere skjærfasthet og gir større problemer med tanke på fundamenter og utgravninger. I bruddsonen vil kornorienteringen ha størst betydning for friksjonsjordarter. Ved tett kulepakning vil skjærbrudd enten skje ved knusing (svake korn) eller ved volumutvidelse (dilatans). I Norge er mesteparten av løsmassene dannet ved glacial erosjon og dermed vil dilatans være den vanligste formen for brudd. For de dilatante jordartene vil skjærfastheten øke med tettere pakning, større korn og større ruhet/flisighet. Morenemateriale som er tett pakket med kantete korn er dermed stabil, mens glasifluviale og fluviale avsetninger har en mer ensgradert tekstur og mer rundede korn som gir en lavere stabilitet. Ved dilatans vil man få poretrykksreduksjon som vil øke friksjonen mellom kornene der deformasjonen begynner. Det dannes da en skjærsone der tykkelsen er avhengig av hastigheten på poretrykkets utjevning. Ved lav deformasjonshastighet vil poretrykksutjevningen gå raskere, som er gunstig for stabiliteten. Friksjonsjordarter har den positive evnen til å motvirke bruddannelse og til å holde deformasjonshastigheten lav, dermed er hurtige og katastrofale utglidninger i denne type jordart sjelden. Unntakene vil være ved flomsituasjoner der løsmassene blir mettet på vann (likivfaksjon) og ved stor belastning av massene (f.eks. store punktlaster på utsatte steder). Ved store vannmengder vil i tillegg jordas vekt øke betraktelig, som igjen er negativt for stabiliteten. Silt og mellomsand vil i motsetning til større korn få en negativ dilatans (kontraktans), evt. teksturkollaps. Poretrykket vil da øke, friksjonen og skjærstyrken vil minke. Lav permeabilitet minker skjærfastheten og deformasjonen vil skje raskere. Utglidning av slike masser vil derfor være hurtige og mer katastrofale. Slike jordarter finnes typisk i lakustrine silt- og finsandsedimenter. For alle friksjonsjordarter vil en viss vannmengde være gunstig for stabiliteten på grunn av overflatespenningene, men når porene mettes blir dette ugunstig både med tanke på den ekstra vekten og den reduserte friksjonen mellom kornene.

Belkhatir et al. (2014) utførte udrenerte triaksialforsøk på sand-silt-blandinger med omslutningstrykk på 100 kPa ved to tetthetsgrader. Det ble gjort forsøk på sand med 0, 10, 20, 30, 40 og 50 % siltinnhold (F_c). Resultatet av disse laboratorieanalysene viste at poretrykket økte med økt siltinnhold. Spesielt fra F_c fra 0 % og opp til 30 % økte poretrykket betraktelig. Mahmoudi et al.

(2014) fant at poretalet (e^1) minket med økning av finstoff inntil F_c var 30 %. Høyere F_c enn 30 % medførte høyere poretalet. Belkhatir et al. (2014) påpeker imidlertid at poretrykket korrelerer bedre med hydraulisk konduktivitet enn poretalet. Den hydrauliske konduktiviteten avtok hyperbolsk med innholdet av finstoff. Poretrykket økte lineært med avtakende konduktivitet.



Figur 2.7.6: Brudd i jordartstyper, etter Brattli (2014). Ved deformasjon i friksjonsjordarter etterstreber systemet poretrykksutjevning. Brudddannelse i friksjonsjordarter mobiliserer krefter til både å motvirke bruddannelsen og å holde deformasjonshastigheten lav. Silt og mellomsand har ofte åpen tekstur som selv ved små bevegelser kan få negativ dilatans. Faste leirjordarter har størst skjærfasthet like etter brudddannelse, og bruddet dannes ofte som fjærspalter. Kurve (1) og (2): Modifisert etter Ishibashi og Hazarika (2015). Kurve (3): Modifisert etter (Khan, 2016).

¹ Poretalet, e , er i denne sammenheng (Mahmoudi et al., 2014) den globale verdien. For sand-silt-blandinger er det mer riktig å benytte seg av det effektive poretalet (eng.: intergranular void ratio, e_s) som i Belkhatir et al. (2014).



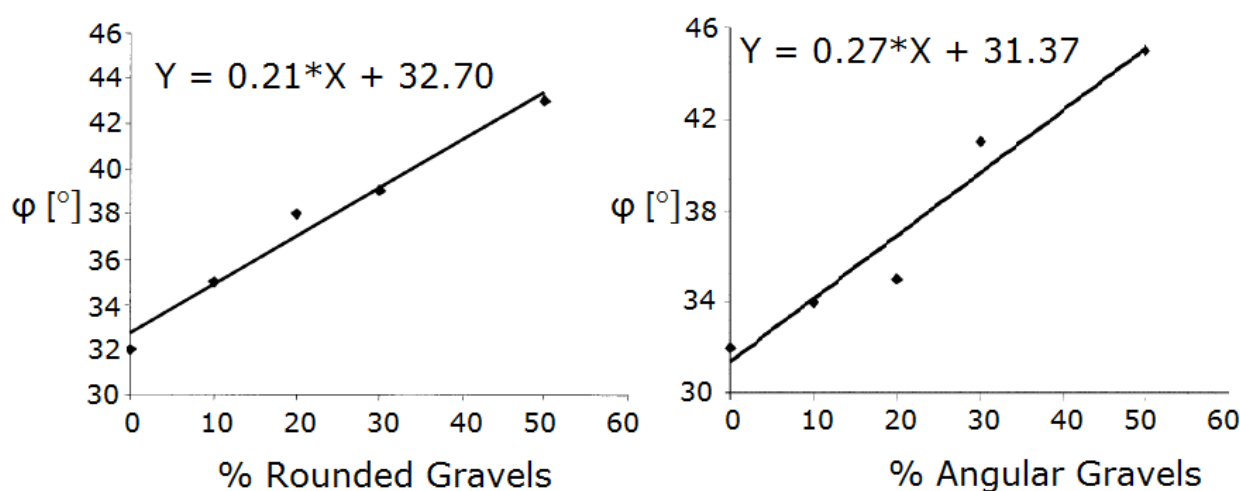
Figur 2.7.7: Jordskred i Nachterstedt, Tyskland, 2009. Bruddkanten er relativt steil (Ritzau/DPA [Deutsche Presse-Agentur], 2009).



Figur 2.7.8: Kvikkleireskred i Trøgstad 1967. Innholdet av kohesiv leire gjør at bruddkanten blir svært steil (NGI, 2017).

For kohesjonsjordarter vil brudd utvikles på ulike måter avhengig av stivheten på materialet. For stive leirer kan det dannes strekkbruddspalter som gir positiv dilatans og dermed poretrykksreduksjon. Poretrykksreduksjonen gir økte effektivspenninger, som gir økt skjærfasthet. Videre deformasjon fører til at det dannes et hovedskjærplan. Dilatansen avtar imidlertid ved videre deformasjon, med en regenerering av det adsorptive porevannet med en relativt rask økning i restskjærfastheten. Faste leirjordarter når maksimal skjærfasthet like etter bruddannelsen, og utglidning i slike masser går relativt langsomt og stopper opp etter noen meters bevegelse. Regenerering av porevannet tar lengre tid ved hurtig deformasjon. For kvikkleirer vil nedbryting føre til overskudd av fritt vann i bruddsonen som gir en hurtig, katastrofepreget utglidning med en friksjonsvinkel tilnærmet null like etter brudd (Brattli, 2014).

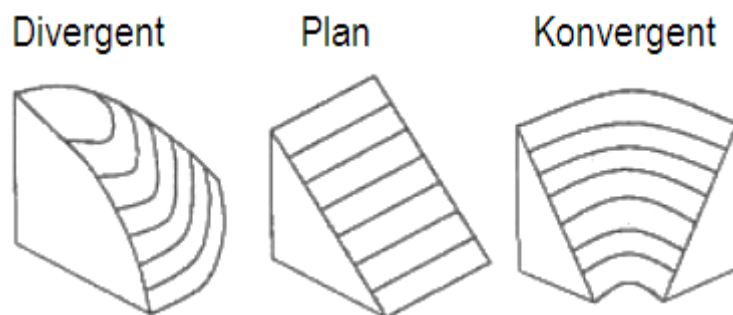
Skjærstyrken i en jordartert er oppnådd ved friksjonskrefter som følge av at partiklene glir og griper inn i hverandre (Yagiz, 2001). Partikkelformen påvirker pakningsgraden, stivheten, volumendringen (dilatans/kontraktans) under skjærbevegelse og skjærstyrken (Shin og Santamarina, 2013). Kantete korn hindrer mobiliten til korn, slik at større spenninger kreves for å bevege partiklene. I tillegg vil kantete korn hindre tett pakning, slik at permeabiliteten blir større og sannsynligheten for hurtig poretrykksoppbygning blir mindre. Shin og Santamarina (2013) påpeker imidlertid at rundingsgraden har en mye mindre effekt på pakningsgraden og stivheten enn hva tilstedeværelsen av glimmermineraler har. I følge Fannin et al. (2005) har mineraler av feltspat ofte kantet til svært kantet form, og med en ru overflate. Dette ble funnet i morenemasser og masser av kolluvium, hvor feltspatkorn dominerte.



Figur 2.7.9: Relasjonen mellom rundingsgrad og friksjonsvinkel. I studiet ble korn av kalkstein benyttet. Det ble gjort skille mellom kantete og runde korn, men friksjonsvinkelen vil også variere ut fra korngraderingen, som ikke fikk fokus i dette studiet av Yagiz (2001).

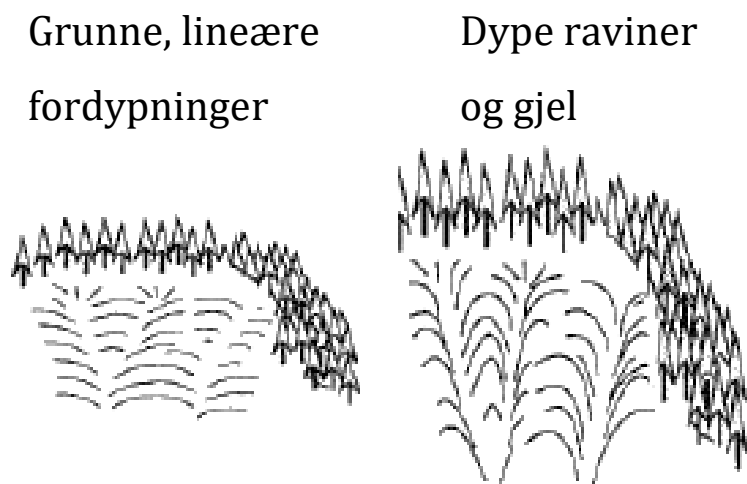
2.7.4 Geomorfologiske faktorer

Geomorfologi er læren om landformer og prosessene som dannet dem (Linge, 2009). I dette kapitlet vil fokuset være på landformene og hvilke effekter de har på jord- og flomskredfare. Generelt vil skredfare øke med økende skråningsvinkel på grunn av gravitasjonen som drivende kraft. Grovere og mer kantete løsmasser vil kunne stå steilere før skredet utløses. De fleste jordskred utløses ved skråningshelninger ned mot 26-30°, og sjelden ved brattere gradienter enn 45°. Årsaken til dette er at løsmassedekket i bratte terreng ofte vil være stabilt, da mesteparten av løsmassene ikke akkumuleres, men heller raser ned. De massene som gjenstår i så bratte skråninger er ofte forankret i vegetasjon, sprekker eller andre terrengankre. Skredvinkelen vil også variere ut fra det mineralogiske innholdet i jorda, grunnvannsforholdene, fryse-tineprosesser og svelle-krympeprosesser (Sidle og Ochiai, 2006).



Figur 2.7.10: Plan form av divergent, plan og konvergent skråning. Divergerende skråning sprer vannet, mens konvergerende skråninger konsentrerer vannet (Sidle og Ochiai, 2009).

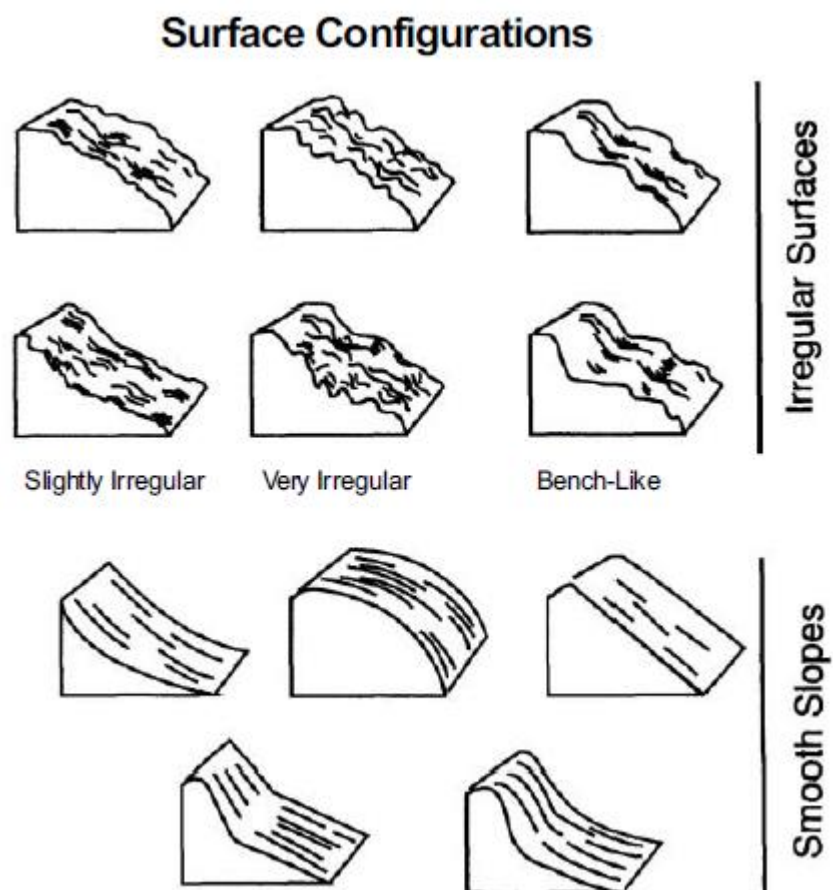
Skråningsformen har stor innvirkning på skråningsstabiliteten på den måten at vannet enten konsentreres eller spres på overflaten eller i løsmassedekket (figur 2.7.10; figur 2.7.11 og figur 2.7.12). Hovedsakelig finnes tre skråningsformer: divergente/konvekse flater, plane flater og konvergerende flater. I bratt terreng vil divergente flater være mer stabile enn plane flater og plane flater mer stabile enn konvergente flater på grunn av vannspredningen. I konvergente flater vil vann renne ned mot samme punkt/linje og det skjer en økning av poretrykket, mens for divergente flater



Figur 2.7.11: Topografiske forhold påvirker skråningsstabiliteten. Modifisert etter Chatwin et al. (1994).

vil vannet spredes. Dette er grunnen til at det oftest går skred i konvergerende terreng som raviner, dalsøkk og bekkeløp (Sidle og Ochiai, 2006). I tillegg til økt vannmengde vil også løsmassemengden øke i de konvergerende landformene (som følge av skred, kryp eller andre faktorer), noe som på sikt vil kunne gi nye skred. Overflateruheten på både terrenget og den underliggende berggrunnen vil påvirke hvor godt løsmassene er forankret. Generelt vil en ru *underliggende* flate være stabiliserende og redusere dybden på skredet. En ru *overflate* kan imidlertid gi indikasjoner på redusert stabilitet (kan være indikasjon på pågående jordsig) og gi

ytterligere redusert stabilitet ved at det konsentreres vann i forsenkningene. Grunne, lineære innsynkninger (figur 2.7.11) i terrenget er vanlige utløsningsområder for jordskred. Slike innsynkninger er ofte dannet ved forvitring av svakhetssoner. Periodisk vil disse innsynkningene veksle mellom å fylles opp av løsmasser og å rase ut. Raviner og gjel samler opp skredmateriale fra nærliggende skråninger (Sidle og Ochiai, 2006; Chatwin et al., 1994).



Figur 2.7.12: Eksempler på ulike skråningsformer- og overflater (Chatwin et al., 1994).

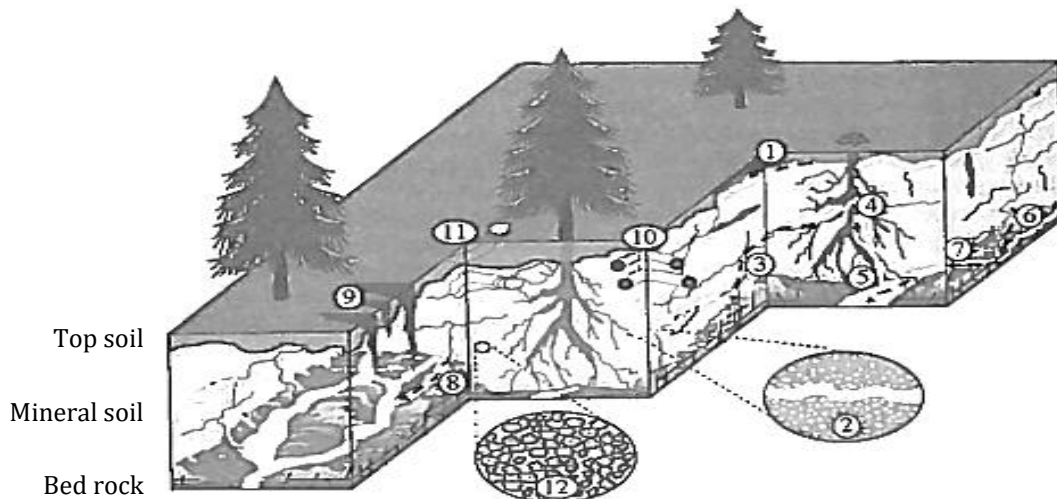
2.7.5 Hydrologiske og hydrogeologiske faktorer

De hydrologiske og hydrogeologiske faktorene utgjør en stor betydning for skråningsstabiliteten. De viktigste faktorene er nedbør, infiltrasjon i grunnen, vannstrømmer (horisontale og vertikale) i løsmassene og evapotranspirasjon (kapittel 2.7.6). Grunnvannstanden i bakken vil også være viktig. Disse faktorene i kombinasjon med de fysiske parameterne (porøsitet, permeabilitet og styrke) til jordarten vil bestemme grunnvannshøyden og dermed faren for skred (Sidle og Ochiai, 2006; Johnson og Sitar, 1990). Vannets kretsløp i figur 2.7.13 viser kompleksiteten i vannbudsjetten. Vann forsvinner fra og tilføres jorda på mange måter.



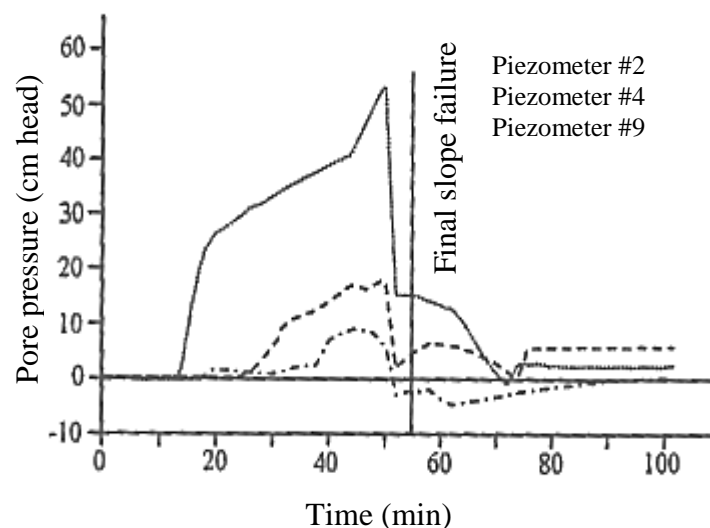
Figur 2.7.13: Illustrasjon av vannets kretsløp. Nedbørsskyer i fjellområdene med fuktig luft som presses oppover og gir nedbør i form av regn eller snø avhengig av temperaturen. Vinden skapes på grunn av temperatur- og trykkforskjeller og kommer normalt fra vest-sørvest i Norge, men vindretningen varierer i alle retninger gjennom året. Sola har innvirkning på temperaturen og skyggeforhold. Temperaturforhold og nedbørsforhold varierer lokalt og regionalt og disse forskjellene kan være avgjørende for om et område er skredfarlig eller ikke. Figur redigert av NGU (USGS, 2016).

Vannet kan ledes gjennom jorda på mange måter. De fysiske egenskapene til jordarten er viktig for vanntransporten og poretrykksoppbyggingen, men andre faktorer som sprekker, vegetasjon osv. har også betydning for hvor og når skredet vil gå. Der hvor vannet ledes og konsentreres vil det kunne bygges opp et poretrykk som kan føre til et skred (Sidle og Ochiai, 2006). Johnson og Sitar (1990) studerte poretrykket gjennom to regnstormer og fant ut at poretrykket kunne bygges opp og forsvinne hurtig innen 24 timer. Innflytelsen av den eksisterende vannmetningen syntes også å være viktig.



Figur 2.7.14: Strømningsveiene i skogsjord. 1: Strømning i den organiske jorda. 2: Kombinasjon av makro ($> 75 \mu\text{m}$)- og mesoporer ($2\text{-}50 \text{ nm}$) som danner en strømningsvei. 3: Et strømningsnett dannet av tilknyttede makroporer. 4: Strømning gjennom nedgravd eller nedbrutt organisk materiale. 5: Strømning på grensekontakten med berg-løsmasser. 6: Strømning i bergartssprekker og svakhetssoner. 7: Eksfiltrasjon fra sprekker i berget inn i løsmassene. 8: Strømning i små kanaler i berget. 9: Strømning gjennom sprekker i jorda. 10: Strømning i ganger gravd ut av mark eller andre dyr. 11: Strømning i huler dannet av dyr. 12: Strømning i jorda (Sidle og Ochiai, 2006).

Alle strømningsveiene illustrert i figur 2.7.14 bidrar på ulike vis til lokalt økte poretrykk. Det er utviklet mange korrelasjoner mellom *nedbør* og skredutløsning (Caine, 1980; Sandersen et al., 1996; Meyer et al., 2012) for både grunne og dype skred, men det finnes også korrelasjoner mellom *poretrykk* og skredutløsning som vil gi en mer nøyaktig korrelasjon (figur 2.7.15). Poretrykk og

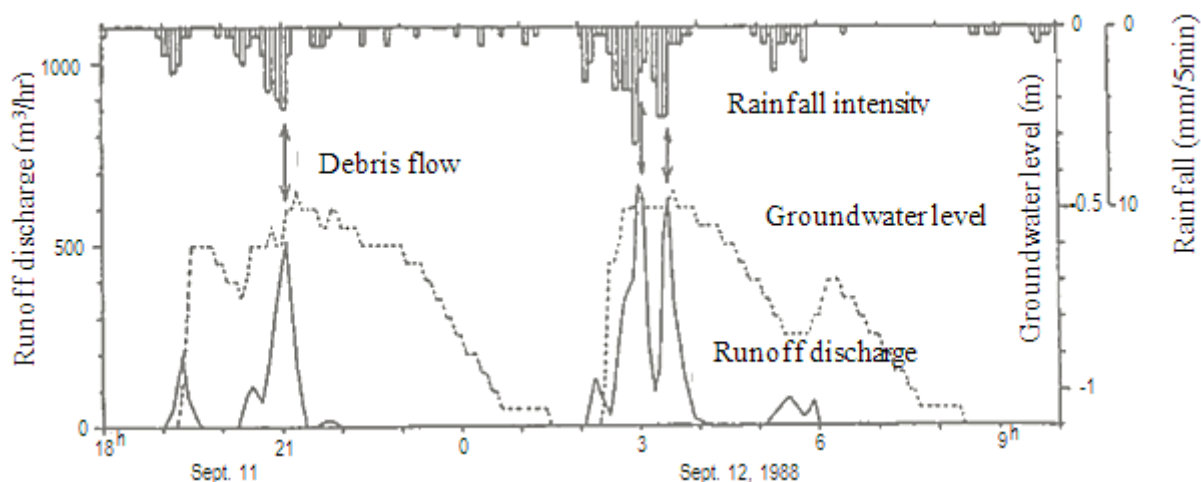


Figur 2.7.15: Piezometrisk respons for et grunt skred i Monroe Canyon, California, etter fire dager med irrigasjon (vanning) i grøft. Skredet gikk på dag fem etter 55 minutter. Piezometer #2 og #4 ligger henholdsvis 0,5 og 1 m fra bruddkanten. Piezometer #9 ligger mellom disse to. Alle piezometrene viser maksimalt poretrykk rundt 5 min før bruddet inntreffer, etterfulgt av et kraftig trykkfall grunnet erosjon/drenering og dilatans i materiale som en innledende fase i skredforløpet. Modifisert etter Sidle og Ochiai (2006).

nedbør vil imidlertid også være tett knyttet opp mot hverandre. Poretrykksmålinger med piezometer vil være mer nøyaktig fordi alle faktorene som inngår i poretrykket blir målt direkte.

For dype skred er det imidlertid ikke laget like mange korrelasjoner mellom poretrykk og utløsning av skred. For dypere skred vil grunnvannsstanden kunne stige og avta med tiden. Når grunnvannsstanden er høy (< 2 m til grunnvannsspeilet) vil løsmassene være mer følsomme for nedbør og infiltrasjon. Mektige løsmasser har ofte et høyt leirinnhold og dermed lavere permeabilitet, noe som fører til at poretrykksresponsen og bevegelsene i massene er tregere enn for grunne skred (jf. brudd i friksjonsjordarter kontra kohesjonsjordarter i kapittel 2.7.3) (Sidle og Ochiai, 2006).

Sammenhengen mellom flomskred, nedbør og grunnvann er vist i figur 2.7.16. Figuren viser hvordan grunnvannsstanden stiger og samsvarer med nedbørsmengden. Skredutløsning skjedde ved høy nedbørsmengde samtidig med at grunnvannshøyden var stor. Av figuren kan man se at kort tids (intens) nedbør har innvirkning på skredutløsning, spesielt når grunnvannshøyden er stor (Takahashi, 2007).



Figur 2.7.16: Sammenheng mellom flomskred, nedbør og grunnvann. Fra Kamikamihorizawa (Japan) 1988. Modifisert etter Takahashi (2007).

2.7.6 Vegetasjon

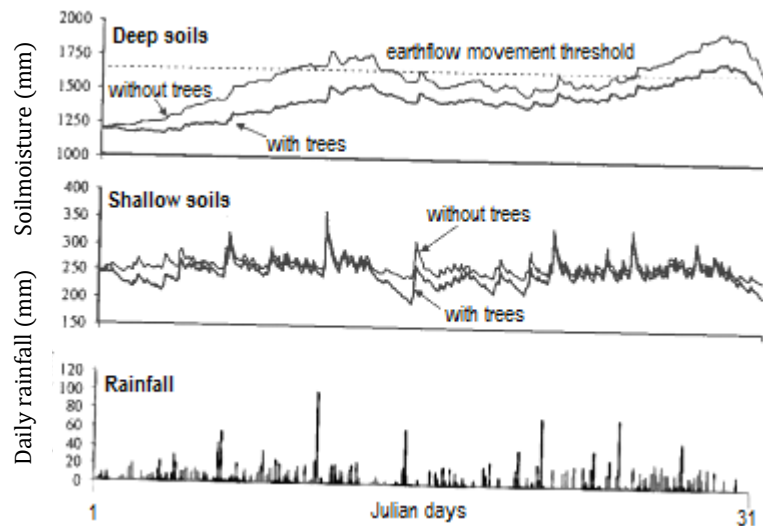
Vegetasjon i skråninger påvirker stabiliteten på ulike måter. Fuktighet i jorda fjernes ved evapotranspirasjon og jorda bindes sammen på grunn av røttene. Evapotranspirasjon er en kombinasjon av *evaporasjon* (fordamping) og *transpirasjon* (opptak og fordampning av vann fra planter og trær). Evapotranspirasjon er spesielt viktig i mektige løsmasser, mens røttenes bindende egenskaper er viktigst for grunne løsmasser (Sidle, 2005).

Røtter bidrar til størst styrke dersom de går dypere til mer stabile masser, evt. ned til berggrunnen. Dype røtter vil også kunne bidra til transpirasjon fra større dyp, og utnytte maksimal transpirasjonskapasitet over lengre tid sammenlignet med grunne, flate røtter. Røtter kan også binde jord i forskjellige lag, slik at potensielle svakhetsplan blir styrket. Noen av ulempene som finnes med trær er den ekstra vekta de påfører jorda, at de kan skape små soner med søkk i terrenget hvor vann hopper seg opp og at vind påfører store krefter ved stammens rot (Sidle, 2005; Sidle og Ochiai, 2006; Chatwin et al., 1994; Norris et al., 2008). Norris et al. (2008) har en tabell med anbefalt vegetasjon til ulike landtyper (se vedlegg 4 og vedlegg 5 for mer om vegetasjonsteknikker for å sikre mot erosjon og skred).

Evapotranspirasjonen påvirkes av ulike faktorer: 1: Vegetasjon som skjermer for nedbør slik at den ikke faller til bakken, der noe av det oppsamlede vannet forsvinner ut i atmosfæren ved fordampning. I områder med mye nedbør vil denne faktoren ha mindre betydning. 2: Vann som infiltreres i bakken og blir tatt opp av vegetasjonen og blir frigitt ved transpirasjon. 3: Fordampning fra jorda. Mens de to første faktorene er avhengig av type vegetasjon vil den tredje faktoren være avhengig av bl.a. dybden til grunnvannsspeilet, kornfordelinga og det lokale varmebudsjettet.

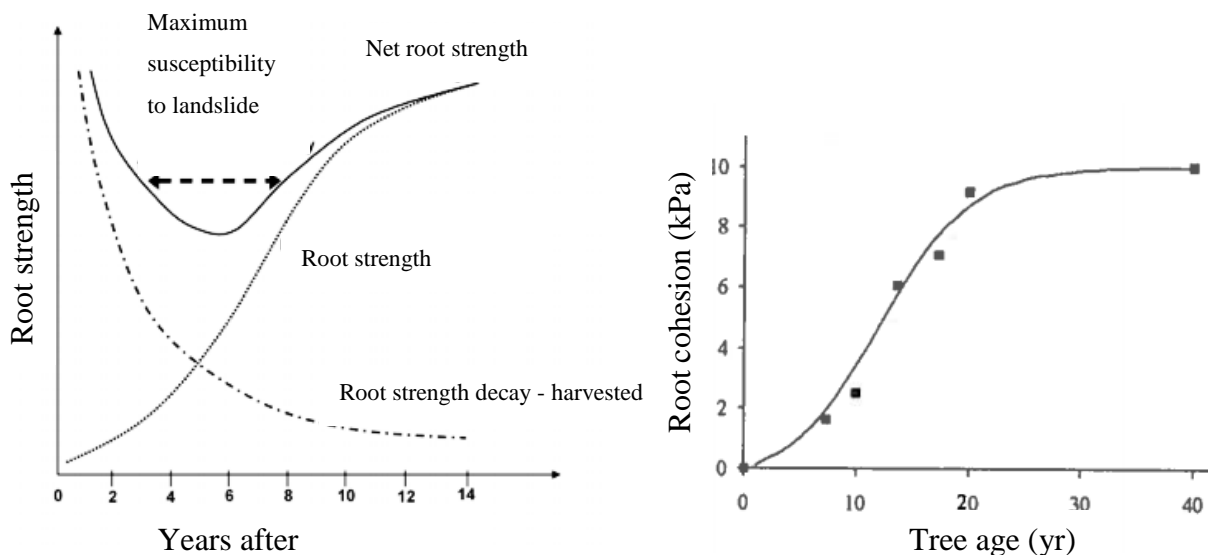
Transpirasjon er den dominerende faktoren for frigjøring av vann. Transpirasjon av vann ved røttene vil avhenge av både solenergi, jordfuktighet og egenskapene til vegetasjonen. Evapotranspirasjonen er avhengig av mange faktorer, men generelt vil mer vegetasjon tilsi mer evapotranspirasjon som fører til at mer vann føres bort fra jorda. Grunne løsmasser er oftere mettet på vann, noe som gjør at mengden vann som forsvinner ved evapotranspirasjon blir mindre betydningsfull. Evapotranspirasjon er ikke en viktig faktor under stormer med kraftig regnfall fordi mengden som tas opp av vegetasjonen er såpass lav i forhold til den vannmengden som faller. Figur 2.7.17 viser effekten av vegetasjon på grunne og dype løsmasser. Vegetasjon senker bevegelsene i begge tilfellene, men effekten er størst på de dype løsmassene. (Sidle og Ochiai, 2006; Chatwin et al., 1994).

Skjærstyrken røttene tilfører jorda anses som viktigere enn evapotranspirasjonen. Styrken til rota avtar imidlertid når treet felles og rota står igjen. Umiddelbart etter hogst vil skjærstyrken ivaretas og jorda vil være like stabil, om ikke mer stabil, på grunn av vektavlastinga. Etter hvert vil både den minkede evapotranspirasjonen og den avtakende styrken til rota bidra til å gjøre jorda mer ustabil. Ved å revegetere kan man igjen øke styrken til jorda. Styrken vil gradvis avta, for deretter å øke.



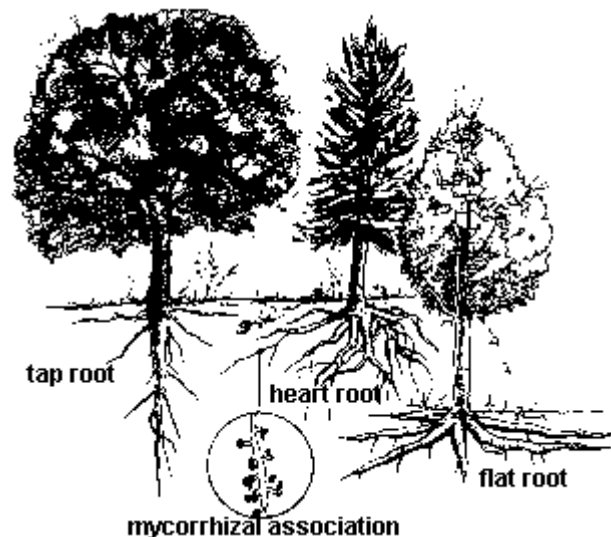
Figur 2.7.17: Jordbevegelsen som følge av nedbørmengde ble målt i ett år i Peninsular, Malaysia. Man kan se at jordbevegelsen øker med økt nedbørmengde. De dype løsmassene (5 m) opplever en større forskjell med og uten vegetasjon enn de grunne (1 m) løsmassene, men felles for begge er at jordbevegelsen er minst for jord med vegetasjon. Modifisert etter Sidle og Ochiai (2006).

Etter ca. 6 år er netto rotstyrke lavest. Denne effekten er vist i figur 2.7.18 (Sidle og Ochiai, 2006). Røttenes form (figur 2.7.19) har en innvirkning på stabiliteten. Dyptgående røtter generelt vil være mer stabile enn flate røtter. Røttene må imidlertid gå dypt nok til at de kommer ned i et sterkere overgangslag eller at de girper inn i det oppsprukkede berget som ligger under løsmassene for å øke



Figur 2.7.18: Venstre: Typiske endringer i rotstyrken i skogsvegetasjon ved hogst og revegetering. Kombinasjonen av disse to gir en netto rotstyrke. Når netto rotstyrke er lavest er sannsynlighet for jordskred størst. Ved ca. 6 år etter hogst er den netto rotstyrken lavest, da har de gamle røttene råtnet og mistet mesteparten av sin styrke samt at den nye vegetasjonen enda ikke har etablert stor styrke. Tallene er basert på et globalt datasett.

Høyre: Gjenvinning av kohesjon/styrke av sugi-trær basert på uprooting, dvs. kraften som må til for å trekke opp rota. Dette samsvarer med revegeteringsstyrken i venstre bilde. Modifisert etter Sidle og Ochiai (2006).

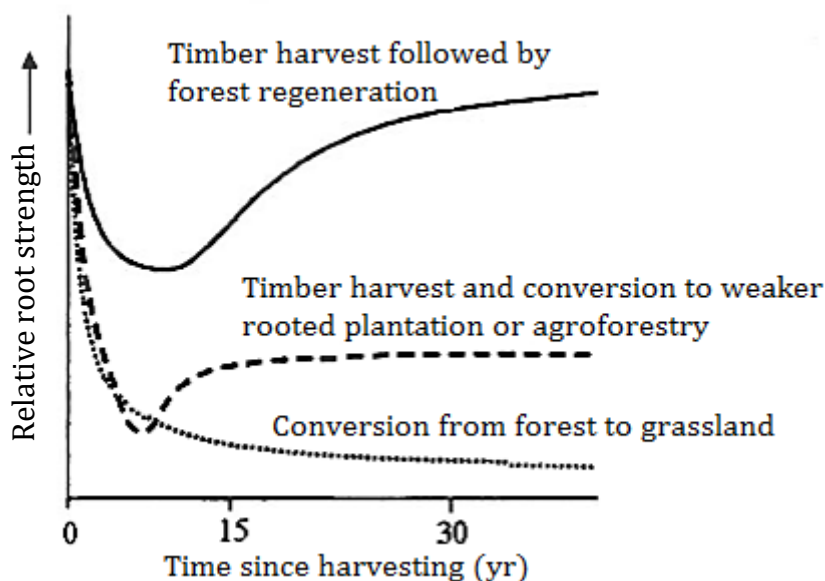


Figur 2.7.19: Det finnes i hovedsak tre ulike rotsystemer for trær. Pælerot (tap root) har dype røtter med lite rotvekst horisontalt. Hjerterot har en jevn vekst både i horisontal og vertikal retning. Flatrot er gruntvoksende røtter med stor spredning horisontalt og liten vertikal. Mykorrhiza er en symbiose mellom treet og en soppart som begge parter har fordeler av (Wray, 1997).

styrken til jorda (Morgan og Rickson, 1995). De tre typene rotvekst man har for trær er: pælerøtter (f.eks. alm, eik, furu) som vokser tilnærmet vertikalt, hjerterøtter (f.eks. lerk, or, lønn) som vokser omtrent like mye i vertikal som horisontal retning og flatrot (f.eks. ask, gran, rogn) som vokser tilnærmet horisontalt. Sistnevnte rottypen kan ser man ofte på godt opptråkkede stier i granskog (Wray, 1997). Se vedlegg 6 for å få oversikt over rotsystemer på norske nordiske tretyper (Hageselskapet, 2000).

2.7.7 Tømmerhogst og skogsbilveier

Tømmerhogst påvirker skråningsstabiliteten både på grunn av nedbryting av røtter og økt vanninfiltrasjon i bakken. For grunne løsmasser er nedbryting av røtter den viktigste faktoren. Undersøkelser har vist at jordmasseerosjonen blir 2-10 ganger større etter tømmerhogst (Sidle og Ochiai, 2006). Mellom 3-15 år etter flatehogst (samtidig med revegetering) er sannsynligheten størst for jordskred (se figur 2.7.20). I figur 2.7.18 kunne man se at sannsynligheten for skred var størst omtrent 6 år etter hogst. Hvorvidt tømmerhogst fører til skred avhenger bl.a. av hvor mange trær som står igjen, annen vegetasjonen på bakken, type og vekstrate av revegeteringen, grunnvannsstanden, vannets kjemiske egenskaper og dreneringsveiene (stikkrenner ved skogsbilveier, gravde grøfter osv) etter tømmerhogst. Generelt vil tømmerhogst ha større betydning for grunne løsmasser.

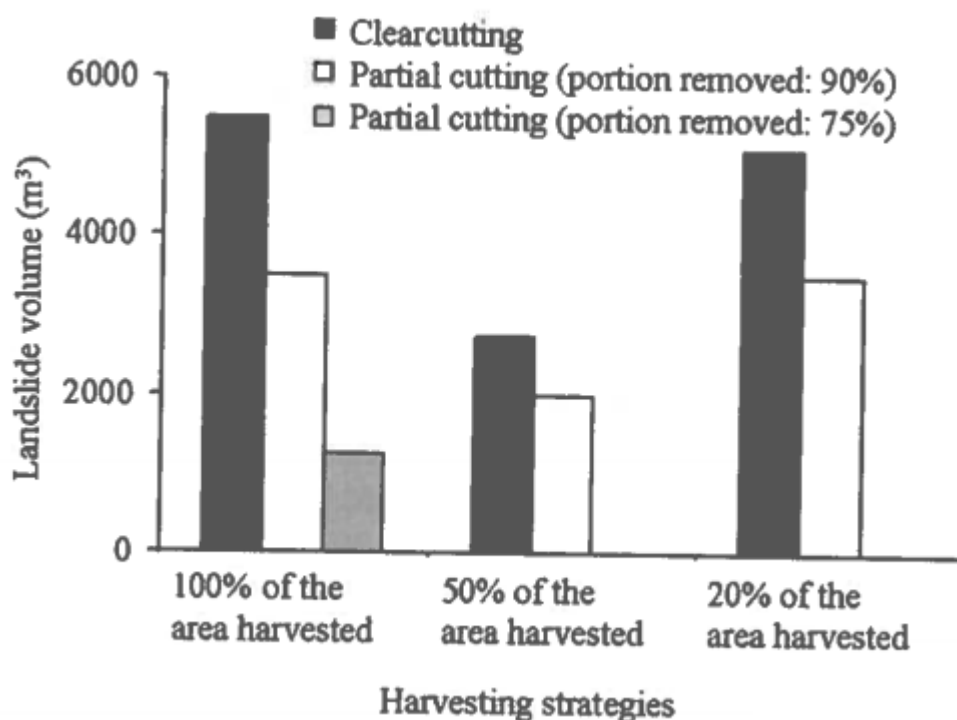


Figur 2.7.20: Hypotetiske endringer i rotstyrken for ulike scenarioer. Minst styrke får man om området gjøres om til en gresslette (grassland), størst styrke ved å revegetere skog. Et alternativ imellom er å benytte hogstområdet til jordbruksformål (Sidle og Ochiai, 2006).

Figur 2.7.21 viser effekten av flatehogst mot snauhogst. Generelt kan man forvente større skred dess større mengde trær som er felt. Det kan være nyttig å merke seg at det er en signifikant forskjell i skredvolum mellom full (100 %) flatehogst og 90 % flatehogst. Det bør derfor vurderes å la noen trær stå igjen i hogstområder hvor det er en betydelig skredfare, og eventuelt felle de gjenværende trærne ved en senere anledning etter revegetering. Om man skal la noen trær stå igjen vil det være lurt å la trær i spesielt bratte partier og søkk i terrenget stå igjen (Sidle og Ochiai, 2006). I de to kolonnerekkene til venstre (100 % og 50 % benyttet innhøstingsareal) er samme høstestrategi benyttet (50 års sykler med høsting), og man kan se at mindre hogst (høyre kolonner) gir mindre skredvolumer. Ved 20 % benyttet innhøstingsarealer blir skredvolumene imidlertid høyere, til tross for at det innhøstede området blir mindre. Dette kommer av at en annen innhøstingsstrategi er benyttet. I dette tilfellet er det sykluser på 10 år med hogst. Resultatet viser at en høyere frekvens av hogst er ugunstig for stabiliteten (Sidle og Ochiai, 2006).

Veier, og spesielt skogsbilveier i denne sammenheng utgjør en fare for jordskred hovedsakelig på tre måter: 1. Endringer i de hydrologiske strømningsveiene samt oppsamling av vann. 2. Underkutting av ustabile partier og dermed redusering av støtten i foten. 3. Fylling i toppen av skråninger som gir høyere spenninger i løsmassene. Flere studier har vist at uforbedrede veier (typisk skogsbilveier) har økt skredfaren med en størrelsesorden på to ift. urørt skog og én i forhold til flatehogst (dvs. like stor skredfare ved flatehogst som ved bygging av skogsbilveier). Figur 2.7.23 viser en oppsummering av de effekter på hydrologien som finnes på lavtrafikkerte veier. Opphoping av vann ved utløp av dreneringsrør, evt. ved innløp av dreneringsrør som er blitt tette

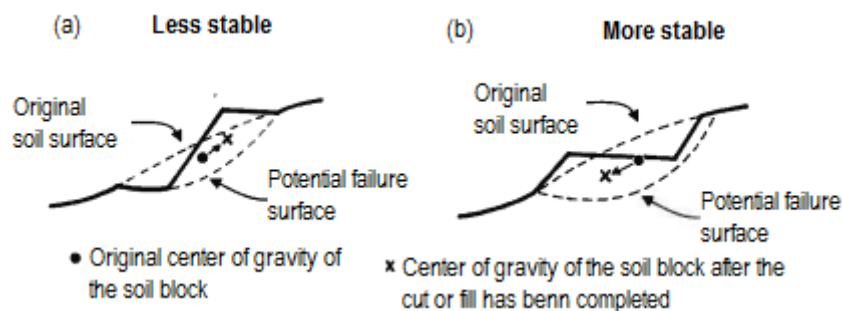
kan føre til en økt sannsynlighet for skred. Skjæringer kan gi nye utløp for vann som konsentreres i veiene (Sidle og Ochiai, 2006).



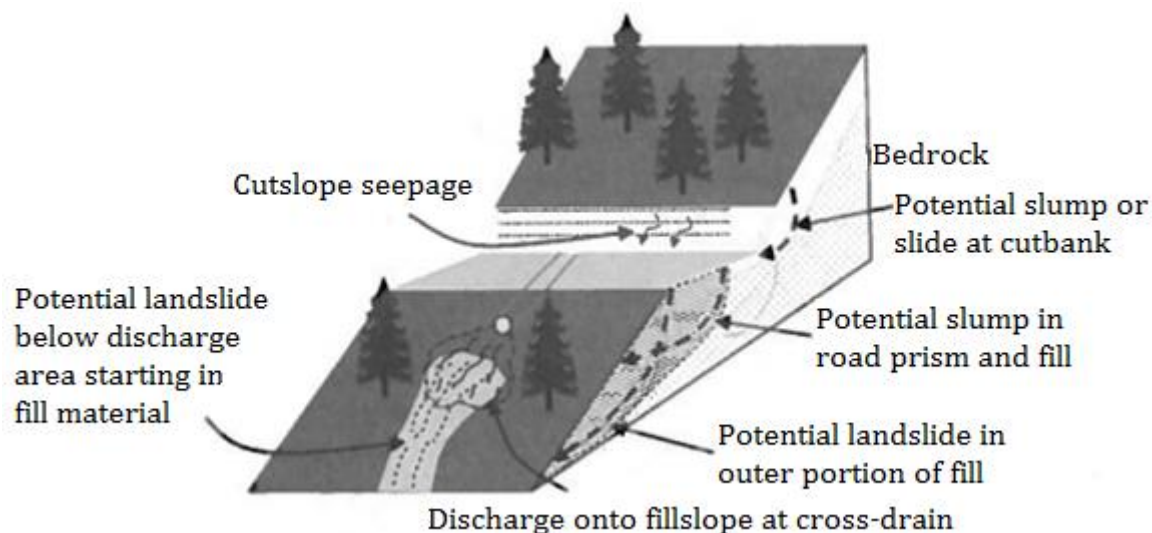
Figur 2.7.21: Simulerte skredvolumer i 100 %, 90 % og 75 % hogst i Carnation Creek, Vancouver Island, British Columbia. Ved 100 % og 50 % innhøstingsareal er det benyttet en 200-årsperiode med fire perioder (a 50 år) med hogst. Ved 20 % innhøstingsareal er det benyttet en 200-årsperiode med 20 perioder (a 10 år) med hogst (Sidle og Ochiai, 2006).

Skogsbilveier kan utgjøre en betydelig økt fare for skred, men ved god planlegging kan veiene og skråningene gjøres mer stabile. Veien bør plasseres unna områder som ofte er våte, enten der hvor vann dreneres, eller i søkk i terrenget og områder med løs eller på andre måter svak jord. Når man bygger en vei er det ofte nødvendig med både skjæring og fylling for å kunne stabilisere veien og gjøre sikten god. Figur 2.7.22 viser eksempler på hvordan dette kan gjøres på en dårlig og god måte (Sidle og Ochiai, 2006).

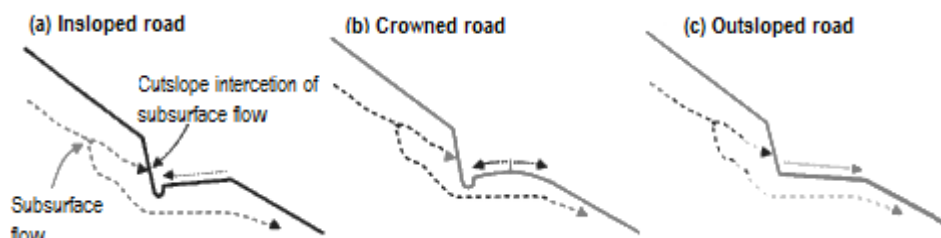
Vann er oftest den viktigste faktoren for jordskred, og sikring av gode dreneringsveier er dermed viktig. Gode og riktig dimensjonerte stikkrenner og grøfter/rør er gode virkemidler, men en riktig utforming av vegprofilet er også viktig for god drenasje av vann. Erosjonssikring av drenasjeveier bør også tilstrebes, og bruk av grov grus/pukk er vanlig ved utløp av vannrør. Figur 2.7.24 viser eksempler på hvordan vegene kan utformes. Likeså viktig som utforming av vegger og dimensjonering av stikkrenner og grøfter er vedlikehold. Forlatte skogsbilveier utgjør en betydelig fare for skred spesielt om dreneringssystemet går tett (Sidle og Ochiai, 2006; Fergus et al., 2013).



Figur 2.7.22: Effekten av fylling og skjæring på veien. Potensielle skjærflater er markert på figurene. (a) Til venstre benytter man fylling i toppen og skjæring i foten, som flytter massesenteret oppover og øker sannsynligheten for skred ved at kreftene som bidrar til rotasjon øker. (b) Til høyre benytter man fylling i foten og skjæring i toppen, som gjør at massesenteret flyttes nedover og gjør at skråningen blir mer stabil (Sidle og Ochiai, 2006).



Figur 2.7.23: Effekten lavtrafikkerte veier har på hydrologien. Nye dreneringsveier påvirker skredfaren (Sidle og Ochiai, 2006).



Figur 2.7.24: Drenasjesystemer for skogsbilveier. (a) Ensidig fall mot grøft. (b) Takfall med drenasje til grøft og skråning. (c) Ensidig fall mot skråning. Modifisert etter Sidle og Ochiai (2006).

2.8 Vær og klima

Vær og klima er viktige faktorer når det gjelder jord- og flomskred. Med *vær* menes atmosfærens tilstand (nedbør, vind og temperatur) slik den er nå, mens klimaet utgjør været over en lengre tidsperiode (typisk 30 år eller lengre). Det vil si at været vil endre seg fra dag til dag og måned til måned, mens klimaet samtidig kan være det samme som for 100 år siden. Med klima menes dermed den gjennomsnittlige endringen av temperatur, nedbør og vind over lengre tid, og spesielt ofte rettes fokuset mot temperaturen og ekstremvær.



Figur 2.8.1: Faksimile fra Sunnmørsposten 31.01.2017. På grunn av forventede klimaendringer og mer ekstremvær forventes det mer naturfarer og lederen oppfordrer til å begynne forebyggende virksomhet (Sunnmørsposten, 2017).

2.8.1 Vær og klima i Norge i fremtiden

2.8.1.1 Generelle trekk fra FNs klimapanel i verden

Ifølge FNs klimapanel og IPCC [Intergovernmental Panel on Climate Change] levnes det ingen tvil om at klimaendringer er et faktum:

«Oppvarmingen av klimasystemet er uomtvistelig, og siden 1950-tallet har mange av de observerte endringene vært større enn i noe tidligere tiår og årtusen. Atmosfæren og havet er blitt varmere, det har blitt mindre snø og is og havnivået har steget» (Pachauri et al., 2014).

Rapporten fra FN's klimapanel mener det er sannsynlig at perioden 1983-2012 var den varmeste 30-årsperioden på 1400 år på den nordlige halvkulen. Både naturlige og menneskeskapte systemer har de siste tiårene blitt påvirket, og uavhengig av årsak viser dette hvor følsomme disse systemene er for klimaendringer. Generelt på verdensbasis er det blitt en reduksjon av ekstremt lave temperaturer, en økning i ekstremt høye temperaturer og en økning i antall hendelser med intens nedbør i en rekke regioner. I framtiden forventes det både hyppigere og mer langvarige hetebølger, mer ekstreme nedbørshendelser som vil forekomme oftere i mange regioner, havet blir surere og oppvarmet og det gjennomsnittlige globale havnivået vil sannsynligvis fortsette å stige (Pachauri et al., 2014).

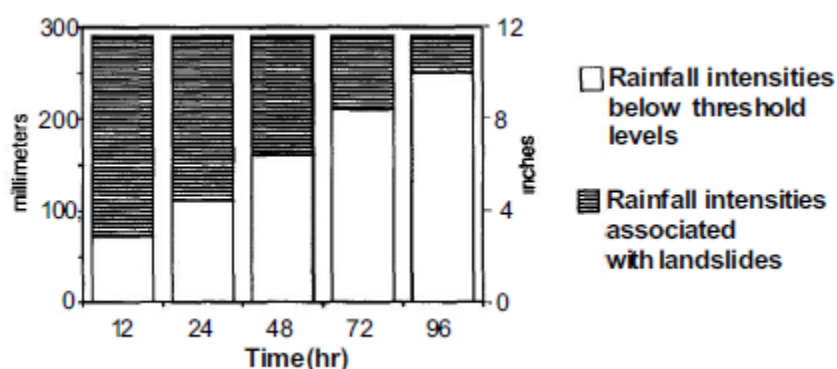
2.8.1.2 Klimaendringer i Norge

Norge vil ha mye av den samme utviklingen som resten av verden, både mtp. ekstremnedbør og temperaturøkning. Hanssen-Bauer et.al. (2015) oppsummerer i NCCS rapport no. 2/2015 noen medianverdier på den forventede utviklingen fram mot 2100 og disse er: økt temperatur (4,5 °C), økt årsnedbør (18 %), kraftigere og hyppigere styrtregnerperioder, større og oftere regnflommer, færre og mindre snøsmelteflommer, mindre snø i lavlandet, men til tider mer snø i høyfjellet, færre og mindre isbreer og økt havnivå (15-55 cm). Disse tallene er beheftet med store usikkerheter knyttet opp mot både klimautslipp og tolkningen av klimautslippene. Derfor bør tallene fra dette kapitlet kun brukes til en generell orientering (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Norge er et land med store variasjoner i klima, og klimaet i Norge er avhengig av mange faktorer. I likhet med resten av jordkloden avhenger klimaet i Norge av jordas astronomiske parametere (Milanković-syklen) som er jordbanens eksentrisitet, rotasjonsaksens stilling og jordaksens presesjonsbevegelse og av de atmosfæriske lag av klimagasser (CO₂, O₃ m.fl.) som påvirker solinnstrålingen og temperaturen. Til tross for den nordlige beliggenheten har Norge et mildere klima enn f.eks. Alaska, Grønland og Sibir som ligger på samme breddegrad. Dette skyldes hovedsakelig Golfstrømmen og de varme vindene som kommer fra sør. I tillegg varierer klimaet fra kysten til innlandet, noe som kommer av fjellkjedenes skjermende virkning. Dype fjorder og høye fjell gjør at klimaet lokalt blir forskjellig, både når det gjelder temperatur og nedbør. Innlandet blir oftere kaldere, noe som er typisk f.eks. for Røros og indre Finnmark. Ved kysten blir det mer nedbør fordi lufta presses opp, avkjøles og faller som nedbør. Variasjonen i fralands- og pålandsvind henholdsvis om vinteren og sommeren skaper også variasjoner i klima. Enkelte steder vil vinden «drenere» rundt fjellkjeder og i lavere partier (f.eks. Skagerrak og Namdalen) mens andre steder kan vinden skape store høytrykk der de møter fjellkjeden. Topografien i seg selv gir også utslag i temperaturer ved at det er kaldere dess høyere over havet man kommer (Dannevig og Harstveit, 2013).

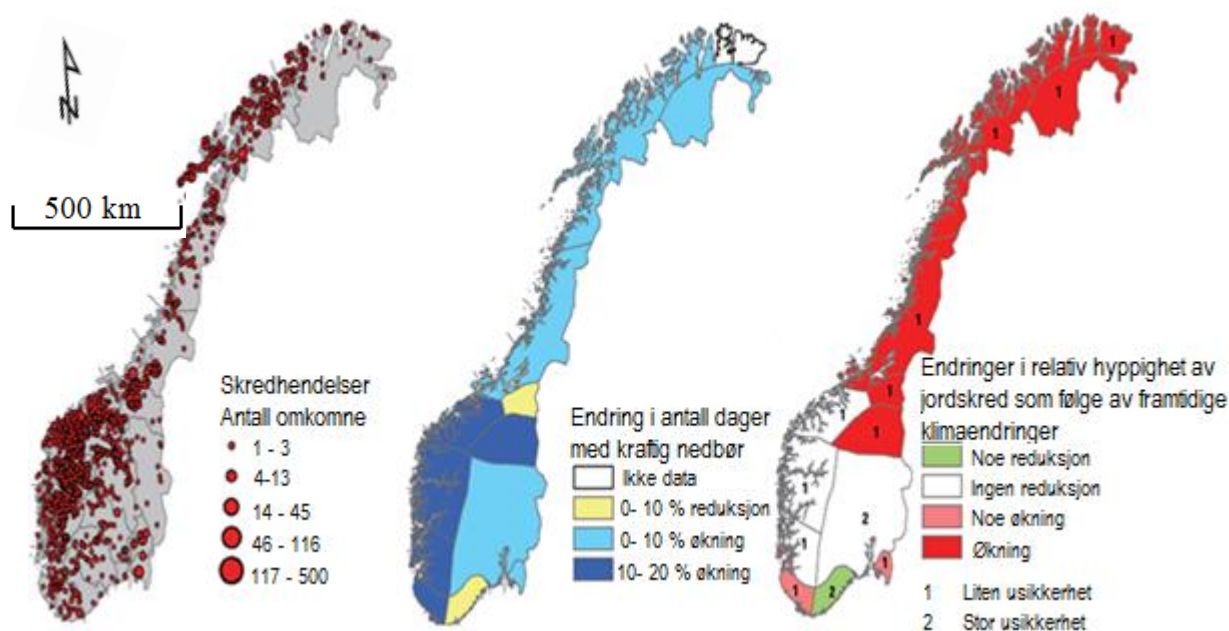
2.9 Klimaendringer og skred

Klimaendringene beskrevet i forrige kapittel kan utgjøre en forskjell på skredfare for de ulike skredtypene. De generelle trekkene som er beskrevet i forrige kapittel kan oppsummeres med at det forventes mer og hyppigere ekstremnedbør (og ekstremvær generelt) og høyere temperaturer. Wiczonek og Glade (2005) skiller mellom primære og sekundære klimatiske faktorer (med fokus på flomskred). De primære faktorene er intense regnstormer og rask snøsmelting. Den sekundære faktorene er tidligere nedbør som påvirker grunnvannstanden. Figur 2.9.1 viser sammenhengen mellom nedbørsintensitet og skredaktivitet. Figuren viser at høy intensitet gir større skredfare. Om det f.eks. faller 130 mm nedbør 48 timer er dette under terskelverdien, men hvis samme mengde faller 24 timer overstiges terskelverdien og sannsynligheten for skred blir høy. Figuren forutsetter våte grunnforhold og vegetert skråning (Chatwin et al., 1994).



Figur 2.9.1: Nedbørintensiteter (med våte grunnforhold) vanligvis assosiert med skredaktivitet. Mye nedbør på kort tid øker sjansene for skred (Chatwin et al., 1994).

De følgende kapitlene vil beskrive den forventede skredfare for de ulike skredtypene med fokus på Trøndelag fram mot år 2050-2100. Skredfare og skredsannsynligheten vil også avhenge av hvor mange skred som har gått før. Vestlandet opplever mange skred, men det er som vist i figur 2.9.2 ingen forventet økning i skredhyppigheten i disse områdene til tross for forventet økt nedbør. Dette kommer av at mye av massene allerede er rast ut. Mer ekstremvær (nedbør, vind) kan imidlertid gjøre skredfare større. I de nordligere fylkene forventes det en økt hyppighet av jordskred. Dette kan ha sammenheng med temperaturstigningen som gjør at tidligere stabile områder på vinterstid nå vil bli ustabile på grunn av mangelen på frost/tele i bakken, samt at nedbør faller som regn i stedet for snø, som gir en hurtigere respons på jorda og vanninfiltrasjonen (Sletten et al., 2008).

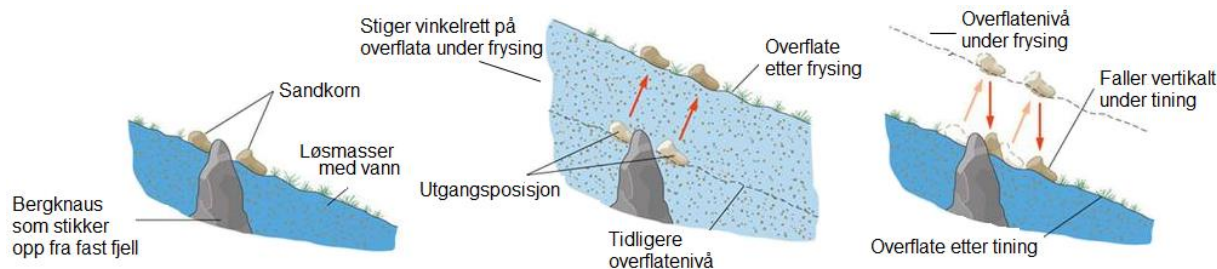


Figur 2.9.2: Venstre: Antall omkomne i norske skredulykker. Totalt ca. 2000 omkomne mennesker i skred de siste 150 år. Midten: Forventet økning i antall dager med ekstremnedbør i perioden 1990-2050. Høyre: Endringer i den relative hyppigheten av jordskred som følge av klimaendringer (Sletten et al., 2008).

2.9.1 Jordskred, flomskred og jordsig

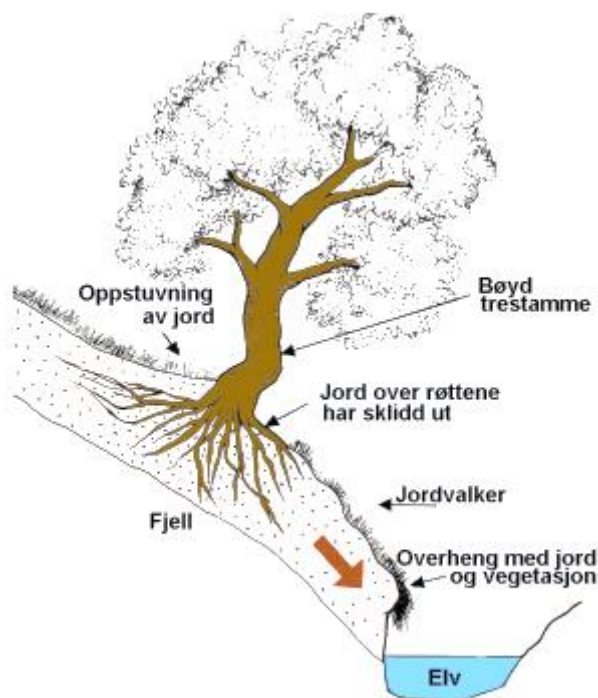
Jordskred er masser av grov- og/eller finkornige løsmasser og vann som er satt i bevegelse av gravitasjonen. Flomskred har en større innblanding av vann og vil ha en strømmende bevegelse og ofte følge eksisterende dreneringsløp, mens jordskred vil ha en mer glidende bevegelse. Skråningsvinkelen ved utløsning er normalt brattere enn 28-30°, men kan ved høyere vanninnhold ha helning ned mot 15°. Skredene vil enten skje innad i løsmassene eller i overgangen mellom fast fjell og løsmasser. I Norge er overgangen mellom fast fjell og løsmasser markant til forskjell fra tropiske strøk der det er en glidende overgang mellom fast fjell, forvitret berg og løsmasser. Oppbygging av vanntrykk er hovedårsakene til jord- og flomskred (Sandersen, 2014).

Jordsig (kryp) nevnes i denne sammenheng på grunn av lignende jordprosesser. Jordsig klassifiseres ikke som skred i henhold til bevegelsestypene i kapittel 2.1.2, men er likevel en viktig prosess som flytter på jordmasser og kan også være et forvarsel til jordskred. Jordsig, kryp og solifluksjon er begreper som brukes om hverandre, men solifluksjon kan brukes om vannholdige, finkornede løsmasser i skåninger i høyfjellet og polare områder med permafrost hvor tyngdekraften bare påvirker det aktive, telepåvirkede laget, mens kryp og jordsig er mer generelle begreper (Hungr et al., 2013). Prinsippet med jordsig er vist i figur 2.9.3.



Figur 2.9.3: Illustrasjon av solifluksjon. Modifisert etter (ukjent kilde, u.å.)

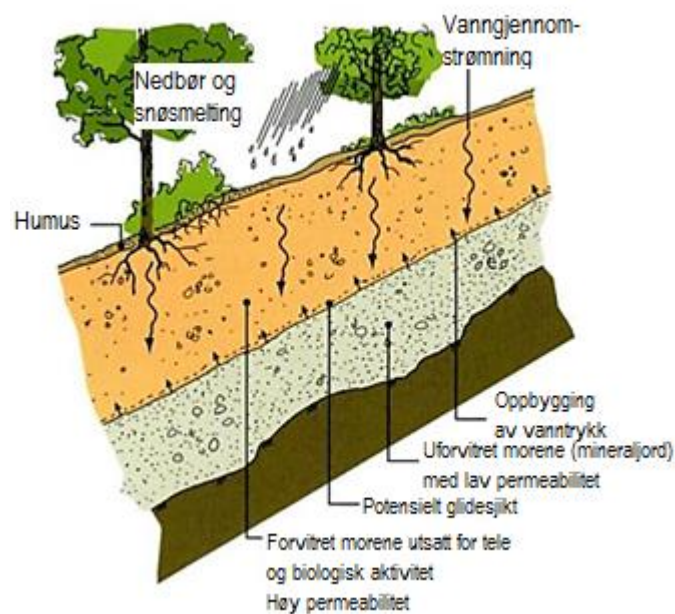
Figur 2.9.4 viser de typiske tegn på jordsig, med forflytning av masser (oppstuvning og utglidning) og bøyde trær som følge av sigende jord. Den sigende bevegelsen kommer ofte på grunn av telehiv og teleløsning som gjør at løsmassene forflyttes vinkelrett i forhold til skråningen ved telehiv, men ved teleløsning setter løsmassene seg loddrett som følge av gravitasjon (figur 2.9.3). Den netto bevegelsen blir da nedover og kan dermed danne valker eller flytte på blokker i naturen.



Figur 2.9.4: Jordsig, kryp eller solifluksjon av jordmasser (Jørgensen et.al., 2013).

For norske forhold er det normalt at både jordsig og jordskred forekommer i det aktive laget, dvs. det telepåvirkede laget (oransje lag i figur 2.9.5) I Norge er dette laget typisk mellom 0,5-0,7 m tykt. Dette laget er påvirket av tele og forvitring, mens det underliggende laget er uforvitret og

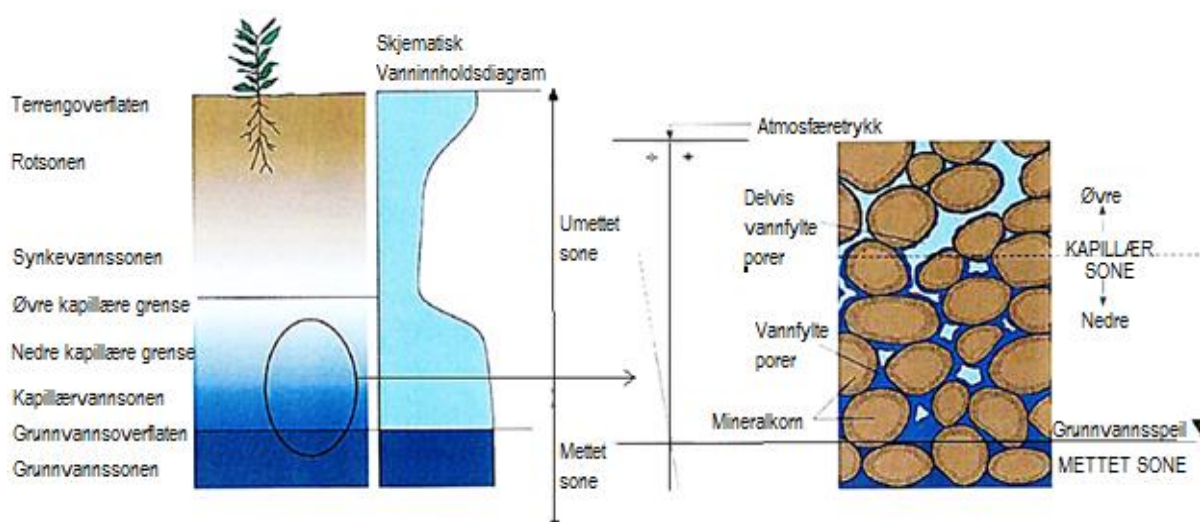
upåvirket av tele. Over tid vil det aktive laget bli tykkere og til slutt nå til fjellet ved at bergmassen forvitres underveis. Figuren viser at det er i *overgangen* mellom det aktive (forvitrede) laget og det underliggende (uforvitrede) laget med lav permeabilitet at oppbyggingen av poretrykk skjer. Vannet som perkolerer ned i grunnen stopper opp ved denne sonen, og når vannet fortsetter å infiltreres vil det etter hvert dannes et poretrykk. Denne overgangssonen danner et potensielt glidesjikt for jordskred. I grunne løsmasser eller tynne aktive lag er det sannsynlig at det utløses plane skred. I tykkere løsmasser der det aktive laget er tykkere er det vanligere at man får et rotasjonsskred (Emdal et al., 2015). Jordskredet kan begynne som et plant skred eller rotasjonsskred, men ved høyere vanninnholdet vil skredmassene fluidiseres og omdannes til et flomskred. Flomskred følger normalt eksisterende bekkeløp eller forsenkninger i terrenget, men kan også bane vei i løsmassene om eksisterende flomløp ikke eksisterer. Noen forhold som påvirker jordstabiliteten og skredutløsningen er: kornform, kornstørrelse, pakning, jordas skjærfasthet, grunnvannsforhold, terrengformer, vegetasjon og værforholdene (Jørgensen et al., 2013).



Figur 2.9.5: Typisk norsk jordprofil. Modifisert etter Sandersen (2014).

Vannet i løsmassene kan gi en positiv effekt (sug) om vannmengden ikke er for stor, men kan virke destabiliserende (høyt poretrykk) hvis vannmengden blir for stor. Figur 2.9.6 illustrerer hvordan vannet påvirker jordlaget i de forskjellige sonene. I grunnvannssonen er løsmassene mettet på vann, og over denne sonen (kapillærsonen) varierer vannmetninga, lavest er vannmetninga i synkevannssonen. I den kapillære sonen finnes det et negativt poretrykk (sug). Dette suget skaper

en *tilsynelatende kohesjon* i kontaktflatene mellom kornene. Når porene fylles med vann forsvinner dette suget, kornene faller sammen i en mer stabil kornstruktur og materialets volum avtar når overskuddsvannet dreneres (Rørvik, 1982). Når vannet infiltrerer grunnen får man et høyt vanninnhold i terrengoverflaten, og dette vannet perkolerer grunnen. Infiltrasjonshastigheten avhenger av blant annet permeabiliteten til jorda, og dette vil også påvirke løsmassenes stabilitet. Om nedbørsintensiteten er stor vil noe av vannet ikke kunne perkolere videre, og vannet vil samles og føre til et lokalt poretrykk som erstatter suget. Dette avhenger av permeabiliteten i jorda. Dette kan skje i overgangen mellom det aktive og underliggende laget eller ved andre soner der det finnes forskjeller i permeabilitet i jorda. Ved fortsatt infiltrasjon vil grunnvannsspeilet stige, og suget vil erstattes av et poretrykk. Ved tilstrekkelig høyt poretrykk vil skredet utløses. Av figuren kan man forstå viktigheten av tykkelsen på den umettede sonen. Tykke lag har en større kapasitet til å ta opp vann enn grunne løsmasser. Årsnedbøren vil dermed påvirke stabiliteten, da mye nedbør gjennom året fører til at mettet sone (grunnvannsspeilet) ligger høyt, og den umettede sonen (buffersonen) blir mindre (Wieczorek og Glade, 2005; Brattli, 2014).

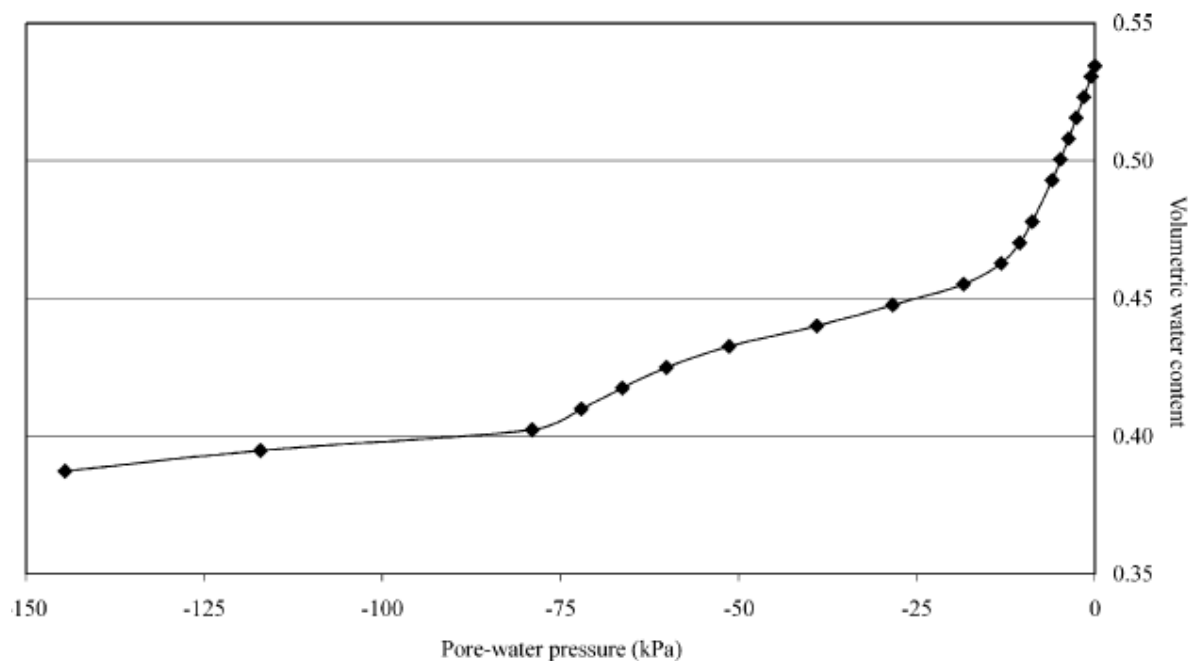


Figur 2.9.6: De ulike sonene i jordlaget. Modifisert etter Brattli (2009).

Mange bratte skråninger kan være stabile over lang tid, men utløses ved ekstreme nedbørsmengder. Analyser av skråningsstabilitet er enklest å forstå og korrelere med værforhold ved mettede grunnforhold, eller at den umettede sonen er liten. Da vil effekten av nedbør umiddelbart påvirke poretrykket og dermed stabiliteten. Analyser av umettet jord krever en omfattende og detaljert forståelse av perkoleringen ned i jorda og ned til grunnvannssonen. I umettet jord vil nedbør føre til at det negative poretrykket (suget) vil øke, men etter hvert avta dersom nedbøren fortsetter. Når suget avtar vil skjærstyrken avta og til slutt bli lavere enn skjærspenningene, og bruddet vil inntreffe. Denne effekten avhenger både av nedbøren (intensitet og varighet), permeabiliteten til jorda og initialforholdene i jorda. Dette kan vises i en kurve kalt SWCC [soil water characteristic

curve]. Et eksempel på en slik kurve er vist i figur 2.9.7. I dette tilfellet ble vanninnholdet ved vannmetning funnet å være 0,53. Volumetrisk vannmetning er definert som forholdet mellom volum av vann og volum av løsmasse. I dette tilfellet er vanninnholdet omtrent halvparten av løsmassevolumet. Ved høyere vanninnhold vil det negative poretrykket (suget) erstattes av et poretrykk. Det negative poretrykket vil utvikle seg forskjellig fra jordart til jordart, og kurven vil dermed ha ulik form (Tsaparas et al., 2002).

Når det forventes mer ekstremnedbør er det også forventet økt jord- og flomskredfare (Wieczorek og Glade, 2005). I polare strøk eller på høyfjellet hvor man har permafrost er det mulig at de øvre lagene kan begynne å smelte, og områder som tidligere har vært stabile på grunn av tele, vil nå kunne bli ustabile på grunn av dannelsen av aktive lag. Løsmasser finnes rundt om i hele Norge i ulik mektighet, og der hvor man har løsmasser og det er bratt nok vil man kunne forvente mer skred hvor vannet får trenge inn i løsmassene (Norsk klimaservicesenter, 2016).



Figur 2.9.7: SWCC for en siltig leire fra Singapore (Tsaparas, et al., 2002).

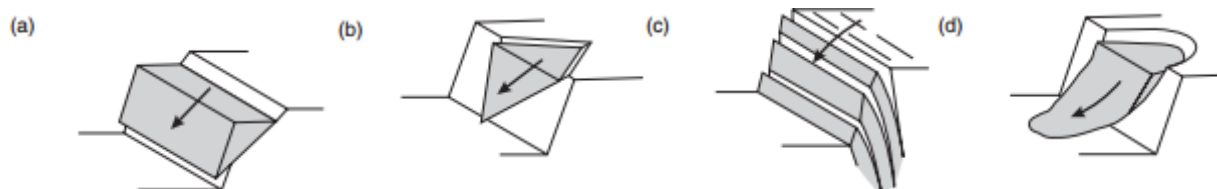
2.9.2 Steinsprang og steinskred

Steinsprang, steinskred og fjellskred kan defineres som en eller flere enkeltblokker som løsner fra en bratt fjellside. *Steinsprang* har et volum på inntil ca. 100 kubikkmeter og forekommer oftere enn steinskred. *Steinskred* har et volum mellom ca. 100 og 10 000 kubikkmeter. Dersom volumet overstiger 10 000 kubikkmeter vil massebevegelsen kalles *fjellskred*. Fjellskred har en

annen karakteristikk enn steinsprang og steinskred på grunn av den store massebevegelsen og vil derfor ikke beskrives mer i detalj i dette kapitlet. Blokkene i et steinsprang vil bevare sin utrasningsform, mens blokkene i et steinskred vil knuses opp i mindre deler. Over tid vil slike skred kunne danne en kjegleformet ur. Hvis slike skred forekommer relativt hyppig vil vegetasjonsdekket være tynt eller fraværende (Domaas og Grimstad, 2014).

Generelt må skråningsvinkelen være større enn 45° for å utløse steinsprang/skred. Skredmassene beveger seg i hovedsak på tre måter: *gliding*, *rulling* og *hopping*. Underveis i skredet kan bevegelsen endre seg avhengig av topografien og vegetasjonen (Domaas og Grimstad, 2014). Figur 2.9.8 skisserer ulike former for utglidning og utvelting. Felles for alle utrasningsformene er at det eksisterer ett eller flere svakhetsplan. Svakhetsplanene kan være for eksempel sprekker, forkastninger, slepper, foliasjoner og skifrihet, og styrken på svakhetsplanene vil variere ut fra sprekkenes karakter som inkluderer svakhetsplanenes ruhet, vannforhold og eventuelt mineralinnhold. Mineralinnhold kan ha positiv innvirkning på stabiliteten hvis de utfelte mineralene, som f.eks. kvarts og feltspat, kitter planene sammen, men kan også ha negativ innvirkning ved f.eks. et innhold av svellende mineraler, som f.eks. smektit og vermikulitt, eller glatte mineraler som fungerer som små glideplan, som f.eks. kloritt og muskovitt. Vanninnholdet i sprekkenes kan variere raskere enn variasjonen i ruhet og mineralinnhold, og vann er derfor ofte en utløsende faktor for slike skred, sammen med jordskjelv eller andre rystelser (f.eks. anleggsarbeid). Vann som utløsende faktor kan være både i flytende form som et rent porevannstrykk eller i fast form ved frostsprengning.

Andre forhold som har innvirkning på stabiliteten av slike skred er spenningsforholdene og oppsprekkingsgraden. F.eks. kan eksfoliasjonssprekker gjøre mange blokker løse. Spenningsforholdene varierer avhengig av beliggenheten i topografien. Generelt vil hovedspenningsretningene følge topografien, som betyr at man får en høy spenningskonsentrasjon i dalsøkk. Dette er grunnen til at man ønsker å unngå bygging av tunneller i dalsøkk. Oppsprekkingsgraden (antall sprekker, evt. antall frigjorte blokker) påvirker stabiliteten ved dannelse av blokker. Generelt gir flere løse blokker lavere stabilitet (NGI [Norges Geotekniske Institutt], 2015).



Figur 2.9.8: Skisse av ulike former for utglidning og utvelting. Modifisert etter Wyllie og Mah (2004).

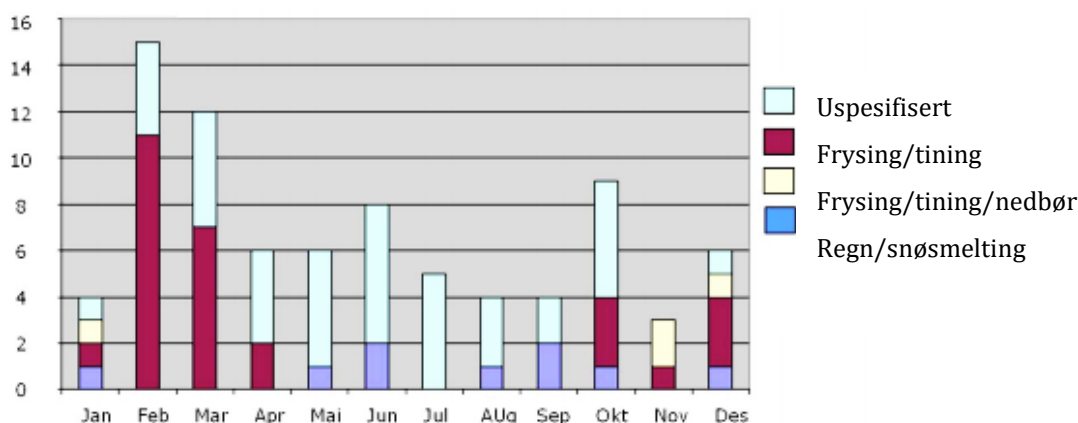
a) Utglidning langs plan flate på vedvarende sprekker som faller utover og med strøk parallelt med skråningen.

b) Kileutglidning langs to plane flater som har en skjæringslinje som kommer ut i skråningen.

c) Utveltning på grunn av diskontinuiteter som faller med en høy vinkel innover skråningen.

d) Utglidning langs en krum flate i særdeles svak bergmasse eller oppknust fjell.

Ifølge Domaas og Grimstad (2014) er de følgende mekanismene utløsende faktorer for fjell- og steinskred: vanntrykk på sprekkeflater (direkte poretrykk eller redusering av skjærfastheten), store nedbørmengder eller rask snøsmelting, frostsprengning om vinteren, rotsprengning om sommeren, kjemisk forvitring, erosjon (undergraving av bratte skråninger), jordskjelv, menneskelig aktivitet (skjæringer, anleggsdrift) og krypbevegelser (som kan brukes som et forvarsel om kommende skred). Felles for disse utløsende bevegelsene er at de har en sammenheng med vanntrykksøkning i sprekkeflater og reduksjon av styrken langs sprekkeflatene. Historisk sett forekommer de fleste skred på høsten og våren når temperaturen svinger mye omkring frysepunktet eller at det er mye nedbør. I en rapport fra Statens vegvesen (2010) er skredfrekvensen og observerte værforhold sammenfattet i en periode fra 2000-2009 for 80 steinsprang, som vist i figur 2.9.9. Figuren viser at skredene har en sammenheng med frysing/tining og nedbør på vinterstid og regn og snøsmelting på sommeren og våren. Det kan bemerkes at de fleste skredhendelsene forekommer i vinterhalvåret.

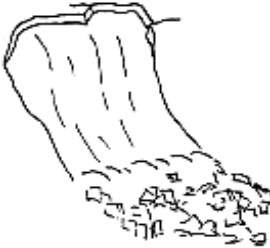








Figur 2.9.9: Skredfrekvens, observerte værforhold og antatte utløsningsmekanismer for 80 registrerte steinsprang på Oppdølsstranda, Sunndal i perioden 2000-2009 (Statens vegvesen, 2010).

Ut fra de forventede endringer om økt nedbør og mer ekstremnedbør i framtiden vil det kunne forventes flere steinskred i forbindelse nedbør. Samtidig vil antallet utløste skred på grunn av fryse-tine-prosesser minke hvis temperaturen stiger. Norsk klimaservicesenter (2016) har laget prognoser for skredfaresannsynligheten i Sør-Trøndelag for ulike skredtyper mellom 1971-2000 og 2071-2100 med tilhørende sannsynligheter for prognosene. For steinsprang og steinskred forventes det økt hyppighet av skredene ved hyppigere episoder med økt nedbør, men det bemerkes at det er store usikkerheter rundt dette.

2.9.3 Snøskred og sørpeskred

Snøskred og sørpeskred er store masser av snø og vann som forflytter seg ned en fjellside eller skråning. Snøskred utløses som regel ved skråningshelninger over 30°. Et høyere vanninnhold gjør at snøskred blir omvandlet til sørpeskred som kan utløses ved lavere helningsvinkler. Sørpeskred tar ofte med seg løsmasser og vegetasjon. Snøskred er et stort fagfelt og denne oppgaven vil ikke gå inn på de ulike kjemiske og fysiske prosessene for dannelse av snøskred. Lied (2014 b) anbefales for mer innsikt i faget. De ulike faktorene vil nevnes kort.

Type snøskred	Flak		Løssnø	
				
Bevegelse	Luft	Langs bakken	Luft/bakken	
				
Konsistens	Tørr	Fuktig	Våt	
Glideflate	Mellom snølag		Langs bakken	
				

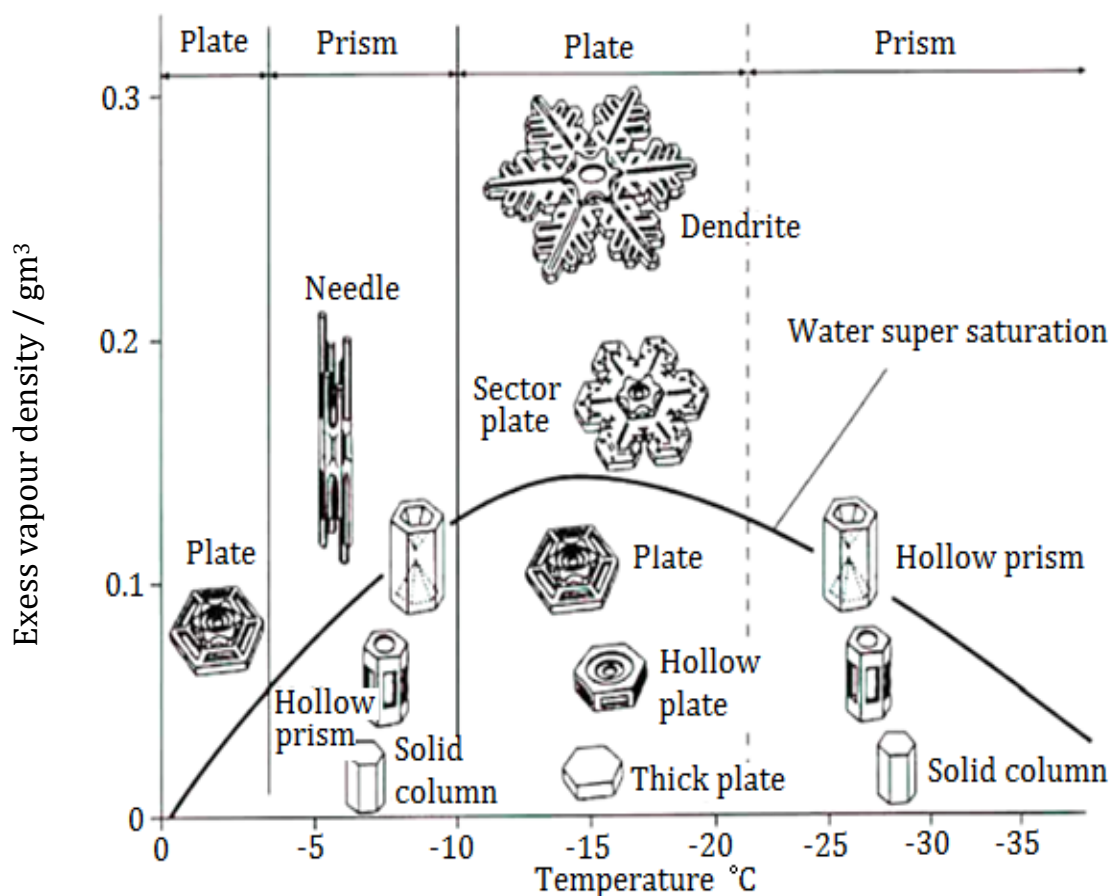
Figur 2.9.10: Ulike klassifiseringsmetoder for snøskred. Modifisert etter LaChapelle (2002).

Figur 2.9.10 illustrerer de to hovedtypene snøskred man har, *flakskred* og *løssnøskred*. I tillegg finnes *sørpeskred*, som er en variant av løssnøskred som er såpass vannmettet at skredet blir flytende med en skredløpsvinkel ned mot 0°. Snøskred har ofte tydelig utløsnings-, skredløps- og utløpsområder. Utløsningsområdet er normalt brattere enn 30°. For flakskred er dette området ofte en lengre bruddkant som er omtrent vinkelrett på skråningen. For løssnøskred utløses skredet i et punkt før det brer seg utover. I selve skredløpet avsettes det lite snø, men skredet kan imidlertid ta med seg andre masser som står i skredbanen, f.eks. vegetasjon og steiner. I utløpsområdet samler snøen seg der hvor skråningen slakker ut.

Flakskred forårsaker flest ulykker. For dannelse av flakskred er dannelsen av svake lag spesielt viktig. Snøkrystallene som faller som nedbør vil ha ulik form avhengig av temperaturen. Dette vil

ha innvirkning på stabiliteten til snølaget som dannes. Den viktigste faktoren er likevel endringen av ulike snøkrystaller i snødekket. Temperaturen og særlig temperaturgradienten er den drivende faktoren for denne prosessen.

Figur 2.9.11 viser ved hvilke forhold ulike snøkrystalltyper dannes. Et snødekke som er dannet ved uforandret temperatur vil teoretisk sett ikke ha svake lag til å begynne med, spesielt hvis temperaturen er nær null. De svake lagene dannes når krystallene endres, og man snakker om en *nedbrytende omvandling* (stabiliserende) og *oppbyggende omvandling* (destabiliserende). Det finnes ni forskjellige snøkrystalltyper, fra nedbørskrystaller til is. Temperaturen nær bakken er tilnærmet 0 °C gjennom hele vinteren, og på grunn av temperaturforskjellen mellom lufta og bakken vil man få en temperaturgradient som tillater vanddamp å transporteres og endre krystallene. Dette kan lage svake lag enten *i* snølaget eller *på* snølaget. Begerkrystaller (ofte kalt *sukkersnø*) regnes som den farligste, da slike lag fungerer som «klinkekuler» som ved for stor belastning raser ut. På overflaten er *rim* den farligste krystalltypen, da disse rimflakene ved ny nedbør bøyes ned parallelt med snødekket og blir et syltynt, men glatt og skredfarlig lag som er vanskelig å se med det blotte øyet (ulike styrketester i snøen kan imidlertid avdekke dette). Tykkelsen på snødekket er avgjørende for hvor stor temperaturgradienten blir (Brattlien, 2015).



Figur 2.9.11: Dannelsen av ulike snøkrystaller avhenger av overmetningen på vann og temperaturen (Furukawa, 1997).

Fysikken ved flakskred kan forklares ved at man har strekkspenninger øverst i terrenget, skjærspenninger i sidene og trykkspenninger i bunn. Alle disse spenningene må overskride snøens lokale styrke. Det finnes flere faktorer som er gunstige og ugunstige mtp. skred. Trær og steiner kan virke stabiliserende (anker i terrenget), mens vann (bekker, elver) i nærheten vil kunne tilføre vann og mette snøen på vann slik at skredet utløses. Terrengformen vil også ha betydning for stabiliteten av skred. Alle disse faktorene må vurderes når man er ute i naturen (Lied, 2014 b).

Snøskred utløses av to hovedårsaker: enten for høye spenninger eller for høyt vanninnhold. Spenningene kan overstiges enten på grunn av menneskelig aktivitet (skiløpere, snøscootere) eller at vekten av snøen (i tillegg til vindkreftene) blir såpass stor at spenninga overstiger styrken. Vannmetning er spesielt viktig for sørpeskred. I slike tilfeller kan utløsningsområdets helningsvinkel bli mye lavere enn 30° . Når vann siger inn i snøen mister snøen en del av kohesjonen samt at vannet bidrar til et poretrykk som kan utløse skredet. Man kan se slike vannmettede områder i naturen ved at snøen får en blålig farge (Lied, 2014 b).

Når man i Norge forventer både et varmere og våtere klima kan man forvente at det oftere vil falle regn på snødekt underlag som på kort sikt vil gi økt skredfare. På lengre sikt er det mulig at snømengdene blir såpass redusert at faren for snøskred avtar. Smelteflommer som kommer på grunn av snøen vil også bli mindre i omfang, selv om hyppigheten av «vanlige» flommer da vil øke. I høyfjellsområder der isen og snøen ligger hele året kan man forvente mer snøsmelting som kan føre til lokal vannmetning og flere vannutløste skred, men dette er fortsatt usikkert (Norsk klimaservicesenter, 2016).

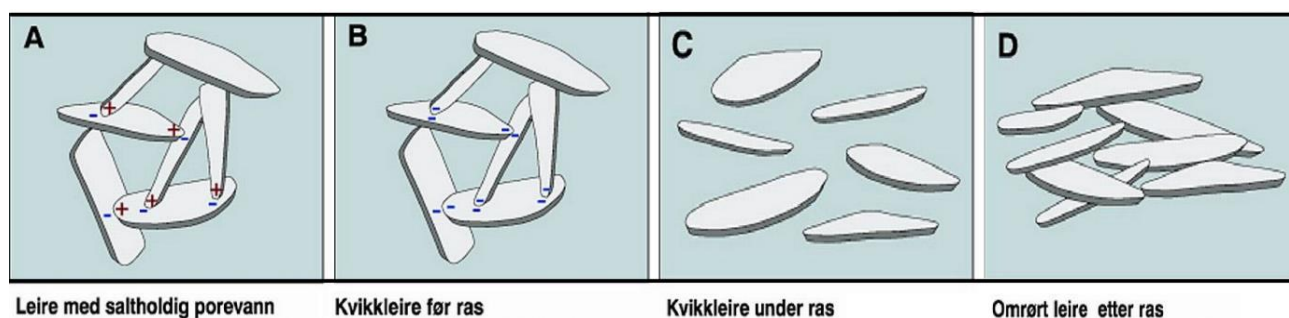
2.9.4 Kvikkleireskred

Kvikkleireskred er skred som forekommer i leire med omrørt skjærstyrke, $S_r < 0,5$ kPa. Ved for store påkjenninger eller deformasjoner mister kvikkleira nesten all skjærstyrke og massen blir til en tung, viskøs væske. Slike skred kan derfor utvikle seg hurtig uten noen form for forvarsling i terrenget, og bre seg utover store områder. Skredvinkelen kan være ned mot $3-5^\circ$. Utvasking av saltpartikler ved enten nedbør eller bekkeerosjon er de mest vanlige årsakene til at leira, som i seg selv har en høyere skjærstyrke, mister skjærstyrken og blir kvikk. Saltpartiklene binder kornene sammen (Gregersen, 2014).

Leire består av både leirmineraler (sjiktsilikater som illitt, smektitt, kloritt, kaolinit og vermikulitt) og andre mineraler (kvarts og feltspater) i leirstørrelse. Mens kvarts og feltspater er kubiske, er sjiktsilikatene flisige eller stengelige. I interaksjonen mellom leirpartikler og vann finnes det både frastøtende og tiltrekkende krefter. De frastøtende kreftene skyldes partiklenes overflateladning og

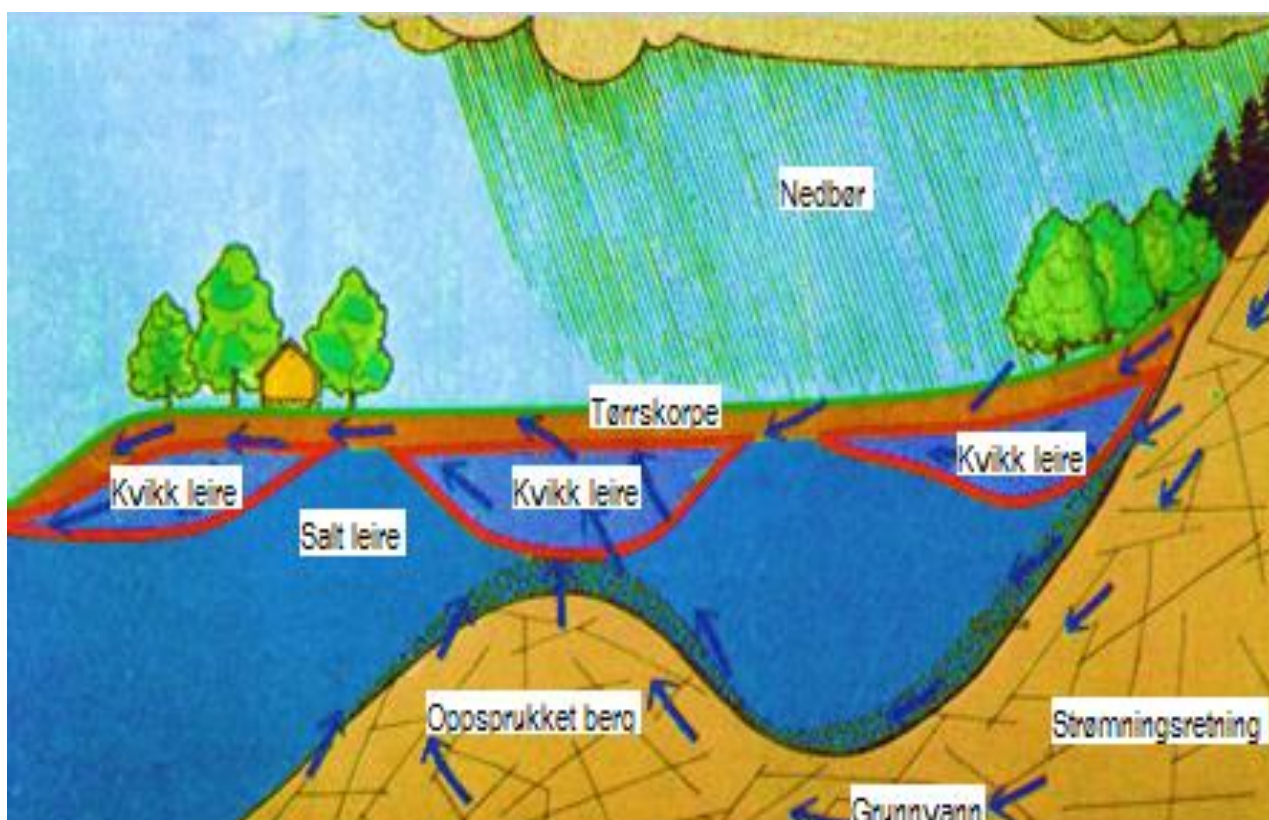
de tiltrekkende kreftene skyldes van der Waalske krefter mellom leirpartiklene som fører til fnokking.

Figur 2.9.12 viser strukturen i kvikkleire før og etter skred. Om de frastøtende kreftene dominerer, slik som i ferskvann der elektrolyttkonsentrasjonen er liten, vil leiren bli relativt stabil på grunn av den flate pakningsstrukturen og er å sammenligne med en kvikkleire som er kommet til ro etter ras (D i figur 2.9.12). I saltvann med stor elektrolyttkonsentrasjon vil de tiltrekkende kreftene dominere slik at man får den korthusstrukturen som er karakteristisk for kvikkleirer (Solberg, 2016). Til å begynne med vil saltvannsleira (A i figur 2.9.12) være stabil, men under utvasking som følge av nedbør eller grunnvannstrømning vil ionene vaskes ut og de van der Waalske kreftene vil bli mindre og de frastøtende kreftene vil øke i forhold (B i figur 2.9.12). Denne korthusstrukturen er relativt stabil så lenge den «får være i fred». Slik er situasjonen mange steder i Trøndelag idag. Når leira blir omrørt ved f.eks. trykkbelastning i toppen av skråningen, jordskjelv eller avlastning i foten av skråningen vil strukturen kollapse (C i figur 2.9.12) og rase ut som en tyktflytende suppe med leirmineraler i suspensjon helt til vannet har drenert og leira igjen setter seg i en flatpakket struktur (D i figur 2.9.12). Siden leira er stabil ved høyt ioneinnhold benyttes av og til saltpæler eller kalkpæler i ustabile leirer for å la strukturen på ny binde seg sammen. Flervalente ioner er bedre for stabiliteten enn monovalente ioner, og i tillegg vil sementering virke stabiliserende (kalkpæler, jern, aluminium og gips).



Figur 2.9.12: Strukturen i kvikkleire før og etter skred. A: Leire med saltholdig porevann: Tiltrekkende krefter mellom partiklenes kanter og flater. Små frastøtende krefter mellom flatene. Flisige korn i en åpen, men stabil struktur. B: Kvikkleire før ras: Ingen eller små frastøtende krefter mellom kanter og flater. Større frastøtende krefter mellom flatene. Åpen og ustabil kornstruktur. C: Kvikkleire under ras: Kollaps av kornstruktur. Overskudd av vann. Tyntflytende leirsuppe. D: Omrørt leire etter ras: Tettere og mer stabil kornstruktur. Parallellorientering av korn. Tilfelle D vil være tilsvarende en ferskvannsleire som er stabil (Sveian, et.al., 2002).

Figur 2.9.13 viser hvor det er forventet å finne kvikkleire, samt dannelsesmåten. Prinsipielt kan kvikkleire dannes overalt hvor det er marin (saltvanns-) leire, men spesielt typisk finner man det nær terrengoverflata, ved oppstikkende fjelltopografi, ved høy grunnvannsgradient (skråninger) og i lagdelt leire/silt/sand og grus. Den felles avgjørende faktoren er tilgangen på vann som vasker ut porevannet (Solberg, 2016).



Figur 2.9.13: Prinsippskisse av kvikkleiredannelse. Blå piler viser grunnvannsstrømninga (Løken, 1983).

Leirskred kan enten forekomme som kryp, overflateskred, grunne utglidninger (rotasjonsskred) eller dype skred (jf. utglidning og spredning i kapittel 2.1.2). Typiske årsaker til kvikkleireskred er intens og/eller langvarig nedbør, rask snøsmelting, jordskjelv, utgraving i skråningsfot, fylling på toppen av skråning, avskoging, sprengning og vannlekkasjer (Solberg, 2016). Det er nyttig å legge merke til at årsakene til skred (i norske forhold) kan deles inn i to grupper; nedbør/grunnvann og menneskelig aktivitet. Den menneskelige aktiviteten er noe man kan regulere. F.eks. finnes det sterke restriksjonene ved byggearbeider i Bakklandet i Trondheim på grunn av faren for skred og utvasking. Nedbør er derimot en faktor man ikke kan regulere, men det kan gjøres forebyggende aktiviteter med tanke på drenering og sikring av utsatte områder. Sør-Trøndelag er et av fylkene i Norge med mest kvikkleire og er under en konstant trussel for kvikkleireskred. Om ikke den kvikke leira stabiliseres vil stadig mer leire bli kvikk på grunn av at mer porevann vaskes ut. Norsk klimaservicesenter (2016) skriver at økt erosjon på grunn av ekstremnedbør og økt flom i elver og bekker kan utløse flere kvikkleireskred, men de har markert denne sannsynligheten som usikker.

2.10 Sikring mot jordskred og flomskred

NVE jobber kontinuerlig med forebygging av jordskredfare i Norge. Skredfarene angis på nettbaserte kart med farger i henhold til tabell 2.10.1. Nivå 2 har gjentaksintervall (returperiode) på 5 år, nivå 3 har gjentaksintervall på 5-50 år og nivå 4 har gjentaksintervall på mer enn 50 år. I samarbeid med NGU vurderes jord- og flomskredfare gjennom kartlegging av mulige utsatte områder og i tillegg jobber NVE med å sikre god arealplanlegging (jf. tabell 2.2.1), fysiske sikringstiltak og drifter en nasjonal overvåknings- og varslingstjeneste (Colleuille, u.å.).

Ifølge Chatwin et al. (1994) anbefales det å benytte seg av følgende fire strategier for skredfarlige områder: 1: *Unngå* skredfarlig terreng hvis mulig. 2: *Forebygge*, dvs. sikre at stabile skråninger forblir stabile. 3: *Stabilisere* ustabile skråninger. 4: *Sikre* skredfarlige områder når disse ikke kan stabiliseres på andre måter. Huebl og Fiebiger (2005) skiller mellom *aktive* og *passive* tiltak. Aktive tiltak kan påvirke utløsning, skredløpet og avsetningsforholdene og påvirker skredets størrelse og hyppighet av skred. Slike tiltak omfatter bl.a. kontroll av vann og avløp, erosjonssikring, og kontroll og stabilisering av jordmasser. Passive tiltak har som hensikt å redusere det potensielle tapet av liv og/eller materiell. Slike tiltak omfatter bl.a. arealplanlegging, kunnskapsdeling, byggerestriksjoner (jf. tabell 2.2.1), regulering av trafikk ved skred og skredvarsling.

Tabell 2.10.1: Jordskredvarsling med varslingsnivå/aktsomhetsnivå benyttes for å varsle ekstreme hydrometeorologiske forhold som tilsier økt jordskredfare. Dette kan bidra til å redusere skadeomfanget ved at folk er bevisste på faren og kan sikre seg etter beste evne (Boje, et al., 2014).

Aktsomhetsnivå	Sannsynlighet for skred og skadeomfang
4	Det ventes mange store jordskred og/eller sørpeskred.
3	Det ventes flere store og små jordskred og/eller sørpeskred.
2	Det ventes noen små jordskred og/eller sørpeskred. Enkelte store hendelser kan forekomme.
1	Generelt trygge forhold.

Noen eksempler på forebygging/stabilisering og sikring er vist i de følgende kapitler. Når skredsikring skal velges må det i hvert tilfelle utvises skjønn og ekspertise. Det er utallige måter å løse utfordringene på, og det finnes ingen metoder for å velge riktig sikringsmetode for jordskred. Ved sikring mot jordskred og flomskred er drenering av vann og forsterkning av løsmassene de viktigste faktorene. Poretrykk er den viktigste faktoren for utløsning av skred, og mange jordskred er blitt utløst på grunn av nedlagte eller dårlig vedlikeholdte skogsbilveier med tette stikkrenner eller andre årsaker som har ført til dårlig drenering og dermed opphoping av vann (Fergus et al., 2013).

For flere eksempler på sikring mot jord- og flomskred anbefales bl.a. Chatwin et al., 1994 (vegetering og ulike dreneringsmåter); Håland, 2012 (sikring ifbm. veier og infrastruktur); Norris et al., 2008 (vegetasjon av ulike typer og ulike metoder).

2.10.1 Drenering og etablering av vegetasjon i løsneområdet

Figur 2.10.1 viser et jordskred som ble utløst på grunn av opphoping av vann som følge av tette stikkrenner. Drenering av løsmassene kan enten gjøres ved bruk av stikkrenner/rør som vann kan dreneres gjennom, eller ved å lage grøfter som vannet kan renne åpent i. I begge tilfeller er det viktig at dreneringsveiene ikke tettes til. Statens vegvesen kontrollerer årlig stikkrenner, grøfter, rør og kummer for å sikre at de fungerer som de skal. På private veger foretas det derimot ikke slike regelmessige sjekker, og eieren av vegen er selv ansvarlig for at dreneringen fungerer. Om man velger åpen drenering (grøfter) er det viktig å sørge for at vann eller flomskred ikke eroderer grøfta og dermed utvider potensielle utløsningsområder. Dette kan gjøres ved å steinsette grøfter. I tillegg

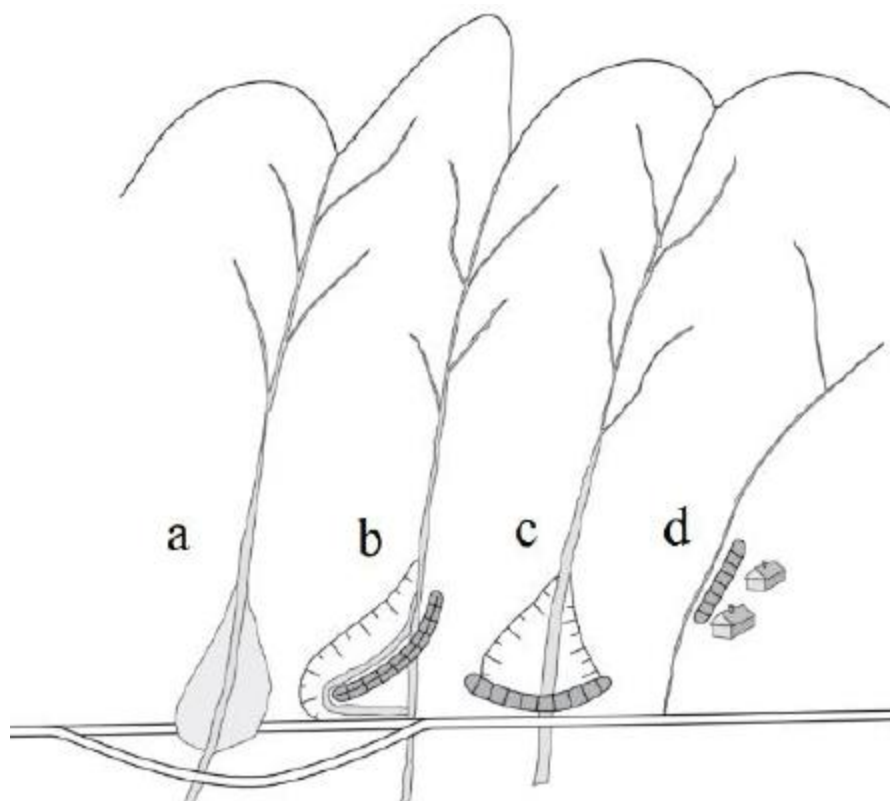


Figur 2.10.1: Jordskred i Soknedal 2012. Temperaturøkning førte til flomvann som tok med seg kvister og stein som tettet stikkrennene og førte til et jordskred (Furberg, 2012).

til drenering kan man etablere vegetasjon i skråninger som er utsatt for skred. Både drenering og vegetasjon kan benyttes som forebyggende virksomhet i stabile områder og stabilisering av ustabile områder (Chatwin et al., 1994). Røttene vil kunne binde jorda og gjøre de potensielle løsneområdene mer stabile. Nye hogstfelt er utsatte for jordskred på grunn av den minkede styrken til jordmassene. Røttene som gjenstår fra hogsten vil kunne binde jorda sammen en stund, men vil over tid råtne og miste sin funksjon stabilisator, som beskrevet i kapittel 2.7.6 (Håland, 2012).

2.10.2 Kontroll av skredmasseforløpet

På samme måte som for snøskred kan man lede skredmassene i baner slik at skredet forløper kontrollert og med kjente konsekvenser. Man kan bruke fangvoller og ledevoller og eventuelt lage et sedimentasjonsbasseng som kan samle opp skredmassene før massene når bebyggelse eller infrastruktur. Et alternativ til sedimentasjonsbasseng er å benytte ulike typer demninger som kan samle opp sedimenter og samtidig drenere vann. Da vil sedimentene under normale forhold fraktes med elva eller bekken, men under flom vil massene kunne bremses ved at de avsettes i disse dammene samtidig som vannet får renne videre (Huebl og Fiebiger, 2005).



Figur 2.10.2: Sikring av veger og bebyggelse mot skred. a) Legg vegen utenfor potensielle utløpsområder. b) Skredvoll for oppbremsing og bortledning av skredmassene. c) Skredvoll for oppsamling av skredmassene. d) Skredvoll som sikring for bebyggelse (Norem og Sandersen, 2014).

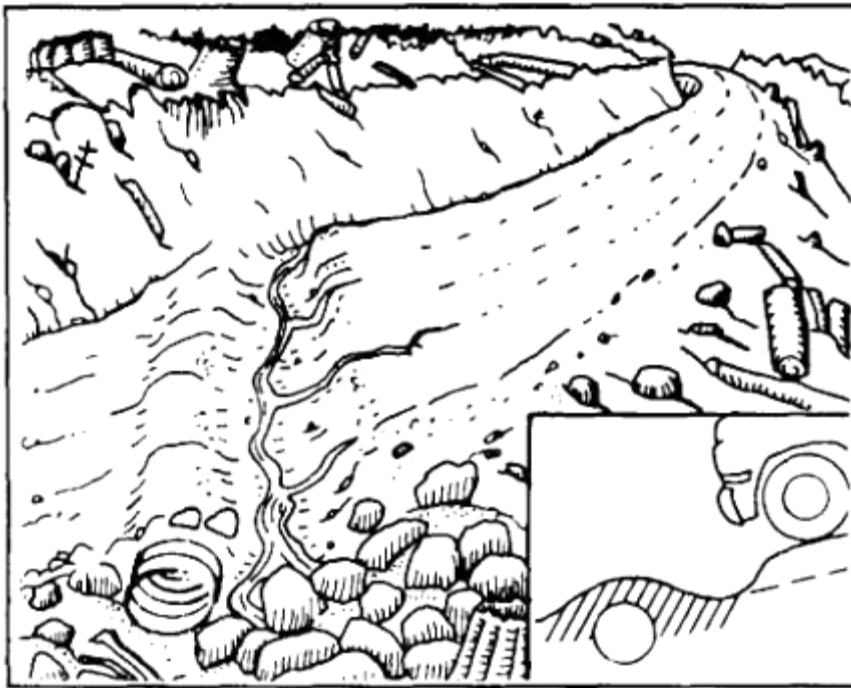
Disse metodene er imidlertid kun hensiktsmessig for områder hvor man kjenner sannsynligheten for skred eller konsekvensene godt. Dette kan typisk være i områder som er særlig utsatt for gjentatte flomskred. Terrenget vil i så fall selv vitne om gjentatte skred ved rygger og lober (Håland, 2012). Figur 2.10.2 illustrerer bruken av skredvoller for demming eller leding av skredmassene.

2.10.3 Tilpasset beskyttelse til infrastruktur

Mange skred skjer i forbindelse med skogsbilveier hvor drenering går tett og vannet hopet opp slik at det bygger seg opp et poretrykk. Det er derfor av interesse å beskytte utsatte deler av veier med tilpasset sikring. Sikringen kan enten være av en slik art at den reduserer de drivende kreftene eller at den øker de stabiliserende kreftene. Det kan benyttes mange ulike former for drenering: åpne stikkrenner, lukkede stikkrenner, grøfter, rørledninger og kulverter. Figur 2.10.4 viser eksempel på en typisk utforming av et dreneringssystem brukt til skogsbilveier. I tillegg til drenering kan man ta vekk masser på oversiden av vegen (hvis mulig) som reduserer de drivende kreftene. Massene kan fjernes helt eller erstattes med lettere materiale hvis det er nødvendig. Man kan også kontrollert utløse skred slik at massene blir stabile og dermed bygge oppå det. For å øke de stabiliserende kreftene kan man ha fylling i foten, styrke jordmassene (f.eks. ved vegetasjon, polymer- eller stålarmering i jorda eller pæler) eller benytte spunter av tre eller metall (figur 2.10.3). Riktig utforming av veier er også viktig, jf. kapittel 2.7.7 (Sidle og Ochiai, 2006).



Figur 2.10.3: Spunt benyttet for å sikre veg i bratt terreng. Dette øker de stabiliserende kreftene (Sidle og Ochiai, 2006).



Figur 2.10.4: Typisk utforming av drenering i skogsbilveier. I figuren er det vist en kombinasjon av åpent og lukket drenasjesystem (Chatwin, et al., 1994).

3 Metode

3.1 Begrensning av kartleggingsområde

For oversiktskartlegging ble hele Forradalen fra Leirfallnes til Forradal skole (ca. 11 km) studert. For detaljkartlegging ble et mindre område i Melen, nedenfor ei dyrka mark (ca. 600 m) studert, med et fokus på det nylige skredet som ble utløst 4.-5. desember 2016. Avgrensning av studieområdet ble gjort med tanke på de utløsende betingelsene, og de ytre grensene ble satt der terrenghelningen normalt ikke er bratt nok til å utløse jordskred ($< 30^\circ$), eller der terrengformene eller veier avgrenser skredområdet (jf. geomorfologiske faktorer i kapittel 2.7.4). Geografisk plassering og avgrensning fremgår av figur 4.1.2 i kapittel 4.1.

3.2 Litteraturstudium

I forkant av masteroppgaven ble det gjennomført et litteraturstudium knyttet til utløsning av jord- og flomskred. Resultatet av dette er vist i kapittel 2. Hensikten med litteraturstudiet var å øke kunnskapen om jord- og flomskred, og forstå utløsningsmekanismene og de faktorene som påvirker løsmassenes stabilitet. På denne måten kan skredfarevurdering og skredkartlegging utføres på et solid teoretisk fundament.

3.3 Feltarbeid

Feltarbeidet for oppgaven ble utført 3. mai 2017. Alt av prøvemateriale ble samlet inn denne dagen. Veileder Terje Harald Bargel fra NTNU var med under befarings. Været var delvis skyet og temperaturen var omtrent 10°C .

Under feltarbeidet ble det fokusert på å danne en helhetlig oversikt over området, samt kartlegge kritiske observasjoner som har påvirkning på skråningsstabiliteten generelt i Forradalen og ved skredområdet i Melen. Utstyret som ble brukt var spade, kompass med helningsmåler, bøtte og vekt.

3.4 Klima- og værdata

Nedbørdata til denne masteroppgaven er hentet fra yr.no (2017) og eKlima (2017). Nærmeste målestasjon for jordskredet ved Forradalen er Værnes, med en avstand på omkring 16 km til skredområdet. Værnes målestasjon har vært aktiv fra april 1940. Data fra Meråker målestasjon vil i denne oppgaven omfatte fire målestasjoner fra ulike perioder: Meråker II (1947-1969), Meråker Krogstad (1974-1993), Meråker Utsyn (1994-2005) og Meråker Vardetun (2005-2017). Meråker Vardetun ligger med en avstand på omtrent 25 km fra skredområdet. Klimadata er hentet fra eKlima (2017) fra perioden 1961-1990. Andre værdata er hentet fra yr.no (2017). Lokaliteten til Værnes og Meråker Vardetun målestasjon er vist i figur 3.4.1.



Figur 3.4.1: Kartutsnitt som inkluderer skredområdet og de to målestasjonene: Værnes og Meråker Vardetun (Kartverket, 2017).

3.4.1 Returperiode for ekstremverdier

Returperioder beskriver hvor ofte en kan forvente at en type vær forekommer, og hvor ekstremt det er. Metoden beskriver *klima*, og returperiodene vil variere fra sted til sted, og dermed beskrive lokale klimaforhold. Et ekstremvær som kan forventes at opptrer én gang hvert 5. år, vil ha en returperiode på 5 år. Returperioder er viktige for samfunnsplanlegging og brukes blant annet til dimensjonering av infrastruktur. Som et eksempel er det normalt å definere avløpet for drenering av regnvann ut fra en 30-års returperiode (Meteorologisk institutt, 2010). Veier og jernbaner dimensjoneres etter 200-års returverdier, for demninger benyttes 500-1000-års returverdier, mens for områder særlig utsatt for flom benyttes 1000-års verdier (Norsk klimaservicesenter, u.å.). Beregning av returperioder forutsetter blant annet en lang, homogen dataserie (Fergus et al., 2010).

Meteorologisk institutt benytter to metoder for å beregne estimater for ekstreme nedbørsverdier: Gumbel-ekstremverdifordeling og NERC-metoden [National Environment Research Council]. I denne oppgaven benyttes tall fra Gumbel-metoden, som baserer seg på middelvei og standardavvik for et utvalg årlige maksimumsverdier. Gumbel-fordelingen er et spesialtilfelle av GEV [Generalized Extreme Value] som benyttes for årlige maksimale islaster (Førland, 1992; Tajet et al., 2015).

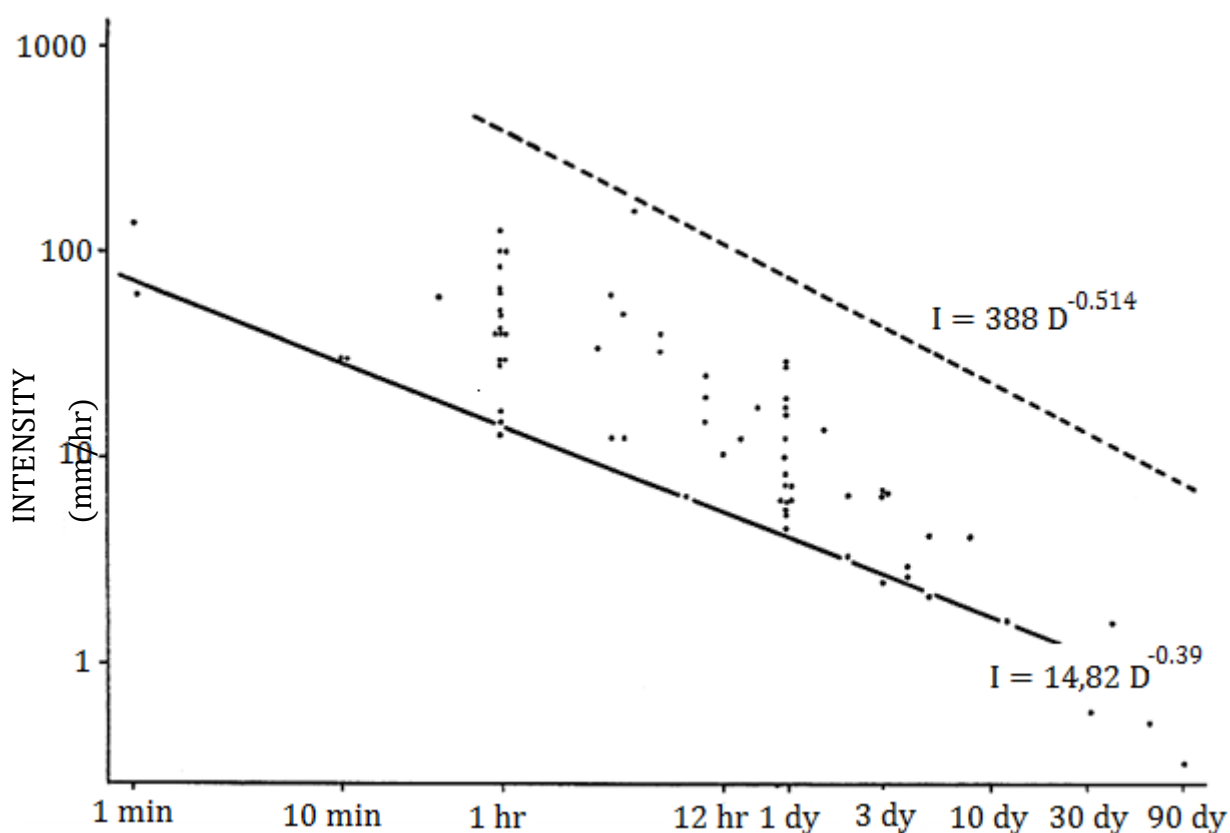
3.4.2 Terskelverdi for nedbør

Figur 2.7.1 viste de ulike utløsningsfaktorene for de ulike nedbørsregionene i Norge. I figuren ble for eksempel *rr1day*, *rr3day*, *rr10day* (henholdsvis nedbør på skreddagen, summert nedbør siste tre døgn og summert nedbør siste ti døgn) brukt for å beskrive utløsende betingelser for jordskred. Disse tallene har sammenheng med terskelverdien for nedbør som sier noe om hvor mye nedbør som må til for å utløse jordskred. Terskelverdien for nedbør vil være avhengig av temperaturen og

løsmassegeologien. Det finnes flere metoder for beregning av terskelverdier for utløsningen av nedbørsrelaterte skred. En slik terskelverdi for nedbørsutløste skred kan inkludere nedbørsmengde, jordfuktighet og ulike hydrologiske forhold. Om nedbørsmengden overstiger terskelverdien vil normalt skredet utløses. Denne verdien kan defineres fysisk (prosessbasert, konseptuelt) eller empirisk (historisk, statistisk) (Guzzetti et al., 2008). Tre eksempler på empiriske beregninger er vist i kapitlene under.

3.4.2.1 Global terskelverdi

En enkel definisjon av nødvendig nedbørsmengde for å utløse grunne jordskred (2-3 m) ble utviklet av Caine (1980). utfordringene ved å forutsi terskelverdier for nedbør er at nedbør ikke alene bestemmer utløsningen av skred, men grunnforholdene og andre forhold i jorda har stor innvirkning



Figur 3.4.2: Forholdet mellom nedbørsintensitet og varighet av nedbør (Caine, 1980).

på stabiliteten. Datagrunnlaget til Caine er basert på 73 skredhendelser med grunnforhold som gunstiggjør skredutløsning, slik at effekten av nedbøren blir tydelig. Terskelverdien er en kombinasjon av summert nedbør og nedbørsintensitet, som vist i figur 3.4.2 og likning 15.

$$I = 14,82 D^{-0,39}$$

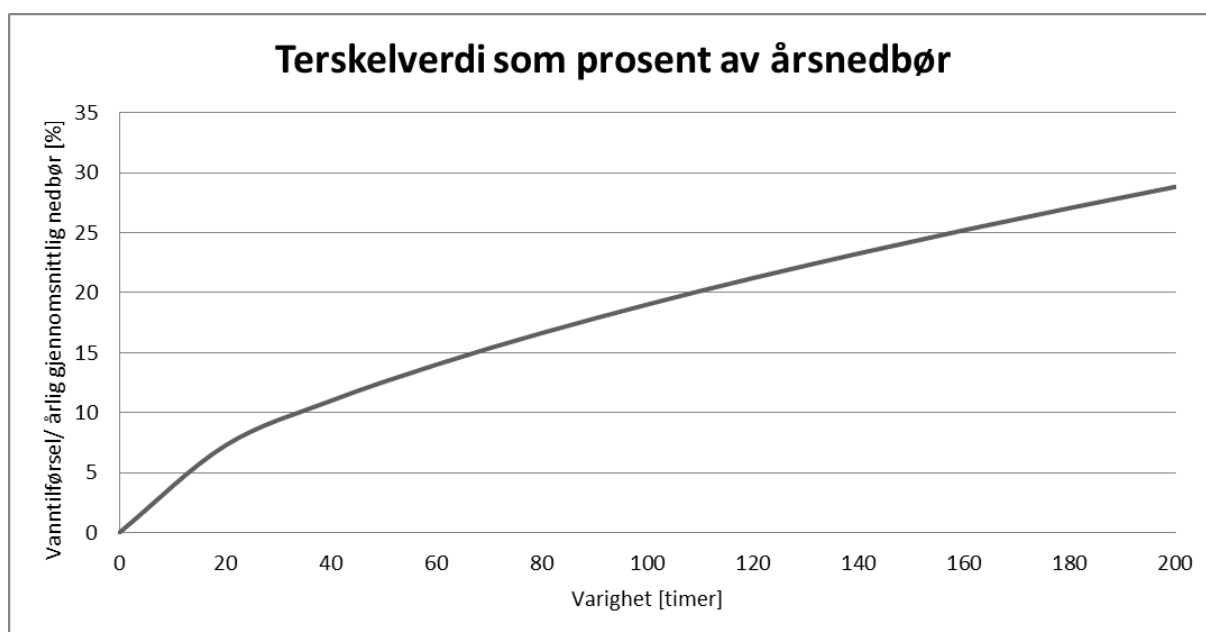
likn. (15)

Likning 15 viser sammenhengen mellom nedbørsintensiteten, I [mm/time], og varigheten av nedbøren, D [timer]. Denne metoden fungerer dårlig for nedbørvarighet kortere enn ti min og lengre enn ti dager. Dersom gjennomsnittlig intensitet overstiger terskelverdien, I , kan skredet utløses (Sidle og Ochiai, 2006). Ulike klimatiske regioner har forskjellige terskelverdier for nedbørsintensitet, men dette tas ikke i betraktning hos Caine (Sandersen et al., 1996). Guzzetti et al. (2008) har oppdatert Caines globale terskelverdi til å gjelde ulike klimatiske forhold.

3.4.2.2 Terskelverdi basert på prosent av årsnedbør

Sandersen et al. (1996) undersøkte værforholdene for 30 løsmasseskred og konkluderte med at terskelverdien for nedbør er avhengig av gjennomsnittlig årlig nedbør og varighet på nedbørsepisoden. På denne måten tas tidsfaktoren og de regionale klimatiske forholdene med i beregningene. Resultatet av studiet er vist i likning 16 og figur 3.4.3.

$$P = 1,2 D^{0,6} \quad \text{likn. (16)}$$



Figur 3.4.3: Forholdet mellom prosentdelen av gjennomsnittlig årsnedbør og varighet. Modifisert etter Sandersen et al. (1996).

P er kritisk vanntilførsel som prosentdel av gjennomsnittlig årlig nedbør, D er varigheten i timer. Terskelverdien for nedbør kan endres om andre faktorer endres. Menneskelige inngrep kan endre på hydrologiske systemer og vegetasjon kan endre styrken til jorda (se også kapittel 2.7.6).

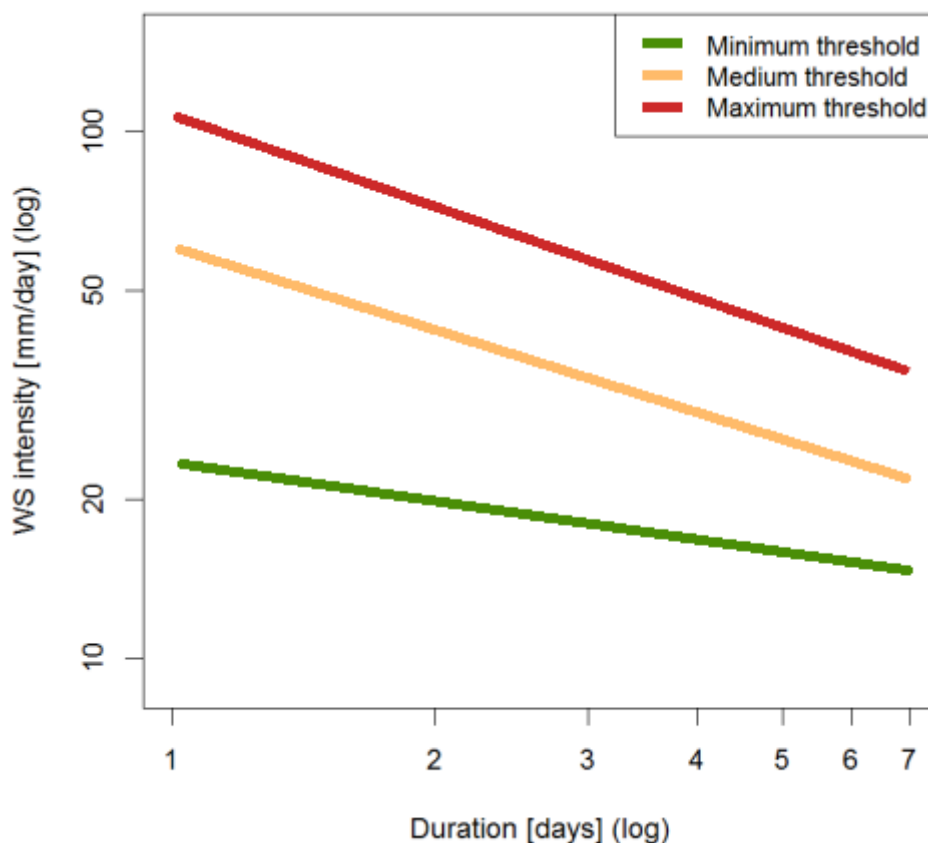
3.4.2.3 Terskelverdi basert på sammenhengen mellom intensitet og varighet

Meyer et al. (2012) undersøkte 648 jordskredhendelser i Norge i fra perioden 1979-2007 hvorav 502 av disse hendelsene ble brukt som datagrunnlag for å definere minimum (I_{MIN})-, middel (I_{MED})- og maksimale (I_{MAX}) terskelverdier for skredutløsning [mm/dag]. Terskelverdiene er utledet fra data fra både nedbør og snøsmelting. I_{MIN} er den nedre grensa hvor utløsning av jordskred er mulig, ved I_{MED} er skredutløsning svært sannsynlig, og ved I_{MAX} vil skredet omtrent helt sikkert utløses. Likning 17, 18 og 19 beskriver disse verdiene (se også figur 3.4.4). D_{dag} beskriver varigheten i dager. Terskelverdiene ved denne metoden kan bare benyttes for en tidsperiode mellom en og sju dager, pga. av at datasettet er for lite for å lage en terskelverdikurve for lengre varigheter.

$$I_{MIN} = 23,3 D_{dag}^{-0,24} \quad \text{likn. (17)}$$

$$I_{MED} = 60,1 D_{dag}^{-0,52} \quad \text{likn. (18)}$$

$$I_{MAX} = 107,2 D_{dag}^{-0,57} \quad \text{likn. (19)}$$



Figur 3.4.4: Terskelverdier for jord- og flomskred. Modifisert etter Meyer et al. (2012).

3.5 Laboratorieanalyser

Laboratoriearbeidet til denne masteroppgaven ble utført ved Ingeniørgeologisk laboratorium og Oppredningslaboratoriet ved Institutt for Geologi og Bergteknikk (IGB) ved NTNU våren 2017. Det ble foretatt analyse av jordprøver ved sikting, analyse av kornform, rundingsgrad og en enkel petrografisk vurdering.

Formålet med laboratorieanalysene var å kunne bestemme egenskapene til løsmassene i Melen i Forradalen, og bruke disse for å underbygge tolkningene i feltarbeidet. Finstoffinnholdet er spesielt viktig å kartlegge med tanke på den effekten finstoff har på hydrogeologien og skredprosesser. Oppbygging av poretrykk skjer lettere i finkornede masser (Norem og Sandersen, 2014). Kornstørrelse og sortering ble funnet ved hjelp av kornfordelingsanalyse for korn $\geq 0,063$ mm. Vekta av korn med størrelse $< 0,063$ mm ble målt, men det ble ikke foretatt kornfordeling av disse kornstørrelsene. Vurdering av kornform, petrografi og rundingsgrad ble også foretatt visuelt.

3.5.1 Kornfordeling ved sikting

Metoden med sikteanalyse går ut på å vaske, tørke og tørrsikte prøvematerialet. For å dele inn prøvematerialet slik at effekten av gravitasjon utelukkes ble en splitter benyttet (figur 3.5.1). Tørrsikting brukes når finstoffinnholdet er lite, høyst 5-7 % ($< 0,063$ mm) og når det ikke foreligger belegg på kornene. Finstoffet sorteres ut ved våtsikting. Finstoffet ($< 0,063$ mm) må også inkluderes ved å legges i bunnpanna etter tørking. Hvis det er mye belegg på kornene kan prøvematerialet lagres under vann i 24 timer for å løse opp belegget, etterfulgt av tørking. I dette tilfellet var det ikke nødvendig å løse opp korn i så lang tid.

Tørking foregikk i ventilert tørkeskap med jevn temperatur på omkring 90 °C. Standard siktesatser benyttet i denne analysen var 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm og 0,063 mm. Bestemmelse av prøvemengde (tabell 3.5.1) ble gjort i henhold til Statens vegvesens håndbok (R 210) for laboratorieundersøkelser (2016).

Tabell 3.5.1: Minimum prøvestørrelse i forhold til øvre korndiameter (D) for sikteanalyse (tørrsikting) Norsk standard. Modifisert etter Statens vegvesen (2016).

Øvre kornstørrelse D [mm]	90	63	45	32	22	16	11	8	<4
Prøvestørrelse m_{\min} [kg]	80	40	20	10	5	2,6	1,4	0,6	0,2



Figur 3.5.1: Splitter til bruk for å dele inn prøvematerialet på en slik måte at innflytelsen av gravitasjon utelukkes. Foto: Benjamin Trøan (8. mai, 2017).

For å sikre representative verdier for hvert sikt finnes det øvre grenser på hvor mye materiale som kan ligge igjen på hvert sikt (tabell 3.5.2). Om vekta er høyere enn høyest tillatte verdi må prøven deles opp i mindre mengder og siktes hver for seg. En korrekt utført sikteanalyse skal ikke ha mer enn 0,5 % forskjell mellom innveid masse og sum av separate veide masser fra siktene. Om forskjellen er større enn 1 % må siktingen gjentas med ny prøve (Statens vegvesen, 2016).

Tabell 3.5.2: Maksimalt tillatt masse for sikterester. Modifisert etter Statens vegvesen (2016).

Sikt d [mm]	16	8	4	2	1	0,5	0,25	0,125	0,063
Ø200 mm	628	444	314	222	157	111	79	56	39

Figur 3.5.2 viser maskinen som ble brukt til kornfordelingsanalysen. Prøven sto 10 minutter i maskinen, og ble deretter kontrollsiktet for hånd.



Figur 3.5.2: Siktemaskin brukt til kornfordelingsanalyse. Foto: Gunnar Vistnes (11. mai 2017).

3.5.2 Bestemmelse av kornform – formindeks

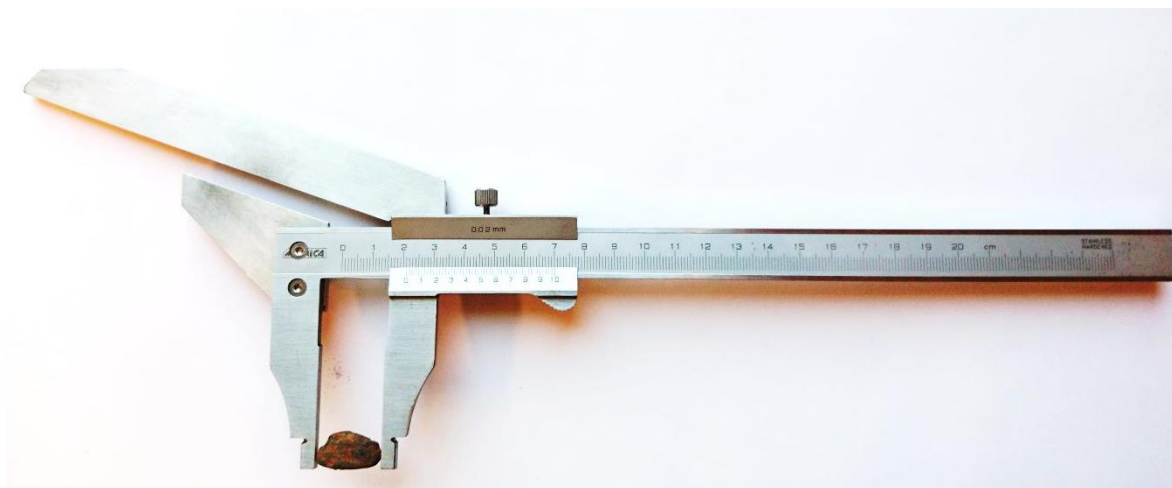
For bestemmelse av kornform og flisighetsindeks ble standarden NS-EN 933-4:2008 (*Prøvmåter for geometriske egenskaper for tilslag. Del 4: Bestemmelse av kornform Formindeks*) benyttet. Standarden ble tilpasset det tilgjengelige prøvemateriale, og følger dermed ikke standardens krav i alle punkter. I undersøkelsen ble forholdet mellom lengste (L) og korteste (E) akse i en partikkel undersøkt. En skyvelære med «kaninøre» (figur 3.5.3) ble benyttet i analysen. Akselengdene er bestemt som henholdsvis lengste og korteste avstand mellom to parallelle plan tangentielt til partikkeloverflaten. Partikler større enn 4 mm ble undersøkt. Om forholdstallet $E/L > 1/3$ regnes materialet som kubisk, hvis ikke regnes materialet som stengelig/flisig (ikke-kubisk). Formindeksen rundes av til nærmeste hele tall og regnes ut som vist i likning 20 (standard norge, 2008).

$$SI = \frac{M_2}{M_1} \cdot 100 \% \quad \text{likn. (20)}$$

der

M_1 er total prøvemasse i gram.

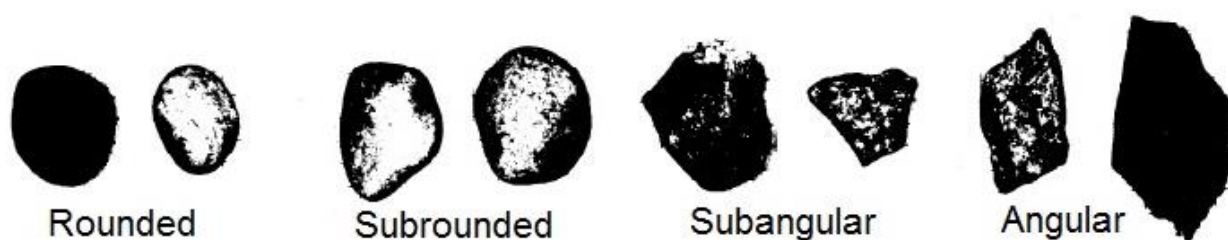
M_2 er massen av ikke-kubiske partikler i gram.



Figur 3.5.3: Klassifisering av korn som kubiske eller ikke-kubiske (flisige/stengelige) ble gjort med en spesiell form for skyvelære. Åpningen på "kaninøret" er en tredjedel av åpningen på skyvelæren. Foto: Benjamin Trøan (11. mai 2017).

3.5.3 Bestemmelse av rundingsgrad og ruhet

For bestemmelse av rundingsgrad og overflateruhet ble deler av standarden NS-EN ISO 14688-1:2002 (*Geoteknikk Identifisering og klassifisering av jord Del 1: Identifisering og beskrivelse*) benyttet. I kapittel 2.4.4 ble rundingsgrad og sfærisitet introdusert og illustrert ved figur 2.4.8, som er i samsvar med den nevnte standarden. For feltundersøkelser og visuelle undersøkelser uten avanserte hjelpemidler er det imidlertid mer nyttig å skille rundingsgraden inn i 4 rundingsgrader, som vist i figur 3.5.4. Ruheten deles inn i to klasser: ru og glatt overflate. Begge undersøkelsene ble foretatt visuelt. For rundingsgrad ble alle korn i den utvalgte prøvemengden undersøkt og plassert i respektive plasser etter klassifiseringen i figur 3.5.4. For inndeling i ruhet finnes det ingen entydig metode, slik at det ble ikke foretatt noen kvantitativ inndeling av ru og glatt overflate, men det ble benyttet en skjønsmessig og helhetlig vurdering. Av korn mindre enn 4 mm ble det i tillegg foretatt en enkel analyse i mikroskop for å se om de finere kornstørrelsene viste samme resultater som de grovere kornstørrelsene (standard norge, 2002).



Figur 3.5.4: Rundingsgrad for visuell undersøkelse (Holtz og Kovacs, 1981).

4 Områdebeskrivelse

4.1 Geografiske og topografiske forhold

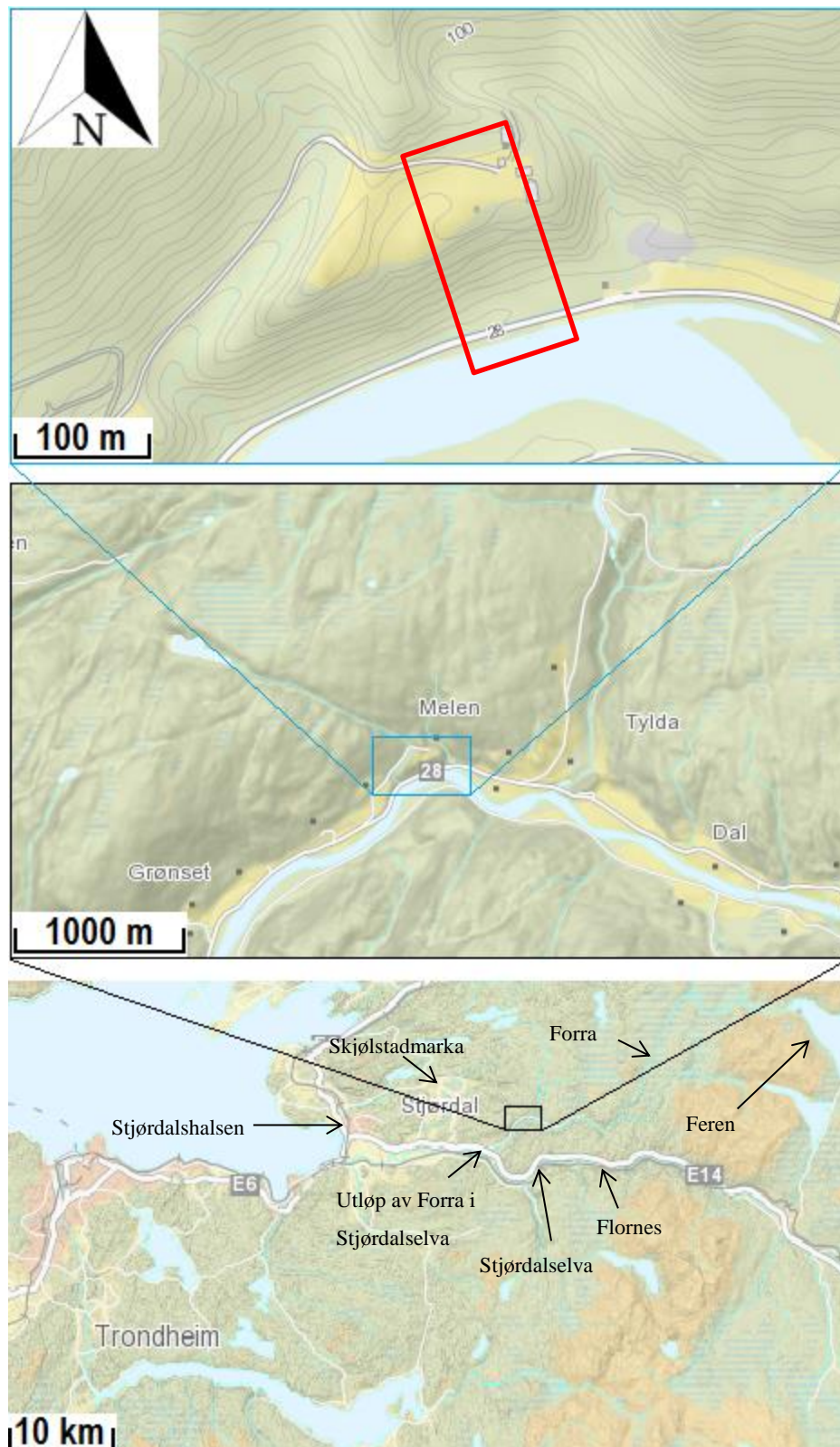
Studieområdet ligger i Melen i Forradalen, som er en sidedal til Stjørdalen, se figur 4.1.2. Stjørdalen er et dalføre i Stjørdal og Meråker kommuner i Nord-Trøndelag og strekker seg fra enden av Stjørdalsfjorden og 75 km østover mot svenskegrensen. Stjørdalselva renner gjennom dalen med et totalt fall på 400 m hvorav det vesentligste av fallet finnes i de øvre (østlige) 20 km (Askheim, 2011). Jernbane og E14 følger elva gjennom dalen. Figur 4.1.1 viser et oversiktsbilde langs Forradalen.

Fjellområdene tilhører en lavalpin sone med fattig rabbe- og lesidevegetasjon. Østlige deler av Stjørdalen har rikere fjellvegetasjon med bjørkeskog som den mest framtrædende. I de høyere deler av denne regionen ligger store myrområder som dekker om lag 24 % av arealet. I hoveddalen (Stjørdalen) og sidedalene (bl.a. Forradalen) dominerer granskogen, og om lag 35 % av arealet av området er barskog. Lavlandsregionen (4 %) består stort sett av dyrka mark. I lavlandet vest for Forras utløp er det marin leire fra da havnivået var høyere. Dette har ført til at elva har gravd ut raviner.



Figur 4.1.1: Forradalen med bratte, skogkleddesider, jordbruksvirksomhet og elva Forra til venstre. Bildet er tatt mot vest. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

Studieområdet i Melen ligger i en sørvendt dal med tilhørende V-daler og bekkeløp. Studieområdet har et areal på omkring 0,01 km². Dalføret Forradalen har vært preget av mye landbruk, særlig jordbruk og skogbruk. Dalen preges av fjell-landskap, mye skogsvegetasjon og myr. Store innsjøer som Feren (410 moh.) på 26,4 km², Langen (498 moh.) på 3,3 km² og Sulsjøen (598 moh.) på 0,8 km² østenfor studieområdet drenerer mot Forra, og i tillegg finnes det flere mindre innsjøer og vann. I øvre del av Forra slynger elva seg gjennom et stort myrområde, Forramyrene. Vestover er dalen trangere og preges av granskog. Nedre deler har innslag av løvskog (NGO [Norges Geologiske Oppmåling], 1983). Forra får tilsig fra to sideelver, Vigda og Tylda øst for studieområdet, samt flere mindre bekker, se også figur 4.1.4 og figur 4.1.5.



Figur 4.1.2: Studieområdet ligger i Forradalen i Stjørdal kommune. Navn på områder og Elver benyttet i kapittel 4 er inkludert. Skredområdet er markert med rød firkant (Kartverket, 2017).

Figur 4.1.3 viser fire kartutsnitt fra skredområdet i Melen (A 1964, B 2000, C 2009 og D 2014). Fotoene viser at området nedenfor jordet har vært utsatt for skred i tidligere perioder ved ulike plasser. Skredgropa lengst øst i figur 4.1.3 D er den samme som er undersøkt i denne oppgaven. Dette forteller at skredet 4.-5. desember ble utløst på nytt i en eksisterende skredgrop.

Kartutsnitt fra skredområdet

Stjørdal 1964

Figur 4.1.3 A



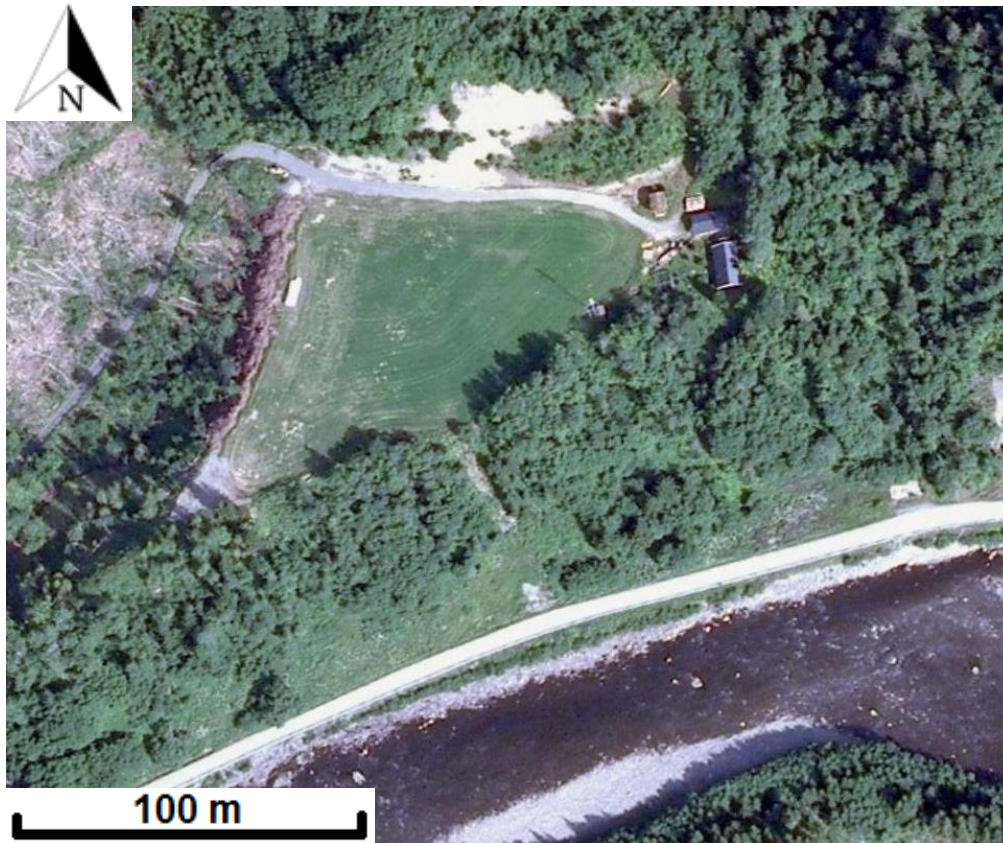
Stjørdal 2000

Figur 4.1.3 B



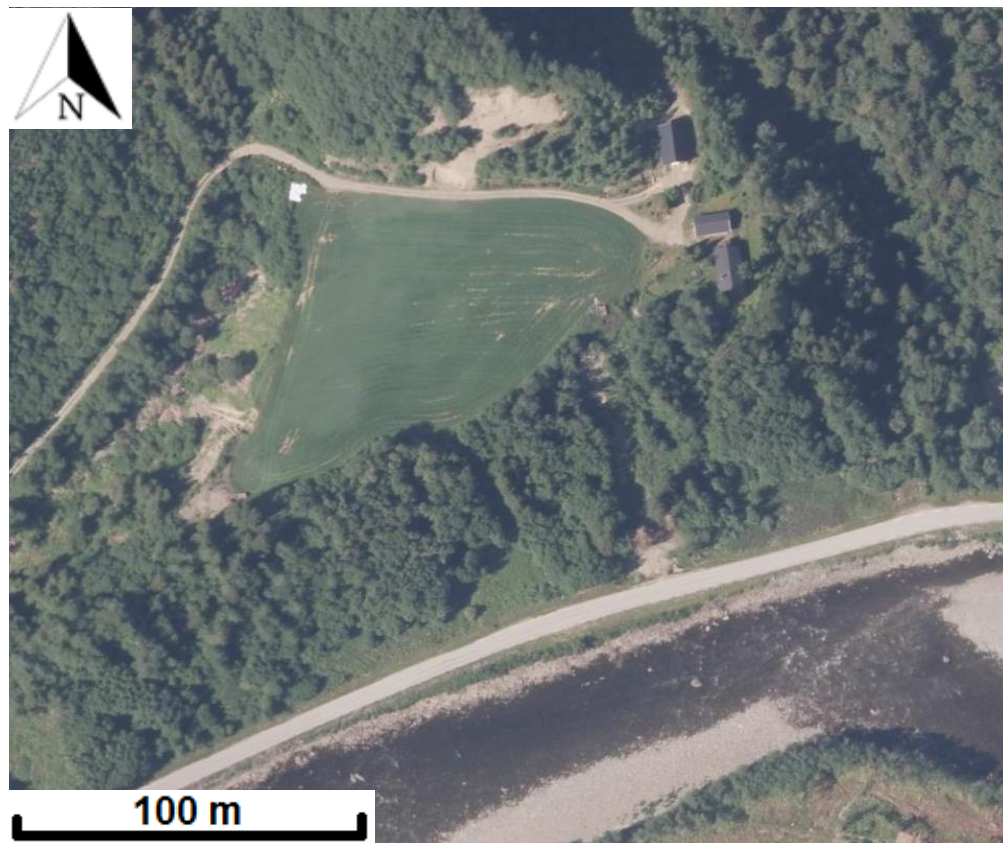
Trøndelag 2009

Figur 4.1.3 C



Trøndelag 2014

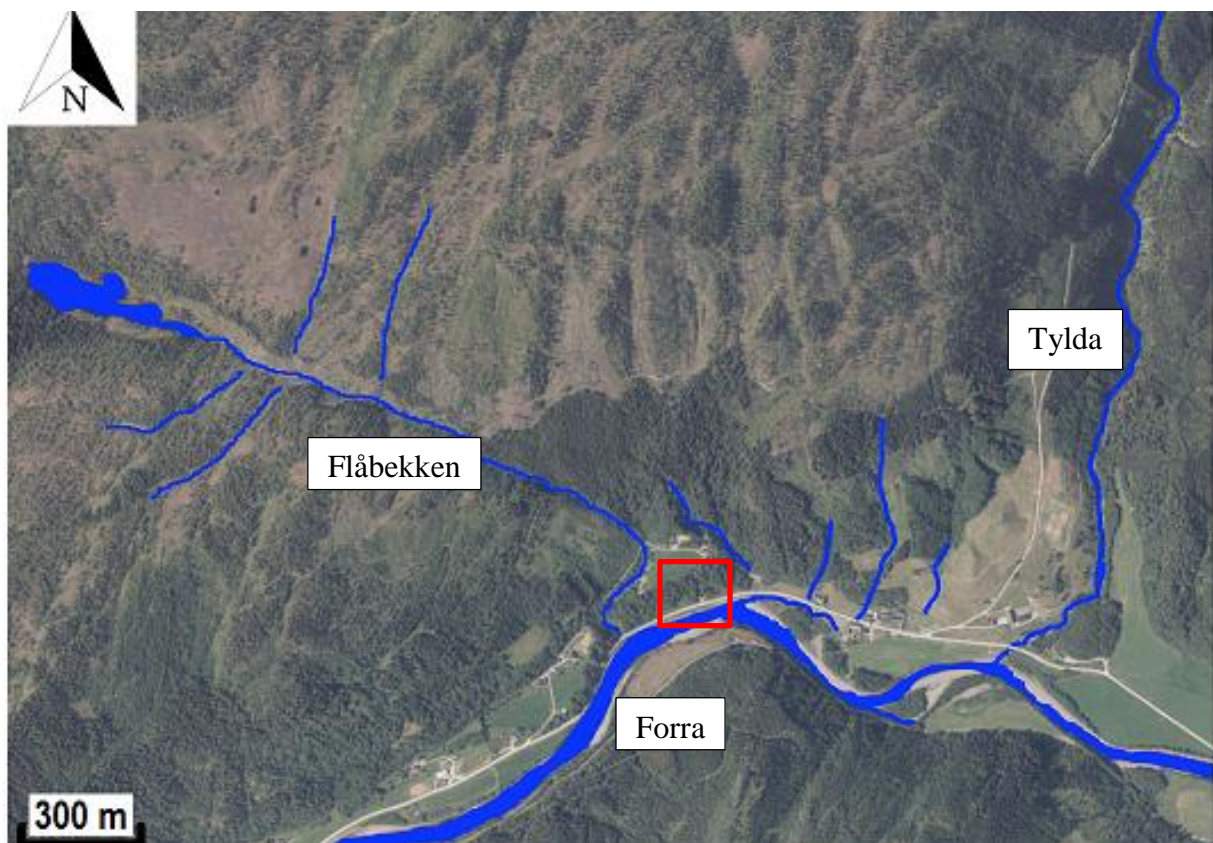
Figur 4.1.3 D



Figur 4.1.3: Kartutsnitt fra skredområdet fra fire kartlegginger med flyfoto (NorgeiBilder, 2017).

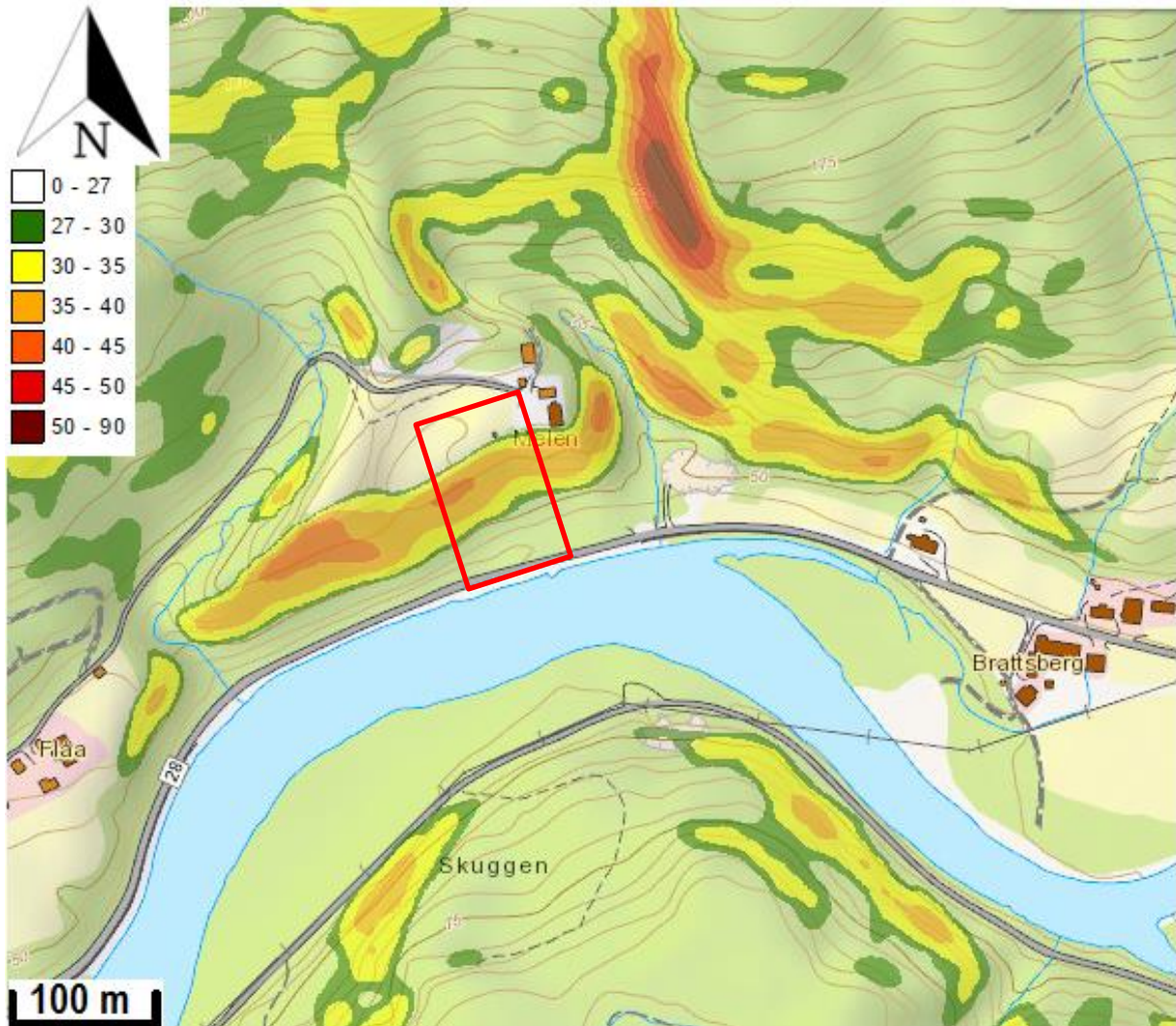


Figur 4.1.4: Oversiktsbilde over Forradalen med elva Forra i Stjørdal kommune. Flåbekken kommer fra vest og renner ned like bak studieområdet. Sideelva Tylda ligger rett øst for studieområdet i dalsøkket i bildet. Studieområdet er markert med rød firkant (Norgei3d, 2017).



Figur 4.1.5: Elver, bekker og vann i nærheten av studieområdet. Studieområdet er markert med rød firkant (NorgeiBilder, 2017).

Figur 4.1.6. viser helningskartet over skredområdet i Melen. Skråningen nedenfor jordet har en høy skråningsvinkel, og ligger mellom 27-45° ifølge NVEs helningskart.



Figur 4.1.6: Helningskart for studieområdet. Topografien markert med høydekoter (ekvidistanse 5 m) og fargemerking ved studieområdet. Helningsgraden er markert med farger. Skredområdet markert med rød firkant. (NVE, 2017b).

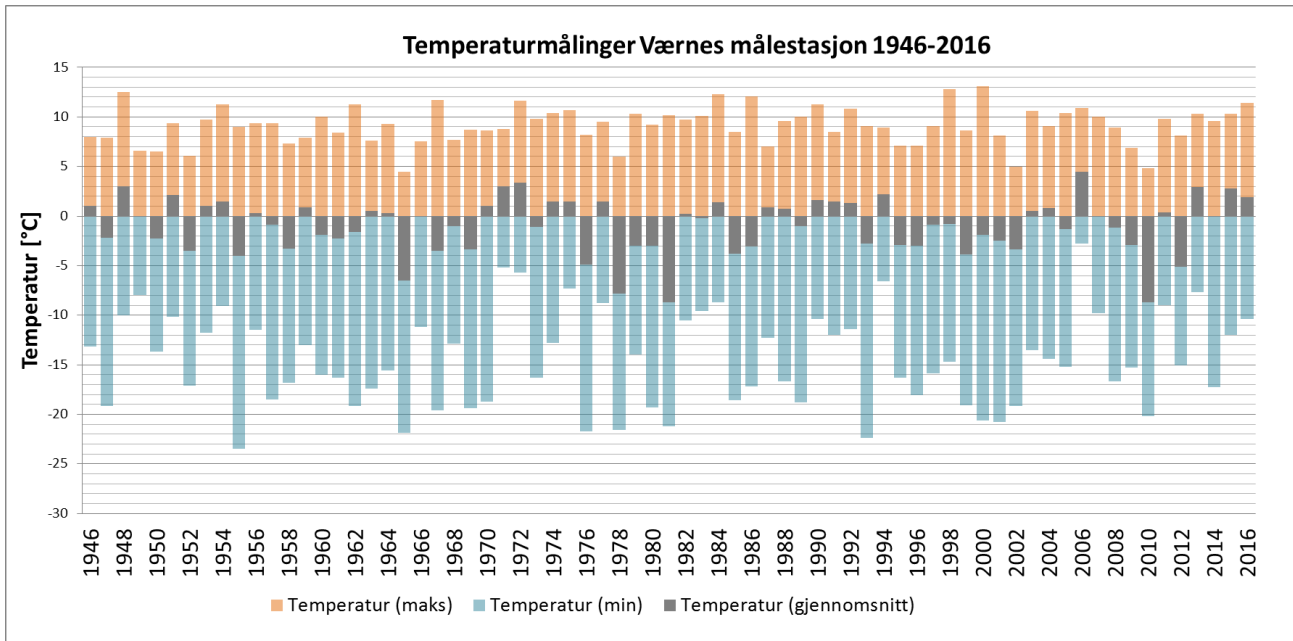
4.2 Vær og klima

Norges vær og klima karakteriseres av store variasjoner (jf. kapittel 2.8.1.2) (Dannevig og Harstveit, 2013). Studieområdet havner innenfor en kald-temperert sone (Klemsdal, 2005).

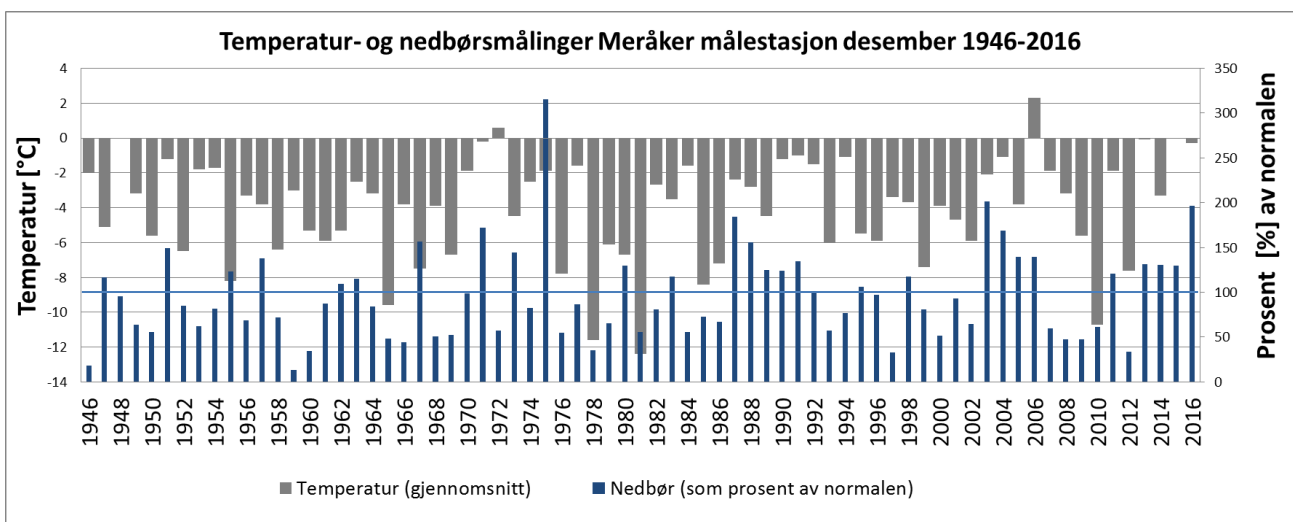
Figur 4.2.1 – 4.2.6 viser vær- og klimadata for Værnes og Meråker² målestasjon. Figur 4.2.1 og figur 4.2.2 beskriver klimaet i desember måned i perioden 1946-2016. Figur 4.2.1 viser temperaturmålinger for Værnes målestasjon og figur 4.2.2 viser både temperatur- og nedbørmålinger for Meråker målestasjon. Yr.no presenterer ulike data for ulike målestasjoner,

² Meråker målestasjon består av fire målestasjoner: Meråker II (1947-1969), Meråker Krogstad (1974-1993), Meråker Utsyn (1994-2005), Meråker Vardetun (2005-2017). Meråker Vardetun er markert på kart i figur 3.4.1.

derfor gir ikke disse figurene samme informasjon. Månedsnormalen for nedbør (Meråker målestasjon) viser at desember måned 2016 var en svært våt måned, med nedbør opp mot 200 % av normalen. Temperaturen for både Værnes og Meråker var også høyere enn gjennomsnittet (yr.no, 2017).

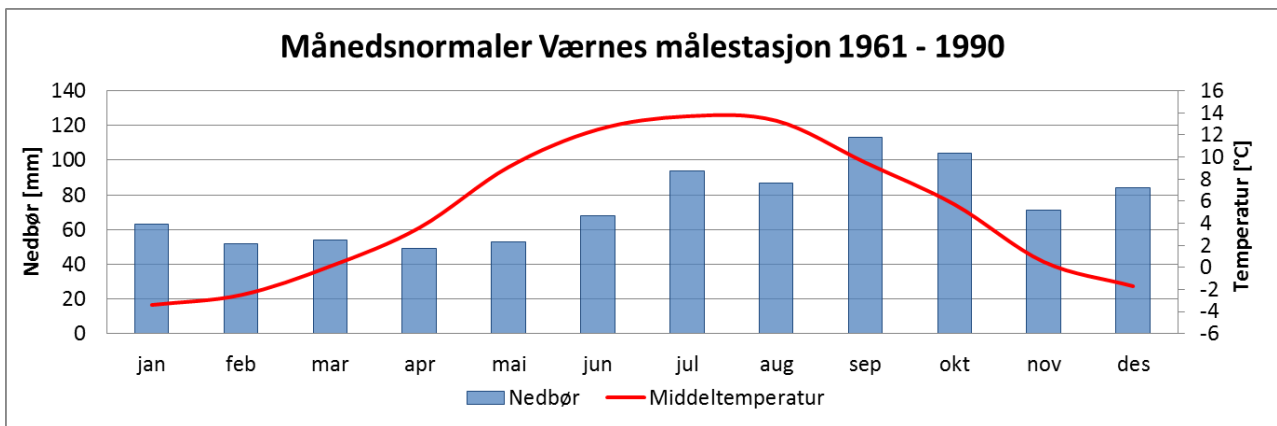


Figur 4.2.1: Temperaturmålinger for desember måned ved Værnes målestasjon i Stjørdal. Minimum-, maksimum- og gjennomsnittstemperatur for måneden er inkludert. Data fra yr.no (2017).

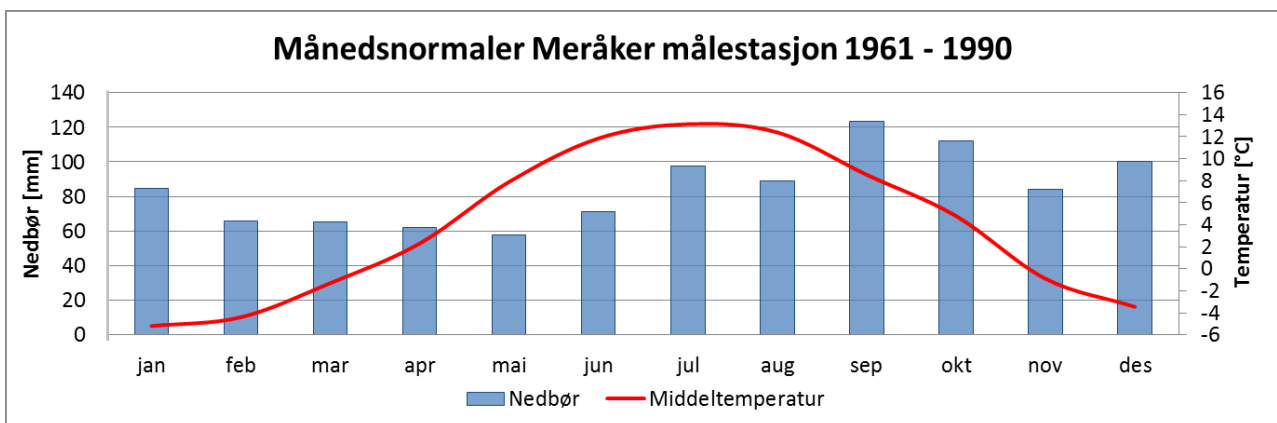


Figur 4.2.2: Temperatur- og nedbørsmålinger for desember måned ved Meråker* målestasjon. Gjennomsnittstemperatur og nedbørsmengde i prosent av månedsnormalen er inkludert. Blå linje viser normalen (100 %). Data fra yr.no (2017). *Meråker II (1947-1969), Meråker Krogstad (1974-1993), Meråker Utsyn (1994-2005), Meråker Vardetun (2005-2017).

Figur 4.2.3 og figur 4.2.4 gir månedsnormalen for temperatur og nedbør for normalperioden 1961-1990. Månedsnormalen for desember viser en temperatur på $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ for Værnes og $-3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ for Meråker. For Værnes er normal nedbør 84 mm og for Meråker er normal nedbør 103 mm. Gjennomsnittstemperaturen for Værnes og Meråker desember 2016 var henholdsvis $1,9$ og $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Dette tilsvarer henholdsvis $3,6$ og $3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ varmere enn normalen. Totalt falt det 139 mm nedbør på Værnes og 239 mm nedbør på Meråker målestasjon desember 2016. Dette tilsvarer henholdsvis 165% og 230% ³ av normal nedbørsmengde i desember (eKlima, 2017; yr.no, 2017).



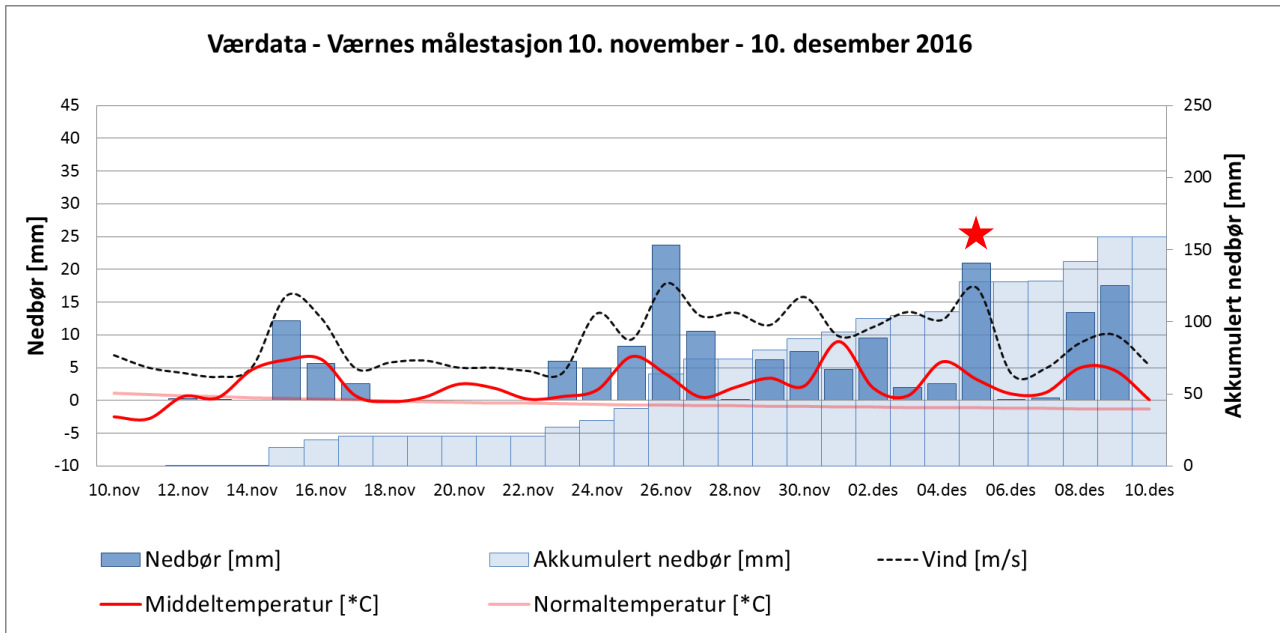
Figur 4.2.3: Månedsnormaler for nedbør og middeltemperatur for Værnes målestasjon i normalperioden 1961- 1990 (eKlima, 2017).



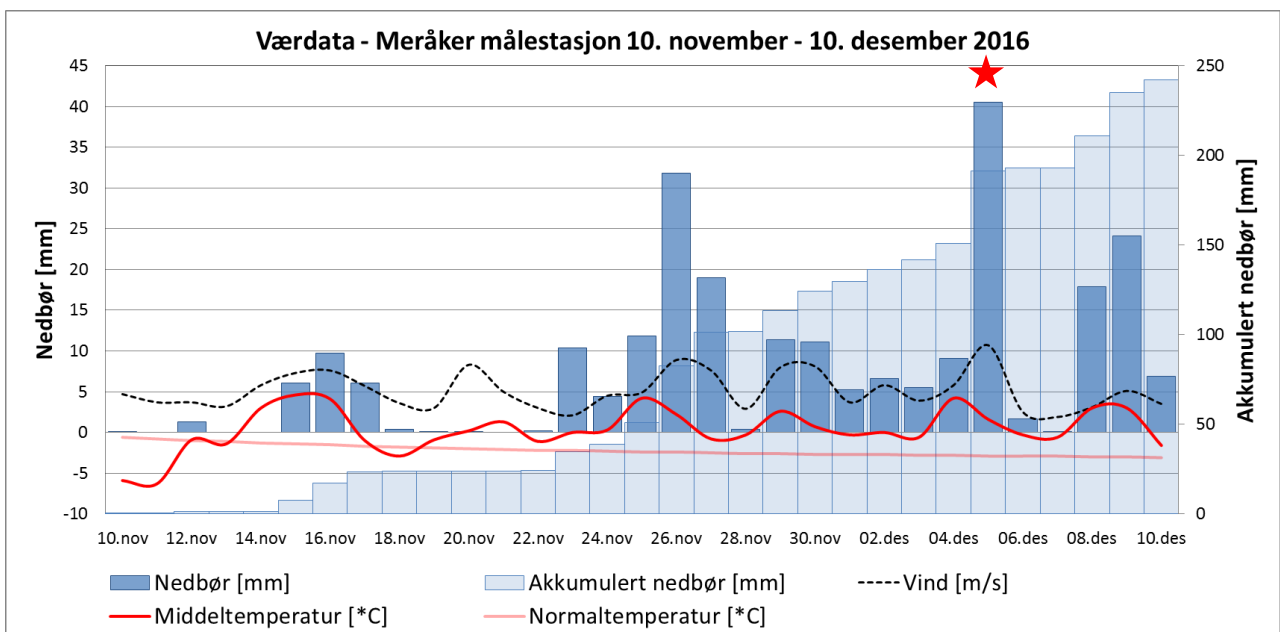
Figur 4.2.4: Månedsnormaler for nedbør og middeltemperatur for Meråker* målestasjon i normalperioden 1961- 1990 (eKlima, 2017). *Meråker II (1947-1969), Meråker Krogstad (1974-1993).

³ Tallet avviker fra tallet i figur 4.2.2. Avviket skyldes at det er brukt ulike tidsperioder for målingene. I figur 4.2.2 er målinger gjort fra 1946 til 2016, men i figur 4.2.4 er målinger gjort fra 1961-1990.

Figur 4.2.5 og Figur 4.2.6 gir værdata (temperatur, nedbør og vind) for Værnes og Meråker målestasjon 10.nov – 10.des. 2016. Den totale nedbøren i denne perioden var 159 mm for Værnes og 242 mm for Meråker. I tillegg vises akkumulert nedbør, dvs. summen av nedbør falt fra og med 10. november. Begge figurene viser at skredhendelsen skjedde over et døgn med mye nedbør og mye vind. Omkring 26. november hadde det vært en tilsvarende høy nedbørsmengde, men uten skredutløsning. Det var liten til stiv kuling på skreddagen (yr.no, 2017).



Figur 4.2.5: Værdata for Værnes målestasjon 10. november - 10. desember 2016. Skredtidspunkt markert med rød stjerne. Kurven for vind følger venstre akse. Data fra yr.no (2017).

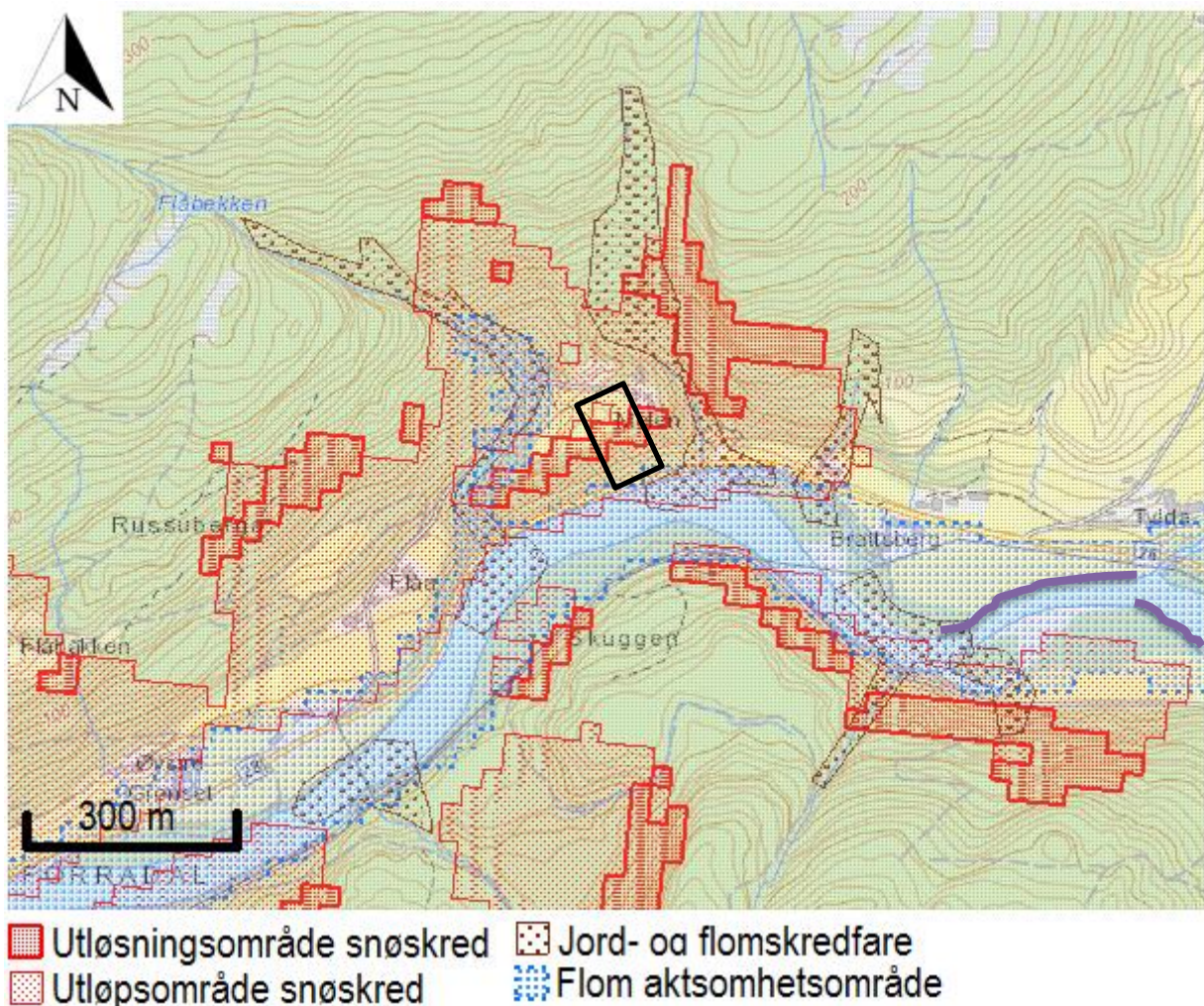


Figur 4.2.6: Værdata for Meråker målestasjon 10. november - 10. desember 2016. Skredtidspunkt markert med rød stjerne. Data fra yr.no (2017).

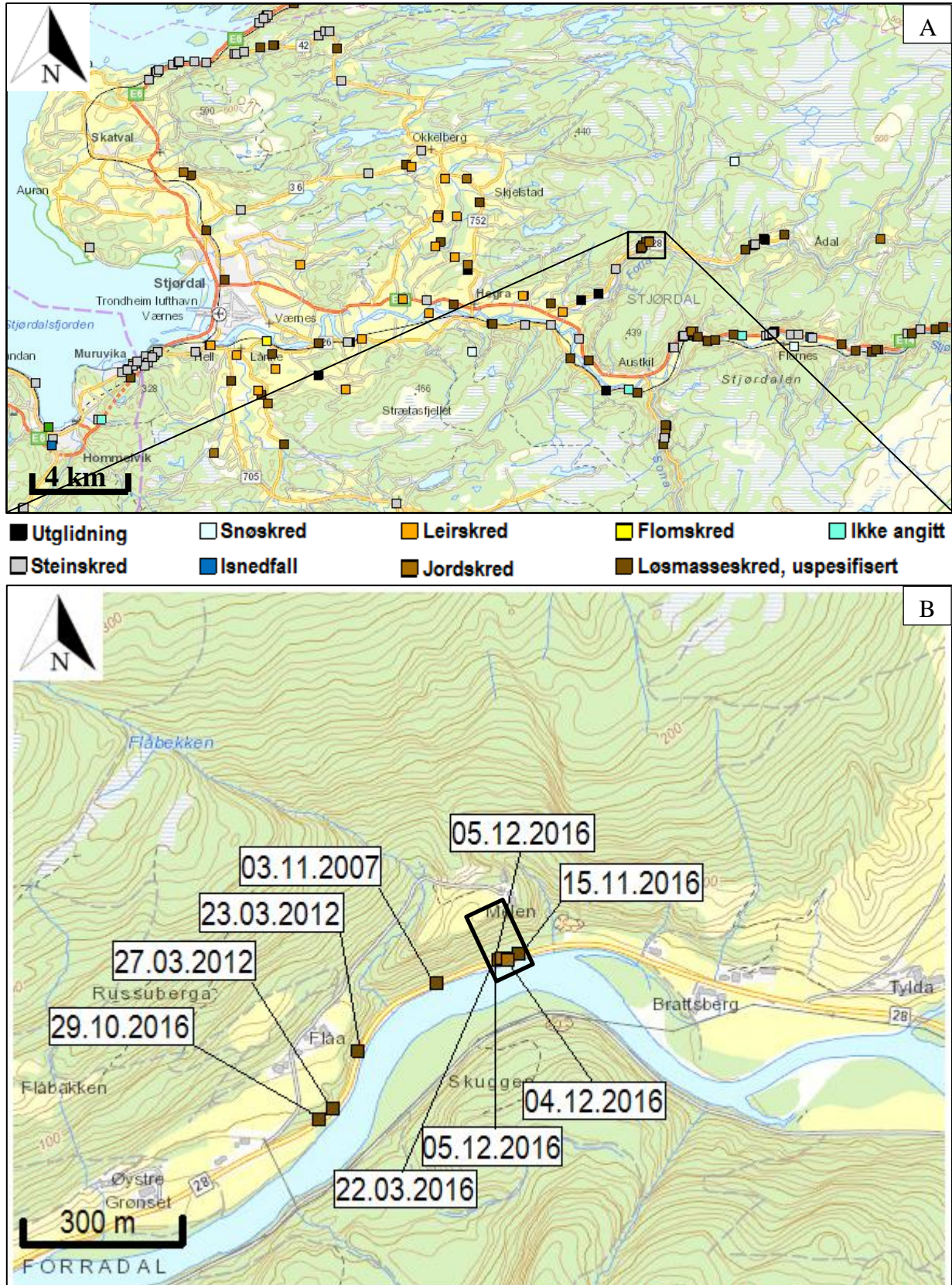
4.3 Skred

NVEs aktsomhetskart i figur 4.3.1 viser at studieområdet ligger utsatt for snøskred og ligger mellom to soner utsatt for jordskred. Ifølge kartet ligger rasgropa ikke innenfor et aktsomhetsområde for jord- og flomskred. De fleste aktsomhetsområdene for jord- og flomskred på NVEs aktsomhetskart ligger i forsenkninger (svakhetssoner, elver, bekker) i terrenget. Siden jordskred generelt kan utløses ved brattere skråningshelning enn 30° , er det trolig at modellene som er brukt i disse kartene fokuserer på flomskred. Studieområdet har en relativt plan overflate, noe som antakelig er grunnen til at NVEs aktsomhetskart ikke registrerer området med fare for jordskred. Skråningshelningen ligger ifølge figur 4.1.6 mellom $27-45^\circ$, noe som gjør det mulig for skredutløsning. Det er derfor nyttig å bruke aktsomhetskart for snøskred for å supplere aktsomhetskartene for jord- og flomskred.

Figur 4.3.2 viser at området og regionen har vært utsatt for mange skred tidligere. Figuren (A) viser alle typer skred, der steinsprang dominerer langs enkelte veistrekker, leirskred i områdene rundt Skjelstad og flere jordskred. Skredene som gikk i nærheten av Melen (B i figur 4.3.2) er registrert i NVEs databaser som jordskred eller uspesifiserte løsmasseskred.



Figur 4.3.1: Aktsomhetskart for ulike naturfarer. Skredområdet markert med svart firkant. Elveforbygninger markert med lilla linjer. Modifisert etter NVE (2017a) og NVE (2017c).



Figur 4.3.2: Tidligere skredhendelser ved Stjørdal (A) og studieområdet (B), markert med svart firkant (NVE, 2017d). Det er usikkert hvorfor enkelte skred er registrert flere ganger.

Elva Forra utgjør en flomfare for det lavtliggende terrenget, og enkelte steder langs elva er det benyttet elveforbygning for å hindre erosjon, skred og flom (NVE 2017c).

Det er utløst flere større skred og mindre utglidninger langs Forradalen. To større skred er vist i figur 4.3.3 og figur 4.3.4. Skredet vist i figur 4.3.3 ligger like nedenfor jordbruksområde, med en knekk i topografien. Denne situasjonen ligner den som er vist i figur 2.6.2. Skredet i figur 4.3.4 er utløst langs elveleiet (Forra) og er sannsynligvis utløst på grunn av elveerosjon.

N: 63,489974 E: 11,350435



*Figur 4.3.3: Jordskred i marine avsetninger og humusdekke. Bildet er tatt mot sør.
Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).*

I figur 4.3.5 vises en tidligere skredgrop omtrent 350 meter vest for skredet som er studert i detalj i denne oppgaven. Skredgropa er gjenfylt med grov pukkk fra den lokale leirskiferen. Dette gir en god erosjonssikring, og hindrer utløsning av framtidige skred.

N: 63,492933 E: 11,336180



Figur 4.3.4: Jordskred i elveavsetning (øverst) og marine avsetninger (nederst). Bildet er tatt mot sør. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

N: 63,489072 E: 11,244200



Figur 4.3.5: Erosjonssikring. Gjenfylt skredgrop omtrent 350 m vest for skredområdet. Bildet er tatt mot vest. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

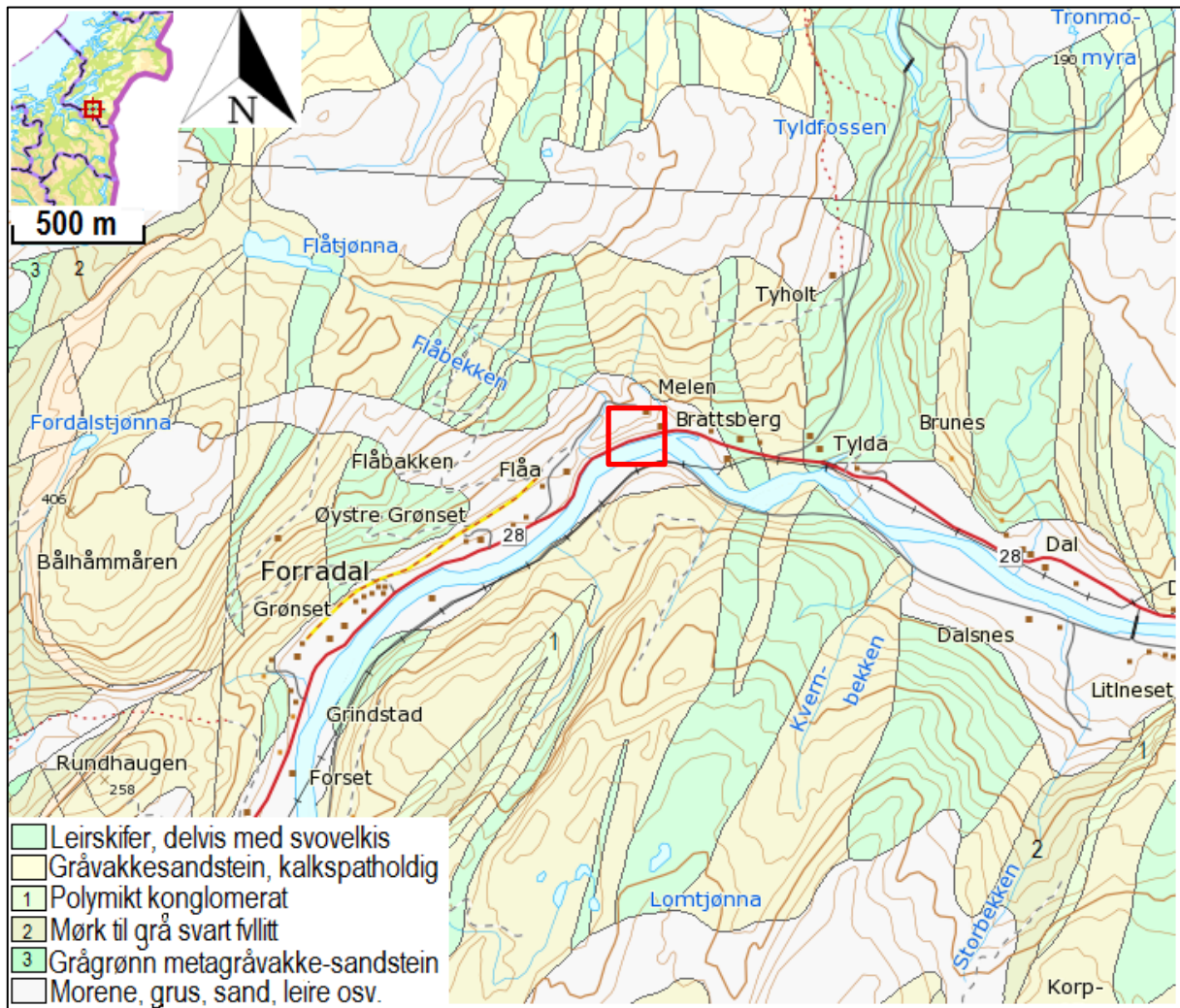
4.4 Berggrunnsgeologi

Bergartene i Trøndelag er preget av den kaledonske fjellkjedefoldningen. Bergartene i studieområdet består av kambrosilurske sedimentære bergarter tilhørende Trondheimsfeltet med strøk mot nord-nordøst. I området fra Stjørdalshalsen til utløpet av Forra i Stjørdalselva (se figur 4.1.2) består bergartene av konglomerater og leirskifer. Fra utløpet og østover mot Flornes dominerer fyllittbergarter og stedvis kalkspatholdig sandstein. Berggrunnen er i stedvis sterkt foldet. Ved Meråker finnes ulike varianter av granitter, gneiser, gabbro og grønnstein (NGU, 1983). De skandinaviske kaledonidene er dannet ved transport av bergmasser fra vest mot øst. Trondheimsdekkekomplekset består av Støren-, Meråker- og Gula-dekket, og dette feltet preges av underordnede skyvedekker av prekambriske bergarter sammen med overliggende kambrosilurske bergarter som glimmerskifer, sandstein, grønnskifer, kalkstein, samt dybergarter som gabbro, oppdalitt og trondhemitt (Askheim, 2015; Fossen et al., 2007).

I figur 4.4.1 vises berggrunnsgeologien i Forradalen, sentrert rundt skredområdet i Melen. Området domineres av svovelkisholdig leirskifer og gråvakkesandstein. Andre bergarter i området er polymikt konglomerat, fyllitt og meta-gråvakkesandstein (NGU, 2017a). Sistnevnte ble ikke observert i felt. Av sandsteiner regnes gråvakke som en spesielt sterk bergartstype, med UCS⁴ mellom 100-200 MPa. UCS > 100 MPa regnes som «veldig sterk bergart». Leirskiferen har en variabel styrke, ifølge Waltham (2009) ligger den mellom 20-100 MPa. En bergart med UCS høyere enn 12,5 MPa regnes som «moderat sterk bergart» (Waltham, 2009).

Figur 4.4.2 viser leirskiferen som dominerer i skredområdet ved Melen. Denne skiferen var særdeles rik på svovelkis, med mange store svovelkiskuber opp mot størrelsen 1 cm³. Svovelkisen er en rik kilde på blant annet jern. Nøyaktige fall- og fallretninger ble ikke målt, men det var særlig tre sprekeretninger som dominerte. Én av disse falt mot sør, i samme retning som skråningen der skredet ble utløst. Bergartene i Forradalen var ut fra enkle visuelle betraktninger relativt sterke og lite forvitrede, med unntak av enkelte soner med særlig høy oppsprekningsgrad. I disse sonene var fjellet fullstendig oppsprukket og den generelle bruddstykketørrelsen på bergartsfragmentene var mindre eller lik steinstørrelse.

⁴ for beregning av UCS er tørre bergartsprøver benyttet i Waltham (2009).



Figur 4.4.1: Berggrunnsgeologien i Fjorradalen ved Melen. Studieområdet markert med rød firkant (NGU, 2017a).

N: 63,492081 E: 11,245961



Figur 4.4.2: Leirskifer med tre sprekkeretninger. Én av sprekkeretningene faller i samme retning som skråningen. Bildet er tatt mot nord. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

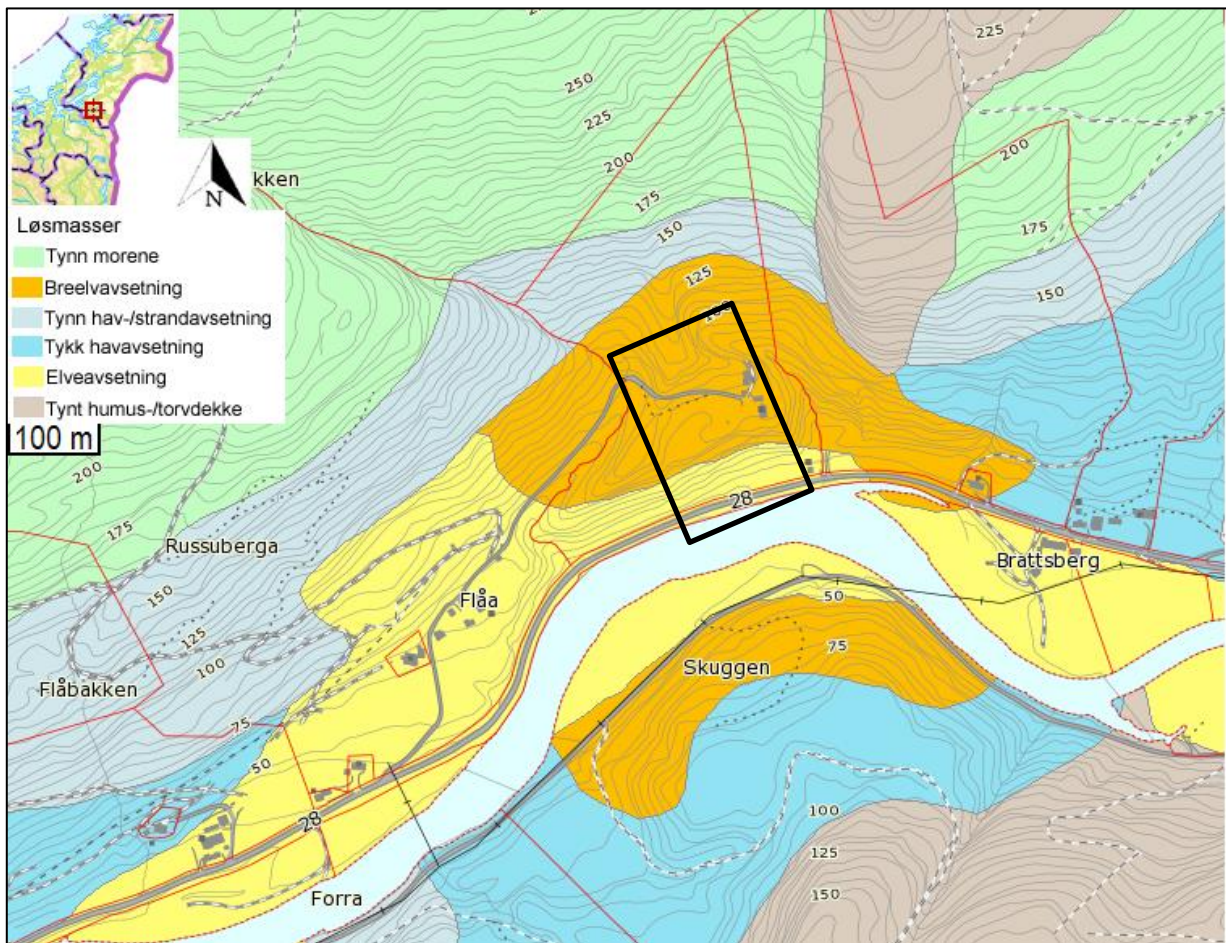
4.5 Kvartærgeologi og løsmasser

Dalføret Stjørdalen og sidedalene er bratte V-daler eller trange U-daler. Elver, breelver og isbreer har slipt og formet landskapet. Isbreene og breelvene har avsatt store mengder materiale, og bunmorene er den mest framtreddende avsetningen. De største breelvavsetningene finnes vest for Forras utløp, sør i Forras dalføre og i Meråker. Disse ble avsatt marint. Drumliner kan finnes i nordlige deler av regionen. Ved Skjølstadmarka ved Hegra er det et sammenhengende israndtrinn (Hoklingen-trinnet i figur 2.3.7).

Elvene meandrerer og eroderer løsmassene. Dette har ført til utglidninger og avdekket snitt gjennom løsmassene (som i figur 4.3.4). Elva Forra renner meandrerende og stille de første 14 km fra utløpet av Feren gjennom et skålformet myrterreng uten vesentlig materialtransport. Videre følger elva en trang U-formet dal med høyere bunntransport (NGO, 1983)

Figur 4.5.1 viser det kvartærgeologiske kartet over skredområdet i Melen. I følge NGUs kart (2017 b) består løsmassene i skredområdet av glasifluviale og fluviale avsetninger. Strandavsetninger/tynn havavsetning finnes i området over skredområdet. Denne avsetningen ble ikke observert i felt. Andre avsetninger som finnes i området er morene, humus og marin leire (tykk havavsetning). Det

må imidlertid påpekes at kartleggingen er gjort i en grov målestokk, noe som betyr at grensene ikke nødvendigvis er riktige i figur 4.5.1. F.eks. er grensa for elveavsetning trolig satt mange meter for høyt i det kvartærgeologiske kartet.



Figur 4.5.1: Kvartærgeologisk kart over studieområdet. Studieområdet er markert med svart firkant. Kartet viser at jordskredet ble utløst i en breelvavsetning (NGU, 2017b).

Figur 4.3.4 viser et mer enn ti meter høyt snitt gjennom en elveavsetning og marin leire. Leira er blålig (har glans og ligger vest i bildet) og er ikke kvikk. På toppen av denne avsetninga vises et humusdekke som er mellom 0,2-1 m tykk. Bildet viser også en horisontal lagdeling med en veksling mellom grove og finere avsetninger, hvilket tyder på at elva har hatt ulik strømningshastighet til ulike tider.

Den glasifluviale avsetningen er vist i figur 4.5.2 og 4.5.3. Figur 4.5.2 viser variasjonen i kornstørrelsen. I foten av skredet vises store rundede korn, med finere masser lenger utover mot enden av foten. I figur 4.5.3 vises et snitt gjennom den glasifluviale avsetningen i bruddkanten ved Melen. Det er tydelige forskjeller mellom grovere lag og finere lag, som tyder på ulik strømningshastighet. Legg merke til grove steiner i de finere massene. Dette kan skyldes ulik strømningshastighet i elva eller ras av materiale fra dalsida høyere opp i terrenget.

N: 63,491231 E: 11,249334



Figur 4.5.2: Flomskredmassene i foten av skredet. Bildet viser rundingsgraden og de relative kornstørrelsene. Bildet er tatt mot nord. Mot sør er massene finere, ned mot sand-silt størrelse. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

N: 63,491893 E: 11,248473

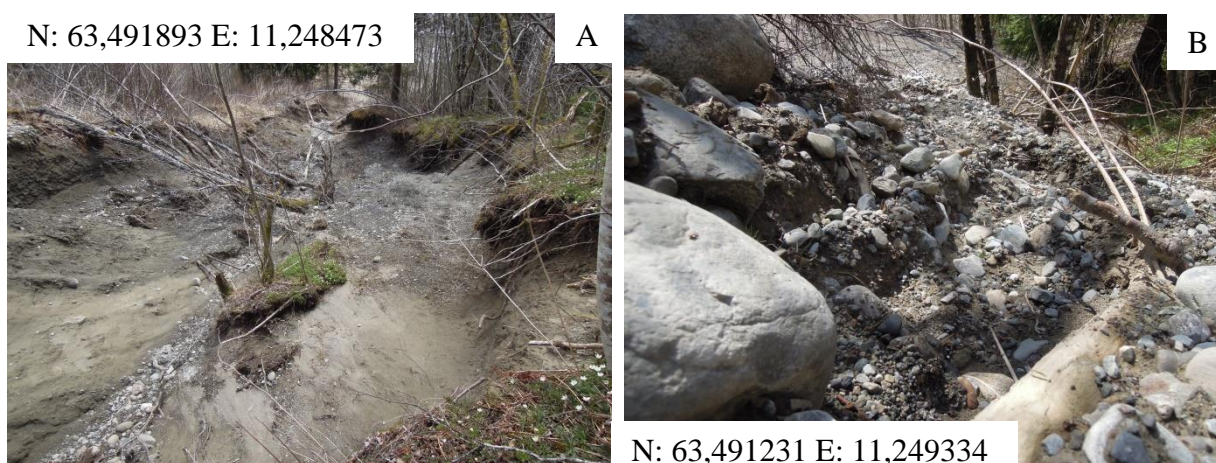


Figur 4.5.3: Snitt gjennom de øvre 4-5 meter av løsmassene i bruddkanten. Det øvre laget inneholder grovere materiale. Legg merke til steiner (røde sirkler) også i de finere lagene. Bildet er tatt mot nord. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

5 Resultater

5.1 Klassifikasjon av skred

Løsmasseskredet som ble utløst 4.-5. desember ved Melen i Forradalen kan klassifiseres som både jordskred og flomskred ifølge klassifiseringa til Norem og Sandersen (2014). Figur 4.1.3 D viser at det er utløst skred i samme grop tidligere. Ifølge klassifiseringa til Varnes (1978) ser skredet ut til å opprinnelig å være utløst som en *utglidning* (enten rotasjonsskred type A eller translasjonsskred type B i figur 2.1.1) og etter hvert utviklet seg til å bli et flomskred.



Figur 5.1.1: Klassifisering av skred. Øvre del av skredet (A) kan karakteriseres som jordskred. Nedre del av skredet (B) kan klassifiseres som flomskred. Bildene er tatt mot sør.
Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

Omtrent 90 % av kornene i prøvematerialet er mindre enn 2 mm (se figur 5.6.1). Materialtypen kan derfor betegnes som *jord* (*earth*) ifølge Varnes (1978). I henhold til tabell 2.4.3 og kornfordelingskurven i figur 5.6.1 kan jordarten betegnes som *sand*. Dette gjelder imidlertid bare for prøvematerialet som ble hentet fra den finkornete delen av bruddkanten. Siden mye av skredmaterialet også inneholder en betydelig andel korn større enn 2 mm, vil skredmassene best klassifiseres som *løsmasser* (*soil*) (Varnes, 1978) eller *grusig sand* (tabell 2.4.3). Dette går under benevnelsen *friksjonsjordart*. I klassifikasjonsskjemaet til Selmer-Olsen (1954) i figur 2.4.6 vil prøvematerialet betegnes enten som strandavsetning⁵, elveavsetning eller breelavsetning. Prøvematerialet er bare tatt fra de finkornete massene i bruddkanten. Om representative løsmasser fra hele bruddkanten hadde blitt inkludert ville både midlere kornstørrelse og sorteringstallet blitt høyere, og materialet ville da blitt regnet som enten elveavsetning eller breelavsetning (som samsvarer med både NGUs kvartærgeologiske kart og figur 2.4.5). Skredet ble utløst i en glasifluvial avsetning i en skråning med helning mellom 30-40°. Løsmassedekket i Forradalen

⁵ Diagrammet til Selmer-Olsen viser sortering og kornstørrelse, men tar ikke hensyn til avsetningsforhold. Avsetningen kan ikke klassifiseres som strandavsetning.

vekslet mellom å være få desimeter tykt (figur 5.2.1 og figur 5.3.1) til flere titalls meter tykk (figur 4.3.4 og figur 4.5.3). I skredområdet er løsmassedekket antakeligvis over ti meter tykt. Bruddkanten er om lag 4 m høy, mens sideflankene i første halvdel av skredet er i gjennomsnitt omtrent 2 m høye. At skredet gikk dypt i løsmassene kan indikere at det initialt ble utløst som et rotasjonsskred. Et dypt translasjonsskred er også mulig. Usikkerheten kommer av at tidligere skredmasser er rast ut i samme område. Translasjonsskred vil i motsetning til rotasjonsskred ha en relativt plan og ofte grunn skjærflate over enten fast eller forvitret fjell eller i overgangssonen mellom den aktive sonen og sonen som er upåvirket av tele. Løsmassene i øvre del av skredet er todelte, med et lag på omtrent 1-1,5 m tykk grov løsmasse med kornstørrelser opp mot steinstørrelse. Under dette laget var det finere masser av sand og silt. Nedre del av skredløpsområdet viser tydelige dreneringsløp fra vannet, og det er sannsynlig at skredet har utviklet seg fra et jordskred til å begynne med etter fulgt av en mer flomskredlignende bevegelse i siste del. Sorteringen av løsmasser kan også vise dette. Grovere masser er avsatt først, og ut med veien finnes det stort sett bare finmasser av sand og noe silt.

5.2 Vegetasjonforhold

Vegetasjonsdekket i Forradalen var relativt tynt. Mange steder var dette dekket kun noen få cm tykt, særlig i bratte partier som lå over fjell, og det ble aldri observert noen vegetasjonsdekker tykkere enn en halv meter. Trær med flatrot eller hjerterot er eneste typen trær som kan vokse i grunne



Figur 5.2.1: Rotvelt i bratt skråning med tynt dekke av vegetasjon. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017)

forhold. Unntaket er hvis fjellet har en oppsprekking som gjør det mulig for rota å trenge ned i fjellet. Det vil kunne gi en solid forankring i vegetasjonsdekket (og løsmassedekket hvis det eksisterer). Vegetasjonsdekker som ligger over mektige løsmasser vil kunne gi mulighet for pælerøtter å vokse. Leirskiferen i området hadde tre sprekkeretninger, hvor den ene falt i retning av skråningen (mot sør), hvilket gjør det vanskeligere for rota å danne dypere røtter. Figur 5.2.1 viser et bilde av rotvelt i en bratt skråning over fast fjell.

Løvtrær dominerer i skråningene langs veien ved Melen, mens gran er mer vanlig i områdene lengre fra veien og i høyere partier. Dette er vist i figur 5.2.2. Gran har flatrot, mens ulike løvtrær kan ha enten flatrot eller hjerterot. Mye av slettene ved elva Forra er fulldyrka mark. De bratte skråningene er ofte mosegrodde med tett skog bestående av hovedsakelig gran og løvtrær. Mye tømmerhogst i området vitner om gode vekstforhold. Dette samsvarer også med kart fra Nibio (2017) som viser at størsteparten av de skogkledde dalsidene i Forradalen har høy bonitet. Figur 4.1.3 D viser at skredet er utløst i en eksisterende skredgrop. Dette betyr at vegetasjonsdekket manglet i selve skredområdet. Dette fører til at vannet har mulighet til å infiltrere løsmassene direkte, uten innvirkning av trær eller annen vegetasjon. Vegetasjon skaper normalt en stabil erosjonshud, slik at manglende vegetasjon i skredgropa gjør i tillegg at løsmassene lettere eroderes.

N: 63,490462 E: 11,246141



Figur 5.2.2: Gran og løvtrær dominerer skråningene i området. Bildet er tatt mot nordøst. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

I flere av skråningene, både i skredområdet og ellers i Forradalen finnes det beviser på jordsig. Det vanligste eksemplet er bøydre trestammer, som vist i figur 5.2.3. Det er flest løvtrær med denne formen. I skredområdet finnes disse bøydre trestammene særlig i knekkpunktet mellom dyrka mark og den bratte skråningen. Andre beviser på jordsig er valker og utglidninger i jordmasser uten annen vegetasjon enn gress. Dette er tydeligst i hellende beiteområder. Dette er vist i figur 5.2.4. Valker ble observert flere steder langs Forradalen, men ingen tydelige i Melen.

N: 63,491137 E: 11,246699



Figur 5.2.3: Bøyde trestammer i skråning som skyldes jordsig. Bildet er tatt mot vest. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).



Figur 5.2.4: Valker og utglidninger på grunn av solifluksjon. Vest for skredområdet. Bildet er tatt mot nord. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

5.3 Hydrologiske forhold

Området nord for Forradalen preges av mye våtmark, med mange mindre bekker, myrområder, elver og vann. Mye av dette vannet drenerer ned mot elva Forra. Vannet har flere steder erodert løsmassedekket, og flere tilfeller av erosjon som vist i figur 5.3.1 finnes langs Forradalen.

Figur 4.1.5 viser elver, bekker og vann i nærheten av skredområdet. Flåbekken renner ut nord for skredområdet, på baksida av dyrkamarka. På nordsiden av dyrkamarka hadde elva erodert i løsmassene, noe som har ført til utglidning i disse løsmassene. Elvene Tylda og Forra antas å ha lite betydning for skredutløsningen. Tylda renner ut i Forra før vannet når til skredområdet, og skråningen er beskyttet mot Forra på grunn av fylkesvegen, med unntak av flomperioder. Imidlertid renner det mange mindre bekker ned til mot Forra. Disse fleste av disse bekkene er kun observert på kart. Slike mindre bekker kan generelt utgjøre en stor skredfare mtp. jevnt sig av vann til et område.

Mye vann stammer trolig fra drenering av den dyrka marka. Det ble observert flere dreneringsrør med utløp over skråningen. Løsmassene i den dyrka marka har ikke evnen til å ta opp alt vannet, slik at vannet fra dette nedbørsfeltet (ca. 7 mål dyrka mark) drenerer mot skråningen.



Figur 5.3.1: Rennende vann. Leirskifer under et tynt vegetasjonsdekke. Stor vannføring på grunn av mye våtmark. Mye våtmark skyldes mye nedbør og stort nedbørsfelt. Bildet er tatt mot nord. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

5.4 Menneskelig påvirkning

Hele Forradalen er preget av landbruk, og spesielt skogbruk og jordbruk. Mye av de slakere partiene ved Forra og ovenfor Forra brukes til innmarksbeiter eller som fulldyrka jord (Nibio, 2017), og områder høyere i terrenget, hvor grana dominerer, brukes området til tømmerhogst. Dette medfører mange skogsbilveier, dreneringsrør og løsninger for å tilpasse eget bruk.

Figur 5.4.1 viser et dreneringsrør som leder ut til bruddkanten. Det rant ikke vann under feltbefaringen. Skråningen nedenfor dyrkamarka har vært utsatt for skred flere ganger tidligere (tre store skred i samme størrelsesorden som skredet i denne oppgaven). Over samtlige av de større skredgropene i området ble det funnet dreneringsrør som ledet ut over bruddkanten. Disse rørene drenerer trolig den dyrka marka siden den ligger under en halv meter under bakken.



Figur 5.4.1: Dreneringsrør som har utløp ved bruddkanten. Bildet er tatt mot nordøst. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

Figur 5.4.2 viser dyrkamarka som ligger ovenfor skredområdet. Området var vegetert med gress under feltbefaringen, og marka heller slakt ned mot skråningen. Dette medfører vannavrenning fra overflata mot skråningen. Dyrkamarka er relativt plan uten markante søkk, men marka endrer kurveform mellom konveks og konkav. De konkave formene har evnen til å konsentrere vann.

I figur 5.4.3. vises skråningen lenger nord for skredområdet. Dette området ligger nord for Flåbekkens utløp i Forra. I dette området foregår det tømmerhogst av gran. I flere deler av Forradalen foregår det mye tømmerhogst på grunn av gode vekstforhold (Nibio, 2017). Området i bildet er for langt unna til å ha innvirkning på skredutløsningen ved Melen. Trærne i skråningen ved Melen er ikke felt.

N: 63,491847 E: 11,246884



Figur 5.4.2: Området ovenfor skredområdet er benyttet til jordbruksformål. Bildet er tatt mot øst. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

N: 63,491847 E: 11,246884



Figur 5.4.3: Tømmerhogst i skråningen ovenfor skredområdet. Bildet er tatt mot nord. Foto: Benjamin Trøan (3. mai 2017).

5.5 Nedbørsdata

5.5.1 Returperiode for ekstremverdier

Returperioder for ekstremverdier er basert på hele driftsperioden for Værnes og Meråker målestasjon. Driftsperioden betyr i dette tilfellet 1946-2016⁶ (eKlima, 2017).

Tabell 5.5.1: Påregnelige maksimale nedbørhøyder [mm] i løpet av nedbørdøgnet (06⁰⁰-06⁰⁰) for Værnes og Meråker målestasjon. Både årsverdi og verdi for desember er inkludert. Årsverdien er basert på ekstremverdier, dvs. største nedbørsmengde i løpet av et døgn for et år. Følgelig vil årsverdien alltid være høyere enn verdien for måneder eller sesonger (eKlima, 2017). *Meråker II (1947-1969), Meråker Krogstad (1974-1993), Meråker Utsyn (1994-2005), Meråker Vardetun (2005-2017) (eKlima, 2017).*

Returperioder (år)	Metode	Årsverdi [mm]		Desember [mm]	
		Værnes	Meråker*	Værnes	Meråker*
5	GUMBEL	41	41	22	25
10	GUMBEL	47	46	27	31
25	GUMBEL	54	52	34	39
50	GUMBEL	60	56	39	44
100	GUMBEL	65	61	44	49
500	GUMBEL	78	71	55	62
1000	GUMBEL	83	76	60	67

5.5.2 Terskelverdi for nedbør

For beregning av terskelverdier for nedbør er metodene til Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012) mest relevante, da disse baserer seg på norske forhold. Caines (1980) terskelverdier er globale og tar ikke hensyn til lokale forhold.

⁶ For Meråker målestasjon vil driftsperioden være 1947-2016.

Tabell 5.5.2 beskriver terskelverdier for nedbør basert på globale data fra et bredt spekter av klimatiske forhold og er basert på intensitet og varighet av nedbørhendelsene.

Tabell 5.5.2: Globale terskelverdier for nedbør beregnet i henhold til Caine (1980).

Varighet [timer]	Gjennomsnittlig intensitet [mm/time]	Gjennomsnittlig nedbør [mm]
12	5,62	67,4
24	4,29	103,0
36	3,66	131,8
48	3,27	157,0

Tabell 5.5.3 beskriver terskelverdier for nedbør basert på årsnedbør. For beregning av kritisk nedbørsmengde i mm benyttes normal årsnedbør for Værnes og Meråker (Vardetun), som ifølge eKlima (2017) er henholdsvis 892 mm og 964 mm.

Tabell 5.5.3: Terskelverdi for nedbør basert på prosent av årsnedbør, etter Sandersen et al. (1996).

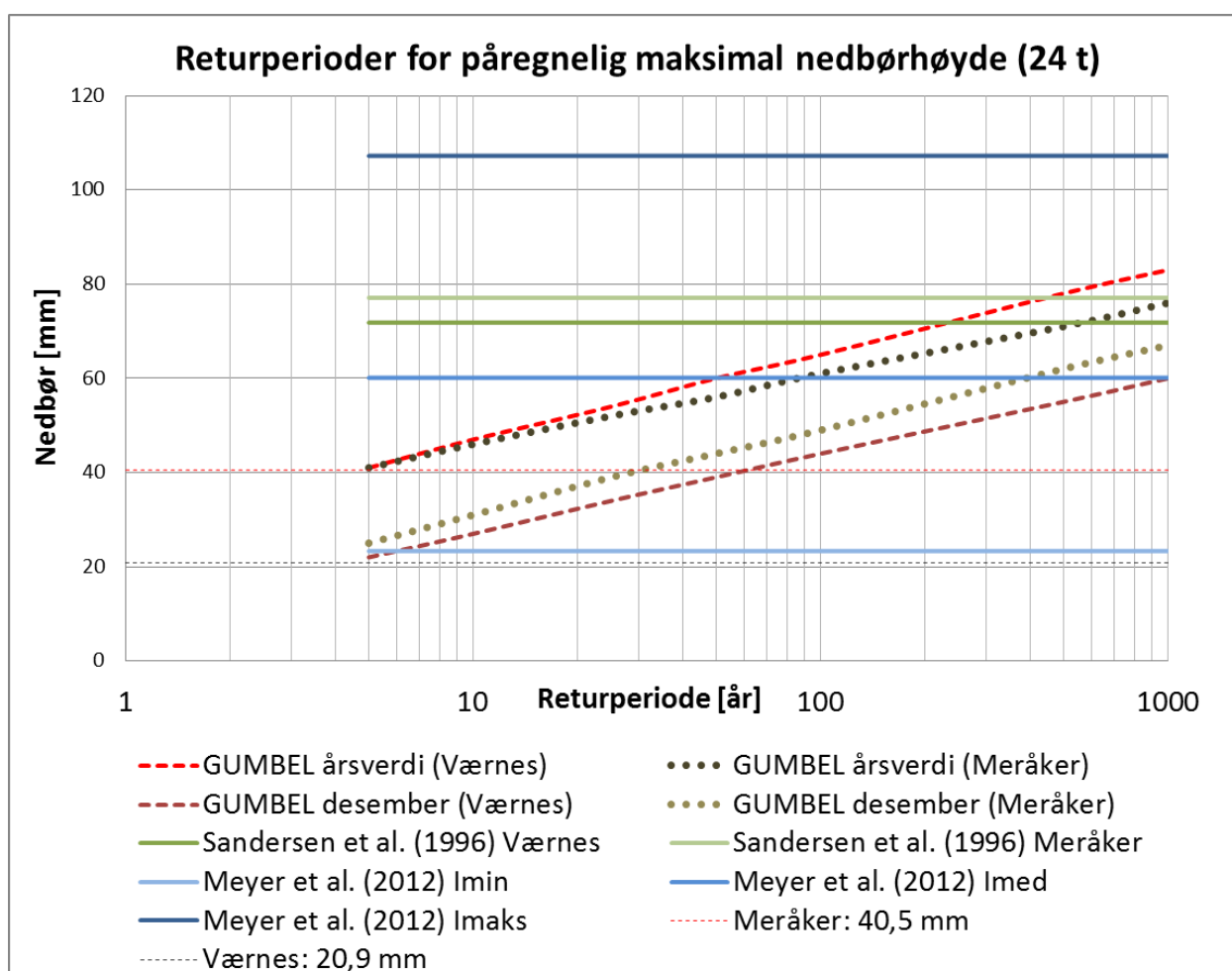
Varighet [timer]	Kritisk nedbørsmengde [%]	Kritisk nedbørsmengde [mm]	
		Værnes målestasjon	Meråker målestasjon
D	$P = 1,2 D^{0,6}$		
12	5,3	47,2	51,1
24	8,0	71,8	77,1
36	10,3	91,9	99,3
48	12,2	108,8	117,6

Tabell 5.5.4 viser terskelverdier for kritisk nedbørsmengde over en til tre dager. I_{MIN} er den nedre grensa hvor utløsning av jordskred er mulig, ved I_{MED} er skredutløsning svært sannsynlig, og ved I_{MAX} vil skredet omtrent helt sikkert utløses.

Tabell 5.5.4: Terskelverdi basert på sammenhengen mellom intensitet og varighet, etter Meyer et al. (2012).

Varighet i dager (D_{dag})	I_{MIN} (mm/dag)	I_{MED} (mm/dag)	I_{MAX} (mm/dag)
1	23,3	60,1	107,2
2	19,7	41,9	72,2
3	17,9	33,9	57,3

Figur 5.5.1 viser returperioder for påregnelig maksimal nedbørshøyde for ett døgn (24 timer) for de ulike metodene. Sandersen et al. (1996) sin metode baserer seg på nedbørsmengde (nedbørshøyde) i løpet av antall timer som funksjon av årsnedbøren, og i figuren er $D = 24$ timer er benyttet med den respektive årsnedbøren for Værnes og Meråker. Meyer et al. (2012) ser på effekten av varighet i antall dager (uavhengig av lokalitet) og gir *sannsynligheten* for skred i ulike tilfeller, representert ved I_{MIN} , I_{MED} og I_{MAX} . I figuren er varigheten i dager (D_{dag}) satt til 1. Figuren viser stiplede linjer for nedbøren i skreddøgnnet for Værnes og Meråker målestasjon. Værnes målestasjon overstiger ingen linjer. Nedbørsmengden i Meråker overstiger GUMBEL-verdien for desember samt I_{MIN} . Den største returperioden er 30 år, og den finnes ved å benytte GUMBEL-verdien for desember måned i Meråker.



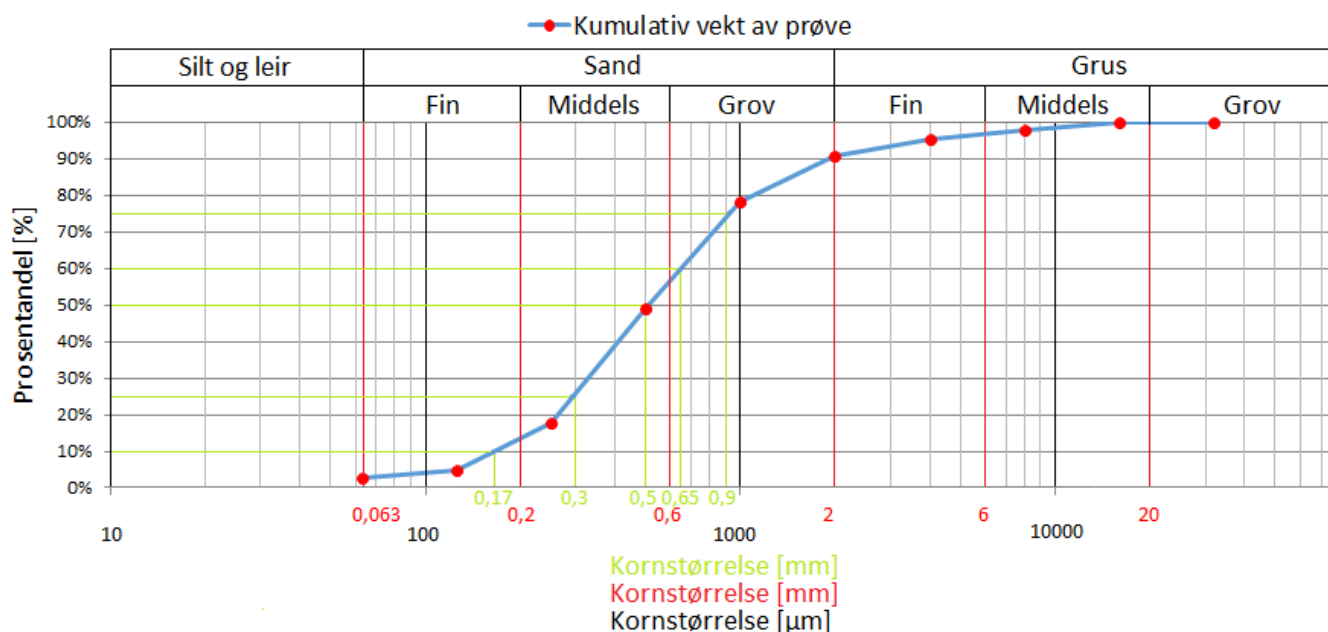
Figur 5.5.1: Returperioder for påregnelig maksimal nedbørshøyde for et nedbørsdøgn (24 t) 0600-0600. Ved skreddatoen var nedbørshøyden 20,9 mm ved Værnes målestasjon og 40,5 mm ved Meråker målestasjon. Dette tilsvarer en returperiode på henholdsvis 4,5 og 30 år for Værnes og Meråker målestasjon ifølge GUMBEL for desember. Global terskelverdi baseres på nedbør per time [mm/t], og er ikke inkludert i figuren. En tidsperiode på 24 t vil med global terskelverdi tilsvare 0,53 mm/time, eller 12,6 mm/døgn.

5.6 Laboratorieundersøkelser

5.6.1 Kornfordeling

Totalt ble 253 g materiale tørrsiktet. 5,6 g av finstoffet ble vasket ut under våtsikting, og totalt ble det 7,3 g (2,5 %) finstoff (silt og leir). Vekttapet under forsøket var 0,11 % og er innenfor kravet om maksimalt vekttap på 1 %.

Kornfordeling av materiale fra bruddkant i Melen



Figur 5.6.1: Kornfordelingskurve fra bruddkanten (prøven er hentet omtrent ved spaden i figur 4.5.3) for skredet i Melen.

$$S_o = \log Q_{75} - \log Q_{25} = \log 0,9 - \log 0,3 = 0,5 \quad \text{likn. (1)}$$

$$C_u = \frac{Q_{60}}{Q_{10}} = \frac{0,65}{0,17} = 3,8 \quad \text{likn. (2)}$$

$$M_d = Q_{50} = 0,5 \quad \text{likn. (3)}$$

Prøvematerialet er ensgradert ($C_u < 5$).

5.6.2 Formindeks

Totalt prøvemateriale veide 119,79 g. Alle korn var større enn 4 mm, hvorav de fleste var i størrelsesorden 4-8 mm. 18,16 g ble målt til å være ikke-kubisk, 101,63 g ble målt til å være kubisk. Dette gir formindeksen:

$$SI = \frac{18,16}{119,79} \cdot 100 = 15 \quad \text{likn. (20)}$$



Figur 5.6.2: Kubisk materiale til venstre. Ikke-kubisk materiale til høyre. Foto: Benjamin Trøan (11. mai 2017).

5.6.3 Rundingsgrad og overflateruhet

De fleste korn ble klassifisert som enten noe rundet (*subrounded*) eller noe kantet (*subangular*). Kornstørrelser større enn 4 mm ble benyttet, der størsteparten a materialet var mellom 4-8 mm. Figur 5.6.3 viser foto av undersøkelsen.



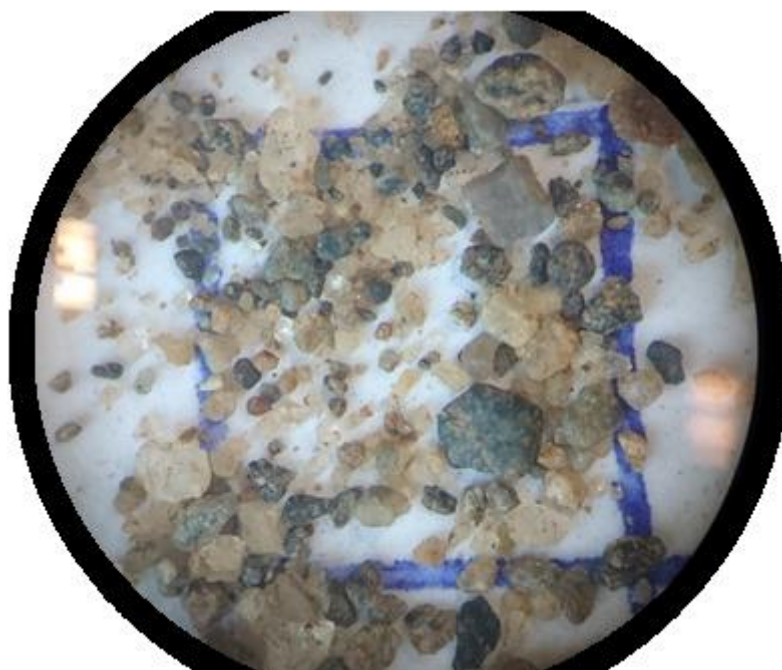
Figur 5.6.3: Klassifisering av korn etter rundingsgrad. Foto: Benjamin Trøan (11. mai 2017).

Tabell 5.6.1 viser det antall andelen av korn etter rundingsgrad i gram.

Tabell 5.6.1: Rundingsgraden til et utvalg av korn større enn 4 mm.

Rundet (<i>rounded</i>)	Noe rundet (<i>subrounded</i>)	Noe kantet (<i>subangular</i>)	Kantet (<i>angular</i>)
8 g	71 g	37 g	3 g

Figur 5.6.4 viser foto av korn < 4 mm. De finere kornstørrelsene (< 4 mm) ser ut til å være kubiske, og rundingsgrad ligner de grovere kornene (> 4 mm). De fleste er noe rundet. De finere kornene har en anriking av kvarts.



Figur 5.6.4: Mikroskopibilde av korn mindre enn 4 mm. Det blå kvadratet måler 5x5 mm. Foto: Benjamin Trøan (11. mai 2017).

Den undersøkte prøvemassen viste en god andel av både ru og glatte korn. Bergartskorn av magmatiske eller grove sedimentære bergarter hadde oftest en ru overflate, mens mineralkorn (særlig kvarts) og korn av finere sedimentære bergarter (leirskifer) hadde en glatt overflate.

6 Diskusjon

Diskusjonsdelen har en tilnærmet lik disposisjon som kapittel 2.7 (*Utløsende og stabiliserende faktorer*), og disse faktorenes innvirkning på skredutløsning samt eventuelle usikkerheter knyttet til disse faktorene diskuteres i dette kapitlet. Skredområdet i Melen vil få størst fokus da dette området er studert i detalj.

6.1 Geomorfologiske faktorer

Bratt terreng er én av tre viktige utløsningsfaktorer for jord- og flomskred. Skråninger med helning over 30° anses generelt som skredfarlige. Skråningshelningen i rasområdet ble målt til å være mellom 30°- 40°, og regnes derfor som svært bratt i skredsammenheng. Skredet i Melen ble i kapittel 5.1 klassifisert som jordskred i øvre del og flomskred i nedre del. Dette ble gjort på grunnlag av formen på skredgropa. Skredgropa eksisterte imidlertid fra før, derfor er det vanskelig å si noe sikkert om hvordan skredet som ble utløst 4.-5. desember utviklet seg. Den konvergerende formen av skredgropa har trolig ført til økt vannkonsentrasjon. I tillegg gjør den manglende vegetasjonen i skredgropa at poretrykket raskere bygges opp, da det ikke finnes noe vegetasjon til å ta opp vannet.

Skråningen har en relativ plan form i lengderetningen der øvre del av skråningen er konveks mens nedre del er konkav (se figur 4.1.6). Generelt er konvekse former mer stabile enn rette former, som er mer stabile enn konkave former. Den konkave formen går i horisontal retning (langs hovedveien) og vannet samles ikke opp, men dreneres mot veien. Fordypninger i terrenget på tvers av skråninga har derimot større betydning for konsentrasjon av vann i dette tilfellet. Slike fordypninger kan skape opphoping av vann som konstant fyller jorda med vann. Langs skråningen nedenfor dyrkamarka fantes det tydelige spor etter tre større jordskredhendelser. Ved toppen på disse skredene ligger det dreneringsrør. Det er derfor sannsynlig at denne skråningen som ellers ikke hadde naturlige fordypninger fikk dannet fordypninger på grunn av vannerosjon. Disse fordypningene kan ha bidratt til å konsentrere vannet og bidratt til økt poretrykk som tilslutt utløste jordskredene.

På oversiden av skråningen finnes det dyrka mark. Situasjonen i Melen er svært lik situasjonen i figur 2.6.2. Skredet ble utløst i knekkpunktet mellom dyrka mark og skogkledd dalside. Den dyrka marka har en svak helning ned mot skråningen, og siden lite vegetasjon tar opp vannet på den dyrka marka, dreneres vannet nedover mot skråningen. Dyrka mark har ofte en svakt bølget overflate. Vannet vil derfor følge de naturlige fordypningene (konkave flatene), slik at vannavrenninga ikke er like stor alle steder. Dette ble ikke studert i detalj under feltbefaring, og det kan derfor ikke sies om dette har betydning for skredutløsningen ved Melen 4.-5. desember 2016.

6.2 Geologiske faktorer – løsmasser og berggrunn

Ustabile løsmasser er en forutsetning for utløsning av skred. Løsmassene i skredområdet var relativt finkornete, der størsteparten av materialet i den finere delen av bruddkanten består av middels til grov sand. Kornfordelingsanalysen (vist i figur 5.6.1) viser at 2.5 prosent av prøvemateriale inneholdt finstoff (silt og leir). Mye finstoff i løsmasser bidrar til økt poretrykk. Ifølge NVE (2014) vil det i friksjonsjordarter bestående av grov sand og grus normalt ikke bygges opp et poretrykk på grunn av høy permeabilitet. Finstoffinnholdet var i dette tilfellet såpass lite at det trolig har lite innvirkning på poretrykket. De fleste kornene i analysen var samtidig mindre enn grus, slik at poretrykksoppbygging er mulig. Prøvematerialet ble hentet ut fra den nedre delen av bruddkanten som var mest finkornet. Den øvre delen av avsetninga var mer grovkornet, med kornstørrelser opp mot steinstørrelse. Den øvre delen av avsetningen har antakelig drenert vannet bedre og ledet vannmassene til de dypere og finere løsmassene. Poretrykket kan muligens ha økt først i den dypere delen, slik at bruddet startet i de dypere massene. Dette kan ha ført til at jordskredet fikk en høy bruddkant.

Det er forventet at jordskred utløses i kontakten mellom ulike lagdelinger (Montgomery et al., 1997). Den tydeligste lagdelingen fantes omtrent én meter ned i løsmassedekket, i overgangen mellom de grove massene med stein og grus over og de finkornete massene under. Bruddkanten i sidene samt den nedre delen av skredet ser ut til å ha denne tykkelsen, mens bruddkanten er høyere i krona av skredet. Helninga på løsmassene er ikke undersøkt, slik at det er vanskelig å si noe om hvordan lagdelingen har påvirket grensene og dybden av skredet, spesielt med tanke på at skredets tykkelse varierer fra fire-fem meter til omtrent én meter. Det ble ikke observert noen tydelig forskjell i lagdelingen i den finkornete delen av avsetningen under feltarbeidet (feltarbeidet ble foretatt omtrent fem måneder etter skredutløsning), slik at det er vanskelig å si noe om effekten av telepåvirkede lag eller lag av spesielt forskjellige egenskaper.

Den dominerende bergarten i Melen er leirskifer, og gråvakkessandstein finnes like øst for skredområdet. I følge Gerrard (1994) vil skred utløses der en hovedsprekkeretning faller ut mot skråningen, og dette tilfellet forekommer oftest i fyllitt og skifer. Leirskiferen i området hadde tre hovedsprekkeretninger, hvorav én av disse falt i samme retning som skråningshelningen. Lagdelingen kan fungere som glideplan, samt at vannet vil dreneres langs disse planene. Der hvor sprekkene kommer ut i løsmassene vil konsentrasjonen av vann øke. Dette kan føre til at det dannes et økt poretrykk. Poretrykket kan også øke i grenseflata mellom fjellet og løsmassene om sprekkens fall er det samme som for skråningen ellers (Chatwin et al., 1994). Flere steder langs Forradalen hadde løsmassene glidd ut i overgangen mellom fjell og løsmasser, slik som vist i figur 5.3.1. I tilfellet ved Melen var løsmassedekket tykkere (sannsynligvis > 10 m), og skredet ble ikke

utløst i grenseflata mellom løsmasser og berggrunn, men innad i løsmassene. Sprekkes orientering har derfor liten betydning for skredene i Melen. I områder der løsmassedekket er tynnere, spesielt i bratte fjellpartier, kan denne faktoren være viktigere.

6.3 Vegetasjon

Skråningen i studieområdet er tett bevokst av gran og løvtrær. Ifølge kartdata fra Nibio (2017) har skogen høy bonitet som tyder på gode vekstforhold og gode forhold for tømmerhogst. Vegetasjon vil derfor raskt kunne bidra til økt stabilitet, også etter tømmerhogst, særlig hvis en god hogststrategi er valgt (se kapittel 2.7.6 og 2.7.7). I skråningen i Melen dominerer løvtrær, mens gran dominerer i de høyereliggende områdene. Røttene gir generelt en forankring i løsmasser, og spesielt for grunne løsmasser virker slik vegetasjon stabiliserende på en skråning. Trær kan også hindre poretrykksoppbygning på grunn av vannopptak via røttene og skjerming av og opptak av nedbør på grunn av bladene. Negative effekter av vegetasjon vil være vindkrefter og den ekstra vekta trærne bidrar med. Løsmassedekket i skråningen i Melen er tykk, og generelt vil røttene ha mindre betydning for skråningsstabiliteten i tykke løsmasser enn i grunne løsmasser. Rotsystemene på trærne i området var enten flatrotet (gran og løvtrær) eller hjerterotet (løvtrær). Skråningen i Melen så ut til å ha flate røtter (se figur 4.5.3), som ikke gikk dypere enn 0,5-1 m. Dermed gir trærne bare en forankring i det øvre laget av humus og grove løsmasser. For dype løsmasser ville dype røtter (pælerot eller hjerterot) vært mest gunstig med tanke på god forankring og for å binde ulike lag sammen. Den ekstra vekten trærne utgjør vil bidra til senket stabilitet. Den tette vegetasjonen av trær gjør at store mengder vann kan tas opp, noe som virker stabiliserende på jorda. Det er vanskelig å bestemme de positive og negative effektene av trærne i skråningen, og å si hvilke effekter som har størst betydning. Det er likevel utvilsomt at den tette vegetasjonen av trær har lagd en tett «skorpe» som har høy strekkstyrke og bruddutvikling krever at strekkraftene må overstige denne strekkstyrken. Den ekstra vekta virker destabiliserende, men det antas at når hele skråninga er tett vegetert med tre vil dette ikke spille en like stor rolle som effekten av vannopptak og skorpedannelse. Om bare deler av skråningen, f.eks. øvre del av skråningen hadde vært vegetert ville den nedre delen av skråningen hatt mindre motstandsevne mot bruddutvikling (særlig mot rotasjonsskred) jf. fylling i toppen av en veg i figur 2.7.22. Effektene av vegetasjon har stor betydning for de delene av skråningen i Melen som ikke har rast ut, men jordskredet som ble utløst 4.-5. desember raste ut i en eksisterende skredgrop. Vegetasjonen manglet, slik at vannet infiltrerte løsmassene umiddelbart, samt at mangelen på vegetasjon gjorde erosjon av løsmasser enklere.

Enkelte trestammer var bøyd (figur 5.2.3), som er tegn på sig i jorda. Valker og mindre utglidninger (figur 5.2.4) ble funnet flere steder i Forradalen, men ikke i skråningen i Melen. Dette tyder på at tele virker på bakken til tross for lite innhold av finstoff. Jordsig er et sikkert tegn på senket

stabilitet og er ofte et forvarsel på skred som kan utløses. Det er derfor trolig at bakken kan ha opplevd sig i noen år og på den måten senket stabiliteten før skredet ble utløst. Mangel på tydelige valker i nærheten av løснеområdet, samt at bøye trær stort sett bare ble funnet i knekkpunktet mellom skråning og dyrkamark tyder på at effekten av solifluksjon ikke er stor.

Vegetasjonen over løснеområdet var gress på den dyrka marka. Det er usikkert om området normalt pløyes og hva området ellers brukes til, da det ikke lyktes å få kontakt med bonden, verken under eller etter befaringen. Gress kan ta opp en viss mengde vann, men vannopptaket er lavt i forhold til områder som er vegetert med større trær og busker. Siden helningen på dyrka marka faller mot skråningen er det trolig at dette området, med et areal på 7 mål, bidrar til mye vannavrenning mot skråningen. Det er sannsynlig at dreneringsrørene som leder mot skråningen samler vann fra dyrkamarka for å hindre oppbløting av grunnen.

6.4 Hydrologiske forhold

Poretrykksoppbygging på grunn av tilførsel av vann synes å være den viktigste utløsende faktoren for jordskredet i Melen i Forradalen. Desember måned hadde høyere temperaturer enn normalen for Værnes og Meråker målestasjon, og temperaturen vekslet rundt nullpunktet. Ved Værnes var døgnmiddeltemperaturen sjelden under null, mens for Meråker vekslet temperaturen mellom positive og negative graddager. Mye av nedbøren falt derfor som regn, og mindre som snø. Det antas større snømengder mot Meråker der temperaturen var kaldere enn Værnes. Når nedbøren faller som regn fører dette til en hurtigere respons fra jorda. Snø som ligger lagret bruker lengre tid på å infiltrere grunnen og det tar lengre tid å skape et økt poretrykk.

Figur 4.2.5 og figur 4.2.6 viser værdata i forkant av skredhendelsen. Både Værnes og Meråker målestasjon hadde en lokal nedbørstopp på skreddøgnet. I løpet av perioden 10. november – 10. desember var skreddøgnet det våteste for Meråker og det nest våteste for Værnes. I perioden 23. – 27. november falt det svært mye nedbør, og nedbørsmengden disse fem dagene var større enn nedbøren de fire-fem dagene i forkant av skredhendelsen. Man forventer skredutløsning ved mye nedbør på grunn av økt poretrykk, og man kunne forventet skredutløsning også 26. november. Når dette ikke skjedde er det sannsynligvis fordi at jorda ikke var mettet på vann. De fem dagene i forkant av skredhendelsen (23. – 27. november) bidro derfor trolig til å mette jorda på vann slik at jorda ved neste nedbørstopp bygde opp et poretrykk som utløste jordskredet. Vindstyrken var mellom liten og stiv kuling. Dette kan ha ført til økt drivende krefter der trær eksisterte, men skredgropa var vegetasjonen manglende, slik at vindstyrken antas å ha liten betydning for utløsningen av skredet i Melen 4.-5. desember.

Terskelverdien for nedbør ved Caines (1980) metode var 103,0 mm ila. 24 timer, eller 157,0 mm ila. 48 timer. Denne metoden er basert på data fra flere klimatiske regioner. Metoden forutsetter også at skredet blir utløst i dalsider uten menneskelig påvirkning og hensynet til forutgående nedbør tas ikke hensyn til (Sandersen, 1988). Denne metoden vektlegges derfor ikke i denne oppgaven. Ifølge Sandersen et al. (1996) er terskelverdien for nedbør ila. 24 timer 71,8 mm for Værnes og 77,1 mm for Meråker. Disse verdiene ble ikke oversteget.

Tabell 6.4.1: Døggnedbør, månedsnedbør og årsnedbør for Værnes og Meråker målestasjon (yr.no, 2017; eKlima, 2017)

	Værnes [mm]	Meråker [mm]
Døggnedbør (5. desember)	20,9	40,5
Månedsnedbør (desember)	139,0	239,1
Årsnedbør	892	964

Tabell 6.4.1 viser nedbørsforholdene for Værnes og Meråker målestasjon. Døggnedbøren for Værnes på 20,9 mm er ikke uvanlig, og returperioden ved GUMBEL-metoden tilsier at denne nedbørsmengden kan forekomme flere ganger på et år. For desember måned har denne nedbørsmengden en returperiode på 5 år. Meråker målestasjon hadde en døggnedbør på 40,5 mm i skreddøgnet. Dette gir en returperiode på 5 år for årsverdien, og 30 år for desember måned (se tabell 5.5.1 for forklaring av forskjellen mellom årsverdi og desemberverdi). Nedbørsmengden i Værnes er dermed ikke uvanlig, mens nedbørsmengden som kom ved Meråker målestasjon var sjeldnere.

Meyer et al. (2012) fant terskelverdier for nedbør som var basert på sammenhengen mellom intensitet og varighet (tabell 5.5.4). Nedbørsmengden i Værnes var lavere enn I_{MIN} for både en varighet på én, to og tre dager (3. 4. og 5. desember), og skredet ville derfor, ifølge Meyer et al. (2012), ikke blitt utløst. Meråker målestasjon hadde større nedbørsmengder og verdien var mellom I_{MIN} og I_{MED} for både én, to og tre dager. Det betyr at skredutløsning var mulig ($> I_{MIN}$), men ikke svært sannsynlig ($< I_{MED}$).

Tabell 6.4.2: Nedbørsmengder i og i forkant av skreddøgnet. Terskelverdiene knyttes til Meyer et al. (2012) sine terskelverdier som er vist i høyre kolonner (yr.no, 2017).

Varighet i dager	Værnes [mm/dag]	Meråker [mm/dag]	I_{MIN}	I_{MED}	I_{MAX}
1 dag (5. des)	20,9	40,5	23,3	60,1	107,2
2 dager (4. og 5. des)	11,7	24,8	19,7	41,9	72,2
3 dager (3., 4. og 5. des)	8,5	18,4	17,9	33,9	57,3

Nedbørsmengden på skreddøgnet var relativt høyt, spesielt for Meråker målestasjon, og har sannsynligvis vært en av de viktigste utløsende faktorene. Dette samsvarer med de meteorologiske utløsningsfaktorene gitt i figur 2.7.1 for de ulike nedbørsregionene. Skredområdet ligger i sørenden

av nedbørsregionen som omfatter Nord-Trøndelag og Nordland, som har nedbør på skreddøgnet som viktigste utløsningsfaktor, etterfulgt av nedbør de siste 30 døgn og døgnetts gjennomsnittstemperatur. Ifølge Kristiansen et al. (2017) var månedsnedbør for desember høyere enn normalt, og spesielt høy i Trøndelag (250-300 % av normalen), og temperaturen var også over normalen. November måned var ikke like ekstrem som desember måned, men også i november var nedbøren og temperaturen høyere enn normalt (Heiberg, et al., 2016). Siden nedbørsmengden ikke oversteg andre terskelverdier enn I_{MIN} for Meråker målestasjon er det sannsynlig at andre faktorer enn nedbør har innvirkning på skredutløsningen.

Skredområdet ligger nært nedbørsregionen i den østlige delen av Sør-Trøndelag, som ligger ned mot kaldere områder som Røros og Oppdal. Der er gjennomsnittstemperaturen de siste 30 døgn viktigst, etterfulgt av antall dager med varmegrader siden begynnelsen av sesongen. Værnes har en normaltemperatur på $-1,7\text{ °C}$ for desember, mens Meråker har en normaltemperatur på $-4,6\text{ °C}$ for samme måned. Temperaturen på skreddøgnet var over null for både Værnes og Meråker og begge målestasjonene hadde flere dager med varmegrader enn kuldegrader omtrent en måned før skredutløsning. Ved lave temperatur dannes tele i bakken, som normalt er stabiliserende. På grunn av relativt høy temperatur er det usikkert hvor stork innvirkning tele hadde på løsmassene.

6.5 Menneskelig påvirkning

Hele Forradalen er preget av mye landbruksvirksomhet, og det omfatter bl.a. tømmerhogst og jordbruk (dyrking og beitemarker). Dette medfører skogsbilveier, revegetering og behandling av jordmassene samt bruk av egne drenasjesystemer. Avskoging fører til at mer vann blir tilgjengelig i løsmassene ved at vannopptaket til røttene opphører. I tillegg mister røttene etter hvert sin forankrende effekt når røttene råtner. Skogsbilveier styrer vannavrenningen, og dårlig etterkontroll av disse kan føre til at vannet konsentreres i enkelte områder, slik at jordmasser kan gli ut. Jordbruksaktivitet foregår normalt i slake terreng og forutsetter (ikke for beitemark) at jorda behandles ved f.eks. pløying, harving, såing osv., og ofte er det store areal som behandles. Dyrka mark skaper store nedbørsfelt, og når jorda og gresset ikke er i stand til å ta opp vannet må det enten renne videre eller samles opp i forsenkninger. Bløt jord er ugunstig i jordbrukssammenheng, derfor er det hensiktsmessig å sikre et drenasjesystem som sikrer god vannavrenning fra dyrkamarka. Dette vannet bør ledes til erosjonssikre drenasjesystemer, men der hvor dette ikke gjøres medfører drenasjevannet erosjon og skredfare, spesielt om vannet ledes ut til bratt terreng. I bakkant av skråningen er det dyrka marka med helning ned mot skråningen. Dette har stor betydning med tanke på økt tilførsel av vann. Skråningen nedenfor jordet som er vist i figur 5.4.2 har en lengde på om lag 600 m. Langs skråningen nedenfor jordet var det tydelige spor etter tre større skredhendelser (i tillegg til noen små utglidninger). Dreneringsrøret i figur 5.4.1 ledet ut til bruddkanten ved skredet.

Ovenfor samtlige av de tre skredområdene ble det funnet et dreneringsrør som var ført over bruddkanten. Skredaktivitet i området synes derfor å ha en sterk sammenheng med vanntilførsel, og lokaliseringen av disse skredene synes å ha sammenheng med utløpet av dreneringsrørene.

Øst for Melen i Forradalen ligger det et utpreget hogstfelt med mange skogsbilveier. Dreneringsrørene var her åpne og drenerte godt, men det var samtidig tydelig å se små utglidninger av jordmasser langs disse skogsbilveiene. For skredområdet i Melen fantes det et hogstfelt i bakkant av jordet (figur 5.4.3), men i en avstand som ikke påvirker skredområdet.

6.6 Laboratorieundersøkelser

Laboratorieundersøkelsene viser egenskaper til prøvematerialet og kornene som er analysert. Generelt kan det påpekes at prøvematerialet ikke representerer hele området i Melen. Det ble kun tatt én løsmasseprøve fra bruddkanten i Melen. Strengt tatt er denne prøven kun representativ for seg selv, da variasjoner kan forekomme, men det antas at prøven er representativ for deler av skredområdet i Melen. For eksperimenter i laboratoriet kan også menneskelige feil og subjektive vurderinger ha betydning for resultatene. Særlig gjelder dette rundingsgrad, ruhet og formindeks. For kornfordeling vil nøyaktigheten av sikteprosessen gi utslag på kornfordelingskurven. Siden siktingen foregikk etter standard prosedyre og oppfylte kravene, blir usikkerhetene knyttet til dette ubetydelige.

Laboratorieundersøkelsene viste at prøvematerialet inneholdt kubiske korn som var noe rundet eller noe kantet, med kornstørrelser først og fremst av middels til grov sand. Prøvematerialet ble klassifisert som ensgradert. Kantete og store korn er det mest stabile. I tillegg er velgradert materiale mer stabilt enn ensgradert materiale. Man kunne forvente at en breelavsetning var velgradert. Noe av årsaken til at dette ikke var tilfellet er at bare den finkornete delen av bruddkanten ble analysert. Om de grovere fraksjonene hadde blitt inkludert ville man fått et annet graderingstall. Det ble valgt å ta materiale fra den finkornete delen av bruddkanten fordi det er sannsynlig at bruddet initialt ble utviklet i denne delen av avsetningen. Siden skredet ble utløst i en eksisterende skredgrop er det usikkerheter knyttet til hvilke deler av avsetningen som er rast ut. Løsmassene i den finkornete delen er stabile med tanke på form og til dels rundingsgrad, men graderingen og kornstørrelsen er ugunstig. Ensgraderte, sorterte materialer har mindre evne til å pakkes i et mønster der kornene innbyrdes blokkerer bevegelse.

Innholdet av finstoff har stor betydning for poretrykksoppbyggingen. I bruddkanten ved Melen ble det funnet lite (2,5 %) finstoff, slik at effekten av dette blir neglisjerbart i en poretrykksammenheng. Mesteparten av finstoffet hadde en rødlig farge og antas å være rust som stammer fra svovelkiskornene i leirskiferen. Rust kan kitte korn sammen til forskjell fra f.eks.

sjiktsilikater som kan senke skjærfastheten i løsmassene. I skredområdet ble det ikke funnet noen bevis for slik aktivitet av jern. Figur 2.4.11 viser stighøyden til vann i ulike kornstørrelser. Den største stighøyden finnes i grov silt. Middels til grov sand har relativt lav stighøyde (omtrent det samme som fin silt). Dette betyr at de kapillære kreftene som trekker vannet opp er relativt lave. Det er dermed friksjonskreftene som holder kornstrukturen sammen, og kapillære krefter bidrar mindre enn om kornstørrelsen hadde vært mindre. Poretrykket må dermed bygges opp ved at porene først mettes på vann og at ytterlige infiltrasjon bidrar til poretrykksoppbygning. Grovere materialer hadde vært mer stabilt på grunn av den økte friksjonsvinkelen og partiklenes inngripen.

Cornforth (1973) og Yagiz (2001) undersøkte hvordan kornfordeling og kornform har innvirkning på skjærstyrken. Velgraderte, kubiske og kantete korn var generelt det mest stabile. Formindeksen, $SI = 15$, som ble funnet ved laboratorieforsøket er lav, dvs. mye av materialet er kubisk. De fleste korn var enten noe rundet eller noe kantet, og et lite antall korn var godt rundet. De samme funnene mtp. kornform og rundingsgrad ble gjort ved visuell undersøkelse av korn < 4 mm i mikroskop (figur 5.6.4). Fannin et al. (2005) undersøker blant annet mineralogiens innvirkning på skjærstyrken. Det ble ikke foretatt noen grundig petrografisk analyse, men de ulike kornenes petrografi ble observert underveis i ulike eksperimenter. De fleste kornene var enten fra leirskifer, fyllitt/glimmerskifer, gråvakkessandstein eller metamorfe bergarter (grønnstein/amfibolitt). Korn av leirskifer og sandsteiner kan være relativt korttransporterte, siden disse bergartene dominerer i området (figur 4.4.1). Andre bergartskorn av glimmerskifer og grønnstein/amfibolitt eller gabbro kan stamme fra berggrunnen øst mot Meråker. I følge Waltham (2009) vil disse bergartsfragmentene være sterke bergarter, og betegnes som «moderat sterk», «sterk» eller «veldig sterk» bergart. Sannsynligheten for knusing av korn er derfor relativt liten. Kornene < 4 mm inneholdt en høy andel kvarts, som også er stabilt med tanke på nedknusing. Den glasifluviale avsetningen regnes som ensgradert etter resultatet fra laboratorieforsøket. Om de grovere massene fra den øvre delen av bruddkanten hadde blitt inkludert ville sannsynligvis kornfordelingskurven vist en mer velgradert avsetning med de fleste kornstørrelser. Løsmassene og kornene i skredområdet er derfor relativt stabile i skredsammenheng, og årsaken til skredutløsning har antakelig mer sammenheng med andre faktorer, særlig vegetasjonsmangel, eksisterende skredgrop og nedbørs- og avrenningsforholdene.

7 Konklusjon

Skredet som ble utløst 4.-5. desember 2016 ved Melen i Forradalen ble utløst i et døgn med svært høy nedbørsmengde. På Værnes og Meråker målestasjon var nedbørshøyden i skreddøgnet henholdsvis på 20,9 mm og 40,5 mm. Skredet ble utløst ved en nedbørstopp for både Værnes og Meråker målestasjon. Mer enn en uke tidligere hadde det vært tilsvarende nedbørsmengder. På Værnes var nedbørstoppen den 26. november på 23,7 mm, altså høyere enn i skreddøgnet. Dette kan tyde på at løsmassene har en relativt høy kapasitet til å ta opp og lagre vann, og at bakken ikke var mettet på vann etter den første høye nedbørsperioden. Ved den påfølgende høye nedbørsmengden ble løsmassene mettet, og den tilførte nedbøren førte tilslutt til en poretrykksoppbygning som utløste skredet. Dette samsvarer med figur 2.7.1, som viser de meteorologiske utløsningsfaktorene. For nedbørsregionen i Nord-Trøndelag og deler av Nordland regnes nedbør på skreddøgnet som den viktigste faktoren, etterfulgt av nedbør de siste seksti dager og døgnets gjennomsnittstemperatur (Kronholm et al., 2007). Nedbør og vanntilførsel er de viktigste faktorene for skredutløsningen ved Melen. Store mengder vann dreneres også fra jordbruksarealet over skredområdet. Lokaliseringen av skredet antas å ha sammenheng med plasseringen av dreneringsrøret fra den dyrka marka, da tilsvarende dreneringsrør ble funnet over de andre skredgropene langs skråningen.

Temperaturen i og i forkant av skreddøgnet var høyere enn normalt (Kristiansen, et al., 2017) med temperaturer over null grader celsius. Dette medførte trolig snøsmelting i forkant, samt at all ny nedbør falt som regn, med umiddelbar mulighet til å infiltrere grunnen. På grunn av sen befarings av skredområdet er det umulig å anslå dybden til evt. tele i bakken. Tele i bakken har tidligere år ført til jordsig, noe bøyde trestammer var et bevis for. Dette siget har trolig bidratt til at skredet tilslutt ble utløst. Det er usikkert hvor store mengder som er rast ut, siden skredet ble utløst i en eksisterende skredgrop.

Løsmassene i området er relativt stabile, særlig med tanke på petrografi og kornform. Effekten av vegetasjon i skråningen er generelt positiv, men det er usikkert om tilstedeværelsen av høye trær med flatrot virker gunstig med tanke på den ekstra lasten, samt vindkreftene disse tilfører de drivende kreftene. Positive effekter av trærne vil være skjermingen av vann og vannopptak samt at røttene danner en skorpe med høy strekkstyrke. Skredet ble imidlertid utløst i en eksisterende skredgrop der vegetasjonsdekket manglet. Den manglende erosjonshuden av vegetasjon har ført til at vannet raskere har trengt inn i løsmassene og bygd opp et poretrykk.

Skråningen var svært bratt, og hadde en helning mellom 30-40°. Skråningen var relativt plan uten tydelige søkk i terrenget, men den eksisterende skredgropa hadde en tydelig konvergent form. Årsakene til andre skred og utglidninger i Forradalen synes å være erosjon i elver (figur 4.3.4), poretrykksoppbygging (figur 4.3.3 i sammenheng med figur 2.6.2) eller telehiv og teleløsning som har ført til sig og etter hvert utglidninger i jorda (figur 5.2.4 i sammenheng med figur 2.9.3).

Årsakene til skredutløsningen ved Melen 4.-5. desember 2016 skyldes trolig:

- Bratt terreng.
- Eksisterende skredgrop.
- Relativt høy temperatur.
- Mye nedbør i forkant av utløsningsdatoen.
- Mye nedbør i skreddøgnet.
- Tilførsel av vann fra dreneringsrør.
- Manglende vegetasjon i skredgropa.

7.1 Videre arbeid

På grunn av sent tidspunkt for feltbefaring og laboratoriearbeid ble det ikke avsatt tilstrekkelig tid til å forstå alle de relevante faktorene for skredutløsningen i detalj. For videre arbeid ville det blitt anbefalt og tatt flere jordprøver fra de ulike lagene. Løsmassenes mineralogiske sammensetning kunne blitt studert mer i detalj for å se hvordan dette kan ha stabilisert evt. destabilisert jordmassene. Spesielt interessant er det høye innholdet av jern som stammer fra den svovelkisholdige leirskiferen. Jern har en evne til å kitte løsmasser sammen. Dette ble ikke observert i felt, men grundigere feltarbeid kunne avdekket om dette var tilfelle for hele området. Siden de finkornete massene har stor betydning i skredsammenheng ville en grundigere analyse av korn < 4 mm vært anbefalt.

Tetthetsgraden (pakningsgrad og pakningsmønster), porøsiteten og permeabiliteten har stor betydning for stabiliteten til en løsmasseavsetning. Dette krever in-situ testing med mer avanserte hjelpemidler enn det som var tilgjengelig og tidsmessig hensiktsmessig for denne oppgaven. En dypere forståelse av disse tre faktorene ville vært nyttig. Spesielt kunne det vært nyttig å se forskjellen i porøsitet og permeabilitet for de ulike lagene i bruddsonen, for å bekrefte eller avkrefte teorien om at bruddutviklingen startet i de dypere og finere lagene. Et mer nøyaktig studie av lagdelingen og helningen av denne lagdelingen ville også bidratt til større forståelse med tanke på bruddutviklingen.

Bonden som eide den dyrka marka over skredområdet var ikke hjemme under feltarbeidet, og det lyktes ikke å få kontakt med bonden ved senere tidspunkt. En samtale med bonden angående tidligere skredhendelser, både fra 4.-5. desember og tidligere hendelser, ville vært svært nyttig. Dreneringsrøret som ledet ut i skredmassene syntes å spille en viktig rolle siden tilsvarende dreneringsrør ble funnet i de andre skredgropene. Bonden kunne vært til hjelp med å finne ut hvor store vannmengder som kommer fra disse rørene. Bonden kunne også kommet med annen nyttig informasjon som kunne bidratt til å avdekke årsaken til skredutløsningen ved Melen 4.-5. desember 2016 og tidligere skredhendelser i samme skråning.

7.2 Anbefalte tiltak

Skråningen ved Melen er svært bratt og med tanke på plasseringen av veg og dyrka mark vil det være uhensiktsmessig å jevne ut skråningen til en vinkel $< 30^\circ$, som normalt anses som stabilt i jordskredssammenheng (Bargel et al., 2011). Skredet antas å ha gått i brudd i de dypere delene av løsmassene. En forankring av disse massene ved hjelp av trær med dype røtter vil derfor kunne bidra til en økt stabilitet. Anbefalte trær vil enten være furu, som har pælerot, eller løvtrær som har hjerterot.

Siden poretrykksoppbygging synes å være av størst betydning for skredutløsningen vil erosjonssikring og kontroll av vannavrenning være det viktigste tiltaket. Vannet fra dreneringsrøret kunne med fordel blitt ført helt ned til grøfta ved veien (omtrent 50 m). Områder i skråningen som normalt utsettes for mer avrenning enn andre områder (f.eks. nedenfor dreneringsrøret) burde erosjonssikres med f.eks. tilførsel av grov pukk slik det ble gjort for de allerede utløste skredmassene i figur 4.3.5. Stabilisering av løsmassene ved riktig valg av vegetasjon kan være en langsiktig strategi, men den beste og hurtigste strategien vil være å lage en god løsning for kontroll av vannavrenningen ned mot skråningen.

Referanseliste

- Andersen, S., 2011. *Hva er vandrende lavtrykk?*. [Internett]. Yr.
Tilgjengelig fra: <http://www.yr.no/artikkel/hva-er-vandrende-lavtrykk-1.7878085>
[Lest 29 mars 2017].
- Askheim, S., 2011. *Stjørdalen*. [Internett]. Store Norske Leksikon.
Tilgjengelig fra: <https://snl.no/Stjørdalen>
[Lest 13 februar 2017].
- Askheim, S., 2015. *Trondheimsfeltet*. [Internett]. Store Norske Leksikon.
Tilgjengelig fra: <https://snl.no/Trondheimsfeltet>
[Lest 16 februar 2017].
- Bargel, T. H., Stalsberg, K., Fergus, Å.T., Sletten, K., Devoli, G., Fischer, L., ..., Eilertsen, R., 2011. *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred*. NVE Rapport nr. 16/2011. Trondheim: NVE.
- Bargel, T. H., 2014. *Skråningsprosesser I*. Trondheim: Forelesningsnotater distribuert i TGB4200 Ingeniørgeologi - Løsmasser, videregående kurs ved NTNU.
- Belkhatir, M., Arab, A., Della, N og Schanz, T., 2014. 'Laboratory Study on the Hydraulic Conductivity and Pore Pressure of Sand-Silt Mixtures'.
Marine Georesources & Geotechnology, 32, s. 106-122.
- Bevis, K. A., 2014. *The Geology of Sedimentary Rocks*. [Internett].
Tilgjengelig fra: <http://intheplaygroundofgiants.com/geology-of-the-grand-canyon-region/the-geology-of-sedimentary-rocks/>
[Lest 25 januar 2017].
- Boje, S., Colleuille, H. og Devoli, G., 2014. *Terskelstudier for utløsning av jordskred i Norge*. NVE Rapport nr. 43,2014. Oslo: NVE.
- Brattli, B., 2009. *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*. 3 utg. Trondheim: NTNU.
- Brattli, B., 2014. *Ingeniørgeologi løsmasse*. 1 utg. Trondheim: NTNU.
- Brattlien, K., 2015. *Den lille snøskredboka*. 4. utg. Oslo: Fri Flyt AS.
- Caine, N., 1980. 'The rainfall intensity: duration control og shallow landslides and debris flows'.
Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 62 (1-2), s. 23-27.
- Carstens, H., 2014. *Jord- og flomskred rammer hardt*. [Internett]. GEO365.no.
Tilgjengelig fra: <http://www.geo365.no/geofarer/jord-og-flomskred-rammer-hardt-2/>
[Lest 10 november 2016].
- Chatwin, S., Howes, D., Schwab, J. og Swanston, D., 1994. *A Guide for Management of Landslide-Prone Terrain in the Pacific Northwest*. Victoria, British Columbia: Ministry of Forests.

- Clark, P., 1987. 'Subglacial Sediment Dispersal and Till Composition'.
The Journal of Geology, 95 (4), s. 527-541.
- Colleuille, H., u.å. *Jordskred og flomskred*. Oslo: NVE.
- Colleuille, H. og Engen, I., 2009. *Utredning om overvåking og varsling av løsmasse- og snøskredfare på regionalt nivå*. NVE Rapport nr. 16/2009. Oslo: NVE.
- Cornforth, D.H., 1973. 'Prediction of Drained Strength of Sands from Relative Density Measurements'. *American Society for Testing and Materials*, s. 281-303.
- Cruden, D.M. og Varnes, D. J., 1996. Landslide types and processes. I: Turner, A.K. og Schuster, R.L. red. *Landslides: Investigation and Mitigation*. s.l.:Transportation Research Board, s. 36-75.
- Dannevig, P. og Harstveit, 2013. *Klima i Norge*. [Internett]. Store Norske Leksikon.
Tilgjengelig fra: https://snl.no/Klima_i_Norge
[Lest 30 september 2016].
- Dawes, R. L., 2011. *Introduction to Physical Geology*. [Internett].
Washington: Washington State Colleges.
Tilgjengelig fra: <https://commons.wvc.edu/rdawes/g101oc1/basics/depoenvirons.html>
[Lest 25 januar 2017].
- Domaas, U. og Grimstad, E., 2014. Fjell- og steinskred. I: Høeg, K., Karlsrud, K. og Lied, K. red. *Skred - skredfare og sikringstiltak*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 45-73.
- Duncan, J.M., 1996. Soil Slope Stability Analysis. I: Turner, A.K. og Schuster, R.L. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation. Special report 247*. USA: Research Board, National Research Council, s. 337-371.
- Duncan, J.M., Wright, S.G. og Brandon, T.L., 2014. *Soil Strength and Slope Stability*. 2. utg. Hoboken: Wiley.
- eKlima, 2017. *eKlima Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner*. [Internett]. eKlima.
Tilgjengelig fra: http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&dad=portal&schema=PORTAL
[Lest 13 februar 2017].
- Emdal, A., Grande, L. og Nordal, S., 2015. *Geoteknikk beregningsmetoder*. Trondheim: NTNU.
- Fannin, R. J. og Rollerson, T. P., 1993. 'Debris flow: some physical characteristics and behaviour'. *Canadian Geotechnical Journal*, 30 (1), s. 71-81.
- Fannin, R.J., Eliadorani, A. og Wilkinson, M.T., 2005. 'Shear strength of cohesionless soils at low stress'. *Géotechnique*, 55 (6), s. 467-478.
- Fergus, T., Hoseth, K. og Sæterbø, E., 2010. *Vassdragshandboka: handbok i vassdragsteknikk*. Trondheim: NVE.

- Fergus, T., Høydal, Ø.A., Johnsrud, T-E., Sandersen, F., Schanche, S., 2013. *Skogsveier og skredfare - veileder*. Biri: NVE, NGI, Skogkurs.
- Flesland, L. K., 2013. Best resultat med dreneringsplan. I: Dimby, N. red. *Drenering Teori og Praksis*. Stavanger: Bondevennen BA, s. 7-9.
- Forskrift om tekniske krav til byggverk (Byggteknisk forskrift). *Andre del – Naturpåkjenninger, uteareal og ytre miljø (§§ 7-1-9-10)*.
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. og Andersen, A., 2007. En fjellkjede blir til. I: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Rangnes, K. red. *Landet blir til - Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, s. 180-234.
- Fossen, H., 2009a. *hydrogeologi*. [Internett]. Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/hydrogeologi> [Lest 27 oktober 2016].
- Fossen, H., 2009b. *permeabilitet - geologi*. [Internett]. Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: [https://snl.no/permeabilitet - geologi](https://snl.no/permeabilitet_-_geologi) [Lest 27 oktober 2016].
- Furberg, K., 2012. Nytt jordskred i Soknedal. *Adresseavisen*. [Internett], 18. juni 2012. Tilgjengelig fra: <http://www.adressa.no/nyheter/sortrondelag/article1801941.ece> [Lest 9 november 2016].
- Furukawa, Y., 1997. 'Faszination der Schneekristalle - wie ihre bezaubernden Formen entstehen'. *Chemie in unsere Zeit*, 31 (2), s. 58-65.
- Førland, E. J., 1992. *Manual for beregning av påregnelige ekstreme nedbørverdier*. Rapport nr. 21/92. Oslo: Det norske meteorologiske institutt.
- Førland, E. J., Amundsen, H. og Hovelsrud, G. K., 2007. *Utvikling av naturulykker som følge av klimaendringer*. CICERO Rapport 2007:03. Oslo: Statens Landsbruksforvaltning.
- Ganerød, G. V. og Rønning, J. S., u.å. "Nye" metoder for forundersøkelser. Trondheim: Forelesningsnotater distribuert i TPG4120 Mineral-, ingeniør og miljøgeofysikk ved NTNU.
- Gerrard, J., 1994. 'The landslide hazard in the Himalayas: geological control and human action'. *Geomorphology*, 10, s. 221-230.
- Google maps, 2017. *Google maps*. [Internett]. Google. Tilgjengelig fra: <https://www.google.no/maps>
- Gregersen, O., 2014. Leirskred. I: Høeg, K., Karlsrud, K. og Lied, K. red. *Skred - skredfare og sikringstiltak*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 95-120.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. og Stark, C., 2008. 'The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update'. *Landslides*, 5 (3-17), s. 3-17.

- Hageselskapet, 2000. *Kunsten å trives*. [Internett]. Det norske hageselskap.
Tilgjengelig fra: http://www.hageselskapet.no/fileadmin/a_solvi_svensden/kunsten_trives.pdf
[Lest 31 mars 2017].
- Haldorsen, S., Jenssen, P., Koler, J. og Myhr, E., 1983. 'Some hydraulic properties of Sandy-silty Norwegian Tills'. *Acta Geologica Hispania*, 18 (3-4), s. 191-198.
- Haldorsen, S. og Krüger, J., 1990. 'Till Genesis and Hydrogeological Properties'. *Nordic Hydrology*, 21, s. 81-94.
- Hambrey, M., 1994. *Glacial Environment*. London: University of British Columbia Press.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E.J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., ..., Ådlandsvik, B., 2015. *Klima i Norge 2100*. NCCS Rapport nr. 2/2015.
s.l.: Miljødirektoratet.
- Hanssen, T., 2016. Meget stor sannsynlighet for at det vil gå flere skred. *Adresseavisen* [Internett], 7. desember 2016.
Tilgjengelig fra: <http://www.adressa.no/vaeret/2016/12/07/Meget-stor-sannsynlighet-for-at-det-vil-ga-flere-skred-13896441.ece>
[Lest 8 februar 2017].
- Heiberg, H., Kristiansen, S., Mamen, J. og Szewczyk-Bartnicka, H., 2016.
Været i Norge - Klimatologisk månedsoversikt - November 2016. Rapport nr. 11/2016.
Oslo: Meteorologisk institutt.
- Highland, L. M. og Bobrowsky, P., 2008. *The landslide handbook - A guide to understanding landslides*. Virginia, USA: U.S. Geological Survey.
- Holtz, A.A. og Kovacs, W.D., 1981. *An introduction to geotechnical engineering*.
New Jersey: Prentice Hall.
- Huebl, J. og Fiebiger, G., 2005. Debris-flow mitigation measures. I: Jakob, M. og Hungr, O. red. *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Berlin: Springer, s. 445-485.
- Hungr, O., Leroueil, S. og Picarelli, L., 2013. 'The Varnes classification of landslide types, an update'. *Landslides*, 11 (2).
- Høeg, K., 2014. Skredmekanismer og stabilitetsberegninger. I: Høeg, K. Karlsrud K. og Lied, K. red. *Skred- skredfare og sikringstiltak*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 139-163.
- Håland, G., 2012. *Skred og skredsikring*. Versjon 2012-11-30. Oslo: Statens vegvesen.
- Ishibashi, I. og Hazarika, H., 2015. *Soil Mechanics Fundamentals and Applications*. 2 utg.
London: CRC Press.
- Iverson, R. M., 1997. 'The physics of debris flows'. *Review of geophysics*, 35 (3), s. 245-296.
- Iverson, R.M., 2005. Debris-flow mechanics. I: Jakob, M. og Hungr, O. red. *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Berlin: Springer, s. 105-131.

- Jakob, M., 2005. Debris-flow hazard analysis. I: Jakob, M. og Hungr, O. red. *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Berlin: Springer, s. 411-443.
- Johnson, K. A. og Sitar, N., 1990. 'Hydrological conditions leading to debris-flow initiation'. *Canadian Geotechnical Journal*, 27 (6), s. 789-801.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. og Prestvik, O., 2013. *Norske jordarter*. s.l.:s.n.
- Jørstad, F., 1964. *Nedbør, skred og skader i Nord-Norge ved regnværet i oktober 1959*. Oslo: NGI.
- Kartverket, 2015. *Landheving i Norge*. [Internett]. Kartverket.
Tilgjengelig fra: <http://www.kartverket.no/kunnskap/klimaforskning/Landheving-i-Norge/>
[Lest 28 mars 2017].
- Kartverket, 2017. *Norgeskart*. [Internett]. Kartverket.
Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no/#14/313165/7045886/-land/+enkel/+FriluftAnnen>
[Lest 2 mars 2017].
- Khan, Z., 2016. *Strength Characteristics of Soils (With Diagram)*. [Internett]
Tilgjengelig fra: <http://www.yourarticlelibrary.com/soil/strength-characteristics-of-soils-with-diagram/45620/>
[Lest 4 april 2017].
- Kilnes, C., Tiller, H. og Hovde, K., 2016. Veien åpnes i løpet av kvelden. *Adresseavisen* [Internett], 25. desember 2016.
Tilgjengelig fra: <http://www.adressa.no/nyheter/sortrondelag/2016/12/25/Veien-åpnes-i-løpet-av-kvelden-13979469.ece>
[Lest februar 2017].
- Klemsdal, T., 2005. *Naturmiljø i Kösens klimasoner*, s.l.: s.n.
- Kristiansen, S., Mamen, J. og Szewczyk-Bartnicka, H., 2017.
Været i Norge - Klimatologisk månedsoversikt – Desember 2016. Rapport nr. 12/2016.
Oslo: Meteorologisk institutt.
- Kronholm, K., Jaedicke, C., Sletten, K. og Stalsberg, K., 2007. Endring i hyppighet av skred: Vil faren for ulike typer skred øke?. I: Førland, E. Amundsen, H. og Hovelsrud, G.K. red. *Utviklingen av naturulykker som følge av klimaendringer: Utredning på oppdrag fra Statens Landbruksforvaltning*. CICERO Rapport 2007:03. Oslo: CICERO, s. 33-46.
- Kronholm, K. og Stalsberg, K., 2009. Klimandringer gir endringer i skredhyppigheten. *KLIMA 2009*, 3, s. 34-36.
- LaChapelle, E. R., 2002. *Snow avalanche*. [Internett]. Utah: Avalanche Hazard Forecaster.
Tilgjengelig fra: <http://people.uwec.edu/jolhm/EH3/Group4/references/snow%20avalanche.htm>
[Lest 7 november 2016].
- Lied, K., 2014a. Kartlegging av skredfare. I: Høeg, K., Karlsrud, K. og Lied, K. red. *Skred - skredfare og sikringstiltak*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 221-226.

- Lied, K., 2014b. Snøskred. I: Høeg, K., Karlsrud, K. og Lied, K. red. *Skred - skredfare og sikringstiltak*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 13-43.
- Linge, H., 2009. *geomorfologi*. [Internett]. Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/geomorfologi> [Lest 8 februar 2017].
- Løken, T., 1983. *Kvartærgeologiske forhold på norsk kontinentalsokkel*. Fagernes: Norske sivilingeniørers forening.
- Mahmoudi, Y., Taiba, A.C., Belkhatir, M., Ahmed, A. og Schanz, T., 2014. 'Influence of the equivalent intergranular void ratio on shear strength of sand-silt mixtures'. *Colloque International «Caractérisation et Modélisation des Matériaux et Structures»*, s. 1-10.
- Mangerud, J., 1992. Naturlige klimavariasjoner (I). *Naturen*, 2, s. 70-76.
- Medina, C., 2013. *The use of image analysis software to quantify porosity*. [Internett] Tilgjengelig fra: <http://www.slideshare.net/CristianMedina14/the-use-of-image-analysis-software-to-quantify-porosity-medina-2013> [Lest 25 januar 2017].
- Meteorologisk institutt, 2010. *Returperioder*. [Internett]. Meteorologisk institutt. Tilgjengelig fra: <https://metlex.met.no/wiki/Returperioder> [Lest 14 februar 2017].
- Meteorologisk institutt, 2017. *Klimaet i Norge*. [Internett]. Meteorologisk institutt. Tilgjengelig fra: http://met.no/Klima/Klima_i_Norge/ [Lest 7 desember 2016].
- Meyer, N., Dyrrdal, A.V., Frauenfelder, R., Etzelmüller, B., Nadim, F., 2012. 'Hydrometeorological threshold conditions for debris flow initiation in Norway'. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12, s. 3059-3073.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., Torres, R., Anderson, S.P., Heffner, J.T. og Loague, K., 1997. 'Hydrologic response of steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall'. *Water Resource Research*, 33 (1), s. 91-109.
- Morgan, R. P. C. og Rickson, R. J., 1995. *Slope stabilization and erosion control: A bioengineering approach*. Cranfield: Cranfield University.
- Nibio, 2017. *Kilden Arealressurs*. [Internett]. Nibio. Tilgjengelig fra: https://kilden.nibio.no/?topic=arealinformasjon&X=7045848.71&Y=313304.53&zoom=10&lang=nb&bgLayer=graaone_cache&layers_opacity=0.75,0.75&layers=ar5_bonitet,dmk_dyrkbar_jord&catalogNodes=325 [Lest 12. mai 2017].
- NGI, 2015. *Bruk av Q-systemet*. 2 utg. Oslo: NGI.

- NGI, 2017. *NGI / Skred i jord- og leirmasser*. [Internett]. NGI.
Tilgjengelig fra: <https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise-A-AA/Skred-i-jord-og-leirmasser>
[Lest 15 mars 2017].
- NGO, 1983. *Naturfaglige verdier og vassdragsvern*. NOU 1983: 42. Oslo: NGO.
- NGU, 2015. *Marin Grense*. [Internett]. NGU.
Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/marin-grense>
[Lest 17 februar 2017].
- NGU, 2017a. *Berggrunn Nasjonal berggrunnsdatabase*. [Internett]. NGU.
Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/?Box=312441:7045131:314202:7046307>
[Lest 27 februar 2017].
- NGU, 2017b. *Løsmasser Nasjonal løsmassedatabase*. [Internett]. NGU.
Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>
[Lest 17 februar 2017].
- Nilsen, B. og Broch, E., 2012. Kapittel 12 Stabilitet av bergskjæringer. I: Nilsen, B. red. *Ingeniørgeolog-Berg Grunnkurskompendium*. Trondheim: NTNU, s. 221-247.
- Norem, H. og Sandersen, F., 2014. *Flom- og sørpeskred*. Veiledning Håndbok V139. Oslo: Statens vegvesen.
- Norgei3d, 2017. *Norge i 3D med Norkart Virtual Globe*. [Internett]. Norgei3d.
Tilgjengelig fra: <http://www.norgei3d.no/>
[Lest 2 mars 2017].
- NorgeiBilder, 2017. *NorgeiBilder*. [Internett]. Kartverket, NIBIO og Statens vegvesen.
Tilgjengelig fra: norgeibilder.no
[Lest 2 mars 2017].
- Norris, J. E., Stokes, A., Mickovski, S.B., Cammeraat, E., van Beek, R., Nicoll, B.C., Achim, A., 2008. *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Dordrecht, Nederland: Springer.
- Norsk klimaservicesenter, u.å. *Hva er dimensjonerende nedbør?*. [Internett].
Tilgjengelig fra: <https://klimaservicesenter.no/faces/desktop/article.xhtml?uri=klimaservicesenteret/dimensjonerende-nedbor/hva-er-dimensjonerende-nedbor>
[Lest 14 februar 2017].
- Norsk klimaservicesenter, 2016. *Klimaprofil Sør-Trøndelag*. Trondheim: Meteorologisk institutt, uniResearch, NVE.

- NTB, 2016. Jordskredfare i Trøndelag onsdag og torsdag. *Trønder-Avisa* [Internett], 07. desember 2016.
Tilgjengelig fra: <http://www.t-a.no/nyheter/2016/12/07/Jordskredfare-i-Trøndelag-onsdag-og-torsdag-13895466.ece>
[Lest 8 desember 2016].
- NVE, 2009. *124/1 Forra*. [Internett]. NVE.
Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/vann-vassdrag-og-miljo/verneplan-for-vassdrag/nord-trondelag/124-1-forra/>
[Lest 2 mars 2017].
- NVE, 2013. *Forebygging av skredfare i Norge Jordskred og flomskred*. Faktaark 2013-01. Oslo: NVE.
- NVE, 2014. *Sikkerhet mot skred i bratt terreng. Kartlegging av skredfare i arealplanlegging og byggesak*. Veileder nr. 8 – 2014. Oslo: NVE.
- NVE, 2015. *Åkneset*. [Internett]. NVE.
Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/flaum-og-skred/fjellskredovervaking/akneset/>
[Lest 31 oktober 2016].
- NVE, 2016. *Skrednett*. [Internett]. NVE.
Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/flaum-og-skred/skrednett/>
[Lest 9 november 2016].
- NVE, 2017a. *NVE Aktsomhetsområder*. [Internett]. NVE.
Tilgjengelig fra: <http://gis3.nve.no/link/?link=jordflomskredaktsomhet>
[Lest 24 februar 2017].
- NVE, 2017b. *NVE Bratthet*. [Internett]. NVE.
Tilgjengelig fra: <http://gis3.nve.no/link/?link=bratthet>
[Lest 6 mars 2017].
- NVE, 2017c. *NVE Sikringstiltak*. [Internett]. NVE.
Tilgjengelig fra: <http://gis3.nve.no/link/?link=sikringstiltak>
[Lest 6 mars 2017].
- NVE, 2017d. *NVE Skredhendelser*. [Internett]. NVE.
Tilgjengelig fra: <http://gis3.nve.no/link/?link=SkredHendelser>
[Lest 24 februar 2017].
- Olsen, L., Sveian, H., Ottesen, D. og Rise, L., 2013. Quaternary glacial, interglacial and interstadial deposits of Norway and adjacent onshore and offshore areas. I: Olsen, L., Fredin, O. og Olesen, O. red. *Quaternary Geology of Norway*. Trondheim: NGU, s. 79-144.
- Pachauri, R. K., Allen, M.R., Barros, V.R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., ..., van Ypersele, J.-P., 2014. *Klimaendringer 2015 Synteserasort - Sammendrag for beslutningstakere*. Synteserapprt til femte hovedrapport fra FNs klimapanel. Oslo: Intergovernmental Panel on Climate Change.

- Powers, 1959. ukjent tittel. s.l.: s.n.
- Prestvik, O. og Trømborg, D., 1999. *Undervisning om løsmasser*. [Internett].
Tilgjengelig fra: <http://www-bib.hive.no/tekster/hveskrift/rapport/1999-03/rapp199903-03.html>
[Lest 25 oktober 2016].
- Prestvik, J. og Susegg, M. I. S., 2016. E14 stengt på grunn av ras - fem ble sperret inne. *Trønder-Avisa*. [Internett]. 5. desember 2016.
Tilgjengelig fra: <http://www.t-a.no/nyheter/2016/12/05/E14-stengt-pa-grunn-av-ras-fem-ble-sperret-inne-13884808.ece>
[Lest 8 februar 2017].
- Recondes, 2007. *Combating Land Degradation by Minimal Intervention: The Connectivity Reduction Approach*. Portsmouth: University of Portsmouth.
- Reite, A., 1994. *Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway*. Trondheim: NGU.
- Reite, A., Sveian, H. og Erichsen, E., 1999. 'Trondheim fra istid til nåtid'. *Gråsteinen 5*. Trondheim: NGU, s. 1-40.
- Ritzau/DPA , 2009. *Tre savnet efter jordskred i Tyskland*. [Internett].
Danish Broadcasting Corporation.
Tilgjengelig fra: <http://www.dr.dk/nyheder/udland/tre-savnet-efter-jordskred-i-tyskland>
[Lest 15 mars 2017].
- rocscience, u.å. *Mohr-Coulomb Criterion*. [Internett]. rocscience.
Tilgjengelig fra: https://www.rocscience.com/help/rocddata/Mohr-Coulomb_Criterion.htm
[Lest 31 oktober 2016].
- Rørvik, T., 1982. *Geoteknikk 1*. 3.utg. Oslo: Universitetsforlaget.
- Sandersen, F., 1988. *Faktorer som har betydning for utløsning og rekkevidde av flomskred og mulige sikringsmetoder*. NGI rapport 58300-8. Oslo: Vegdirektoratet.
- Sandersen, F., Bakkehøi, S., Hestnes, E. og Lied, K., 1996. 'The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability'. *Landslides*, 7, s. 97-114.
- Sandersen, F., 2014. Løsmasse- og flomskred. I: Høeg, K. Karlsrud, K. og Lied, K., red. *Skred - skredfare og sikringstiltak*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 77-92.
- Selmer-Olsen, R., 1954. *Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet*. Norges Geologiske Undersøkelse nr. 186. Oslo: NGU.
- Selmer-Olsen, R., 1977. *Ingeniørgeologi Del 2 - De løse jordlag*. 1.utg. Trondheim: Tapir forlag.
- Shin, H. og Santamarina, J.C., 2013. 'Role of Particle Angularity on the Mechanical Behaviour of Granular Mixtures'. *American Society of Civil Engineers*, s. 353-355.

- Sidle, R.C., 2005. Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows. I: Jakob, M. og Hungr, O., red. *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Berlin: Springer, s. 387-403.
- Sidle, R. C. og Ochiai, H., 2006. *Landslides - Processes, Prediction and Land Use*. 1 utg. Washington: American Geophysical Union.
- Sletten, K., Solheim, A., Blikra, L.H., Jaedicke, C., Sorteberg, A., Stalsberg, K., Aarheim, A., 2008. *Endringer i klima og skredfare de neste 50 år*. Oslo: GeoExtreme.
- Solberg, I.-L., Hansen, L., Rokoengen, K., Sveian, H., Olsen, L., 2008. 'Deglaciation history and landscape development of fjord-valley deposits in Buvika, Mid-Norway'. *Boreas*, 37 (2), s. 297-315.
- Solberg, I.-L., 2016. *Kvikkleire, skred og kartlegging av kvikkleire*. Trondheim: Forelesningsnotater distribuert i TGB4200 Ingeniørgeologi - Løsmasser, videregående kurs ved NTNU.
- standard norge, 2002. *Geoteknikk – Identifisering og klassifisering av jord – Del 1: Identifisering og beskrivelse*. NS-EN ISO 14688-1:2002. Oslo: CEN.
- standard norge, 2008. *Prøvmåter for geometriske egenskaper for tilslag. Del 4: Bestemmelse av kornform Formindeks*. NS-EN 933-4:2008. Oslo: CEN.
- Statens vegvesen, 2010. *Risikovurdering av steinsprangfare på Oppdølsstranda Samling av bakgrunnsmateriale*. Rapport\Teknologiavdelingen nr. 2600. Oslo: Statens vegvesen.
- Statens vegvesen, 2016. *Laboratorieundersøkelser*. Handbok R210. Oslo: Vegdirektoratet.
- Strakhov, N.M., 1967. *Principles of Lithogenesis*. Edinburgh: Oliver and Boyd.
- Sunnmørsposten, 2017. "Vi må allereie bu oss på eit villare klima". *Sunnmørsposten* [Internett]. 30. januar 2017.
Tilgjengelig fra: [http://www.smp.no/meninger/leder/2017/01/30/"Vi-må-allereie-no-bu-oss-på-eit-villare-klima"-14140367.ece](http://www.smp.no/meninger/leder/2017/01/30/)
[Lest 29 mars 2017].
- Sveian, H. og Solli, A., 1997a. Fra hav til høgfjell - landskapet. Kapittel 1. I: Dahl, R., Sveian, H. og Thoresen, M., red. *Nord-Trøndelag og Fosen - Geologi og Landskap*. Trondheim: NGU, s. 10-65.
- Sveian, H. og Solli, A., 1997b. Tid og form - geologisk historie. Kapittel 4. I: Dahl, R., Sveian, H. og Thoresen, M., red. *Nord-Trøndelag og Fosen - Geologi og Landskap*. Trondheim: NGU, s. 112-130.
- Sveian, H., Janbu, N., Nestvold, J., Røe, Ø. og Skjelstad, L., 2002. Leirras, sett fra en geologisk og geoteknisk synsvinkel. I: Husbyn, G. og Skjelstad, L., red. *Bygda og raset. Leirras i Skjelstadmark og Hegra*. Hegra: Hegra Historielag.

- Sørensen, R., 1996. Frogn blir til - Grunnfjell, istider og grunnlaget for plante- og dyrelivet. I: Sørensen, R., Johansen, Ø.K. og Dørum, K., red. *Frogn Bygdebokverk*. Frogn: Frogn Bygdebokverk, s. 10-39.
- Tajet, H., Mc Innes, H. og Nygaard, B., 2015. *300 kV kraftledning Songa-Vemorktosen ved Bitdalsvatn - Vurdering av sannsynlige is- og vindlaster i forbindelse med utfall og oppdaterte klimalaster*. MET rapport nr. 9/2015. Oslo: Meteorologisk institutt.
- Takahashi, T., 2007. *Debris Flow - Mechanics, Prediction and Countermeasures*. 1.utg. London: Taylor og Francis.
- Thoresen, T., 1990. [Internett]. NGU.
Tilgjengelig fra: http://www.ngu.no/filearchive/91/bruk_av_grunnvann_tabell1.pdf
[Lest 5 april 2017].
- Trømborg, D., 2006. Kvartær - istder. I: Hval, J., red. *Geologi og landformer i Norge*. Oslo: Landbruksforlaget, s. 22-28.
- Tsaparas, I., Rahardjo, H., Toll, D. G. og Leong, E. C., 2002. 'Controlling parameters for rainfall-induced landslides'. *Computers and Geotechnics*, 29 (1), s. 1-27.
- ukjent kilde, u.å. *Landslides*. [Internett]
Tilgjengelig fra: <http://www.iitbhu.ac.in/faculty/min/rajesh-rai/NMEICT-Slope/Pdf/11%20Landslide.pdf>
[Lest 31 mars 2017].
- USGS, 2004. *Landslide Types and Processes*. Faktaark 2004-3072. Virginia: USGS.
- USGS, 2016. *Amerikas geologiske undersøkelse: Vannets kretsløp*. [Internett]. USGS.
Tilgjengelig fra: <http://water.usgs.gov/edu/watercyclenorwegian.html>
[Lest 7 desember 2016].
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. I: Schuster, R.L. og Krizek, R.J., red. *Landslides: Analysis and control*. Washington: Transportation Research Board, s. 11-28.
- varsom.no, 2016. *Jordskredvarsler, fylke*. [Internett]. NVE.
Tilgjengelig fra: <http://www.varsom.no/Jordskred/>
[Lest 9 november 2016].
- Waltham, T. (2009) *Foundations of Engineering Geology*. 3. utg. London: Spon Press.
- Wieczorek, G. og Glade, T., 2005. 'Climatic factors influencing occurrence of debris flows'. I: Jakob, M. og Hungr, O., red. *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Berlin: Springer, s. 325-352.
- Wikiwand, u.å. *Alpene*. [Internett].
Tilgjengelig fra: <http://www.wikiwand.com/no/Alpene>
[Lest 14 mars 2017].

- Wray, P., 1997. *Tree Roots*. [Internett]. Iowa State University.
Tilgjengelig fra: <https://www.extension.iastate.edu/pages/tree/site/roots.html>
[Lest 9 desember 2016].
- Wyllie, D.C. og Mah, C.W., 2004. *Rock slope engineering*. 4 utg. New York, USA: Spon Press.
- xgeo.no, 2017. *Flom og jordskred*. [Internett].
Tilgjengelig fra: <http://www.xgeo.no/index.html?p=flomogjordskred>
[Lest 1 februar 2017].
- Yagiz, S., 2001. 'Brief note on the influence of shape and percentage of gravel on the shear strength of sand and gravel mixtures'.
Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 60, s. 321-323.
- yr.no, 2017. *yr.no*. [Internett]. Yr.
Tilgjengelig fra: yr.no
[Lest 1 februar 2017].
- Øydvin, E. K., Hermanns, R., Devoli, G., Høst, J., Bargel, T.H., Hansen, L., ..., Stalsberg, K., 2011.
Plan for skredfarekartlegging - Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. NVE Rapport nr. 14/2011. s.l.: NVE.

Vedlegg 1 – Skredfarekartlegging

Øydvin et al. (2011)

SKREDFAREKARTLEGGING				
Type analyse		Skredfareidentifisering (Aksomhetsvurdering)		Skredfarevurdering
Plannivå		Kommuneplannivå		Reguleringsplannivå
Kartleggingsnivå		Oversiktskartlegging (1:25.000 – 1:250.000)		Detaljert kartlegging (1:5.000-1:10.000) Skredfrekvensanalyse/ sannsynlighetsberegning
Karttype		Skredhendelseskart og aktsomhetskart (Potensiell skredfare)		Farekart/Faresonekart (Reell skredfare)
Kartnavn for ulike skredtyper	<i>Snøskred Steinsprang Flomskred Jordskred</i>	Hendelseskart¹	Aktsomhetskart	Faresonekart
	<i>Kvikkleire</i>	Generelle aktsomhetskart Kvartærgeologiske kart Marin leire	Spesielle aktsomhetskart Faregradskart kvikkleiresoner	Geoteknisk dokumentasjon og vurdering av sikkerhet mot skred¹ Gjengis oftest i rapporter
	<i>Fjellskred /Ustabile fjellparti</i>	Hendelseskart Regional rapport med kart over identifiserte ustabile fjellparti Foreløpig fare- og risikoklassifisering.		Faresonekart for ustabile fjellparti med høy risiko¹ Detaljert fare- og risikoklassifisering og detaljert beregning av oppskyllingsområder.

1. Inngår ikke i kartleggingsplanen.

Vedlegg 2 – Avsetningstype: forekomst og egenskaper

Modifisert etter Thoresen (1990).

Avsetningstype	Forekomst	Avsetningenes egenskaper
Hav- og fjord-avsetninger	Forkommer i dalførene i kystområdene (under 200 m nivået) og avsetningene kan noen steder være over 100 m tykt. Finnes ofte under (bre-)elvetavsetninger.	Består hovedsakelig av tette og kompakte lag av silt og leire men kan inneholde cm til m tykke lag av finsand. Permeabiliteten er liten for de finkornige avsetninger men tilstedeværelsen av sandlag (noen steder grovere avsetninger) øker permeabiliteten.
Morene	Forekommer i sammenhengende og usammenhengende dekker i hele Norge. Sammenhengene, tykke lag av morenemateriale dekker mellom 25 og 30% av Norges landareal. De største områder finnes i de høyereliggende innlandsområdene i Sør- og Nord-Norge.	En blanding av leire, silt, sand, grus og blokk med lav eller høy rundingsgrad. Sammensetningen og dermed sorteringen, porøsiteten og permeabiliteten varierer fra område til område. I tillegg kan lag med forskjellig sammensetning forekomme over hverandre på det samme sted. Sprekker i moredekket med høy permeabilitet kan forekomme.
Randmorener	Forekommer som rygger i landskapet, som enkeltformer eller i belter. Ryggene kan være fra få meter til titallsmeter høye og brede. Alminnelige i både fjell og i fjord- og dalstrøk.	Består av morenemateriale (typisk for innlandet) eller sortert materiale av sand og grus (typisk for de mer kystnære områder under 200 m nivået), og porøsitets- og permeabilitetsforhold varierer tilsvarende.
Avsmeltingsmorene	Viktigst er langstrakte partier med rygger og hauger i dalfører i Sørøst-Norge og områder på Finnmarksvidda.	Det samme som for <i>morene</i> , men materialet inneholder typisk mindre finstoff. Kan ha større partier med sortert materiale og løsere pakningsgrad med god permeabilitet.
Breelv/bresjøavsetninger	Forekommer ofte som terrasseformer eller vifter i dalførene. Avsetningene kan være mange titalls meter tykke, har store utbredelse og kan utgjøre en betraktelig del av noen dalfyllinger.	Består mest av sorterte lag av forskjellig kornstørrelse fra fin sand til stein og blokk med relativt høy rundingsgrad. Breelvavsetninger har høy porøsitet og permeabilitet. Bresjøavsetninger er ofte mer finkornige og tilstedeværelse av silt og leirlag kan nedsette permeabiliteten.
Esker og kame	Forekommer som rygger og hauger i daler og fjell og ofte der det finnes tykke morenedekker.	Som breelv/bresjø avsetninger men ofte med forstyrrede lagfølger. Har normalt høy permeabilitet.

Elve- og bekkeavsetninger	Finnes i bunnen av dalene langs dagens elver, i elveslettene terrasser frem til de aktive deltaer i hav og innsjø. Vifteformer finnes der hvor mindre daler munner ut i større daler eller sletter.	Består mest av sorterte lag av forskjellig kornstørrelse, men sedimentet er generelt noe bedre sortert og rundingsgraden bedre enn for breelavsetningene. Elveavsetningene har derfor stor porøsitet og permeabilitet. Det finnes ofte siltlag i eller nær toppen av avsetningene, hvilket nedsetter permeabiliteten i overflaten og kan forårsake lokale, sekundære grunnvannsspeil.
Strandavsetninger	Finnes som et få meter tykt dekke over andre løsmasser eller over fjell. Opptrer primært i bukter og vikar i kystområdene under 200 m nivået.	Sammensetningen varierer, men domineres av grus og sand. Finmaterialet er ofte fraværende. Er porøst og løst pakket og har derfor stor porøsitet og permeabilitet.
Skredmateriale	Finnes i ur langs bratte dalsider. Alminnelig på Vestlandet og i trange daler og fjorder i de nordligste fylkene.	Variierende kornstørrelser fra silt til blokk. Porøsitets- og permeabilitetsforhold varierer tilsvarende.
Blokkhav (frostsprengt fjell)	Utbredde dekker finnes i nordlige kyst og sentrale høyfjellsområder.	Konsentrasjon av kantede blokker, dårlig sortering, løs pakning og høy porøsitet
Torv og myr	Er utbredt i kystområdene men ofte som små forekomster. Større dekker finnes i de indre strøk av Finnmark, sentralt i Sørøst-Norge og på noe av øyene.	Delvis nedbrutt organisk materiale. Porøst.

Vedlegg 3 – Forklaring av forkortelser til figur 2.7.1

(Kronholm, et al., 2007)

Forkortelse	Beskrivelse
rr1day	Nedbør på skreddagen
rr3day	Summert nedbør de siste tre (3) døgn før skreddagen
rr5day	Summert nedbør de siste fem (5) døgn før skreddagen
rr10day	Summert nedbør de siste ti (10) døgn før skreddagen
rr30day	Summert nedbør de siste tretti (30) døgn før skreddagen
rr60day	Summert nedbør de siste seksti (60) døgn før skreddagen
rr90day	Summert nedbør de siste nitti (90) døgn før skreddagen
tam	Døgnets gjennomsnittstemperatur
tam7d	Gjennomsnittstemperatur over syv (7) dager
tam30d	Gjennomsnittstemperatur over tretti (30) dager
posDegDays	Positive graddager siden begynnelsen av sesongen
posDegDays5	Positive graddager de siste fem (5) døgn før skreddagen
negDegDays5	Negative graddager de siste fem (5) døgn før skreddagen
wndSpd1day	Gjennomsnittlig vindhastighet på skreddagen
wndSpd3day	Gjennomsnittlig vindhastighet de siste tre (3) døgn før skreddagen
wndSpd5day	Gjennomsnittlig vindhastighet de siste fem (5) døgn før skreddagen
wndSpdMax1day	Maksimum vindhastighet på skreddagen
wndSpdMax3day	Gjennomsnittlig maksimal vindhastighet de siste tre (3) døgn før skreddagen
wndSpdMax5day	Gjennomsnittlig maksimal vindhastighet de siste fem (5) døgn før skreddagen

Vedlegg 4 – Potensielle vegetasjonsstrategier

Modifisert etter Recondes (2007) og Norris et al. (2008).

Landtype	Plants to be used for erosion control in specific zones
Reforested land	<p>Vegetation should be planted where rills and gullies originate e.g. collapsing terraces; terraces not perpendicular to the slope direction and between rows if trees are planted in lines. On side banks, which are difficult and expensive to reforest, structures can be used to trap soil seeds and nutrients. Species to be used include grasses (<i>Stipa tenacissima</i> and <i>Brachypodium retusum</i>, <i>Helictotrichon filifolium</i>) and shrubs (side bank: <i>Salsola genistoides</i> and on other hotspots: <i>Rosmarinus officinalis</i>, <i>Anthyllis cytisoides</i>, <i>Rhamnu lycioides</i> and <i>Pistacia lentiscus</i>).</p>
Croplands	<p>It is more effective to cover the soil during the rainy season. Cover crops of weeds, legumes and grass species can be grown throughout the field, limited to strips perpendicular to the slope or in buffer strips along the field border. To conserve water resources in the summer, crops can be removed by tillage in the spring.</p>
Abandoned lands	<p>In fields, a quick establishment of vegetation cover (perennial species) with a fast growth rate, good vegetation cover and the ability to improve soil properties should be used. Where gully and rill erosion are problematic, vegetation can be planted on spots where concentrated flow can be expected. Grasses can be used (<i>Lygeum spartum</i>, <i>Brachypodium retusum</i> and <i>Stipa tenacissima</i>) in combination with deeper rooted shrubs (<i>Anthyllis cytisoides</i>, <i>Atriplex halimus</i> or <i>Salsola genistoides</i>) on terrace walls.</p>

<p>Hillslopes and gullies</p>	<p>Grass stems reduce runoff velocity and grass roots increase topsoil resistance to concentrated flow erosion and can prevent movement of soil blocks by increasing soil cohesion. Grass buffer strips or grassed waterways on the downslope border of a field could include the species <i>Stipa tenacissima</i>, <i>Lygeum spartum</i>, <i>Helictotrichon filifolium</i>. On steep slopes, shrubs e.g. <i>Salsola genistoides</i> would be useful. <i>Brachypodium retusum</i> and reed species e.g. <i>Juncus acutus</i> could be planted to vegetate drainage lines whereas for stabilizing gully floors a combination of grasses (<i>Lygeum spartum</i>, <i>Stipa tenacissima</i>, <i>Brachypodium retusum</i>), deep rooted shrubs (<i>Salsola genistoides</i>, <i>Anthyllis cytisoides</i>, <i>Atriplex halimus</i>) or trees (<i>Tamarix canariensis</i>) should be considered.</p>
<p>Channels</p>	<p>Different types of hotspots exist in channels, therefore vegetation strategies should be adapted depending on the erosion type. Grasses e.g. <i>Lygeum spartum</i> can be used on fans and <i>Stipa tenacissima</i>, <i>Lygeum spartum</i> on valley walls along with tree species (<i>Tamarix canariensis</i>). For larger tributaries/channels, consider either trees/shrubs (fine substrate – <i>Tamarix canariensis</i>, coarse substrate – <i>Nerium oleander</i>) and grasses (<i>Lygeum spartum</i>). Where water accumulates, plant <i>Juncus acutus</i> and <i>Phragmites australis</i>.</p>

Vedlegg 5 – Vegetasjonsteknikker for ustabile skråninger




Modifisert etter Norris et al. (2008).

Bio-engineering technique	Shallow slides	Moderate mass movement	Mud slides	Debris creep/flow	Soil creep	Seepage erosion	Overtland flow erosion	Splash erosion	Fill erosion	Gully erosion	Pipe erosion	Stream-flow erosion	Flood inundation	Avalanche
Branch layering in gullies			Y											
Branch packing	Y					Y	Y	Y	Y	Y				
Brush mattress construction						Y	Y	Y				Y		
Brush wattles	Y*					Y	Y	Y				Y		
Brush layer construction	Y	Y	Y	P	Y	Y	Y	Y				Y		
Contour log terraces	Y		Y	Y	Y	Y			Y	Y				
Contouring, sloping, regrading								Y						
Cordon construction	Y		Y	Y	Y									
Crib-wall construction with branch	Y		P	P	P									
Earth berm water bars						Y	Y		Y	Y				
Furrowing, contour scarification						Y	Y					Y		
Gassed waterways						Y	Y	Y					Y	
Gravel drains						Y	Y	Y	Y	Y		Y	Y	
Groove construction						Y	Y	Y					Y	
Hedge brush layer construction	Y		Y										Y	
Hedge layer construction	Y		Y	Y	Y								Y	
Live crib walls (e.g. concrete)	Y		Y	Y	Y								Y	
Live fascine drains						Y	Y	Y	Y	Y			Y	
Live pole drains						Y	Y	Y	Y	Y			Y	
Live shoring of open water canals						Y	Y	Y	Y	Y			Y	
Live slope gratings						Y	Y	Y	Y	Y			Y	
Live staking/ live fascine	Y		Y		Y	Y	Y	Y	Y	Y		Y		
Matchsticks						Y	Y	Y	Y	Y			Y	
Mulching	P					Y	Y	Y						
Placing of cutting and w all-joint planting	Y			P		Y	Y	Y						Y
Silt fences	Y		Y	Y										
Slope drainage using phreatophytes	Y					Y								
Sodding or turfing	Y*					Y		Y	Y	Y				
Straw bale check dams	Y		Y	Y					Y	Y		Y		
Vegetated gabions	Y			P					Y	Y		Y		
Vegetated geogrids	Y	Y	Y			Y						Y		
Vegetated palisade and pole	Y				P									
Vegetated stone walls and rock piles	Y				P									
Wattle fences	Y		Y				Y	Y	Y	Y		Y		

* Subject to successful rooting; Y successful bio-engineering technique; P not a proven successful technique.

Vedlegg 6 – Rotsystemer til nordiske tre typer

Modifisert etter Hageselskapet (2000). Nettsiden eksisterer ikke lengre.

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

Vedlegg 7 – Lokalteter i Forradalen

Google maps (2017).

Lokalitet	Koordinater
1	N: 63,491893 E: 11,248473
2	N: 63,489974 E: 11,350435
3	N: 63,492933 E: 11,336180
4	N: 63,489072 E: 11,244200
5	N: 63,492081 E: 11,245961
6	N: 63,491231 E: 11,249334
7	N: 63,490462 E: 11,246141
8	N: 63,491137 E: 11,246699
9	N: 63,491847 E: 11,246884
Lokalitet	Beskrivelse
1	Krona i skredet ved Melen
2	Jordskred i knekkpunkt under dyrka mark
3	Jordskred utløst ved erosjon fra Forra
4	Erosjonssikring i Melen
5	Leirskifer
6	Skredmassene i foten av skredet
7	Gran og løvtrær
8	Bøyde trestammer
9	Dyrka mark og tømmerhogst
Lokalitet	Figurnummer
1	1.2.1; 4.5.3; 5.1.1 A; 5.4.1
2	4.3.3
3	4.3.4
4	4.3.5
5	4.4.2
6	4.5.2; 5.5.1 B
7	5.2.2
8	5.2.3
9	5.4.2; 5.4.3

