

# Skråningsstabilitet og jordskredfare ved Ljøsegga, Soknedal

**Hilde Dalen Jordet**

Geologi

Innlevert: mai 2016

Hovedveileder: Bjørge Brattli, IGB

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet  
Institutt for geologi og bergteknikk



## SAMMENDRAG

I mars 2012 gikk det et større jordskred ved Estenstad i Soknedal som følge av en intens nedbørsperiode som økte porevannstrykket i løsmassene. Skredet påførte store skader på jernbanen og resulterte i at banen ble steng i flere uker. 700 meter lengre sør ved Ljøsegga, er det en lignende skråning i overkant av jernbanen med likhetstrekk som: bratt helning mot sør, morenemateriale og brukt som beitemark. Det er derfor av interesse for Jernbaneverket å kartlegge skråningsstabiliteten i dette området for å forhindre et nytt skred ned på banen. For å vurdere skråningsstabiliteten i Ljøsegga og undersøke hvordan ulike faktorer påvirker stabiliteten ble følgende arbeid utført: undersøkelser av geologiske og hydrologiske forhold i felt, uthenting av jordprøver, skjærbokstesting, kornfordelings- og XRD-analyse av løsmassene, hydrologisk GIS-analyse og innhenting av ulike nedbørs- og temperaturmålinger fra området.

Løsmassene i Ljøsegga består av et siltig og sandig materiale med et løst og permeabelt lag på toppen som er ca. 1 m tykt. Under er det et overkonsolidert morenemateriale som betegnes som en siltig morene. Dette laget antas å være impermeabelt, noe som muliggjør en poretrykksøkning i overgangen mellom de to lagene.

Stabilitetsberegningene som ble utført er basert på data fra laboratorieanalysene og ble gjennomført for to lokaliteter i skråninger med forskjellig helningsvinkel, henholdsvis 22° og 29°. For begge lokalitetene lå sikkerhetsfaktoren over 1 for både en tørr og 100 % vannmettet situasjon og er ut ifra definisjon stabil. Det er flere usikkerheter knyttet til beregningene og det er derfor ønskelig å ha en sikkerhetsfaktor som er større enn 1 for å kunne si at skråningen er stabil. Beregningen gir kun en indikasjon på stabiliteten og under hvilke forhold skråningen blir ustabil.

Til tross for at sikkerhetsfaktoren ble over én er det flere geologiske faktorer som taler for at det kan gå et skred. Det er blant annet en stor andel silt i materialet som kan bygge et kritisk porevannstrykk, spesielt i overgangen til det overkonsoliderte materialet. I tillegg er det lite vegetasjon i skråningen og grunnvannsmåleren viser at vannspeilet kan stå høyt under nedbørsperioder. Indikasjonene på krypbevegelse støtter også opp under muligheten for at det kan gå et jordskred. Jernbaneverket har allerede iverksatt tiltak for å redusere konsekvensene av et jordskred ved å blant annet legge inn et overløpsrør som kan lede unna vannet. I tillegg vil det være hensiktsmessig å fortsette overvåkingen av skråningen og vurdere å sette ned en poretrykksmåler.



## **ABSTRACT**

In March 2012, an intense rainfall resulted in an enhanced pore water pressure in the soil and triggered a landslide in Soknedal. The landslide caused severe damages on the railway and it had to close for several weeks for rebuilding. 700 meters south of where the landslide occurred, a similar slope is located at Ljøsegga with many of the same features: steep slope dipping towards south, moraine material and it is used as pastureland. Jernbaneverket has an interest in investigating the slope stability and the hazard for landslide in Ljøsegga to prevent a new slide causing damage on the railway. To achieve these goals, different approaches were carried out: investigations of geological and hydrological conditions in the field, investigation of soil samples in the laboratory (grain size distribution, XRD and shear box testing), hydrological GIS-analysis plus collection and analysing of precipitation and temperature measurements.

The soil in Ljøsegga is composed of a silty and sandy material with a loose and permeable layer on top, roughly 1 m thick. Underneath there is an overconsolidated moraine referred to as a silty moraine. This layer is assumed to be close to impermeable, which makes it possible to get an enhanced pore water pressure in the transition between the layers.

The calculations of the factor of safety were performed for two locations with different gradients (22° and 29°). The safety factor was above one for both locations for the two conditions: dry and water-saturated, which by definition means that the slope is stable. It is preferable to have a factor of safety that is above one to be able to conclude with the fact that the slope is stable, due to the uncertainties associated with the calculations. These results only give an indication of when the slope might become unstable.

Even though the factor of safety is above one, other geological factors indicates that it might be a landslide at Ljøsegga. The high percentage of silt can enhance the pore water pressure, especially in the transition to the overconsolidated layer. There is also a lack of stabilizing vegetation and the ground water level can be high during rainfalls. The indications of creep movements also supports the theory that there might be a landslide at Ljøsegga in the future. Jernbaneverket have already carried out a number of measures to minimize the consequences of a possible landslide. One of them is to install an overflow pipe. It is recommended to continue the monitoring of the ground water level and temperature, and in addition consider to install a piezometer for monitoring the pore water pressure.



## **FORORD**

Denne masteroppgaven er utført ved Institutt for Geologi og Bergteknikk ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU) i samarbeid med Jernbaneverket. Bakgrunnen for oppgaven er et ønske om å vurdere skråningsstabiliteten i Ljøsegga samt å komme med forslag til tiltak for å forhindre et jordskred i skråningen. Oppgaven er utarbeidet i samråd med hovedveileder Bjørge Brattli og ekstern veileder Maria Hetland Olsen fra Jernbaneverket. Oppgaven tilsvarer 60 studiepoeng og ble påbegynt i august 2015 og ferdigstilt i mai 2016.

Jeg ønsker å rette en stor takk til min hovedveileder ved NTNU, Bjørge Brattli og medveileder Maria Hetland Olsen som har bidratt med god veiledning. I tillegg vil jeg takke Emilie Guegan, Ph.D NTNU, Margareta Viklund og Agathe Alsaker Hopland fra Jernbaneverket for hjelp i forbindelse med feltundersøkelser. Videre ønsker jeg å takke Gunnar Vistnes ved Ingeniørgeologisk laboratorium, NTNU/SINTEF for veiledning og tips i forbindelse med ulike laboratorieanalyser, og Jørgen Langeland for godt samarbeid i laboratoriet. En takk rettes også til Øyvind Rem og Øystein Lid Opsal for gjennomlesning av oppgaven.

Til slutt vil jeg takke mine medstudenter for fem utrolig fine år ved NTNU.

Trondheim, 15. mai 2016

Hilde Dalen Jordet

# INNHALDSFORTEGNELSE

SAMMENDRAG.....	III
ABSTRACT.....	V
FORORD .....	VII
INNHALDSFORTEGNELSE .....	VIII
FIGURLISTE.....	XI
<b>1 INNLEDNING.....</b>	<b>1</b>
1.1 BAKGRUNN FOR MASTEROPPGAVEN .....	1
1.2 MÅL MED OPPGAVEN.....	4
<b>2 TEORI.....</b>	<b>5</b>
2.1 KVARTÆRGEOLOGI.....	5
2.2 MASSEBEVEGELSER.....	6
2.2.1 <i>Fast fjell</i> .....	7
2.2.2 <i>Snøskred</i> .....	8
2.2.3 <i>Løsmasser</i> .....	8
2.3 SKRÅNINGSSTABILITET.....	12
2.3.1 <i>Helning og terrengform</i> .....	12
2.3.2 <i>Berggrunnens lagdeling og terrengruhet</i> .....	15
2.3.3 <i>Kornform og kornstørrelse</i> .....	16
2.3.4 <i>Vannmetning</i> .....	17
2.3.5 <i>Vegetasjon</i> .....	19
2.3.6 <i>Grunnvannstrømning og sedimentær lagdeling</i> .....	20
2.3.7 <i>Is og tele</i> .....	22
2.4 UTLØSENDE FAKTORER FOR LØSMASSESKRED.....	25
2.4.1 <i>Intense nedbørsperioder</i> .....	25
2.4.2 <i>Rask endring i vannnivå</i> .....	29
2.4.3 <i>Menneskelige inngrep</i> .....	30
2.4.4 <i>Jordskjelv</i> .....	32
2.5 LOVVERK FOR UTBYGGING I SKREDFARLIG TERRENG.....	33
2.6 STABILITETSANALYSE .....	33
2.6.1 <i>Sikkerhetsfaktor</i> .....	33
2.6.2 <i>«Uendelig lang» skråning</i> .....	35
2.7 KLIMAENDRINGER .....	37
2.7.1 <i>Temperaturendringer</i> .....	38
2.7.2 <i>Nedbørsendringer og ekstremvær</i> .....	39
2.7.3 <i>Klimaendringenes påvirkning på skredaktiviteten</i> .....	43
2.8 SIKRINGSTILTAK.....	45



2.8.1	<i>Redusere drivende krefter</i> .....	45
2.8.2	<i>Øke de stabiliserende kreftene</i> .....	46
2.8.3	<i>Varsling og skademinimering</i> .....	47
<b>3</b>	<b>OMRÅDEBESKRIVELSE</b> .....	<b>49</b>
3.1	BERGGRUNN .....	51
3.2	LØSMASSER OG LANDFORMER .....	53
3.3	KLIMA .....	56
3.4	SKREDHISTORIKK .....	58
<b>4</b>	<b>METODEBESKRIVELSE</b> .....	<b>61</b>
4.1	GIS-ANALYSE .....	61
4.1.1	<i>DEM/DHM</i> .....	61
4.1.2	<i>Hydrologisk analyse</i> .....	63
4.2	FELTUNDERSØKELSER .....	64
4.3	TEMPERATURMÅLINGER I BAKKEN .....	65
4.4	KORNFORDELINGSANALYSE .....	67
4.5	XRD-ANALYSE .....	67
4.6	FASEFORHOLD OG TYNGDETETHET ( $\Gamma$ ) .....	68
4.7	SKJÆRBOKSTEST .....	69
4.8	EKSTREM NEDBØRSSTATISTIKK .....	71
4.8.1	<i>Tidligere ekstreme nedbørshendelser som utløste skred</i> .....	72
<b>5</b>	<b>RESULTATER FRA UNDERSØKELSER I FELT OG LABORATORIET</b> .....	<b>73</b>
5.1	GIS-ANALYSE .....	73
5.2	FELTOBSERVASJONER .....	73
5.3	GRUNNVANNSNIVÅ OG TEMPERATURMÅLINGER .....	78
5.4	KORNFORDELINGSANALYSE .....	81
5.5	XRD .....	84
5.6	MIKROSKOPERING .....	85
5.7	FASEFORHOLD OG TYNGDETETHET .....	87
5.8	SKJÆRBOKSTEST .....	87
5.9	STABILITETSBREGNINGER .....	88
5.10	KRITISK NEDBØRSMENGDE .....	89
5.10.1	<i>Skredhendelsen 13. mars 2012</i> .....	90
<b>6</b>	<b>DISKUSJON</b> .....	<b>93</b>
6.1	GIS-ANALYSE OG HYDROLOGISKE FORHOLD .....	93
6.2	TOLKNING AV SEDIMENTPRØVER .....	95
6.3	SKJÆRBOKSTESTING .....	97
6.4	FAKTORER SOM PÅVIRKER STABILITETEN .....	98
6.4.1	<i>Skråningsutforming og vegetasjon</i> .....	98

6.4.2	<i>Kornfordeling og -form</i> .....	99
6.4.3	<i>Grunnvannsnivå og temperaturforhold</i> .....	100
6.4.4	<i>Kritisk nedbørintensitet</i> .....	102
6.5	STABILITETSBEREGNINGER.....	103
6.6	SKREDFAREN I LJØSEGGA.....	105
<b>7</b>	<b>KONKLUSJON</b> .....	<b>107</b>
7.1	FORSLAG TIL SIKRINGSTILTAK.....	108
	<b>REFERANSER</b> .....	<b>1</b>
	<b>VEDLEGG A: KORNSIKTEANALYSE</b> .....	<b>11</b>
	<b>VEDLEGG B: MIKROSKOPERINGSBILDER</b> .....	<b>15</b>
	<b>VEDLEGG C: SKJÆRBOKSTESTING</b> .....	<b>17</b>
	<b>VEDLEGG D: BEREGNING AV SIKKERHETSFAKTOR</b> .....	<b>19</b>
	<b>VEDLEGG E: KART OVER STIKKRENNENE I OMRÅDET</b> .....	<b>23</b>
	<b>VEDLEGG F KOORDINATER TIL PRØVEPUNKT</b> .....	<b>24</b>

## FIGURLISTE

FIGUR 1.1 LOKALITETEN TIL FELTOMRÅDET. BILDE ER HENTET FRA NORGEIBILDER (2014).....	2
FIGUR 1.2 SKREDET 13. OG 14.03.12 SETT OVENFRA. (SKYBAKMOEN, 2012) .....	3
FIGUR 2.1 NOEN TYPISKE KORNFORDELINGSKURVER FOR ULIKE LØSMASSEMATERIALER .	5
FIGUR 2.2 INNDELING AV SKREDHENDELSER ETTER TYPE MATERIALE (ØYDVIN ET AL., 2011).....	7
FIGUR 2.3 JORDSKRED I VIRUMDALEN, MØRE OG ROMSDAL (BARGEL ET AL., 2011) .....	9
FIGUR 2.4 DIAGRAM SOM VISER NOEN AV KREFTENE SOM VIRKER PÅ EN SKRÅNING .....	12
FIGUR 2.5 ILLUSTRERER HVORDAN PORETRYKKET ØKER VED KNEKKPUNKTET .....	13
FIGUR 2.6 SKRÅNINGSFORMER: A) PLAN, B) KONKAV, C) KONVEKS OG D) EN KOMBINASJON .....	14
FIGUR 2.7 LAGDELINGEN TIL BERGGRUNNEN OG DENS TERRENGRUHET VIL PÅVIRKE STABILITETEN.	15
FIGUR 2.8 DIAGRAM FOR VISUELL BEDØMMELSE AV KANTETHET (BRATTLI, 2015).....	16
FIGUR 2.9 MAKSIMAL FRIKSJONSVINKEL FOR FRIKSJONSMATERIALER .....	17
FIGUR 2.10 FORHOLDET MELLOM VANNMETNING OG VANNSUGET I FORSKJELLIGE JORDARTER .....	18
FIGUR 2.11 ETTERSOM VANNMETNINGEN ØKER BLIR VANNFILMEN TYKKERE .....	18
FIGUR 2.12 PRINSIPPSKISSE AV ROTSTYRKEN ETTER SKOGSHOGST.....	20
FIGUR 2.13 TYPISK JORDPROFIL FOR ET NORSK MORENELAG .....	21
FIGUR 2.14 JORDARTENES TELEFARLIGHET KLASIFISERES ETTER KORNGRADERINGEN.....	23
FIGUR 2.15 EKSEMPLER PÅ TELEFARLIGHETSKLASSIFISERING TIL ULIKE JORDARTER .....	24
FIGUR 2.16 KRITISK VANNTILFØRSEL BEREGNET MED HENSYN PÅ GJENNOMSNITTLIG ÅRSNEDBØR...	28
FIGUR 2.17 ILLUSTRERER HVORDAN EN VEISKJÆRING KAN PÅVIRKE GRUNNVANNSTRØMNINGEN .....	31
FIGUR 2.18 EKS. PÅ HVORDAN FORSKJELLIGE ANTROPOGENE FAKTORER PÅVIRKER STABILITETEN..	32
FIGUR 2.19 SKISSE AV MOHR-COULOMB BRUDDKRITERIUM.....	34
FIGUR 2.20 PRINSIPPSKISSE AV EN UENDELIG LANG SKRÅNING ETTER DUNCAN (1996).....	36
FIGUR 2.21 STABILITETSDIAGRAM FOR Å ESTIMERE PARAMETERNE A OG B (DUNCAN, 1996) .....	37
FIGUR 2.22 GLOBAL GJENNOMSNITTLIG TEMPERATURENDRING FOR TIDSPERIODEN 2006-2100.....	39
FIGUR 2.23 ÅRLIG NEDBØRSMENGDEN FOR DET NORSKE FASTLANDET.....	40
FIGUR 2.24 ENDRING I GJENNOMSNITTS- TEMPERATUR (1986-2005 TIL 2081-2100) .....	41
FIGUR 2.25 FORVENTET ØKNING I ANTALL DAGER MED EKSTREM NEDBØR.....	42
FIGUR 2.26 ENDRING I HYPPIGHET AV JORDSKRED SOM FØLGE AV FREMTIDIGE KLIMAENDRINGER..	44
FIGUR 2.27 ILLUSTRERER BRUKEN AV VERTIKALE OG HORIZONTALA DRENERINGSBRØNNER .....	45
FIGUR 2.28 LEDEVOLL FOR Å SIKRE BYGNINGER MOT FLOMSKRED. ....	47
FIGUR 3.1 3D-BILDE OVER NORD FOR SOKNEDAL SENTRUM MED LJØSEGGA MARKERT I BILDET. ....	49
FIGUR 3.2 BILDE FRA ØVRE DEL AV SKRÅNINGEN SETT FRA RYGGEN PÅ DEN NORDØSTLIGE SIDEN....	50
FIGUR 3.3 HELNINGSPROFIL OVER LJØSEGGA FRA NORGESKART (2016).....	51
FIGUR 3.4 BERGGRUNNSKART OVER SOKNEDAL. ....	52
FIGUR 3.5 BILDET ER TATT FRA ÅSRYGGEN I LJØSEGGA MOT SØRØST. ....	54

FIGUR 3.6 BRATT RYGG PÅ NORDSIDEN AV SKRÅNINGEN.....	54
FIGUR 3.7 LØSMASSEKART OVER SOKNEDAL. ....	55
FIGUR 3.8 STØRSTE MÅLTE DØGNVERDIER AV NEDBØR SOM BLE MÅLT I SOKNEDAL.....	57
FIGUR 3.9 VISER MÅNEDSNORMALENE FOR TEMPERATUR OG NEDBØR I SOKNEDAL.....	57
FIGUR 3.10 ANTALL RAS PR. ÅR I SOKNEDAL I PERIODEN 1953-2014. ....	58
FIGUR 3.11 AKTSOMHETSKART FOR JORD- OG FLOM OVER FELTOMRÅDET.. ....	59
FIGUR 3.12 REGISTRERTE SKREDHENDELSER I NÆRHETEN AV FELTOMRÅDET (NVE, 2016B).....	59
FIGUR 3.13 ANTALL RAS FORDELT PR MÅNED FOR TIDSPERIODEN 1953-2014.....	60
FIGUR 4.1 EKSEMPEL PÅ OPPBYGGINGEN AV EN DHM.....	62
FIGUR 4.2 HELNINGSMODELL KALKULERT UT IFRA EN RASTER-FIL MED HØYDEDATA. ....	63
FIGUR 4.3 BEREGNING AV DRENERINGSRETNING VED HJELP AV Z-VERDIER HENTET FRA EN DHM. ...	63
FIGUR 4.4 VISER HVORDAN "FLOW DIRECTION" BRUKES TIL Å BEREGNE "FLOW ACCUMULATION" ...	64
FIGUR 4.5 UTHENTING AV JORDPRØVE VED HJELP AV SKOVELBOR DEN 11.09.15. ....	65
FIGUR 4.6 NEDSETTING AV TEMPERATURMÅLEREN .....	66
FIGUR 4.7 PRINSIPPSKISSE FOR RØNTGENDIFFRAKSJON.....	68
FIGUR 4.8 KARAKTERISTISK SKJÆRSTYRKE OG VOLUMENDRING FOR LØS OG TETT PAKKET SAND. ....	70
FIGUR 4.9 OVERSIKTSKART OVER VÆRSTASJONENE.....	71
FIGUR 5.1 HELNINGSKART OVER LJØSEGGA VISUALISERT MED EN FARGESKALA. ....	74
FIGUR 5.2 ANALYSEN VISER OMRÅDER HVOR VANNET VIL DRENERE. ....	75
FIGUR 5.3 BØYDE TRESTAMMER SOM TYDER PÅ KRYPBEVEGELSER .....	75
FIGUR 5.4 JORDPROFIL FRA TOPPEN AV SKRÅNINGEN NED TIL ET DYP PÅ CA. 2 METER. 5 .....	76
FIGUR 5.5 GRAFEN VISER MÅLT GRUNNVANNSTAND FRA RØR NUMMER 1 VED PRØVEPUNKT 2.....	79
FIGUR 5.6 VISER HVORDAN TEMP.MÅLINGENE I BAKKEN KORRELERER MED LUFTTEMPERATUREN ...	80
FIGUR 5.7 MINIMUMS-, GJENNOMSNITTS- OG MAKSIMUMSVERDIER FOR DAGLIGE TEMPERATUREN...	80
FIGUR 5.8 KORNFORDELINGSKURVE FOR ALLE PRØVEMATERIALENE.....	82
FIGUR 5.9 PRØVE 2.1 SETT I MIKROSKOP.....	85
FIGUR 5.10 FORSTØRRET BILDE AV ET KORN AV GLIMMERSKIFER OG SANDSTEIN.....	86
FIGUR 5.11 EN STOR ANDEL BUEFORMETE FRAGMENTER BLE OBSERVET I MIKROSKOPET. ....	86
FIGUR 5.12 MÅLT SKJÆRSTYRKE VED EN NORMALLAST PÅ 200 KPA. ....	88
FIGUR 5.13 MÅLT NEDBØRSMENGDE OG SNØDYBDE I SOKNEDAL MARS 2012.....	91
FIGUR 5.14 VANNMETNING I JORD FOR MARS MÅNED 2012 .....	91
FIGUR 6.1 BILDET ER TATT I VED PRØVEPUNKT 6.2 MED RETNING MOT SØR/SØRØST. ....	94
FIGUR 6.2 VISER OVERLØPSRØRET SOM ER LAGT INN .....	95

# 1 INNLEDNING

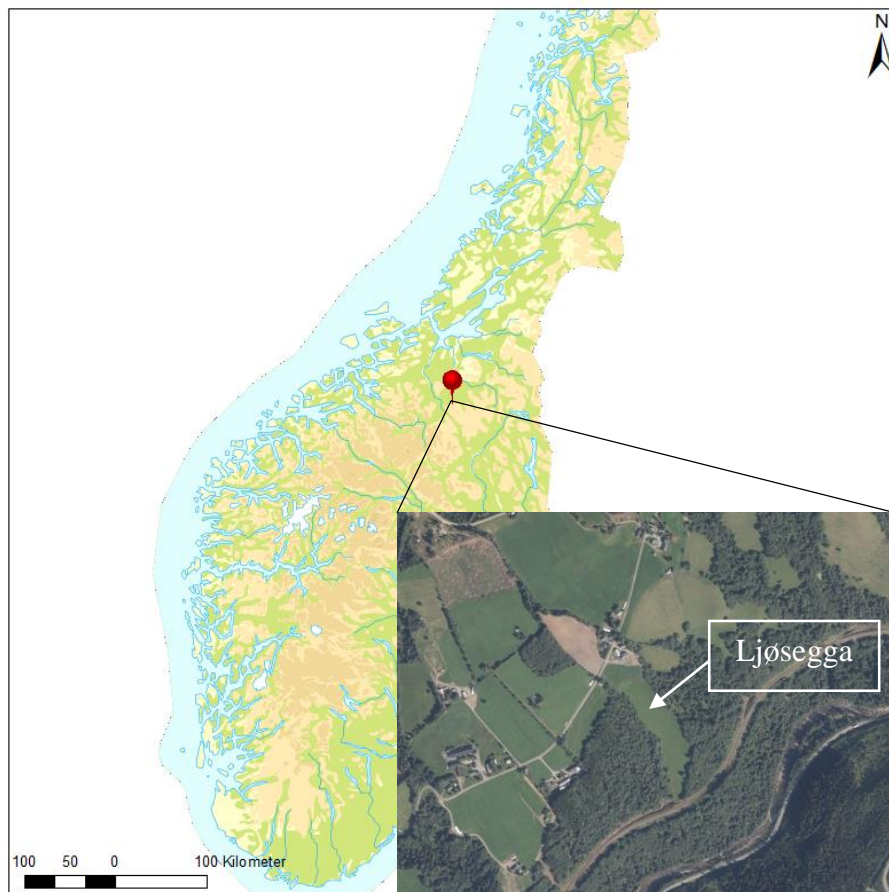
Norges landskap er sterkt preget av periodene med istider som startet for ca. 2,5 mill. år siden, hvor isbreenes erosjon dannet de karakteristiske fjordene og dalførene som finnes i Norge i dag (Andersen, 2000). Når isbreen trakk seg tilbake stod mange ustabile fjellsider og morenemasser i bratte skråninger igjen og dannet mye av grunnlaget for ulike skredaktiviteter. I løpet av de siste 500 årene har det blitt registrert hele 3500 skredhendelser i Norge (Furseth, 2006) og bare de siste 150 årene har mer enn 2000 mennesker mistet livet som følge av en skredhendelse (Lied, 2014a). Skredhendelsene har kostet mange menneskeliv, men fører også med seg store økonomiske konsekvenser. Fra 1980 til og med mars 2016 ble det registrert 14 724 skredhendelser som totalt har resultert i et erstatningsbeløp på over 1 milliard kroner (Norsk Naturskadepool, 2016). Det vil si at hvert skred hadde i snitt et skadeomfang på 70 000 kroner.

I Norge blir de fleste jordskred utløst som følge av kraftige nedbørsperioder og intens snøsmelting som medfører en poretrykksøkning som minker de stabiliserende kreftene (Bargel et al., 2011). Det er flere faktorer ved nedbør som påvirker skredfaren: totalnedbøren, intensiteten, varigheten og vannmetningen i jorda i forkant av en større nedbørshendelse (Sidle & Ochiai, 2006). Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012) utviklet to ulike fremgangsmåter for å beregne hvilke nedbørsmengder som vil kunne utløse skred avhengig av intensitet og varighet. Disse tar høyde for regionale forskjeller og er derfor et verktøy som kan brukes til å forutsi skredfaren. Etersom vi går et varmere klima i møte, er det forventet at nedbørsmengden vil øke, både i form av antall nedbørsdager og mer intense nedbørshendelser (Alfsen et al., 2013, Førland & Alfnes, 2007). Været vil bli mer ekstremt. Det vil bli våtere der hvor det allerede er vått, og tørrere i de allerede tørre områdene (IPCC, 2014). For Norge vil det si at nedbørsmengden vil øke på Vestlandet og i Nord-Norge, og det er forventet at skredhyppighet vil øke i Sør-Trøndelag og i Nord-Norge (Kronholm & Stalsberg, 2009).

## 1.1 Bakgrunn for masteroppgaven

Ljøsegga er et gardsbruk i Soknedal som ligger i Midtre-Gauldal kommune i Sør-Trøndelag fylke (figur 1.1). I tilhørighet til gardsbruket er det en bratt skråning som blir brukt som beitemark og denne oppgaven er begrenset til denne skråningen. Landskapet i Soknedal er preget av de mange periodene med istider som avsatt tykke moreneavsetninger og elva Sokna som har erodert seg ned i løsmassene og vært med på å danne de bratte dalsidene. Dalen er smal

og bratt og går i sør-vestlig til nord-østlig retning. På østsiden av Sokna følger Europaveg 6, E6 dalbunnen, mens lengre opp i dalsiden vest for elven går Dovrebanen og fylkesvei 658. I området rundt feltområdet vil et større jordskred kunne ha en stor innvirkning på infrastrukturen. Det har forekommet flere større og mindre utglidninger i dalføret, og siden 1953 frem til 2014 har Jernbaneverket registrert 65 skred på strekning Garli-Støren (Kristoffersen & Nålsund, 2001).



*Figur 1.1 Lokalteten til feltområdet. Bilde er hentet fra norgebilder (2014).*

Den 13. mars i 2012 ble det utløst et større jordskred i Soknedal i en skråning 150-200 meter ovenfor jernbanen. Skredet gikk over sporet, ned skråningen, over elva Sokna og videre over E6. En del av jordmassene lå igjen i sidegrøften ved jernbanen og tettet igjen den eksisterende stikkrennen. I området hvor skredet gikk ligger jernbanen på en fylling i en mindre bekkedal, og oppdemningen av vann og rasmasser mot jernbanefyllingen førte til at det gikk et nytt skred morgenen etter. Denne gangen var det hele jernbanefyllingen som raste ut, noe som resulterte i at jernbanen ble hengende i løse luften (Ree et al., 2012). Oversiktsbilde over skredområdet er vist i figur 1.2.



*Figur 1.2 Skredet 13. og 14.03.12 sett ovenfra (Skybakmoen, 2012).*

Samme dagen som det første skredet gikk falt det 31 mm nedbør, i tillegg til at det hadde regnet dagene i forveien som gjorde at jordmassene hadde en høy vannmetning (Meteorologisk institutt, 2016a). Årsaken til skredet ble antatt å være et høyt poretrykk forårsaket av den store nedbørsmengden og intens snøsmelting. Helningen på skråningen hvor skredet gikk ligger på kun 21-22° og er i teorien derfor ikke definert som et skredfarlig terreng (Norem & Sandersen, 2012).

Skredhendelsen i 2012 medførte ingen personskader, men fikk store økonomiske konsekvenser. Jernbanen mellom Støren og Berkåk ble stengt i 8 uker, mens gjennombygging av jernbanen og sikring av skråning og fylling ble utført. Konsekvensene dette medførte for Jernbaneverket var blant annet ca. 600 forsinkelsestimer, 500 innstilte tog og 250 ekstra godstog over Rørosbanen. Kostnadene tilknyttet utbedring i rasområdet ble på rundt 50 millioner kroner, og i tillegg kommer det økonomiske tapet tilknyttet stenging av banen (Ree et al., 2012).

Denne skredhendelsen viser hvor sårbar infrastrukturen i Soknedal kan være og at arbeidet med å forhindre fremtidige skredhendelser bør fortsette. I denne sammenheng ønsket Jernbaneverket å kartlegge skredfaren langs banen i Soknedal, og da spesielt en skråning ved Ljøsegga som ligger i underkant av 700 meter sør for rasområdet i 2012. Dette området har mange likhetstrekk med skredområdet fra 2012: bratt skråning i morenemateriale, beitemark med lite vegetasjon

og har en sørvendt helning. Helningen i Ljøsegga ligger mellom ca. 15-30°, brattere enn hva utløsningsområdet til skredet i 2012. Jernbaneverket ønsker derfor å utrede skredfaren i området og gjøre tiltak for å forhindre en ny skredhendelse.

### **1.2 Mål med oppgaven**

Målet med denne masteroppgaven er å vurdere skråningsstabiliteten og evaluere jordskredfaren ved Ljøsegga, samt komme med forslag til sikringstiltak for å forhindre eller varsle et eventuelt skred.

For å oppnå denne målsetningen ble følgende arbeid foreslått utført:

- Litteraturstudium om skråningsstabilitet og skredfare.
- GIS-analyse av helning og hydrologiske forhold.
- Observasjoner og prøvetaking i felt.
- Laboratorieanalyser av jordprøvene hentet fra felt.
- Geotekniske beregninger av skråningsstabiliteten.

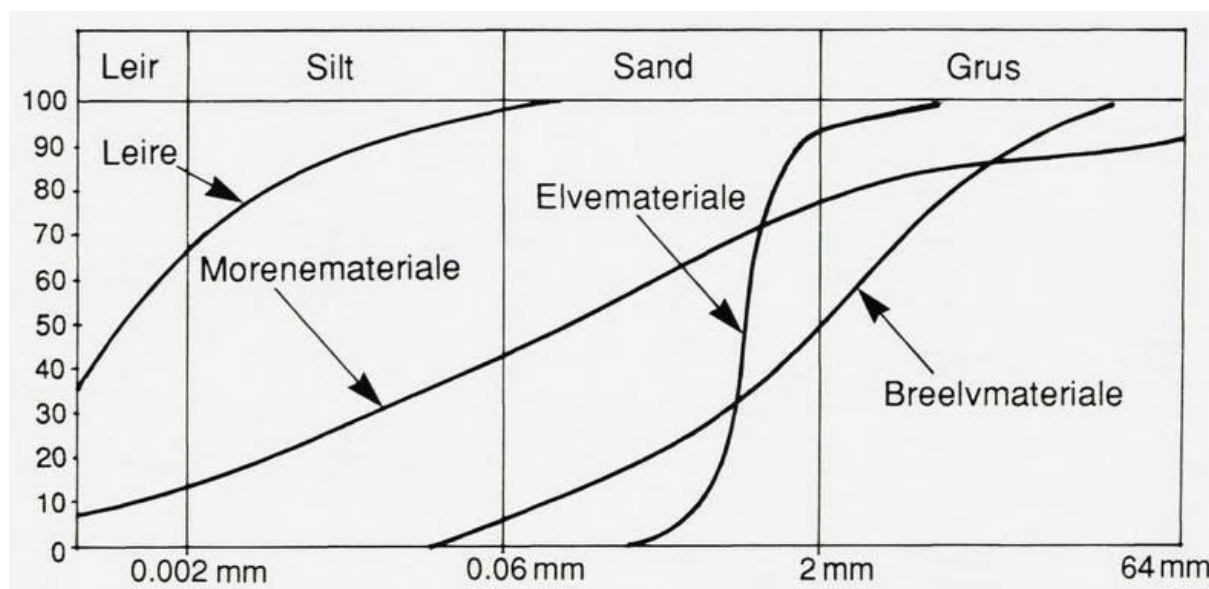
Faren for jordskred og mindre utglidninger er aktuelt flere steder i Soknedal, men denne oppgaven er begrenset til å kun vurdere stabiliteten ved Ljøsegga. Det er skrevet flere masteroppgaver som omhandler skredfare i Soknedal, både for konkrete områder og generelt langs dalen (Brøto, 2014, Langeland, 2016). I tillegg har konsulentfirmaet Sweco gjennomført en generell skredfarekartlegging langs Dovrebanen på strekningen Garli-Støren, etter oppdrag fra Jernbaneverket (Sjøvold et al., 2013). Det har ikke blitt gjennomført en detaljert undersøkelse over stabiliteten ved Ljøsegga og denne oppgaven vil derfor fokusere på skredfaren i dette området.



## 2 TEORI

### 2.1 Kwartærgeologi

Landskapet slik som det er i dag har blitt formet over en lang periode og ved ulike geologiske prosesser. Kwartærtiden, som strekker seg fra 2,6 millioner år siden fram til i dag, har med sine gjentatte istider og vekslende klima satt tydelige spor i landskapet. De karakteristiske dalførene vi har i Norge i dag er et resultat av blant annet isbreens bevegelser under kvartærtiden. Under den siste istid, kalt Weichselistiden (115 000 – 10 000 år siden), ble det meste av eldre løsmasser fjernet av isbreer og breelver og ført ut på kontinentalsokkelen (Reite et al., 1999). De løsmassene som finnes i dag er derfor forholdsvis unge. De ble dannet under siste istid ved at isen løsrev materiale fra berggrunnen og knuste den ned mellom bresålen og underlaget. Løsmassene som ble avsatt direkte fra isbreen kalles morene og er den dominerende jordartstypen i Norge (Bargel et al., 2007). Morene består av usorterte løsmasser i meget varierende kornstørrelser og mangler vanligvis lagdeling. Løsmassene er vanligvis lite avrundet, noe som reflekterer en kort transportetappe (Brattli, 2015). Eksempel på en kornfordelingskurve til et morenemateriale er vist i figur 2.1.



Figur 2.1 Noen typiske kornfordelingskurver for ulike løsmassematerialer (Neeb, 1992).

Den siste istiden var preget av flere perioder med isvekst og tilbaketrekking av isbreene. For 16 000-18 000 år siden dekket isen hele Norge og Sverige og store deler av Danmark med en tykkelse på 1-2 km (Reite et al., 1999). Under *Yngre Dryas*, ca. 11 000 år siden, ble klimaet igjen mye kaldere over hele Europa og breene gjorde et nytt fremstøt. De gjentatte periodene med breframstøt kan sees i landskapet i dag som israndavsetninger. Materiale ble avsatt foran breen og ble liggende etter at isen trakk seg tilbake og utgjør mektige sand- og grusavsetninger (Bargel et al., 2007). I Trøndelag er flere av disse avsetningene tydelige i landskapet i dag som en usammenhengende isrand fra Melhus, rundt Vassfjellet til Heimdal og Tiller. Disse israndavsetningen ble avsatt direkte fra breelvene og ut i fjorden (Reite et al., 1999).

Den maksimale istykkelsen over Trøndelag er beregnet til å ha vært rundt 1000-1500 m (Reite et al., 1999), noe som tilsvarer et trykk på over 1000 tonn pr m<sup>2</sup>. Dette enorme trykket førte til at jordskorpa ble presset ned i mantelen. Prosessen var sterkest der hvor isen var tykkest, på innlandet. Når isen smeltet ble mye av trykket på jordskorpa fjernet og landet begynte å heve seg. På grunn av en treghet i jordskorpa er dette en prosess som tar lang tid og som fremdeles pågår. I takt med at isen smeltet, steg havnivået og den marine grensen i Trondheim gikk opp til rundt 170-175 m. Dette vil si at store deler av trondheimsområdet har vært dekket av hav. Marine avsetninger er derfor å finne langt over dagens havnivå. Etter isavsmeltingen har det vært liten endring i havnivået, mens landhevingen er på rundt 4 mm pr. år i forhold til havnivået i Trondheim (Reite et al., 1999). Landhevingen førte også til at elver og bekker kunne erodere seg ned i løsmasser som ble avsatt under istiden og danne karakteristiske v-daler og terrasser.

## 2.2 Massebevegelser

Massebevegelser blir inndelt etter hvilket materiale det består av: stein, løsmasser eller debris. Debris er definert som en type løsmasse hvor 20-80 % av løsmassene består av materiale som er større enn 2 mm (Cruden & Varnes, 1996). Massebevegelsene er videre inndelt ut ifra bevegelsesmekanismen: fall, glidning, spredning, utvelting eller flytende. I Norge blir en skredhendelse ofte klassifisert etter type materiale: fast fjell, løsmasser eller snø (figur 2.2) (Øydvin et al., 2011), men en skredhendelse kan også være en kombinasjon av forskjellig materiale eller mekanismer (Cho et al., 2006).

Fast fjell	Løsmasser		Snø
	Grove ←	→ Fine	
Steinsprang	Jordskred		Snøskred
Steinskred	Flomskred	Kvikkleire- skred	Sørpeskred
Fjellskred			

Figur 2.2 Inndeling av skredhendelser etter type materiale (Øydvin et al., 2011).

### 2.2.1 Fast fjell

Skred i fast fjell betegnes som skred som har opphav i berggrunnen og deles inn i tre typer ut ifra volumet som raser ut: Steinsprang  $<100 \text{ m}^3$ , Steinskred mellom  $100\text{-}10\,000 \text{ m}^3$  og fjellskred  $> 10\,000 \text{ m}^3$  (Domaas & Grimstad, 2014). Steinsprang forekommer hyppig, ofte i skjæringer, noe som gjør vei og jernbane svært utsatt. Omfanget av steinsprang er sjeldent store på grunn av et begrenset volum, men kan føre til materielle skader hvis de treffer bygninger eller biler. Steinsprang forekommer hyppigst på våren og høsten i sammenheng med store nedbørmengder, snøsmelting og tine- og fryseprosesser. Vannet vil øke vanntrykket i sprekke og minke skjærstyrken på glideflaten. Ved kuldegrader fryser vannet til is og fører til frostsprengning. Når alt er frosset, er det ingen videre volumendring og da vil isen virke stabiliserende på bergmassen (Domaas & Grimstad, 2014).

Fjellskred forekommer mer sjeldent, men kan få katastrofale konsekvenser når det først skjer. Bevegelsen kan skje ved fall, glidning eller en massestrøm og kan gi en utløpsdistanse på flere kilometer (Davies & McSaveney, 2012). Mannen og Åkneset i Møre og Romsdal er to ustabile fjellpartier som er i fare for å rase ut. Disse fjellskredene, spesielt Åkneset, vil få store konsekvenser for omgivelsene. Felles for disse fjellpartiene er at det er sprekker i fjellet som skaper en glideflate for det ustabile partiet. Vann og forvitningsprosesser (kjemisk og fysisk) vil være med på å øke de drivende kreftene og gjøre det mer ustabil. Oppbygging av vanntrykk i sprekker er en av de viktigste mekanismene for utløsning av skred (Domaas & Grimstad, 2014).

### 2.2.2 Snøskred

Skred i et snødekket område kan deles inn i to hovedgrupper: snøskred og sørpeskred. Det er hovedsakelig vanninnholdet som skiller disse to ulike skredtypene. Snøskred kan igjen deles inn i løssnøskred og flakskred. Snøskred kan gå i terreng som har en gradient mellom 30-60° og hvor det ikke er tett skog. Andre faktorer som påvirker snøskredfare er terrengform, vindforhold, nedbør og skråningens himmelretning. Landformer med en konkav form hvor snøen har lett for å samle seg er spesielt utsatt, sammen med bratte skar og svaberg. Snøtypen og snøens egenskaper spiller også en stor rolle for skredfare. Skjærstyrken påvirkes av snøens densitet og temperatur. Fokksnø og eldre snø vil ha en høyere skjærstyrke enn nysnø på grunn av en høyere densitet som dermed øker friksjonen mellom snøkornene (Lied, 2014b).

Løssnøskred går helst i lett og løs nysnø i bratt terreng. Det starter som en liten lokal utglidning og øker i bredde nedover skredbanen og i utløpsområdet slik at hele skredløpet får en pæreform. Løssnøskred blir ofte utløst etter store og intense snøfall og påvirkes også av sol og regn. Flakskred oppstår gjerne i et lagdelt snødekke med ulike egenskaper hvor hele laget sklir ut samtidig langs et glideplan. Et flakskred kan spenne over flere kilometer og inneholder store mengder snø som kan utgjøre en stor trussel mot mennesker og bebyggelse. Ofte består snødekket av et eldre snølag i bunn med stor styrke, et tynt løst lag over med liten styrke og ny fokksnø på toppen. Det tynne laget i midten vil fungere som et glideplan og en skarp bruddkant blir dannet på oversiden av skredet (Lied, 2014b). Sørpeskred oppstår når snøen er fullstendig vannmettet, noe som gjør skredet nærmest flytende. De oppstår gjerne i forsenkninger i terrenget og langs bekkeløp når dreneringen er dårlig, ofte grunnet is og tele. På grunn av det høye vanninnholdet får skredet en veldig høy hastighet og kraft noe som kan gjøre stor skade (Lied, 2014b).

### 2.2.3 Løsmasser

Skred i løsmasser omfatter alle materialer som ligger oppå berggrunnen i alle kornstørrelser fra stein til leire, inkludert jordsmonn med et høyt innhold av organisk materiale, som myr og torv. Løsmassene i Norge stammer i hovedsak fra tiden etter siste istid og det er et klart skille mellom berggrunn og løsmasser. Skred i løsmasser deles hovedsakelig inn i tre typer: jordskred, flomskred og kvikkleireskred. Det er gjerne ikke definert noe klart skille mellom jord- og flomskred, da et jordskred ofte kan utvikle seg til å bli et flomskred.

## Jordskred

Jordskred er en rask gravitasjonsbetinget masseforflytning av løsmasser. Løsmassene består av en del finmateriale, men også stein, grus og sand, samt vegetasjon som blir revet med under skredløpet. Jordskredene skjer vanligvis i fjellskråninger som er dekket av løsmasser, ofte i morenemateriale, men også i forvittringsjord, tidligere avsatt skredmateriale og marin leire. Utglidninger kan forekomme selv i tynne løsmasselag og skape store ødeleggelser. Jordskredene kan utarte seg på flere måter, enten som langstrakte soner i bratt terreng eller grunne utglidninger med lavere helningsgrad. Gjærne i områder hvor det er lite vegetasjon. De langstrakte jordskredene har ofte en trekantform (figur 2.3). Dette kommer av at de løsner i et punkt og løsmassene drar med seg mer og mer materiale og gjør skredsonen gradvis bredere. Man kan ofte se flere raviner som ligger ved siden av hverandre med ujevne mellomrom i områder med bratt skråning og tykt løsmassedekke. Disse V-formede ravinene kan være dannet av vannerosjon og/eller erosjon av materiale under en skredhendelse. Når en slik ravine først er dannet vil jordskredene ofte følge ravinene og det samme skredløpet. Ettersom flere skred raser ut i samme skredbane vil friksjonen minke og føre til at skredet kan nå lengre ut i dalbunnen for hver hendelse. Ravinene kan også skjære helt ned til grunnfjellet avhengig av løsmassetykkelsen og antall skred som har gått der. I bunnen av skråningen vil løsmassene danne en skredvifte hvor det groveste materialet blir avsatt øverst, mens finmaterialet blir avsatt noe lenger ned i bunnen av skråningen. Slike skredvifter dannet av jordskred er ofte brattere enn hva en flomskredvifte vil være, grunnet et lavere vanninnhold og dermed høyere viskositet (Bargel et al., 2011).



Figur 2.3 Jordskred i Virumdalen, Møre og Romsdal (Bargel et al., 2011).

De fleste jordskred er grunne og har et glideplan som ligger på et dyp rundt 0,2-1,0 m. De kan forekomme i skråninger med en helning helt ned til ca. 25° i områder uten vegetasjon og med tynt løsmassedekke (Sandersen, 2014). Løsmassene består ofte av finkornet og vannmettet jord og leire som ligger oppå berggrunn med lav ruhet og friksjon. Grunne jordskred skjer ofte på vårparten når løsmassene kan gli på telen, etter kraftig nedbørmengder og/eller snøsmelting. Løsmassene blir avsatt som tungeformede eller langsgående rygger langs skredbanen. Utløpsdistansen til et jordskred er styrt av blant annet volumet som glir ut og vanninnholdet (Norem & Sandersen, 2012). Hastigheten til skredene kan være lav i starten, men etter hvert som det sklir nedover kan hastigheten bli veldig høy og har potensiale til å gjøre stor skade (Bargel et al., 2011).

### **Flomskred**

Flomskred er et hurtiggående skred med et høyt vanninnhold som ofte opptrer i raviner, gjel og elve- og bekkeløp hvor det vanligvis ikke er noen permanent vannføring (Bargel et al., 2011). Skredene kan ha et stort volum, og på grunn av det høye vanninnholdet får de en høy hastighet som gir skredet en stor kapasitet til å erodere og transportere sedimenter over store avstander. Selve flommen kan fortsette mye lengre enn løsmassene og forårsake stor materiell skade. Flomskred omtales ofte som et jordskred med et høyt vanninnhold, eller en overgangsform fra å være en massestrømprosess med gravitasjonen som drivkraft, til å bli en fluvial prosess styrt av de hydrodynamiske lovene (Norem & Sandersen, 2012; Bargel et al., 2011). Det er derfor vanskelig å sette et konkret skille mellom flom- og jordskred, det blir heller en glidende overgang.

Flomskred har ofte løsneområder i forbindelse med flomstore elver og bekker som eroderer i løsmassedekket i skråninger med en vinkel mellom 25-45°. Alternativt kan det starte som et jordskred lengre oppi skråningen og når skredet beveger seg nedover tar det opp mer vann og sedimenter og øker dermed raskt i volum. Flomskred kan avsette levéer (langsgående rygger) på siden av skredløpet og når skredmassene når foten av skråningen og helning avtar, vil de bli avsatt i en vifteform hvor det groveste materialet blir avsatt først. Det mer finkornete materialet blir transportert lenger nedover og får en tungeformet avsetningsform i fronten (Bargel et al., 2011). Rekkevidden til avsetningene bestemmes av type skredmateriale og vanninnhold. Hvis skredet har et høyt vanninnhold og en del finmateriale kan avsetningene strekke seg flere kilometer nedover skråningen (Bargel et al., 2011).

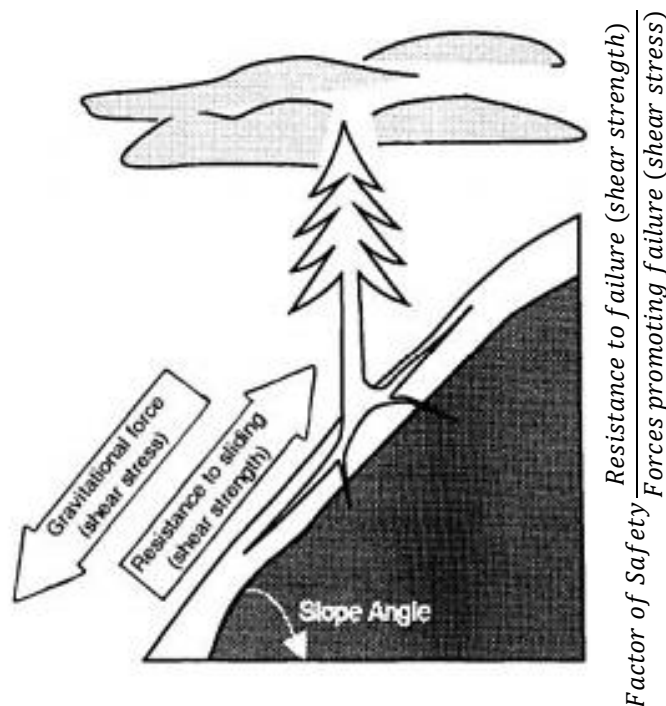
Ved å studere skredavsetninger får man et innblikk i skredmekanismene, vanninnhold og type løsmasser som har inngått i skredet. En flomskredvifte vil være flatere, jevnere og bedre sortert enn hva en jordskredvifte vil være. Den vil ofte også ha en større utstrekning. Ved et jordskred er det hovedsakelig gravitasjonskreftene som forårsaker massebevegelsene, og når terrenget da flater ut vil løsmassene raskt avsettes og danne en forholdsvis bratt vifte. Ved flomskred vil det også være fluviale krefter som frakter løsmassene, slik at selv om gradienten minker vil de finkornete løsmassene fremdeles bli fraktet videre. Det er i midlertid viktig å ta i betraktning at tidligere skredavsetninger kan ha drenert videre, og dermed vil ikke skredavsetningen alltid gi et riktig bilde av type skred som har gått der (Bargel et al., 2011).

### **Kvikkleireskred**

Kvikkleire er et materiale som ved belastning eller deformasjon mister omtrent hele sin skjærstyrke og viskositet. Kvikkleire er definert som et materiale med høy sensitivitet ( $> 30$ ) (Wiig et al., 2011). Det er et leirmateriale som har blitt avsatt under havnivå og som nå er å finne på land flere steder i Norge, hovedsakelig i Trøndelag og på Østlandet, grunnet landhevingen etter siste istid. Den marine leira inneholder salt fra havet, og ladningsforskjellen til saltionene ( $\text{Na}^+\text{Cl}^-$ ) gir kjemiske bindingskrefter som gir leira en korthusstruktur. En slik korthusstruktur er veldig åpen, noe som muliggjør et høyt vanninnhold. Kvikkleire blir dannet når saltionene gradvis blir vasket ut, hovedsakelig av grunnvannsstrømning. Hastigheten på utvaskingen avhenger av strømningsgradienten og geologiske forhold, som oppsprukket fjell eller vannførende lag med god permeabilitet. Slike forhold vil føre til en økt vannstrømning som raskere vil vaske vekk saltet og gjøre leira kvikk. Når leira har blitt kvikk er den svært sensitiv for økt belastning, rystelser eller erosjon. Ved uforstyrret tilstand har marin leire veldig høy skjærstyrke, men hvis belastningen blir for stor eller den blir deformert, vil korthusstrukturen kollapse og den vil miste omtrent all styrke. Ved en kollaps vil leirmineralene omarrangere seg og få en parallell lagdeling som er mye tettere enn den originale. På grunn av det høye vanninnholdet, vil leira bli flytende når strukturen kolliderer og vannet blir presset ut (Gregersen, 2014).

## 2.3 Skråningsstabilitet

Om en skråning er skredutsatt avhenger av skråningsstabiliteten. Det er mange ulike faktorer som påvirker stabiliteten. Eksempler på dette er topografi, type løsmasser, berggrunn, nedbør, grunnvannstrømning med mer (Cha & Kim, 2011). Figur 2.4 illustrerer noen av kreftene som påvirker stabiliteten, hvor gravitasjonskreftene er den drivende kraften, mens røttene til trær er med på å øke de stabiliserende kreftene. Sikkerhetsfaktoren er definert som de drivende kreftene delt på de stabiliserende kreftene, og hvis sikkerhetsfaktoren blir under 1 betyr det at de drivende kreftene er større enn de stabiliserende og det er fare for en utglidning (Duncan, 1996).



Figur 2.4 Diagram som viser noen av kreftene som virker på en skråning med vegetasjon. Sikkerhetsfaktoren er definert som de drivende kreftene delt på de stabiliserende kreftene (Chatwin et al., 1994).

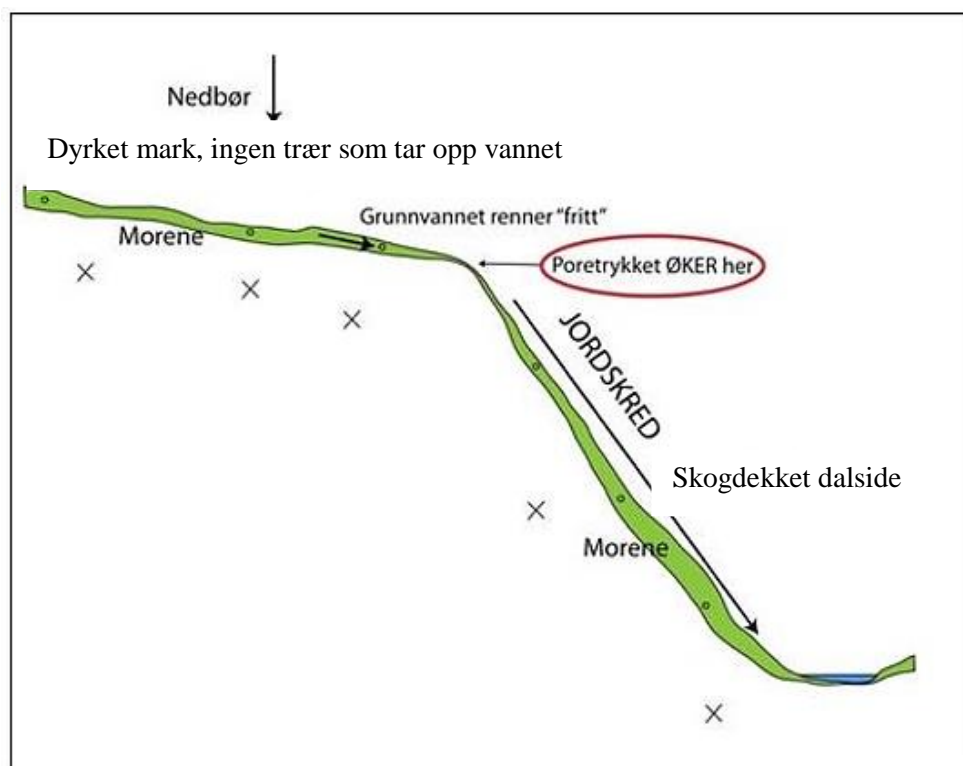
### 2.3.1 Helning og terrengform

Jordskred blir gjerne utløst i skråninger med en helning mellom 25-35°, avhengig av vegetasjon og løsmassemateriale. I friksjonsjordarter, som grov sand og grus, vil permeabiliteten normalt være såpass høy at det vil være vanskelig å bygge opp noe porevannstrykk. Slike skråninger vil derfor vanligvis stå stabilt i terrenget hvor helningen er under 37°, utenom ved ekstreme nedbørshendelser og jordrystelser. For kohesjonsjordarter, som silt og leire, er permeabiliteten mye lavere, noe som gjør at porevannstrykk kan bygge seg opp og svekke stabiliteten.



Skråninger som inneholder mer finstoff, og da spesielt silt, er derfor generelt mer utsatt for jordskred enn det med grovkornete materialet (Norem & Sandersen, 2012).

Områder som er ekstra utsatt for utglidninger er ved knekkpunktet i moreneskråninger hvor vegetasjonen ovenfor er fjernet til fordel for dyrket mark (figur 2.5). Når trær og busker fjernes vil det meste av vannet drenere ned i bakken og grunnvannsmengden øker. For skrånninger med et tynt løsmassedekke og et impermeabelt materiale under, kan vannmetningen og grunnvannstrømmen øke raskt ved langvarige eller intense nedbørsperioder. Ved knekkpunktet i en skrånning hvor helningen blir vesentlig brattere, er løsmassedekket gjerne tynnere enn i det flatere området ovenfor. Grunnvannet vil dermed samle seg opp i knekkpunktet når strømningsarealet minker. Dette fører til en oppbygging av poretrykk som vil minke de stabiliserende kreftene og kan resultere i en utglidning (Bargel, 2014).

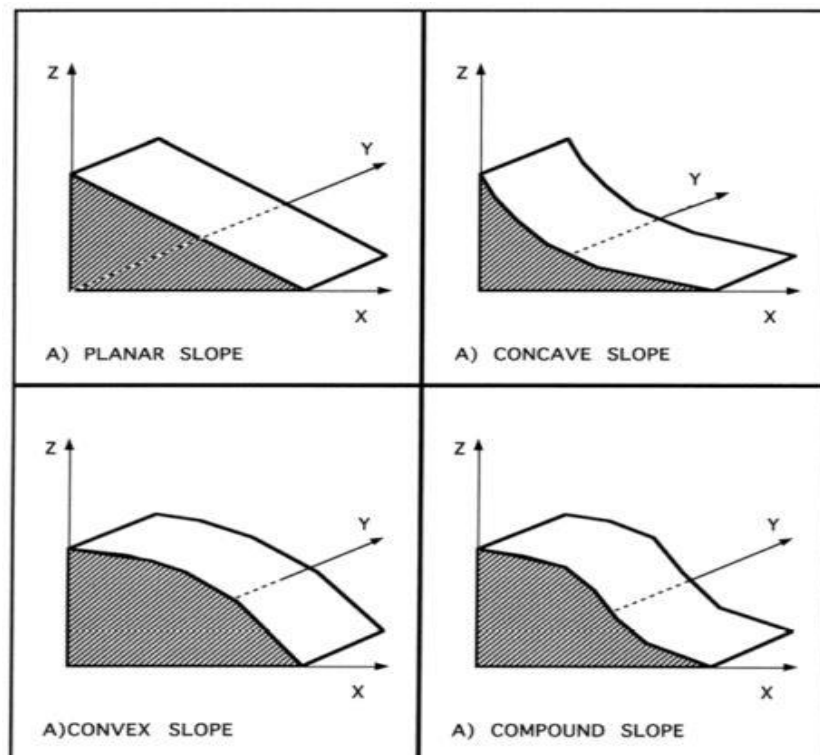


Figur 2.5 Illustrerer hvordan poretrykket øker ved knekkpunktet i en moreneskrånning (Bargel, 2014).

Terrengform og himmelretning vil også påvirke stabiliteten. I naturen er det i hovedsak fire ulike skråningsformer som dannes: plan, konkav, konveks eller en kombinasjon (figur 2.6). Det er ulike meninger om hvilken terrengform som er mest utsatt for jordskred og ulike statistiske analyser viser forskjellig resultat. I West Virginia, USA, forekom det dobbelt så mange skred i

konkave terrengformer som i plane (Lessing et al., 1994), mens et annet sted i Virginia ble det observert at plane skråninger var mer utsatt for jordskred (Jacobson, 1993). Cha & Kim (2011) kalkulerte sikkerhetsfaktoren for de ulike terrengformene hvor de plane skråningene fikk høyest verdi (mest stabile), fulgt av konveks og konkave skråninger. Gray (2013) konkluderte derimot med at konkave var mer stabile sammenlignet med plane. Denne konklusjonen er basert på at de plane skråningene hadde et høyere totalt sediment-tap enn de konkave, samt at naturlige skråninger i likevekt sjeldent har en plan form.

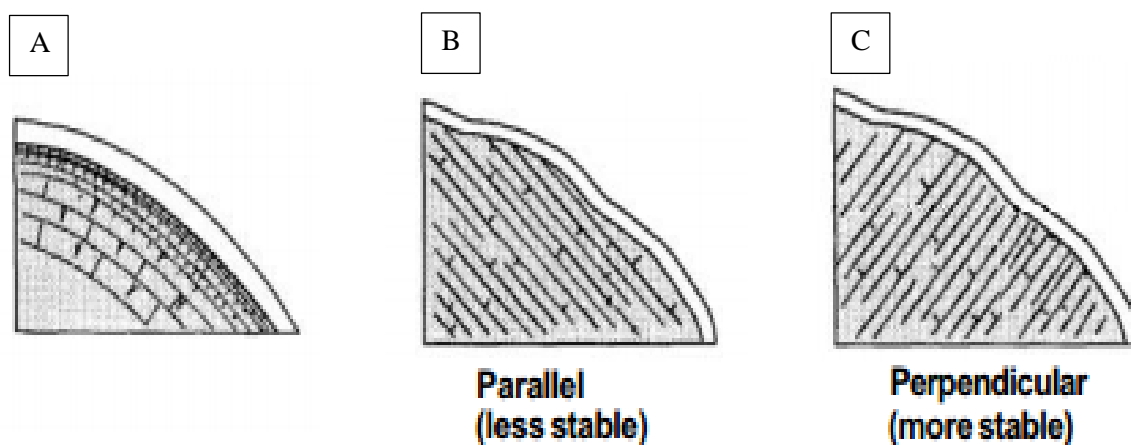
Ohlmacher (2007) utførte en statistisk analyse for å undersøke sammenhengen mellom plankurvatur og faren for skred. Han konkluderte med at en skråning med plan kurvatur var mest utsatt for jordskred enn en med konkav form, som igjen var noe mer utsatt enn en konveks skråning. Dette, selv om en konkav landform vil føre til en ansamling av vann og vil ha et høyere poretrykk og derfor normalt være mer utsatt for skred (O'loughlin, 1986), vil konvergens mellom materialet føre til en lateral styrke som vil øke stabiliteten. I tillegg vil en økt vanngjennomstrømning i konkave skråninger også føre til en økt sedimenttransport, noe som fører til en akkumulasjon av sedimenter og stabilisering av skråningen (Carson & Kirkby, 1972).



Figur 2.6 Skråningsformer: A) plan, B) konkav, C) konveks og D) en kombinasjon (Gray, 2013).

### 2.3.2 Berggrunnens lagdeling og terrengruhet

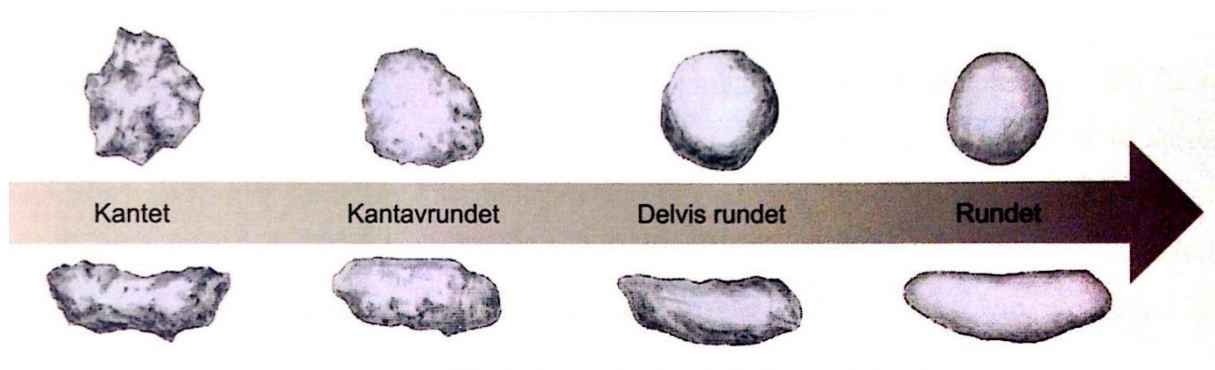
Lagdelingen til berggrunnen og dens terrengruhet vil påvirke stabiliteten til løsmassene over. En bergart som er sterkt oppsprukket og hvor hovedretningen til sprekkene følger skråningsoverflaten (figur 2.7, a) vil skape lite mekanisk støtte for overliggende materiale. Sprekkene vil kunne fungere som veier for vannet i umettet sone som kan perkolere ned mot grunnvannet. Dette kan føre til lokale endringer i det hydrostatiske trykket grunnet omslutningstrykket fra bergarten og overdekningen med løsmasser. Berggrunn som har en lagdeling med fall i samme retning som skråningen (figur 2.7, b) og hvor det er ulike egenskaper for permeabilitet mellom lagene, vil fungere som grenser for bevegelse av vann under overflaten. Lagene vil også forhindre utvikling av rotsystemer og virker negativt på stabiliteten til løsmassene. Hvis lagdelingen derimot heller inn mot skråningen (figur 2.7, c) vil en slik lagdeling virke som en naturlig støtte som kan øke stabiliteten i skråningen lokalt (Chatwin et al., 1994).



Figur 2.7 Lagdelingen til berggrunnen og dens terrengruhet vil påvirke stabiliteten til løsmassene som ligger over (Chatwin et al., 1994).

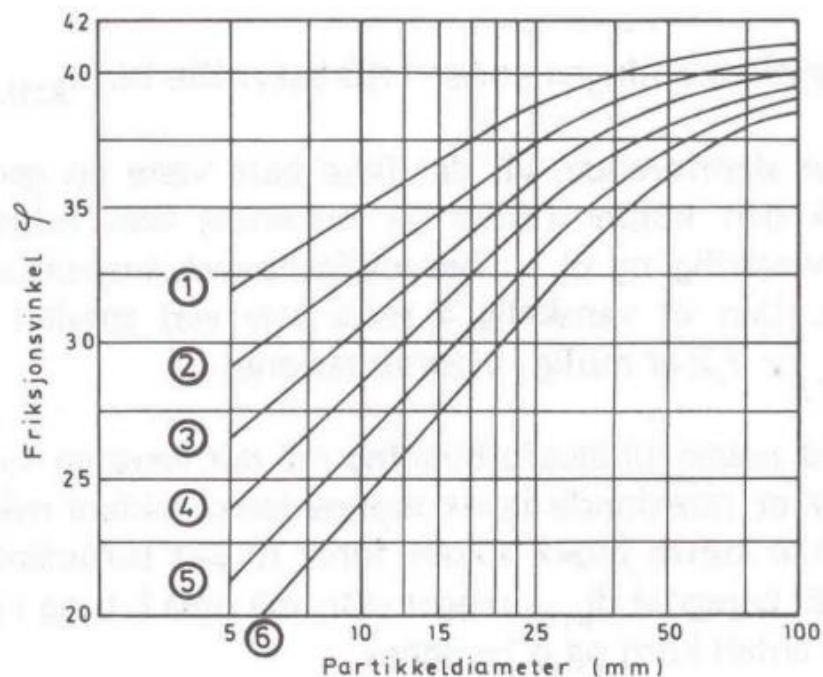
### 2.3.3 Kornform og kornstørrelse

Kornform- og størrelse reflekterer materialets egenskaper, transport, dannelse og hvilke mekaniske og kjemiske prosesser som har vært med på å forme materialet. For friksjonsjordarter vil kornformen og størrelsen påvirke friksjonsvinkelen til materialet. Et materiale som er mer kantete og har en mer ru overflate vil skape større friksjon mellom kornene, noe som bidrar til økt stabilitet og en høyere friksjonsvinkel (Novotný & Klimeš, 2014). Diagram for en visuell bedømmelse av kantetheten til korn er vist i figur 2.8. Forholdet mellom friksjonsvinkel, partikkeldiameter og kornform er vist i figur 2.9. Diameteren til kornene er positivt korrelert med friksjonsvinkelen, men samtidig vil en økt kornstørrelse minke eventuelle kohesjonskrefter (Gueye & Zoubir, 2014). Kornformen er i stor grad styrt av mineralogien og har en påvirkning på skjærstyrken og friksjonsvinkelen. Flate og elongerte mineraler, slik som sjiktsilikater, vil ha en mindre korn-til-korn friksjon enn mer kubiske mineraler, noe som vil ha en negativ påvirkning på skjærstyrken (Santamarina & Cho, 2004).



Figur 2.8 Diagram for visuell bedømmelse av kantethet (Brattli, 2015).

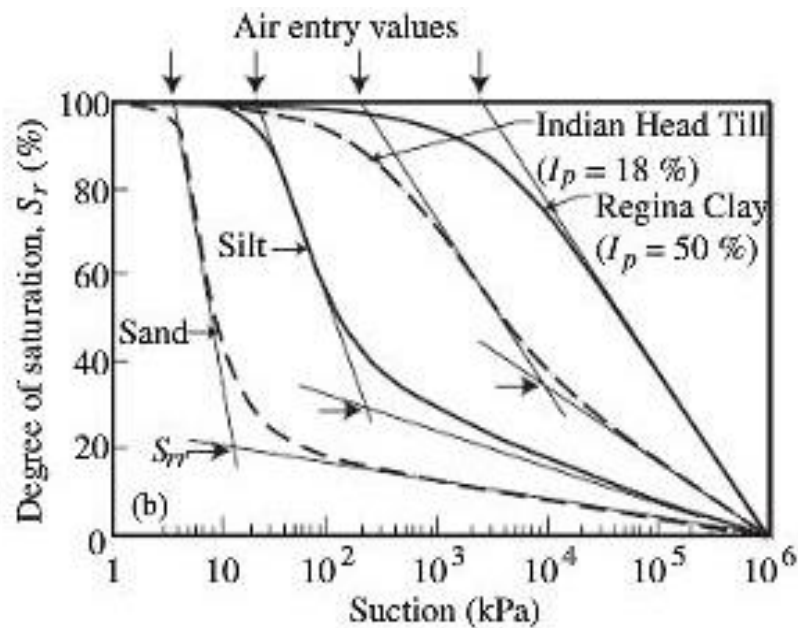
Kornstørrelsen vil også påvirke konduktiviteten og feltkapasiteten til løsmassene, da andelen finstoff i jordarten styrer konduktiviteten (Novotný & Klimeš, 2014). En grovkornet jordart med en stor andel grus og sand har et nettverk med store porer som gir en høy konduktivitet og en rask respons mellom nedbørshendelser og vannmetning i jorda. Mer finkornet jordarter bestående av silt og leire har en lavere konduktivitet, men en større kapasitet til å holde på vann som korresponderer med et høyere vannsug (Vanapalli et al., 1999). En lavere konduktivitet fører også til at det enklere kan bygge seg opp et porevannstrykk som vil virke destabiliserende på en skråning. Silt er det materialet hvor det enklest kan bygge seg opp et porevannstrykk (Wang & Sassa, 2003).



Figur 2.9 Maksimal friksjonsvinkel for friksjonsmaterialer som en funksjon av korndiameter og kornform. 1) meget kantet, 2) moderat kantet, 3) svakt kantet, 4) svakt rundet, 5) moderat rundet og 6) godt rundet. Etter Selmer-Olsen (1977), hentet fra Brøto (2014).

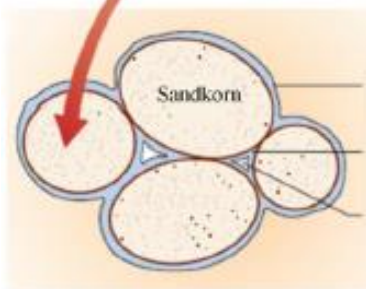
### 2.3.4 Vanntetning

Vanntetningen i bakken påvirker kohesjonskreftene, som kommer av et negativ poretrykk over grunnvannsspeilet. Når vanninnholdet er lavere enn den optimale vanntetningen, vil kohesjonskreftene øke med økt vanninnhold, men når vanninnholdet er over optimal vanntetning minker kohesjonskreftene med økt vanninnhold (Guo & Shan, 2011). Forholdet mellom metningsgraden av vann og kapillært sug (eng: water retention curve) har en stor påvirkning på jordegenskapene (Picarelli et al., 2012). Ettersom vanninnholdet i jordarten minker vil det kapillære suget øke. Hvor stort suget er avhenger av materialet (figur 2.10) (Vanapalli et al., 1999). Krahn et al. (1989) studerte stabiliteten til en skråning i Kamloops, British Columbia over tid og så hvordan stabiliteten i det øvre jordlaget er påvirket av endring i kohesjon. Kohesjonen er med på å øke stabiliteten i en skråning og deres studier viste at ved å legge til 2 kPa i kohesjonskrefter økte sikkerhetsfaktoren til skråningen med 30 %. Hvis vanntetningen blir så høy at vannsuget nærmer seg null, kan dette minke de stabiliserende kreftene slik at sikkerhetsfaktoren blir under 1 og det er fare for en utglidning (Krahn et al., 1989).



Figur 2.10 Forholdet mellom vannmetning og vannsuket i forskjellige jordarter (Vanapalli et al., 1999).

Vanninnholdet vil også påvirke friksjonsvinkelen til løsmassene. Ved et vanninnhold over en viss grense vil friksjonsvinkelen minke fordi det blir et tykkere vannfilm-lag mellom kornene og dermed en større avstand mellom kornene som minker korn-til-korn friksjonen (figur 2.11) (Yong-hong et al., 2005). Endring i vanninnholdet vil ikke ha noen signifikant påvirkning på stabiliteten på skråningshelninger under 30 ° (Johnson et al., 2007).



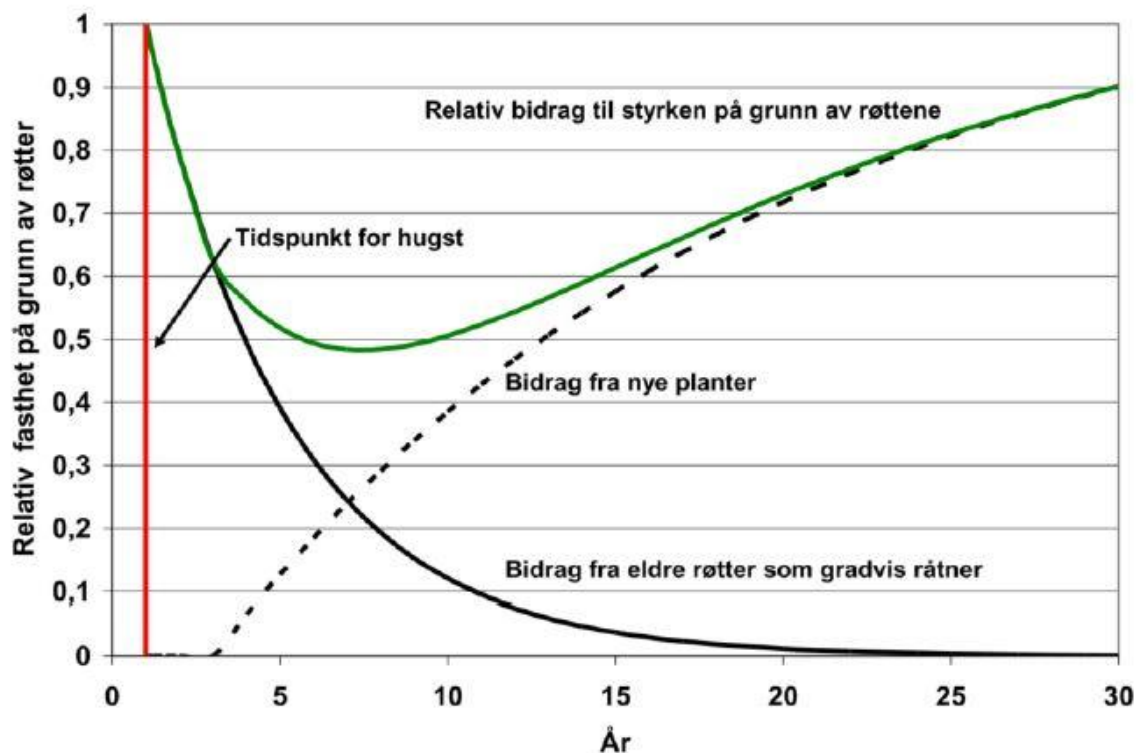
Tynn film med vann utenpå kornene  
 Vann mellom kornene  
 Delvis drenerte porerom

Figur 2.11 Ettersom vannmetningen øker blir vannfilmen tykkere og minker kontakten mellom kornene og friksjonen. Ved en viss vannmengde vil gravitasjonskreftene på massen være større enn friksjonskreftene mellom kornene og massene vil begynne å skli ut (Hyndman & Hyndman, 2011).

### 2.3.5 Vegetasjon

Vegetasjonsdekket og endring i arealanvendelse kan ha betydning for stabiliteten og skjærstyrken i en skråning. Planter og trær vil endre vanninnholdet ved at vannet aldri når bakken ved intersepsjon eller evaporasjon fra vegetasjon. I tillegg vil planter og trær ta opp en del vann fra bakken slik at vannmetningen minker. Beregninger gjort av Johnson et al. (2007) viste at etter at 100 % av skogen var hogd ned, trengtes det 61 % mindre nedbør for å oppnå samme vannmetning i jorda som før hogsten. Målingene av vannmetning ble gjort over 48 timer med en total nedbørsmengde på 60 mm.

Rotsystemet til planter har en stabiliserende effekt på løsmassene og øker skjærstyrken i en skråning (Liu et al., 2014; Yong-hong et al., 2005; Vanacker et al., 2003). Forskning viser at det er en positiv korrelasjon mellom mengden og størrelsen på røttene og skjærstyrken til jorda (Liu et al., 2014). For skråninger uten vegetasjonsdekke kan et jordskred bli utløst helt ned til 25°, mens de med trær og busker sjeldent sklir ut med en helning lavere enn 27° (Bargel et al., 2011). Ved å hogge ned store skogområder kan skjærstyrken minke og vannmetningen og overflatestrømmingen øke i en slik grad at skråningen blir mer utsatt for jordskred. For skråninger i Hanus Bay i Canada ble det målt en reduksjon på 7 % i sikkerhetsfaktor etter 100 % hogst for skråninger med en helning på 35° (Johnson et al., 2007). Sidle (1992) studerte netto rotstyrke i jorda etter hogst. Resultatet var at styrken minker raskt og er på sitt laveste ca. 8 år etter hogst før den igjen øker ved at nye trær vokser opp og etablerer rotsystem (figur 2.12). Årsaken til at styrken er på sitt laveste først etter noen år kan forklares ved at under hogst blir vanligvis røttene stående igjen i bakken og vil fremdeles ha en stabiliserende effekt frem til de begynner å råtne. Det betyr at konsekvensene av flathogst først kommer flere år etter selve hogsten. I forhold til endring i arealanvendelse fant Vanacker et al. (2003) ut at det å gjøre et skogsområde om til dyrkamark var en endring som ville øke faren for grunne jordskred i skråninger.



Figur 2.12 Prinsippskisse av rotstyrken etter skogshogst. I perioden 5-10 år etter hogst vil reduksjon i styrke være størst som følge av at røttene råtner. Etter 10 år vil bidraget fra nye planter øke styrken (Norem & Sandersen, 2012).

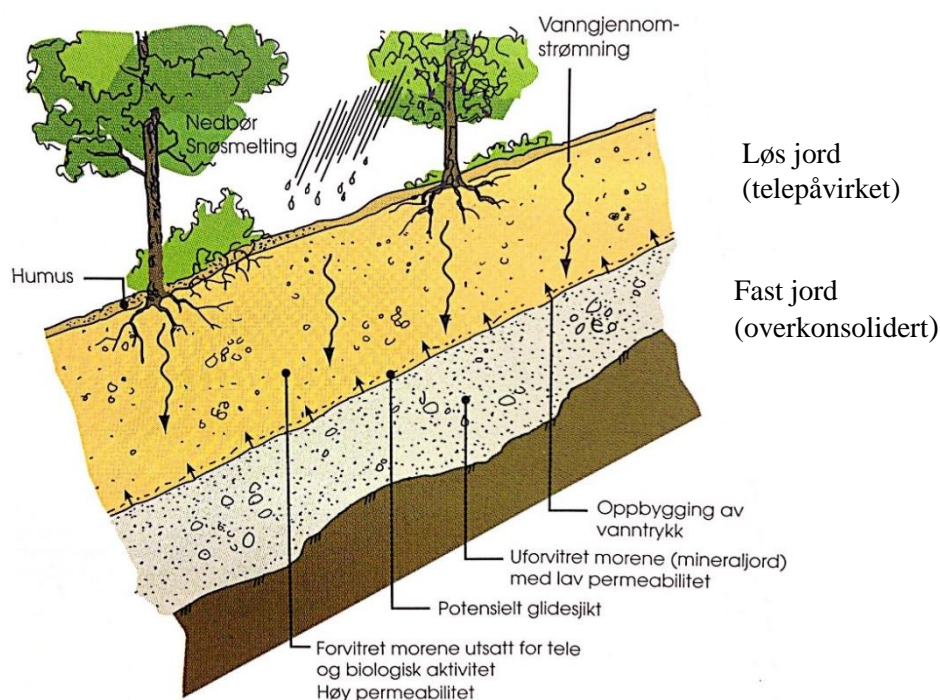
### 2.3.6 Grunnvannstrømning og sedimentær lagdeling

Grunnvannstrømning drevet av gravitasjonskrefter har stor påvirkning på skråningsstabiliteten og har en destabiliserende effekt på friksjonsmaterialer. Grunnvannstrømningen er i stor grad styrt av den hydrauliske konduktiviteten til materialet og variasjoner i konduktiviteten kan føre til økt poretrykk lokalt i skråningen. En liten minking i konduktivitet nedover i en skråning kan kontrollere løsneområdet for et jordskred (Reid et al., 1988). Lag med lav hydraulisk konduktivitet kan hindre grunnvannstrømmen og skape lokale områder med forhøyet poretrykk. Bergado & Anderson (1985) konkluderte i sin stokastiske analyse at en økt heterogenitet i hydraulisk konduktivitet fører til en økt sannsynlighet for utglidning. For en vannstrøm i et materiale med ulik konduktivitet er det forskjellen i konduktivitet som påvirker fordelingen av porevannstrykket og ikke hvor stor konduktiviteten er. Selv ved en lav kontrast (2x) kan porevannstrykket økes lokalt med 30-50 %, og med kontraster opptil en størrelsesorden (10x) kan porevannstrykket øke med 65-155 % (Reid, 1997). De største endringene forekommer når det er en vertikal grense i konduktiviteten.



Mange av jordskredene i Norge blir utløst i morenemateriale, noe som kommer av at det er mye moreneavsetninger i dalsidene (Bargel et al., 2011). Et typisk jordprofil i en norsk moreneavsetning består av et løst lag på toppen som er påvirket av frost, forvitring, røtter, uttørking og biologisk aktivitet som har gjort laget mer permeabelt. Dette laget er vanligvis 0,5-1 m dypt, på høyde med teledypet (Sandersen, 2014). Under ligger et uforvitret lag med morene som ofte er overkonsolidert og med en veldig lav permeabilitet. Disse to lagene vil ha en veldig ulik hydraulisk konduktivitet og det kan bygge seg opp et høyt vanntrykk i overgangen mellom det løse telepåvirkede laget og den overkonsoliderte morenen, figur 2.13 (Norem & Sandersen, 2012). På grunn av de store kontrastene i materialegenskaper vil denne grensen kunne utvikle seg til å bli en potensiell glideflate for et jordskred (Sandersen, 2014).

Lagdelingen til løsmassene kan også virke stabiliserende på skråningen. For et materiale med uendelig utstrekning vil et tynt lag i midten med større permeabilitet virke stabiliserende. Dette fordi laget med en høyere permeabilitet vil gi grunnvannet en høyere strømningshastighet slik at laget vil virke drenerende. I slike tilfeller får en sjeldent bygget opp et stort porevannstrykk i dette laget eller laget ovenfor (Norem & Sandersen, 2012).



Figur 2.13 Typisk jordprofil for et norsk morenelag med et løst telepåvirket lag på toppen og en overkonsolidert morene under (Sandersen, 2014).

### 2.3.7 Is og tele

Ved kuldegrader vil bakken fryse i overflaten og frostsonen vil bevege seg nedover avhengig av overflatetemperaturen, vannmetning og snødekke. Når bakken fryser vil fritt vann fra dypere jordlag trekkes opp mot telefronten grunnet et undertrykk som blir dannet mellom islinsene og det frie porevannet (Brattli, 2015). Vannet vil fryse som islinser når det er en balanse mellom varmetap, som skjer ved konduksjon, og varmetilførsel som kommer fra latent varme ved faseovergangen vann til is. Avhengig av mengden vann i løsmassene og varmebalansen i frostlaget kan en stor mengde vann bli tilført fryseseonen slik at store islinser blir dannet. En slik issegregering fører til en overmetning av is (Guo & Shan, 2011). Dannelsen av islinser i et frossent granulært materiale gir sterkere kohesjonskrefter, noe som øker skjærstyrken betraktelig. Dette gjelder kun når isinnholdet er opptil 100 % av porevolumet. Et isinnhold over dette vil føre til en reduksjon i skjærstyrke da isen vil redusere den intergranulære kornkontakten (Rist et al., 2012).

Under tineprosessen vil materialet bli komprimert og miste skjærstyrke gjennom to prosesser: 1) en volumreduksjon under faseovergangen fra is til vann når løsmassene er overmettet av is, og 2) løsmassene blir komprimert av sin egen vekt og vannet blir presset vekk (Bommer et al., 2012). Tineprosessen starter ovenfra og beveger seg nedover ettersom lufttemperaturen øker. Telen fungerer som et impermeabelt lag og hindrer vannet i å filtrere nedover i bakken. Dette fører til at vann samler seg opp langs telefronten. Avhengig av hvor raskt smelteprosessen foregår og hvor mye is som er tilstede, vil det kunne bygge seg opp et porevannstrykk langs tinefronten. Dette kan redusere skjærstyrken i en slik grad at en utglidning i skråningen kan forekomme. Telelaget vil dermed kunne fungere som et glideplan hvor vannmettet jord glir på den frosne jorda (Walberg & Devoli). Harris et al. (2008) studerte endring i porevannstrykket under fryse- og tineprosessene og målte et negativt porevannstrykk under «zero curtain» perioden, men økte raskt til et positivt trykk når tineprosessen startet. «Zero curtain» perioden refererer til prosessen hvor latent varme holder bakketemperaturen ved 0°C selv når overflatetemperaturen endrer seg. Dette skjer da vanligvis i forbindelse med teledannelse på høsten og tining av telen på våren. Når vannet fryser, vil faseovergangen friggi latent varme som holder temperaturen i bakken ved 0°C selv om overflatetemperaturen er mye kaldere (Outcalt et al., 1990). Desto mer vann det er i bakken, desto lengre varer «zero curtain» perioden.

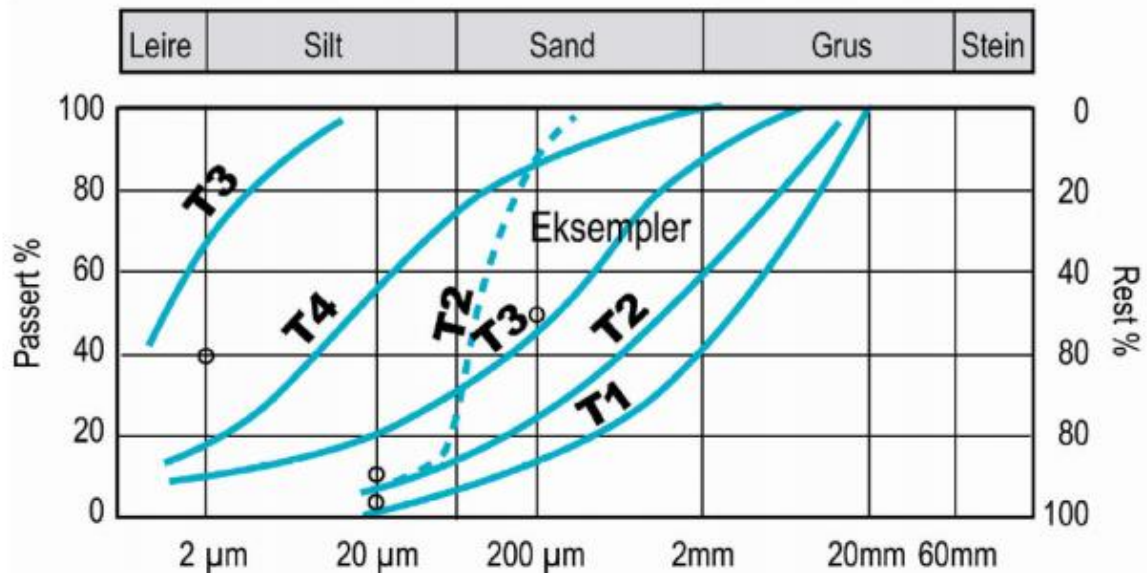
Det er ulike forhold som påvirker temperaturforholdene i bakken og dannelse av tele. Snøforholdene har mye å si for hvor dypt telen går. Snø har en lav termisk konduktivitet og isolerer godt (Xu & Spitler, 2014). Et tykt snødekke vil derfor redusere varmetapet fra bakken

og føre til et tynt telelag. Målinger gjort i bakken på Tronfjell i Tynset kommune vinteren 2008-09, viste at et unormalt tykt snølag (> 80 cm) resulterte i et meget tynt frostlag (Farbrot et al., 2011). Hvis det derimot er lite snø og kald lufttemperatur i løpet av vinteren vil telen kunne gå dypt ned i bakken. Vegetasjon og kornstørrelse vil også påvirke temperaturen. Tett vegetasjon sammen med et snødekke har vist seg å redusere teledypet (Farbrot et al., 2011). Frosten vil gå dypere i tørre og grove masser da vann frigir mye varme under frysing (Statens vegvesen, 2010). For områder med meget grovkornede sedimenter, som blokkmark i fjellområder, kan kald luft bli fanget i luftrommet mellom steinene og tvunget til å bevege seg nedover hvis det er et tykt snødekke over. Hvis snølaget er tynnere lengre ned ved foten av blokkmarken vil det være større åpninger hvor den kalde luften kan slippe ut og sirkulasjonen opprettholdes. Dette kan forklare at det noen steder er observert kaldere bakketemperaturer ved lavere høyder i blokkmarksområder (Farbrot et al., 2011). Materialet med størst telefarlighet er silt. Dette er på grunn av den store kapillære stighøyden som gjør at store mengder vann kan bli trukket opp til telefronten (Brattli, 2015). En oversikt over telefarligheten til ulike jordarter er vist i figur 2.14 og figur 2.15. Studier av tidligere skred i Norge viser at det flere ganger er registrert dyp tele før en skredhendelse, noe som indikerer at tele kan være en medvirkende årsak til skredhendelsene (Walberg & Devoli, 2014).

Telefarlighetsklassifisering		Av materiale < 20 mm		
Telefarlighetsgruppe		Masse-%		
		< 2 µm	< 20 µm	< 200 µm
Ikke telefarlig	T1		< 3	
Litt telefarlig	T2		3 - 12	
Middels telefarlig	T3	1)	> 12	< 50
Meget telefarlig	T4	< 40	> 12	> 50

1) Også jordarter med mer enn 40 % < 2 µm regnes som middels telefarlig T3.

Figur 2.14 Jordartenes telefarlighet klassifiseres etter korngraderingen (Statens vegvesen, 2010).



Figur 2.15 Eksempler på telefarlighetsklassifisering til ulike jordarter (Statens vegvesen, 2010).

Økt isinnhold i bakken har også vist seg å øke faren for utgliding i skråninger. Niu et al. (2014) studerte sammenhengen mellom jordskred og isinnholdet i bakken i et permafrostområde i Kina. Av totalt 42 jordskred og utglidninger forekom 78 % i områder hvor isinnholdet i bakken var > 50 %, 16 % hvor isinnholdet var mellom 20-50 % og kun 6 % hvor isinnholdet var < 20 %. Jordskredene ble utløst under tineperioden hvor smelting av det aktive laget førte til et høyt porevannstrykk langs grensen mellom permafrosten og det aktive laget.

Innholdet av finstoff har mye å si for stabiliteten under tine- og fryseprosessen. Kohesjonskreftene som finstoffmaterialet tilfører øker skjærstyrken til et materiale før en frysetinesyklus, men vil minke skjærstyrken etter en slik syklus på grunn av sine frosthevningsegenskaper (Bu & Wang, 2015; Harris et al., 2008). En forutsetning for utgliding i en skråning grunnet frostprosesser er at det bygger seg opp et poretrykk som er stort nok til å minke skjærkraften. For at dette skal være mulig må det være en del is som kan smelte. Hvor raskt dette vannet infiltrerer opp i materialet over avhenger av kornstørrelsen, permeabiliteten og hvor raskt smeltingen foregår. Et grovkornet materiale vil raskt kunne trekke opp vannet ved tinegrensen, mens et mer finkornet materiale vil bruke lengre tid på grunn av en lavere permeabilitet, noe som muliggjør oppbygging av poretrykk til et kritisk punkt. Trykkbelastningen materialet har vært utsatt for i forkant vil også påvirke tineprosessen, da et konsolidert materiale vil ha lavere permeabilitet (Harris et al., 2008).

## 2.4 Utløsende faktorer for løsmasseskred

Et jordskred kan bli utløst av flere årsaker: geologiske, fysiske, morfologiske og menneskeskapte. Bargel et al. (2011) definerte fire betingelser som må være oppfylt for at et jordskred skal bli utløst:

- 1) Det må være bratt nok
- 2) Det må være løsmasser tilstede
- 3) Stabiliteten i løsmassene må være dårlig
- 4) Det må være en utløsende faktor

Hva som er den utløsende faktoren varierer, men ved å forstå utløsningsmekanismene er det enklere å kunne forutsi når og hvor det vil kunne gå et skred. En utløsende faktor er definert som en ekstern stimuli som for eksempel intens nedbør, jordskjelv eller økt belastning på skråningen (Wieczorek, 1996). I noen tilfeller kan det virke som om et jordskred blir utløst uten noen tilsynelatende utløsende faktor. Dette kan komme av at en eller flere prosesser gradvis svekker stabiliteten til skråningen, som for eksempel kjemisk og fysisk forvitring, til det til slutt skjer en utglidning. Tidsaspektet mellom årsak og effekt er viktig for å kunne identifisere den utløsende faktoren. Nedenfor beskrives noen av de vanligste utløsende faktorene for jordskred.

### 2.4.1 Intense nedbørsperioder

Vann er den vanligste utløsende faktoren for jordskred i Norge, som oftest i form av intense nedbørsperioder, og gjerne i kombinasjon med rask snøsmelting (Bargel et al., 2011). Intense nedbørsmengder som varer i flere timer eller mer moderate nedbørsmengder over flere dager er ofte registrert som den utløsende faktoren (Che et al., 2011, Iverson, 2000, Wieczorek, 1996). Vann som infiltrerer ned i bakken vil svekke stabiliteten ved å øke poretrykket eller ved å redusere det kapillære suget (Sandersen, 2014). I tillegg vil det infiltrerte vannet øke totalmassen til materialet over glideplanet og dermed redusere styrken, noe som kan utløse et jordskred selv om løsmassene ikke er fullstendig vannmettet. Studier viser at under intense nedbørshendelser vil oppbyggingen av et positivt poretrykk være den vanligste årsaken til utløsning av grunne jordskred i sandig jord (Iverson, 2000).

Caine (1980) utviklet en global «nedbørs intensitet-varighet» terskelverdi (eng.: rainfall intensity-duration, ID) for utløsning av grunne jordskred basert på 73 nedbørshendelser som resulterte i jordskred:

$$I = 14,82 \times D^{-0,39} \quad (0,167 < D < 500)$$

*Ligning 2.1*

hvor

I = nedbørintensiteten [mm/time]

D = nedbørsvarighet [timer]

Denne ligningen blir brukt til å forutse jordskred basert på kontinuerlige nedbørsmålinger. Dette til tross for at ligningen baserer seg på målt nedbør og ikke mengden vann som infiltrerer ned i bakken som årsak til utløsning av jordskredet. Dette er en global ligning som skal fungere som et generelt minimumsnivå hvor det ikke vil bli utløst jordskred under dette nivået. Baksiden er at ligningen ikke tar høyde for variasjoner i klima. For jordskred utløst av intens nedbør, vil terskelverdien være avhengig av blant annet lokale forhold som vannmetning i forkant av en nedbørsperiode, arealanvendelse og regionale nedbørsforhold. For å ta høyde for dette formulerte Guzzetti et al. (2008) nye terskelverdier ved å normalisere nedbørintensiteten med gjennomsnittlig årsnedbør (MAP) og «the rainy-day normal» (RDN) som er definert som hvor mye nedbør det vanligvis faller på en regnværsdag. Regionale terskelverdier ble definert for områder med like meteorologiske, klimatiske og fysiografiske forhold. Analysene viste at antecedente (tidligere hendelser) nedbørsperioder og vannmetningsforholdene påvirket sannsynligheten for utglidning for nedbørshendelser som hadde en varighet på over 48 timer.

Sidle & Ochiai (2006) modifiserte ligningen til Caine (1980) ved å ta høyde for antecedente nedbørsforhold. Dette ble gjort ved å sammenligne todagens nedbørsperioder med data fra andre studier. Forholdene før en nedbørshendelse ble delt inn i våte (>20 mm regn i løpet av de to dagene) og tørre forhold (≤20 mm regn). Følgende ligninger uttrykker kritisk nedbørintensitet med våte og tørre forhold i forkant av en nedbørsperiode:

$$I = 19,99 \times D_S^{-0,38}$$

*Ligning 2.2*

$$I = 12,64 \times D_S^{-0,49}$$

*Ligning 2.3*

hvor

I = nedbørintensiteten [mm/time]

D<sub>S</sub> = nedbørsvarighet [timer]

Ligning 2.2 beskriver de tørre forholdene og ligning 2.3 de våte.

Sandersen et al. (1996) studerte jord- og flomskredhendelser i Norge i sammenheng med nedbør og klima og observerte at det var spesielle værphenomener som utløste skred:

1. Solstråling på våren som fører til intens snøsmelting med en varighet på vanligvis en uke.
2. Kraftige nedbørsperioder med en total varighet på én dag med intense perioder på 1-4 timer i løpet av stormen.
3. Nedbør i kombinasjon med snøsmelting. En varighet på 3-7 dager.

Den første situasjonen er begrenset til det kontinentale klima på Østlandet. Her fant 67 % av alle jord- og flomskred sted i løpet av april og mai med snøsmelting som den hovedsakelig bakenforliggende årsaken. De to andre vær-situasjonene er vanlige fenomener langs vestkysten av Norge, hvor skredhendelser er vanligst på høstsesongen fra august til desember. Dette korresponderer med månedene med mest nedbør. Sandersen et al. (1996) studerte også kritiske nedbørsmengder for skredfare med ønske om å ta hensyn til ulike klimaforhold. Dette på grunn av at skråningene siden siste istid har tilpasset seg de lokale klimaforholdene i forhold til massebevegelse. Det betyr at skråninger i områder med en høy årlig nedbørsmengde er mindre utsatt for utglidninger under intense nedbørsperioder enn skråninger lokalisert i tørrere områder. For å ta høyde for klimavariasjonene ble døgnnedbøren sett i sammenheng med gjennomsnittlig årsnedbør og en ny terskelverdi for nedbørsintensitet og varighet kan uttrykkes som:

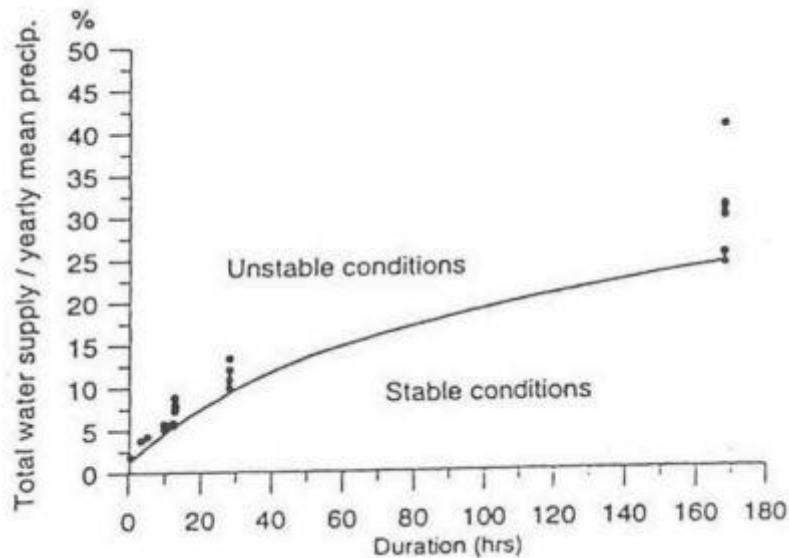
$$P = 1,2 \times D^{0,6} \qquad \text{Ligning 2.4}$$

hvor:

P = kritisk vanntilførsel presentert som prosentvis andel av årlig gjennomsnittsnedbør [%]

D = nedbørsvarighet [timer]

Ligningen er basert på 30 nedbørshendelser som utløste flomskred i nærheten av værstasjoner over hele Norge. Figur 2.16 viser når forholdene blir ustabile for ulike varigheter av nedbørshendelser i forhold til årsnedbøren. Ut ifra ligning 2.4 ble den kritiske vanntilførsel med en varighet på 12 timer kalkulert til å være 5,33 % av den gjennomsnittlige årsnedbøren. Med en årsnedbør på 2000 mm vil det tilsvare 106,6 mm i løpet av 12 timer.



Figur 2.16 Kritisk vanntilførsel beregnet med hensyn på gjennomsnittlig årsnedbør for flomskredhendelser. Prikkene indikerer vannmengden for målte skredhendelser (Sandersen et al., 1996).

Meyer et al. (2012) studerte 502 flomskredhendelser i Norge med hensikt i å definere en ny terskelverdi for intensiteten og varigheten til nedbør som utløser flomskred. Lokale forhold har mye å si for hvor høy terskelverdien er, og desto våtere det er, desto høyere blir terskelverdien siden skråningene vil tilpasse seg de lokale nedbørsforholdene på lang sikt (Nadim et al., 2009). Tidligere har terskelverdien blitt normalisert for den gjennomsnittlige årsnedbøren (MAP) (Sandersen et al., 1996), men Wilson & Jayko (1997) foreslo at «the rainy-day normal» (RDN) ville være en bedre parameter for å normalisere terskelverdien siden den reflekterer den vanlige nedbørintensiteten i den gjeldende klimaregionen og korrelerer med moderate nedbørshendelser som utløser flomskred. RDN tar kun hensyn til nedbøren, så for å også ta med mengden vann som blir tilført fra snøsmelting brukte Meyer et al. (2012) «the precipitation day normal» (PDN) for å normalisere dataene. PDN er en indikator for den intensiteten vann blir tilført over ett år og representerer de hydrologiske forholdene som regionen har tilpasset seg. PDN blir beregnet med følgende ligning:

$$PDN = \frac{MAP}{APD}$$

Ligning 2.5



hvor:

MAP = gjennomsnittlig årlig nedbør [mm]

APD = gjennomsnittlig antall dager med nedbør i løpet av et år.

Meyer et al. (2012) utviklet tre normaliserte grenseverdier; minimums-, mediums og maksverdi for intensiteten til vanntilførselen [mm/dag]. Minimumsverdien skulle være lavere enn verdien for 90 % av de 502 skredhendelsene i studiet, mediumsverdien skulle være lavere enn for 50 % av hendelsene og maksimumsverdien skulle inkludere de øvre 10 % av hendelsene. Disse tre grenseverdiene kan uttrykkes med følgende ligning:

$$\frac{I_{MIN}}{PDN} = 2,18 \times D_{day}^{-0,24} \quad \text{Ligning 2.6}$$

$$\frac{I_{MED}}{PDN} = 4,51 \times D_{day}^{-0,51} \quad \text{Ligning 2.7}$$

$$\frac{I_{MAX}}{PDN} = 8,66 \times D_{day}^{-0,55} \quad \text{Ligning 2.8}$$

hvor:

PDN = gjennomsnittsnedbøren på nedbørsdager [mm]

$D_{day}$  = varigheten på nedbørshendelsen i dager

Minimumsverdien (ligning 2.6) varierer fra 6-63 mm/dag, mediumsverdien (ligning 2.7) fra 7-131 mm/dag og maksimumsverdien (ligning 2.8) fra 12-250 mm/dag. I veldig våte regioner vil terskelverdien for å utløse et flomskred være overestimert. Minimums- og mediumsverdien simulerer de virkelige forhold bedre enn maksimumsverdien (Meyer et al., 2012).

#### 2.4.2 Rask endring i vannivå

Rask nedgang i vannivå langs en skråning kan utløse utglidninger i jorddemninger, langs kystlinjen, elvebanker, kanaler og skråninger. En rask nedgang i vannivå kan forekomme når vannivået synker etter en flomhendelse, ved en rask nedgang i et reservoar/kanal eller ved en lekkasje som oppstår under for eksempel tunnelbygging. Med mindre løsmassene i den gjeldende skråningen har en veldig høy permeabilitet slik at poretrykket endrer seg i takt med vannivåendringene, vil skråningen være utsatt for en høyere skjærspenning og kan bli ustabil (Wieczorek, 1996). Den forhøyede skjærspenningen kommer av at poretrykket øker når

vannivået senkes. Under faste forhold med konstant vannivå er poretrykket hydrostatisk, men hvis dette endres kan poretrykket bli påvirket avhengig av egenskapene til løsmassene. Hvis løsmassene har en lav permeabilitet vil dreneringen av vann foregå langsommere enn hastigheten til spenningsendringene, noe som vil føre til økt poretrykk (Wieczorek, 1996). Tykke, homogene løsmasser med lav permeabilitet, som silt og leire, er særlig utsatt for utglidninger i slike situasjoner. Hvis de totale spenningsforholdene endres raskt nok kan også grovere sedimenter være utsatt (Johansson & Edeskär, 2014).

### 2.4.3 Menneskelige inngrep

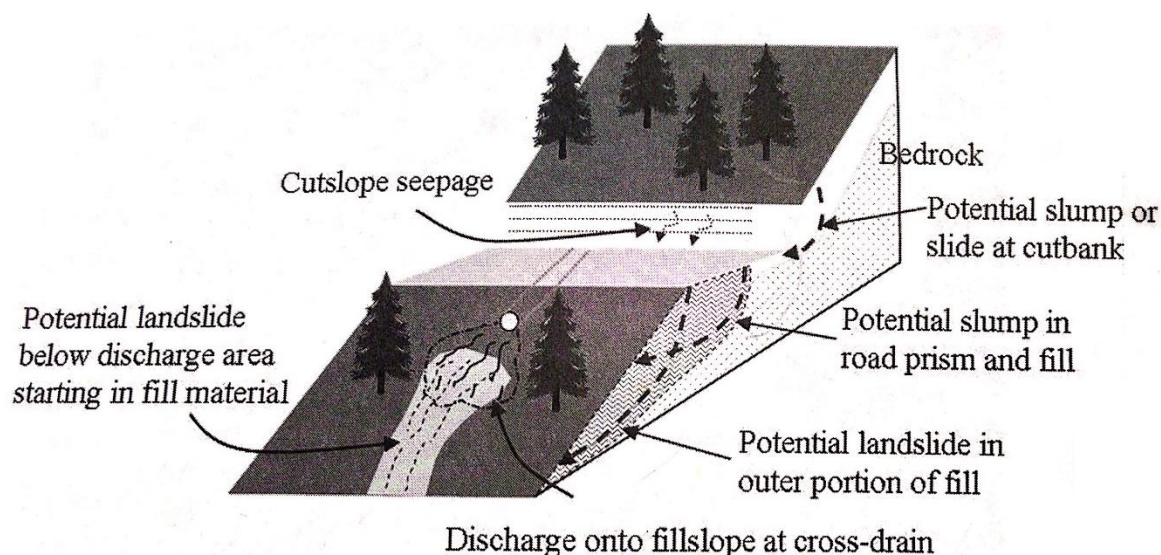
Menneskelig inngrep i naturen kan være en utløsende faktor for jordskred og påvirker størrelsen, frekvensen og type jordskred. Antropogene aktiviteter kan endre terskelverdien for både utløsningshendelsen og akselerasjonen av jordskred (Sidle & Ochiai, 2006). I en rapport av Førland & Alfnes (2007) ble det konkludert at antall skred siden 1960-tallet har økt, men denne økningen skyldes hovedsakelig menneskelige faktorer. Ulike aktiviteter som kan utløse skred eller minke stabiliteten i en skråning er: fjerning av masser i underkant av skråninger, pålegging av last på toppen av en skråning, endring av dreneringsveier (eller underdimensjonerte dreneringsveier) eller endring av grunnvannsnivå og flatehogst (Sidle & Ochiai, 2006).

Bygging av veier, jernbane og skogsveier langs skråninger påvirker skråningsstabiliteten ved at de:

- Endrer de hydrologiske dreneringsveiene.
- Fjerner støtten på sidene ved underkutting av skråninger.
- Overlast i overkant.
- Økning av skråningshelningene.

Dette er illustrert i figur 2.17 (Sidle & Ochiai, 2006). En rapport av Di Crescenzo & Santo (2005), basert på 172 skredhendelser sør i Italia, viste at 86 % av alle skredene ble utløst som følge av menneskeskapt fjellskjæring og 75 % av de ble utløst mindre enn 10 m fra skjæringen. Fjellskjæring i sammenheng med veibygging endrer de naturlige strømningsveiene til grunnvannstrømmene og vann som renner gjennom permeable lag kan bli midlertidig hindret av et mer impermeabelt lag brukt i veibyggingen. Under slike forhold kan det bygge seg opp et poretrykk som kan gjøre skråningen ustabil (Guadagno & Revellino, 2005). Hvor mye av vannet fra grunnvannstrømmene som vil komme opp i dagen og over veien

ved en veiskjæring er avhengig av 1) tilstedeværelsen av et mindre permeabelt lag dypere i skråningen, 2) dybden av dette laget i forhold til dybden av veiskjæringen og 3) topografien overfor veiskjæringen. Det er fordelaktig om vannet kan strømme gjennom et permeabelt lag under veien enn at det kommer ut i dagen ved veiskjæringen (Sidle & Ochiai, 2006).



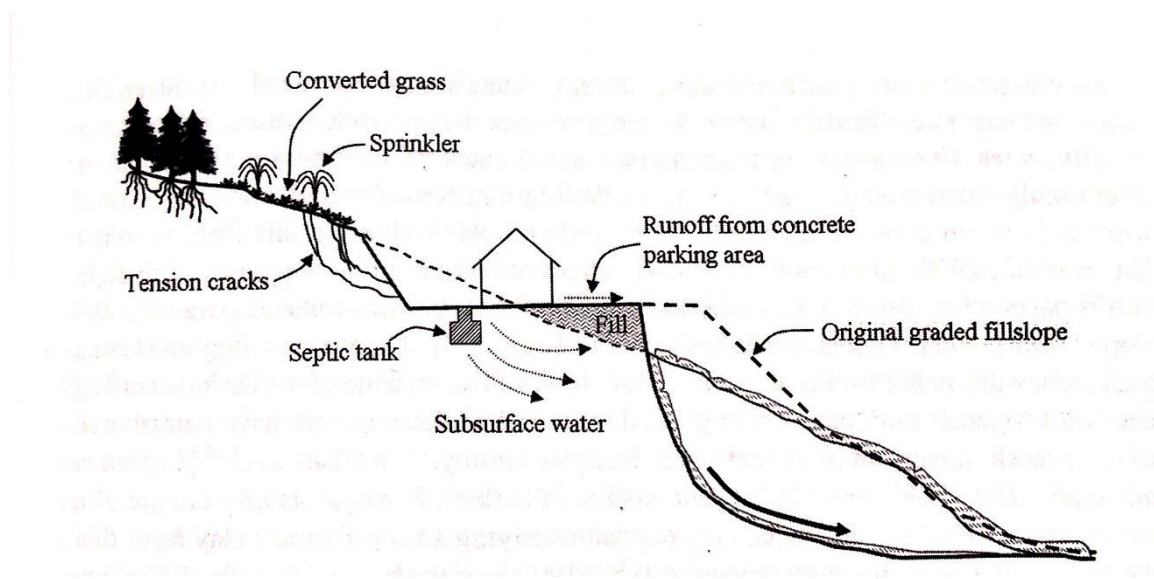
Figur 2.17 Illustrerer hvordan en veiskjæring kan påvirke grunnvannstrømningen og stabiliteten til skråningen (Sidle & Ochiai, 2006).

Utbygging av skogsbilveier fører til økt vektbelastning. Dette, kombinert med utilstrekkelig drenering er en vanlig skredutløsende faktor (Bargel et al., 2011). Langs skogsbilveier er det ofte mye kvist og annet materiale som kan tette stikkrennene og dermed lede vannet til områder der det ikke er en naturlig dreneringsvei eller hvor det ikke er kapasitet nok til å lede vannet. Dette kan føre til erosjon i underkant av veien som videre kan utløse skred (Fergus et al., 2011). Dårlig vedlikeholdte skogsbilveier forårsaker ofte erosjonsproblemer og skredskader (Bargel et al., 2011). Utbygging av veier kan påvirke både lokalstabilitet, som gjelder selve veikroppen og tilhørende veiskjæring, og områdestabiliteten som er områder som ikke er direkte påvirket på veien. For friksjonsjordarter blir områdestabiliteten vanligvis et problem nedstrøms vegen, mens for kohesjonsjordarter som leire, kan et skred som blir utløst fra nedsiden forplante seg oppover i løsmassene. Dette er typisk for kvikkleireskred (Fergus et al., 2011).

Urban og industriell utbygging kan gjøre skråninger som i utgangspunktet er stabile til skredfarlige områder med stor fare for utglidninger. Dette ved å 1) plassere svake materialer eller annen masse som øker belastningen på toppen av skråningen, 2) grave i skråninger og dermed fjerner støtte og gjør skråningen brattere, 3) lede vann til potensielt ustabile skråninger,

4) tilføre ekstra vann ved vannlekkasjer og irrigasjon eller 5) fjerne vegetasjon eller plante om til vegetasjon med svakere rotsystem. Noen av disse eksemplene er illustrert i figur 2.18.

Det finnes mange eksempler på jordskred som har blitt utløst hvor menneskelig aktivitet har vært en bakenforliggende årsak til skredet. I Belgia i 1998 ble et større jordskred utløst hvor den utløsende faktoren var en kombinasjon av kraftig nedbør samt lekkasje fra et vannrør (Preuth et al., 2010). Årsaken til raset ved Hatlestad terrasse i Bergen 2005 ble vurdert til å være en kombinasjon av kraftig nedbør, store mengder overflatevann, løsmasser som var plassert ovenfor rasområdet og tilførsel av vann fra brudd i vannledninger (Langlo, 2010).



Figur 2.18 Eksempler på hvordan forskjellige antropogene faktorer påvirker skråningsstabiliteten i et urbanisert område (Sidle & Ochiai, 2006).

### 2.4.4 Jordskjelv

Jordskjelv har utløst mange jordskred under forskjellige topografiske og geologiske forhold (Ugai et al., 2012). Rystelsene forårsaket av et jordskjelv øker spenningen i jorda som kan føre til at kohesjonen minker i sementerte jordarter eller sprø bergarter. I løse, vannmettede, kohesjonsløse jordarter kan et jordskred bli utløst ved at jordskjelvet likvifiserer løsmassene. Dette skjer ved at ristingen øker porevannstrykket midlertidig og reduserer styrken til sedimentene (Wieczorek, 1996). Den seismiske aktiviteten i Skandinavia har en lav til en middels intensitet med en styrke som sjelden overskrider 5,5 på Richters skala (Bungum et al., 2010, Fjeldskaar et al., 2000). Mange av disse jordskjelvene er lokalisert utenfor kysten på Vestlandet. Jordskjelv har kun forårsaket begrenset skade i Norge, men det er fryktet at selv mindre jordskjelv kan forårsake jordskred i fremtiden (Mathismoen et al., 2008). Dette kommer

av at en eventuell nedbørsøkning grunnet klimaendringene (IPCC, 2014) som vil øke vannmetningsgraden i jord- og fjellmasser. Det i seg selv vil øke porevannstrykket og minske stabiliteten slik at skråningen blir mer utsatt for en utglidning. Selv et mindre jordskjelv kan da være nok til å utløse et jordskred (Mathismoen et al., 2008).

## 2.5 Lovverk for utbygging i skredfarlig terreng

Norsk lovverk har utrettet retningslinjer for utbygging i skredfarlig terreng i forskriften Byggteknisk Forskrift (TEK 10). Her heter det at byggverk ikke skal plasseres i områder hvor konsekvensen (også sekundærkonsekvensene) av et skred er særlig stor. I skredfarlig terreng skal sikkerhetsklassen for skred fastsettes. Disse sikkerhetsklassene er definert ut ifra den største nominelle årlige sannsynligheten for at det vil gå et skred og konsekvensene et slik skred vil medføre (tabell 2.1). Byggverk og tilhørende uteareal skal dimensjoneres slik at den største nominelle årlige sannsynligheten for skred ikke overskrides (Lovdata, 2010).

Tabell 2.1 Sikkerhetsklasser for plassering av byggverk i skredfarlig terreng (Lovdata, 2010).

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

## 2.6 Stabilitetsanalyse

Det er mange usikkerhetsmomenter knyttet til det å beregne stabiliteten, forutsi utstrekningen til utløpsområdet og glideflaten. For å vurdere skråningsstabiliteten til et potensielt ustabilt lag blir det brukt forholdsvis enkle likevektsberegninger. De stabiliserende kreftene som inngår er skjærmotstanden ( $\tau$ ) mellom materialet og skråningsplanet, og i tillegg eventuelle krefter fra en støttefunksjon som er med på å forhindre en utglidning. De destabiliserende kreftene er vekten av glidelegemet, som er en vertikal kraft ( $W$ ) med en komponent i glideretningen og normalt på skråplanet. Andre destabiliserende krefter kan være vanntrykk i sprekker, forhøyet porevannstrykk eller ekstra belastning på glidelegemet (Høeg, 2014).

### 2.6.1 Sikkerhetsfaktor

Sikkerhetsfaktoren ( $F$ ) er et mål på stabiliteten i en skråning og er definert som forholdet mellom skjærstyrken ( $\tau_b$ ) og nødvendig skjærspenninger for likevekt ( $\tau_{eq}$ ) i skråningen (Duncan, 1996).

$$F = \frac{\text{Skjærstyrke } (\tau_b)}{\text{Nødvendig skjærspenning for likevekt } (\tau_{eq})} \quad \text{Ligning 2.9}$$

Skjærstyrken kan uttrykkes som:

$$\tau_b = c + \sigma \tan \varphi \quad \text{Ligning 2.10}$$

som gjør at sikkerhetsfaktoren kan skrives om til:

$$F = \frac{c + \sigma \tan \varphi}{\tau_{eq}} \quad \text{Ligning 2.11}$$

F = sikkerhetsfaktor

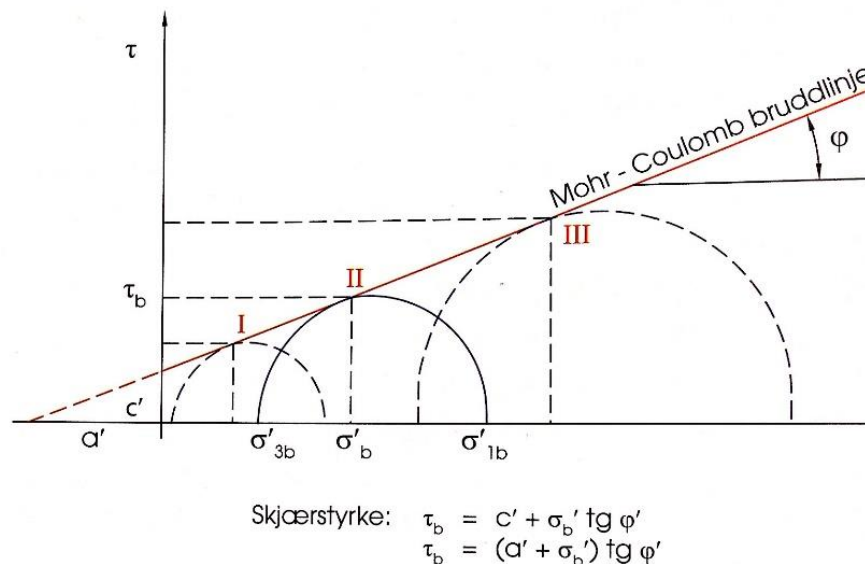
$\tau_b$  = den skjærstyrken som maksimalt kan mobiliseres

c = kohesjonsavskjæring i Mohr-Coulomb styrkediagram (jfr. figur 2.19)

$\varphi$  = friksjonsvinkelen til materialet

$\sigma$  = normalspenningen på skråningen

$\tau_{eq}$  = nødvendig skjærspenning for likevekt



Figur 2.19 Skisse av Mohr-Coulomb bruddkriterium. Figuren viser spennings situasjonen til tre prøvestykker ved brudd hvor fellestangenten til spennings sirkelene angir Mohr-Coulomb bruddlinje (Høeg, 2014).

Beregnet verdi av sikkerhetsfaktoren sier noe om hvor stabil skråningen er:

$F > 1$ : Stabil tilstand

$F = 1$ : labil tilstand

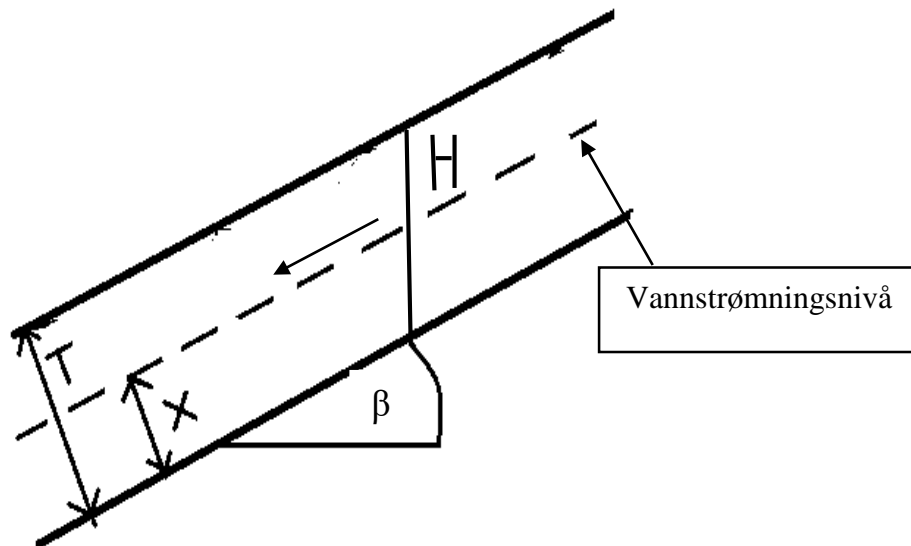
$F < 1$ : fare for utglidning

Sikkerhetsfaktoren er et mål på hvor stor skjærstyrkeparameterne for jord ( $c$  og  $\phi$ ) må være for å unngå utglidning og på hvor stor spenning skjærplanet tåler før det går i brudd.  $F$  er en numerisk verdi som gjelder for et bestemt potensielt glideplan og er ikke gjeldende for hele glideoverflaten (Duncan, 1996). Det er ofte stor usikkerhet knyttet til bestemmelse av parameterne som skal med i beregningene, som skjærstyrke, beliggenhet av glideplan, porevannstrykk og flere andre faktorer. Desto større usikkerhet i beregningene og konsekvensene av et skred, desto større  $F$ -verdi kreves for å være på den sikre siden (Høeg, 2014).

### 2.6.2 «Uendelig lang» skråning

Grunne overflateskred er ca. 0,2-1,0 m dype og er en utglidning med en begrenset mengde materiale. Glideplanet er gjerne langs et lag med redusert fasthet, ofte grunnet stor infiltrasjon av vann og består av finkornete løsmasser (Norem & Sandersen, 2012; Bargel et al., 2011). Når glideplanet er orientert parallelt med overflaten og utstrekningen av glidelegemet er stor sammenlignet med dybden til glideplanet, kan det analyseres som en «uendelig lang» skråning (eng: *infinite slope analysis*). En slik analyse tar ikke hensyn til de drivende kreftene øverst i skråningen eller de stabiliserende i bunnen. De stabiliserende kreftene i bunnen er vanligvis større enn de drivende, noe som gjør den «uendelig lang» analysen i noen grad konservativ (Duncan, 1996). Prinsippet bak en «uendelig lang» skråning er illustrert i figur 2.20.

Stabilitetsanalysen for en slik skråning gjøres ved å dele opp glidelegemet i blokkelementer, hvor alle blir utsatt for de samme stabiliserende og destabiliserende kreftene. Ved å beregne sikkerhetsfaktoren til en slik blokk vet man derfor sikkerhetsfaktorene for hele skråningen (Høeg, 2014).



Figur 2.20 Prinsippskisse av en uendelig lang skråning etter Duncan (1996).  $T$  er dybden fra overflaten ned til glideplanet og  $X$  er dybden fra vannstrømningsnivået til glideplanet.  $H$  er den vertikale dybden ned til glideplanet og  $\beta$  er skråningsvinkelen.

Sikkerhetsfaktoren ( $F$ ) til en «uendelig lang» skråning kan uttrykkes som:

$$F = A \frac{\tan \varphi'}{\tan \beta} + B \frac{c'}{\gamma H} \quad \text{Ligning 2.12}$$

Ligning 2.12 brukes for å beregne stabilitetsanalyser med hensyn på effektivspenninger. For effektivspenningsanalyser er porevannstrykket langs glideflaten karakterisert som det dimensjonsløse poretrykksforholdet  $r_u$ , som enten kan bestemmes ved å måle porevannstrykket eller ved beregninger. Hvilken ligning som blir benyttet til beregningen avhenger av om vannet siger parallelt med overflaten eller om det kommer frem til overflaten (Duncan, 1996):

Vannstrømning parallelt med overflaten: 
$$r_u = \frac{X}{T} \frac{\gamma_w}{\gamma} \cos^2 \beta \quad \text{Ligning 2.13}$$

Vannstrømning bryter overflaten i skråningen: 
$$r_u = \frac{\gamma_w}{\gamma} \frac{1}{1 + \tan \beta \tan \varphi} \quad \text{Ligning 2.14}$$



A, B = dimensjonsløse stabilitetskoeffisienter gitt i figur 2.21.

$\phi'$ ,  $c'$  = effektiv spenningsstyrke parametere for glideflaten, henholdsvis friksjonsvinkel og kohesjon

$\beta$  = skråningsvinkelen [ $^{\circ}$ ]

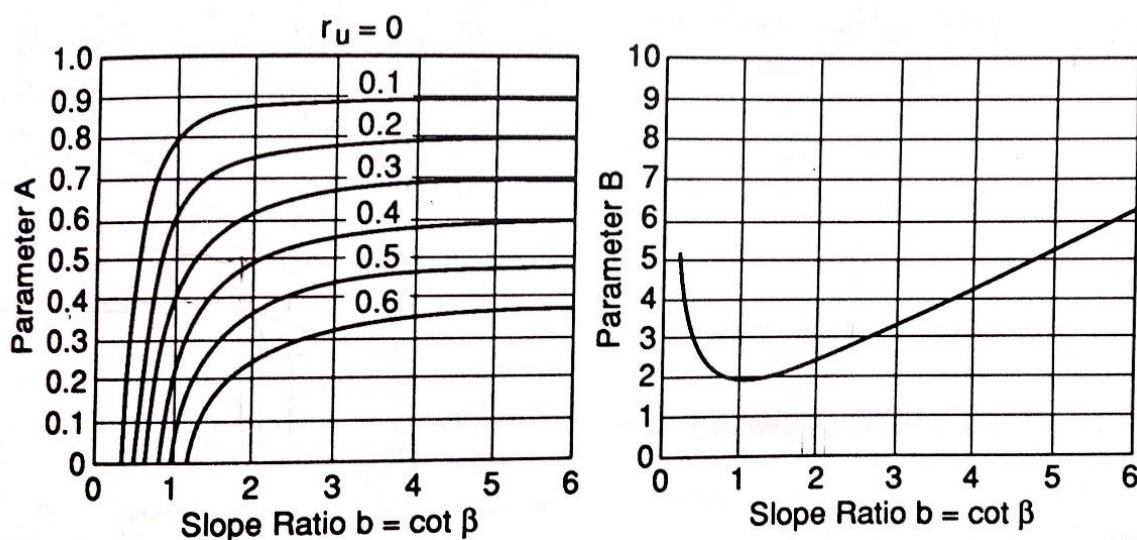
$\gamma$  = tyngdetettheten til den glidende massen [ $\text{kN/m}^3$ ]

$\gamma_w$  = tyngdetettheten til vann,  $10 \text{ kN/m}^3$

H = vertikal dyp fra skråningsoverflaten ned til glideflaten [m]

T = Dybde fra skråningsoverflaten til glideoverflaten [m]

X = Dybde fra vannstrømningsnivå parallelt til glideoverflaten [m]



Figur 2.21 Stabilitetsdiagram for å estimere parameterne A og B (Duncan, 1996).

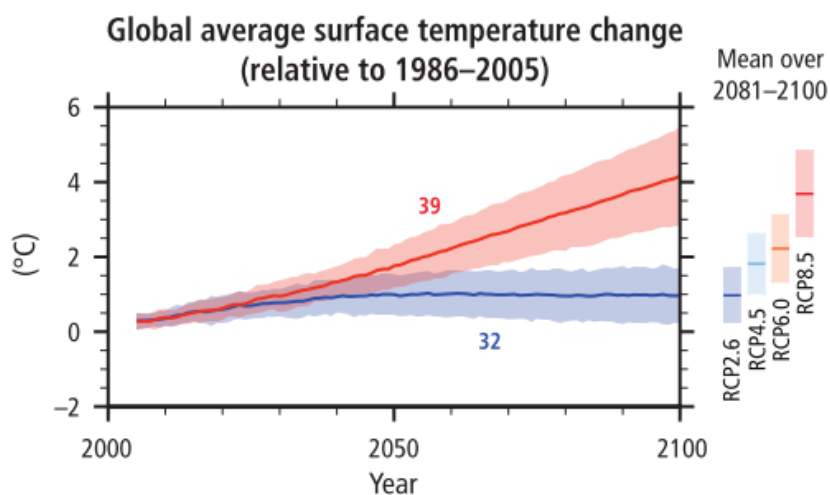
## 2.7 Klimaendringer

Klimaendringer er et veldig omdiskutert tema som det er forsket mye på. Målet er å prøve og forutse hvordan klimaet vil utvikle seg de neste tiårene og hva som er årsaken til klimaendringene. FNs klimapanel IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) publiserte en synteserapport i 2014 (IPCC, 2014) som er en oversikt over forskningsresultatene angående klimaendringene. Rapporten legger vekt på de nye resultatene siden utgivelse av IPCCs fjerde rapport (AR4) i 2007. Klimaendringene kan utsette mennesker, samfunn og økosystem for økt risiko i form av økt frekvens av stormhendelser eller mer langvarige effekter som havnivåendringer eller tørkeperioder som varer over flere tiår. Risiko er definert som

sannsynligheten for en hendelse multiplisert med konsekvensen (Fell et al., 2008). I klimaprognosene opereres det med varierende grad av sikkerhet for at en slik hendelse vil inntreffe. Det er mange faktorer som spiller inn og det er derfor mye usikkerhet knyttet til klimaprognosene. Ulike klimascenarier blir derfor presentert avhengig av blant annet mengden utslipp av klimagassen CO<sub>2</sub> i årene som kommer (IPCC, 2014).

### 2.7.1 Temperaturendringer

De siste tre tiårene har temperaturen ved jordoverflaten vært suksessivt varmere enn noe annet tiår siden 1850. Perioden fra 1983-2012 har *mest sannsynlig* vært den varmeste 30års-perioden på den nordlige halvkule de siste 800 årene. Den gjennomsnittlige globale temperaturendringen (kombinert land- og havtemperatur) har økt med 0,85 °C over perioden 1880 til 2012. Endringen i den globale gjennomsnittstemperaturen for perioden 2016-2035 relativt til perioden 1986-2005 er lik for de fire utslippsscenarioene IPCC opererer med, og vil *sannsynligvis* være en økning på mellom 0,3-0,7 °C, med en medium konfidens. Denne beregningen antar ingen store vulkanutbrudd eller endringer i utslipp av naturlige kilder som metan og nitrogenoksid. Framtidige klimaendringer er basert på tidligere antropogene utslipp av klimagasser, samt fremtidige utslipp og naturlige klimavariasjoner. Den globale overflatetemperaturen fra 2006-2100 relativt til perioden 1986-2005 vil kunne øke med et gjennomsnitt på 3,7 °C (med en variasjon fra 2,6-4,8 °C) og 1,0 °C (en variasjon fra 0,3-1,7 °C) for henholdsvis scenario RCP8.5 og RCP2.6. RCP8.5 er et scenario hvor det ikke gjøres ytterligere tiltak for å hindre utslipp i fremtiden, mens RCP2.6 representerer et scenario hvor utslipp av klimagasser frem til år 2100 blir redusert med 2 GtCO<sub>2</sub>/år (figur 2.22). Etersom gjennomsnittstemperaturen øker globalt sett, er det *praktisk talt sikkert* at antall dager med ekstrem varme vil øke, mens det blir færre ekstreme kuldeperioder over de fleste landarealer (IPCC, 2014).



Figur 2.22 Global gjennomsnittlig temperaturendring for tidsperioden 2006-2100 (relativt til 1986-2005) for de to ytterpunktene i scenarioene for fremtidig CO<sub>2</sub>-utslipp. Linjen representerer gjennomsnittstemperaturen for det gitte scenarioet og det skraverte området dekker variasjonsbredden fra 5-95 % for det gjeldende scenarioet (IPCC, 2014).

Når det gjelder klimaet i Norge fram mot år 2100 er det anslått at gjennomsnittstemperaturen vil stige mellom 2,5-3,5°C avhengig av landsdel. Temperaturstigningen vil være størst i innlandet og i nord. Det vil også bli mildere vintre og varmere somre med en minimumstemperatur 2,5-4 °C over dagens nivå og en maksimumstemperatur som vil stige med 2-3°C. De områdene i Norge som vil få størst temperaturendringer er henholdsvis Finnmark og Sørlandet (Iversen et al., 2005). Disse beregningene er nedskalerte resultater fra den tyske MPI-modellen og den engelske Hadley-modellen.

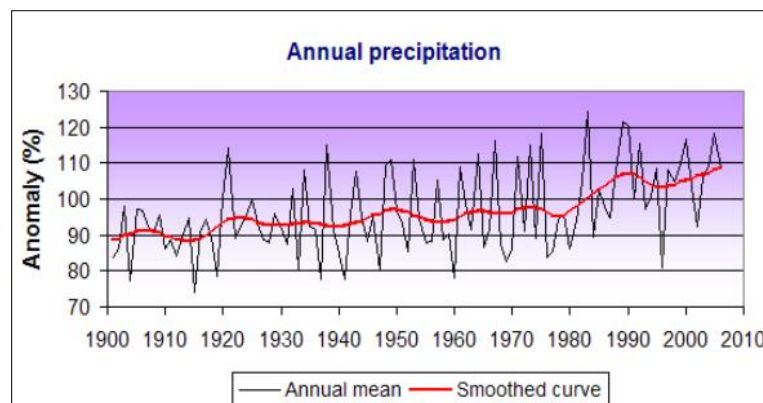
### 2.7.2 Nedbørsendringer og ekstremvær

Nedbørsmengden er antatt å få en mer ujevn fordeling sammenlignet med temperaturendringene. Noen områder vil oppleve en økning, mens andre en nedgang i nedbørsmengden. Nedbør er mer påvirket av lokale variasjoner, men innsamlet nedbørsdata fra perioden 1900-2005 viser at det har vært en generell økning i nedbør for landområder nord for 30°N (IPCC, 2013).

Som et resultat av den estimerte temperaturøkningen vil det bli en økt fordampning som vil øke metningsverdien i atmosfæren med 6-10 % pr °C (IPCC, 2013). Siden nedbøren er begrenset av endringer i netto strålingsnedkjøling i troposfæren vil ikke nedbørsmengden være proporsjonal med økt vanndamp i atmosfæren. Det er likevel beregnet at den gjennomsnittlige

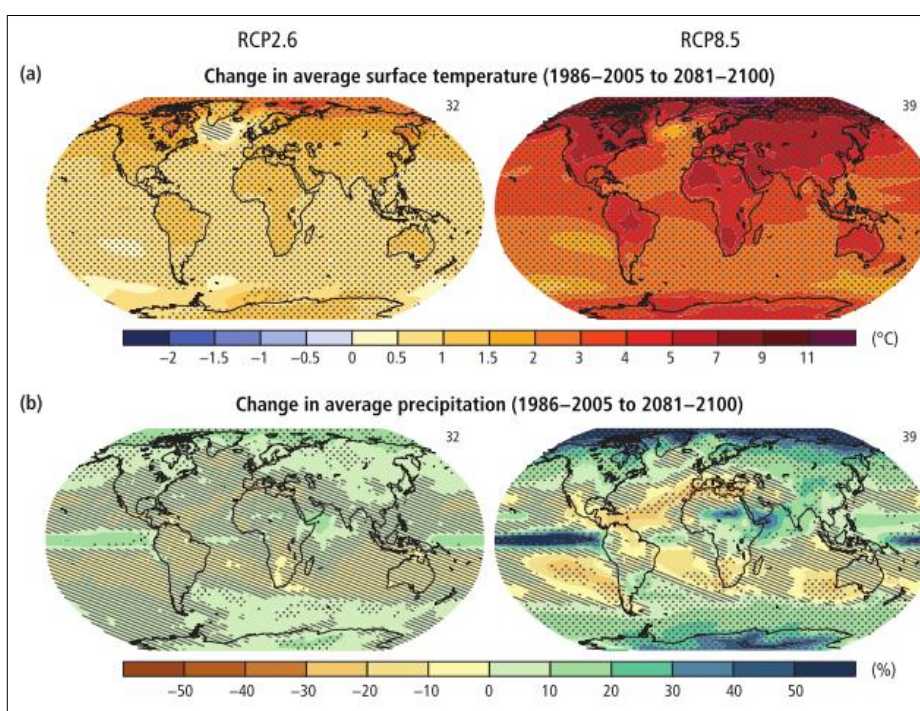
globale nedbørsmengden vil øke med 1-3 % pr °C. Dette er globale gjennomsnittsverdier, noe som betyr at det vil være veldig store regionale variasjoner i nedbørsmengde. Generelt vil det bli våtere der det er vått og tørrere der det er tørt. Årsaken til denne utviklingen, kommer av at det vil bli en økning av vanndamp i atmosfæren og en liten endring i den atmosfæriske sirkulasjonen noe som vil konsentrere mer vanndamp, spesielt i tropiske strøk (IPCC, 2013). I det mest ekstreme scenarioet med høyest CO<sub>2</sub>-utslipp (RCP8.5) er det beregnet at det vil bli en nedbørsøkning på 50 % i de tropiske og polare breddegradene i løpet av det 21. århundre. I kontrast kan det i verste fall bli en nedbørsreduksjon på 30 % eller mer i de store subtropiske områdene. Dette vil også være et resultat av sirkulasjonsendringer som vil føre til mindre regn samtidig som temperaturen vil stige (IPCC, 2013).

I Norge har regnværet blitt mer intenst de siste femti årene og moderate til kraftige nedbørshendelser over 24 timer forekommer oftere (Førland & Alfnes, 2007). Den årlige nedbørsmengden har økt mellom 0,3-2,1 % pr tiår for ulike deler av Norge i løpet av perioden 1895-2004, hvor det har vært størst økning på Vestlandet og store deler av sentral- og Nord-Norge (Førland & Alfnes, 2007). Målinger gjort av Meteorologisk institutt i forbindelse med RegClim-prosjektene viser at det har blitt 21 % mer nedbør i Norge over de siste 100 årene (Alfsen et al., 2013). Målingene viser at det er spesielt på sommeren at nedbøren har økt på Østlandet og i Trøndelag, mens på Vestlandet og i Nord-Norge er det høst- og vinter nedbøren som har økt. Figur 2.23 viser hvordan årsnedbøren har variert i Norge fra 1900 fram til 2010 og indikerer at årsnedbøren har økt vesentlig siden 1970.



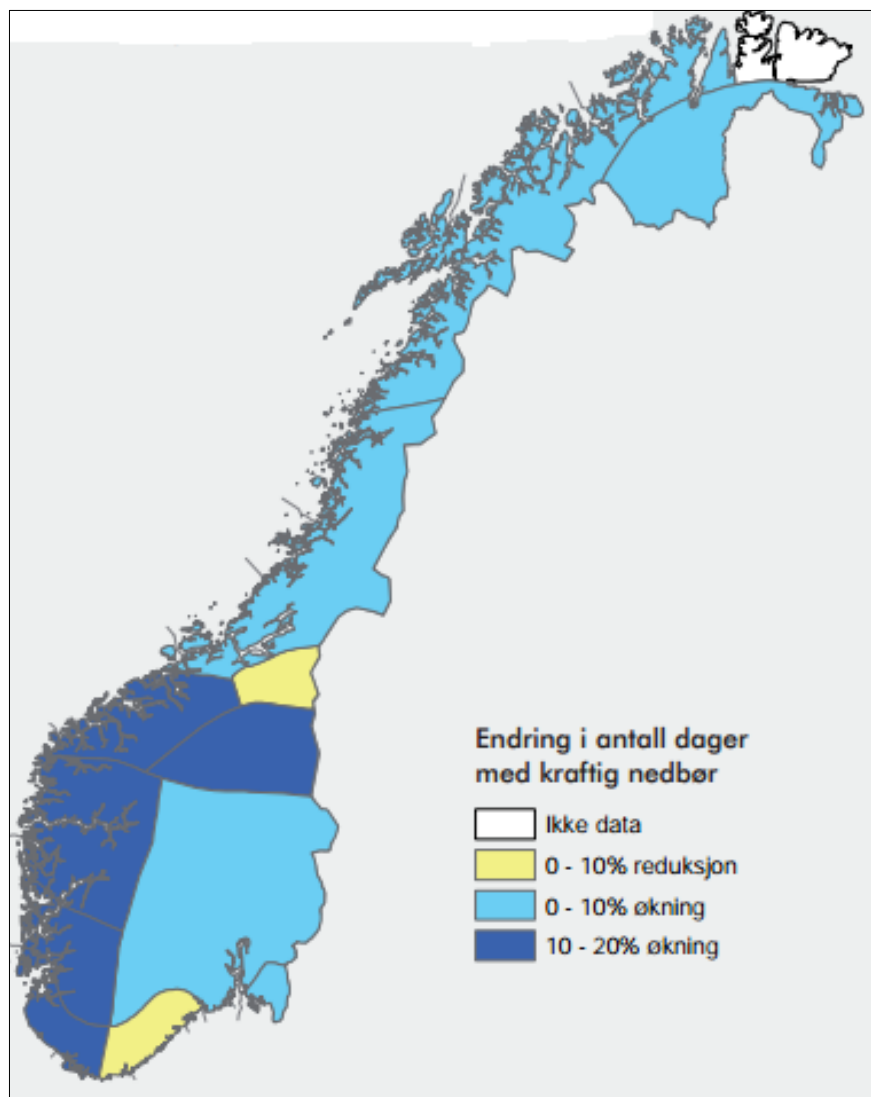
Figur 2.23 Årlig nedbørsmengde for det norske fastlandet, 1900-2006. Anomaliene er i forhold til gjennomsnittsverdiene for perioden 1961-1990. Den røde kurven indikerer tiårige variasjoner mens den svarte kurven representerer verdier for hvert år (Førland & Alfnes, 2007).

Det er også forventet at nedbørsmengden vil øke også i årene som kommer. Fram mot år 2050 er det beregnet at det vil bli en økning på 0,3-2,7 % pr tiår over hele landet, men med store regionale variasjoner (Førland & Alfnes, 2007). I den sør-østlige delen av Norge vil nedbørsmengden være minst, mens på Vestlandet og langs kysten i nord vil nedbørsmengden øke mest. Beregninger gjort fram mot år 2100 viser en enda større økning, mellom 5-20 % avhengig av regionen (Førland & Alfnes, 2007). Også her vil endringene bli størst langs sørvestkysten og i nord. Det vil også bli sesongvariasjoner, og prognosene viser at nedbøren øker på våren og høsten, spesielt på Østlandet, mens på sørøstlandet kan nedbøren minke opp mot 15 % for sommermånedene (Førland & Alfnes, 2007). På grunn av en forventet temperaturøkning vil mye av nedbøren falle som regn eller sludd i stedet for snø. Dette gjelder spesielt for lavlandet, hvor det forventes at snøsesongen blir redusert med to til tre måneder ved middels temperaturøkning (Innbjør & Jære, 2009). Klimaforskere mener det er sannsynlig at vårflommene kan bli betydelige mindre på Østlandet, samt på Sørlandet og i Trøndelag. Dette kommer av at snødekket blir tynnere, samt at smeltingen starter tidligere, noe som gjør at vårflommen kan komme tidligere på året og strekke seg over et lengre tidsrom (Mathismoen et al., 2008). I lavlandet vil snøen begynne å smelte på senvinteren og tidlig på våren og faren for vinterflom øker. Dette viser tydelig at nedbøren vil fordele seg veldig ujevnt i årene som kommer, både sesongmessig og ut ifra geografisk beliggenhet. Figur 2.24 viser i gjennomsnitt hvordan overflatetemperaturen og nedbøren vil endre seg fra perioden 1986-2005 til 2081-2100 ifølge prognosene til IPCC (2013).



Figur 2.24 a)  
Endring i  
gjennomsnitts-  
temperatur (1986-  
2005 til 2081-2100),  
b) Endring i  
gjennomsnittlig  
nedbørsmengde  
(1986-2005 til  
2081-2100) (IPCC,  
2013).

I takt med at nedbøren vil øke i årene som kommer vil også mer av nedbøren komme som ekstremnedbør (mer enn 20 mm nedbør pr døgn). I løpet av de siste 100 årene har antall hendelser med ekstremnedbør i Norge økt med 40 % (Alfsen et al., 2013). De neste 25 årene er det forventet en svak økning i antall dager med ekstreme nedbørsmengder i Norge, men frem til år 2050 er det forventet en kraftig økning. Spesielt på Vestlandet, i Trøndelag og Nordland vil intensiteten øke, og det forventes en 15-20 % økning av dager med ekstreme nedbørshendelser (figur 2.25). På Østlandet er det forventet kun små endringer eller en liten reduksjon (Mathismoen et al., 2008).

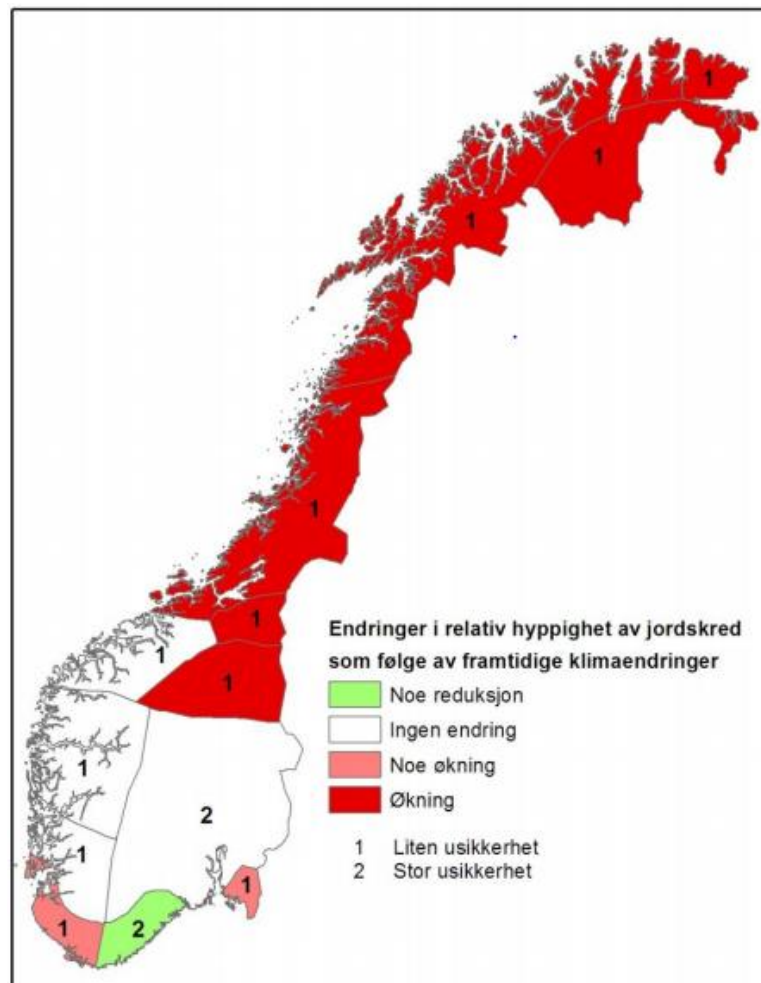


Figur 2.25 Forventet økning i antall dager med ekstremnedbør (>20 mm nedbør pr dag) i perioden 1990 til 2050 (GeoExtreme, 2009).

### 2.7.3 Klimaendringenes påvirkning på skredaktiviteten

Prosjektet «Geohazards, climate change and extreme weather events» (samarbeid mellom Norges geologiske undersøkelse (NGU), Norges Geologiske Institutt (NGI), Bjerknessenteret for klimaforskning og Senter for klimaforskning (CICERO)) har prøvd å etablere en sammenheng mellom meteorologiske elementer og skredhendelser og om klimaendringer kan påvirke faren for skred. Ved å studere tidligere skredhendelser sammen med detaljerte værdata (temperatur, nedbør og vind) fra 1961 og frem til i dag, fant de ut at jordskred blir utløst etter store nedbørsmengder som faller 24 timer før skredhendelsen de fleste steder, men lengst sør i landet er det nedbør de siste 10-30 dagene som kontrollerer jordskredfaren. Lengst nord spiller temperaturen inn som en faktor for jordskredfaren, noe som forklares med at temperaturen bestemmer omfanget av snøsmelting (Alfsen et al., 2013).

I Norge er været en av de viktigste utløsningsårsakene for skred, og for grunne jordskred i bratt terreng kan store nedbørsmengder og/eller snøsmelting føre til høyt poretrykk som reduserer styrken til løsmassene og kan utløse et skred. En tommelfingerregel sier at det er fare for jordskred hvis det faller mer enn 8 % av årsnedbøren i løpet av 24 timer (Kronholm & Stalsberg, 2009). En endring i nedbørshendelser og snødekke vil derfor ha en betydning for skredhyppigheten, og det antas at en økning i intense nedbørsperioder vil føre til en økt skredhyppighet (Innbjør & Jære, 2009). Kronholm & Stalsberg (2009) analyserte hvordan klimaendringene vil påvirke jordskredhyppigheten. Kortvarige perioder med intens nedbør ble antatt å være den primære utløsningsfaktoren. I analysen ble derfor endring i antall dager med intens nedbør vektlagt høyt, men endringen i nedbørintensiteten ble også lagt inn som en faktor. Resultatet av analysen kan sees figur 2.26, hvor områdene i Nord-Norge og i Trøndelag er antatt å få størst økning i hyppigheten av jordskred som følge av klimaendringene. Selv om Vestlandet er et av områdene hvor det er forventet en høy økning i antall dager med kraftig nedbør (figur 2.25) gjenspeiler ikke dette resultatene for endring i skredhyppigheten. Det kan forklares med at på Vestlandet er nedbørsmengden allerede høy og kommer ofte i korte, intense perioder. Skråningene har dermed tilpasset seg klimaet og mange av de utsatte skråninger har allerede rast ut. En nedbørsøkning på 10-20 % vil derfor ikke påvirke skredhyppigheten i en så stor grad (Bargel, 2014). Andre analyser kom frem til at skredhyppigheten vil øke mest både i Nord-Norge og på Vestlandet som følge av en økning i ekstreme nedbørshendelser (Alfsen et al., 2013, Innbjør & Jære, 2009), noe som indikerer de store usikkerhetene slike fremtidsprognoser innebærer.



Figur 2.26 Endring i hyppighet av jordskred som følge av framtidige klimaendringer. Største endringer vil ifølge analysen forekomme i Nord-Norge og Trøndelag (Kronholm & Stalsberg, 2009).

Flere studier har også blitt gjort i de Europeiske Alpene for å se om det er en korrelasjon mellom skredfrekvensen og klimaendringer. Stoffel et al. (2014) studerte frekvensen av jordskred i alpene i sørlige Sveits med hensyn på temperatur og nedbør. Det ble observert en økt jordskredaktivitet på 1990-tallet som først ble tolket til å henge sammen med snømengden og hvor lenge snødekket lå i fjellene. Videre studier viste at jordskredaktiviteten reflekterte en økning i vårtemperaturen på 1980-tallet på ~1°C. En økning i vårtemperaturen vil kunne endre forholdet mellom snø og regn som igjen vil påvirke tidspunktet for kritisk snøsmelting. Samme resultat ble funnet av Lopez Saez et al. (2013) som gjorde en studie i de Franske Alpene. Økning av jordskredaktivitet ble også der tolket til å være forårsaket av en økt vårtemperatur og en rask snøsmelting, og at videre klimaendringer vil føre til en høyere skredaktivitet på grunn av en nedbørs- og temperaturøkning.

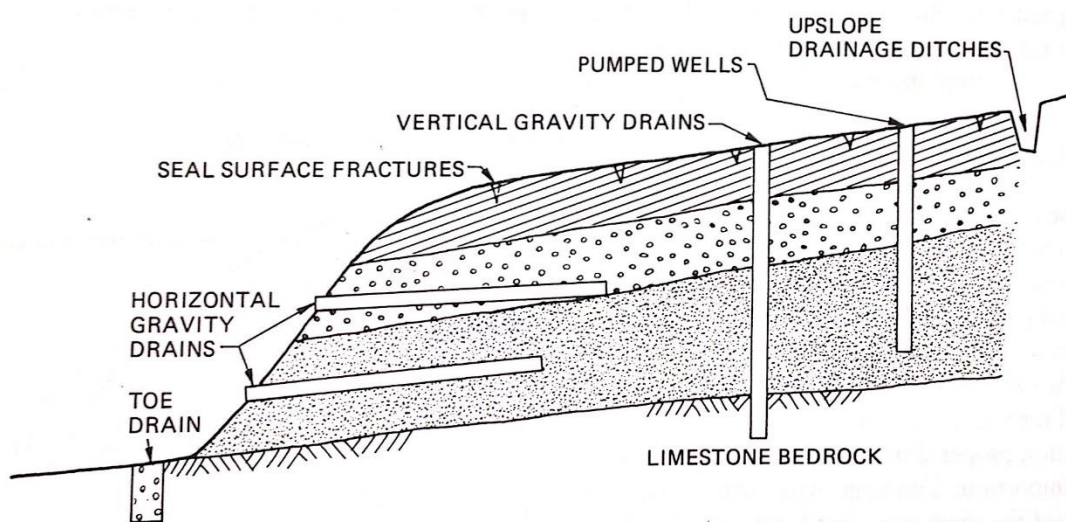


## 2.8 Sikringstiltak

Det er mange ulike sikringstiltak som kan utføres for å øke stabiliteten i en jordskråning, avhengig av hvor i skredbanen tiltakene installeres. De ulike sikringstiltakene varierer også ut ifra hvilket formål de har: for å unngå skred, øke de stabiliserende kreftene, minke de drivende kreftene eller med ønske om å minimere skadene ved et skred. Nedenfor beskrives forskjellige sikringstiltak for ulike situasjoner, kostnadsrammer og formål.

### 2.8.1 Redusere drivende krefter

Mange skred i Norge blir utløst grunnet «vann på ville veier», vann som finner seg nye dreneringsveier (Bargel et al., 2011). For å forhindre dette er det mulig å opprette dreneringsgrøfter og vedlikeholde de som allerede finnes. Ved å lage dreneringsgrøfter er det mulig å forhindre oppbygging av poretrykk i utsatte områder (Sandersen, 2014). Drenering av overflatevann og grunnvann er den mest brukte metoden i forbindelse med skråningsstabilitet. Ved drenering av overflatevann er det viktig å ta hensyn til vannets naturlige dreneringsveier, samt hvordan vannet vil renne eller infiltrere inn i en grøft. Dette for å forhindre erosjon i dreneringsgrøften (Holtz & Schuster, 1996). Grunnvannsstrømmer er også med på å øke de drivende kreftene og utgjør en av hovedårsakene til utglidning av jordskred (Holtz & Schuster, 1996). Senkning av grunnvannstanden under kontrollerte forhold, ved hjelp av ulike dreneringstiltak, kan øke stabiliteten i en skråning. Drenering av grunnvann kan gjøres ved hjelp av dreneringsbrønner: både vertikale og horisontale som er illustrert i figur 2.27.



Figur 2.27 Illustrerer bruken av vertikale og horisontale dreneringsbrønner (Holtz & Schuster, 1996).

I forbindelse med dreneringstiltak er det også viktig med jevnlig tilsyn av stikkrenner for å sørge for at de ikke er tettet igjen av sedimenter, steiner, greiner o.l. Dette er et enkelt og lite kostnadskrevende tiltak som kan minke skredfaren ved at de vanlige dreneringsveiene opprettholdes og kan eventuelt redusere konsekvensene av et skred. Det er også viktig å undersøke at stikkrennene er riktig dimensjonert i forhold til gjeldende nedbørsfelt slik at de har kapasitet til å lede unna alt vannet (Sjøvold et al., 2013).

En annen metode for å redusere de drivende kreftene, er ved å redusere vekten i skråningen. Dette blir ofte utført i forbindelse med utbygning av veiskjæringer, hvor bruken av lette fyllmaterialer effektivt reduserer de drivende kreftene som skyldes tyngdekraften. Slike lette fyllmaterialer kan være bark, sagflis, flygeaske, tørket torv o.l. (Holtz & Schuster, 1996). Det er også mulig å fjerne materialer på toppen av skråningen slik at helningen blir mindre samtidig som at vekten minker.

### **2.8.2 Øke de stabiliserende kreftene**

Økning av de stabiliserende kreftene er en annen fremgangsmetode for å stabilisere en skråning. Dette gjøres i hovedsak enten ved å tilføre ytre krefter eller ved å øke de indre stabiliserende kreftene langs glideplanet. Tilføring av ytre krefter kan være å plassere materiale i bunnen av en skråning for å hindre at massene glir ut. Ved tilføring av masser i bunnen eller nedover langs skråningen, er det viktig at materialet har en god permeabilitet eller at det er gjort dreneringstiltak. Dette for å hindre at det ikke bygger seg opp et poretrykk i bakkant av støttemassene (Holtz & Schuster, 1996).

Bratte sideskråninger ned til elveløp er en stor bidragskilde til sedimenttransporten. Når vannet eroderer i foten av sideskråningen vil helningen øke og stabiliteten minke. Erosjonssikring langs foten vil gjøre skråningen sikrere og redusere faren for utglidning. Sikringen gjøres vanligvis ved plastring av skråningen. Plastringsmaterialet som brukes er stor og kantete stein. Størrelsen avhenger av strømningshastigheten til elva og hvor stort materiale elva klarer å transportere. For å hindre utvasking gjennom steinkledningen er det mulig å bruke en filterduk i bunn (Sandersen, 2014).

Planting av trær med et sterkt rotsystem er tiltak som kan gjøres for å øke stabiliteten i bratte skråninger, da røttene er med på å øke skjærstyrken i bakken (Liu et al., 2014). Trærne vil også ta opp en del vann fra bakken og dermed minke poretrykket. Etter flatehogst registrerte Johnson et al. (2007) at det trengtes 61 % mindre nedbør for å oppnå samme vannmetning i bakken som

før hogsten. Å forhindre flatehogst i skredfarlig terreng er derfor et viktig tiltak for å forhindre jordskred.

### 2.8.3 Varsling og skademinimering

I noen tilfeller vil det være vanskelig og ressurskrevende å utføre sikringstiltak. Et alternativ til sikring, er å sette opp et varslingsanlegg som gjør at bebygde områder kan evakueres og vei og bane blir stengt når skredfaren er høy. Et slikt varslingsanlegg må være satt opp ved utløsningsområdet og måle relevante værfaktorer som nedbør, temperatur, vindstyrke og snødybde. Temperatur, vind og snødybde er viktige faktorer ettersom avrenningen blir påvirket av snøsmelting. I tillegg til måling av værfaktorer, vil overvåking av poretrykket og grunnvannsnivået ved hjelp av et piezometer være nyttig for å indikere kritiske forhold. Målinger av bevegelser i skråninger kan også være nødvendig for overvåkingen, og grenseverdier for mye bevegelse som kan tolereres før området før evakueres må være satt (Sandersen, 2014).

I områder med mye bebyggelse kan et jordskred føre til store ødeleggelser og få alvorlige konsekvenser. I slike tilfeller kan det være nødvendig å gjøre tiltak for å lede, bremse eller stoppe rasmassene. Ledevoller blir gjerne bygget i utløpsområdet i forbindelse med jord- og flomskredfare for å lede vann og skredmasser unna områder hvor de ellers ville gjort stor skade (Haugum et al., 2015). Eksempel på en ledenvoll er vist i figur 2.28. I elve- og bekkeløp kan hastigheten senkes ved å bygge terskler som vil konsentrere erosjonskraften til kortere strekninger (Sandersen, 2014).

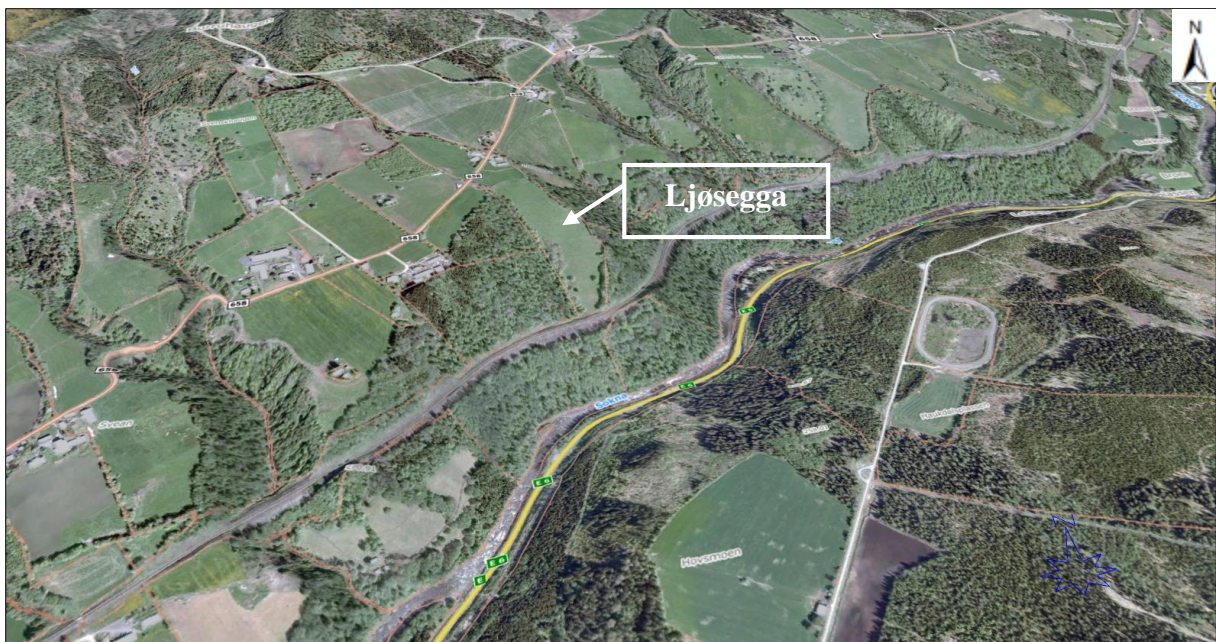


*Figur 2.28 Ledevoll for å sikre bygninger mot flomskred. Ledevollen er 5 m høy og 100 m lang med plastring i bunnen for å hindre erosjon (Haugum et al., 2015).*



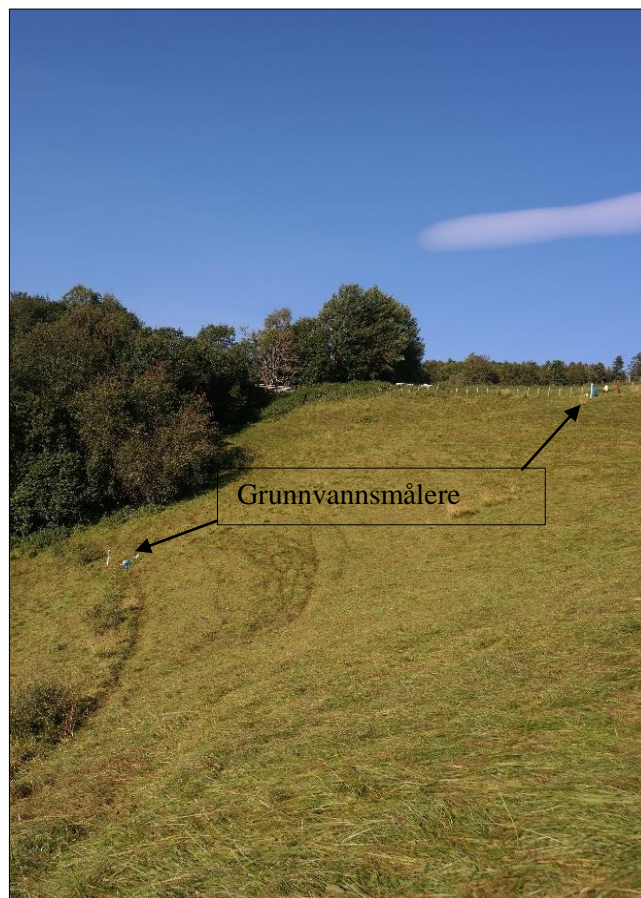
### 3 OMRÅDEBESKRIVELSE

Ljøsegga ligger i Soknedal, et dalføre i Sør-Trøndelag (se figur 3.1). Dalen går i sør-vestlig til nord-østlig retning med elva Sokna i dalbunnen som har gravd seg ned i løsmassene og dannet bratte dalsider. Det er en høydeforskjell på 200-400 m fra bunnen av dalen til toppen og helningen på skråningen i dalføret varierer mellom 20-45° (Sjøvold et al., 2013). Jernbanen følger dalsiden og ligger på vestsiden av Sokna med skråninger som heller 30-45° ned mot sporet. Flere av de bratte skråningene består av dyrkamark og beitemark. Foruten det kultiverte landskapet består vegetasjonen av skog med or og bjørk, gress, bregner og buskvekster (Enoksen & Livik, 2000). Ved Ljøsegga og i området rundt, har flere av skråningene en konkav form (figur 3.2). Disse formene er fremtredende i områdene hvor det er dyrkamark. Der hvor det renner små bekkeløp er det gjerne mye vegetasjon. Dette gjelder også for bekken som renner på sørsiden av jordet ved Ljøsegga. I perioder hvor det er lite nedbør er det veldig liten vannføring i bekken.

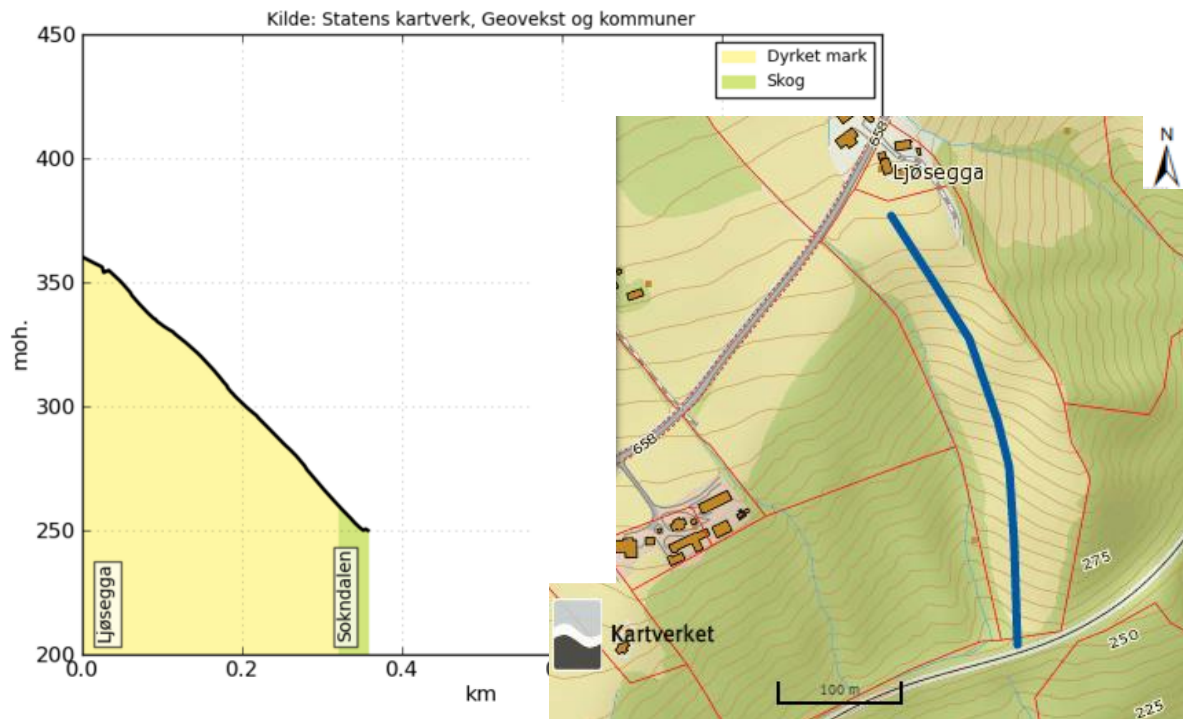


Figur 3.1 3D-bilde over nord for Soknedal sentrum med Ljøsegga markert i bildet. Nedenfor feltområdet går Dovrebane og i bunnen av dalføret renner elven Sokna. På andre siden av elven går Europaveg 6, E6. Bildet er hentet fra Norgei3d (2016).

Den utsatte skråningen er vendt mot sørvest og brukes som beitemark for sau. Det er en åsrygg på den nordøstlige siden av jordet med en veldig bratt helning mot nordøst (figur 3.6). Helningsprofil over skråningen er fremstilt i figur 3.3. I denne retningen fra Ljøsegga er det flere gamle skredgroper fremtredende i terrenget som kan sees av de bratte og konkave skråningene. Ved Ljøsegga er det også et flatere parti sør for åsryggen før det blir brattere og får en konkav form som kan sees på figur 5.1. Med en slik konkav form i en skråning vil vannet sentreres mot midten i stedet for å fordele seg jevnt.



*Figur 3.2 Bilde fra øvre del av skråningen sett fra ryggen på den nordøstlige siden, tatt i retning mot vest. Ser en tydelig konkav terrengform i midten av skråningen. De to grunnvannsmålerne er de to hvite plastrørene markert med piler. Foto: Hilde D. Jordet, 11.09.15*



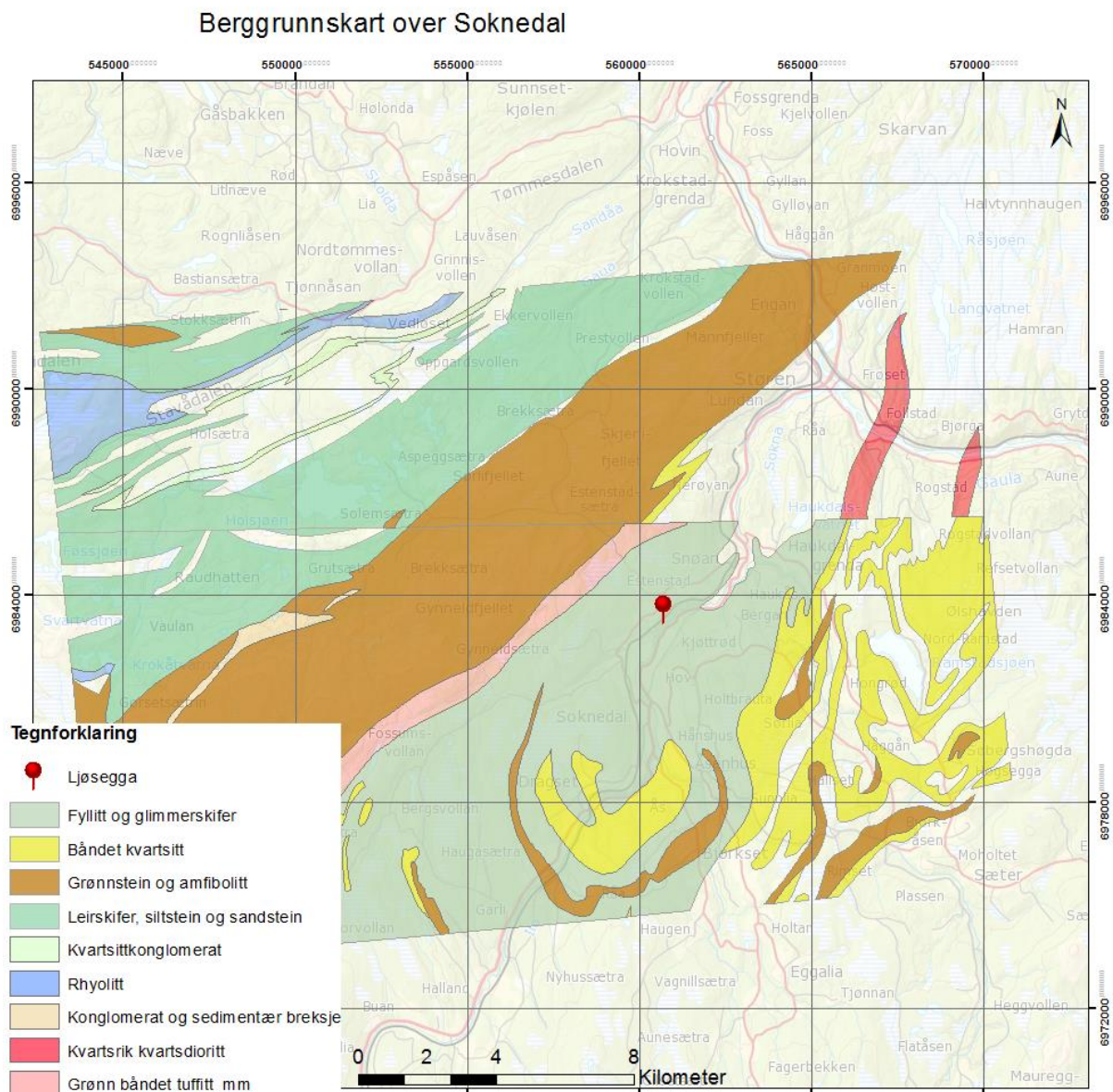
Figur 3.3 Helningsprofil over Ljøsegga fra Norgeskart (2016). Den blå linjen representerer hvor profilen er tegnet.

### 3.1 Berggrunn

Soknedal ligger innenfor Trondheimsfeltet og tilhører Størendekket som er en del av øvre dekkserie som ble dannet under den kaledonske fjellkjedekollisjonen i kambrium-silur. De øvre dekkeseriene består hovedsakelig av bergarter som grønnstein, gabbro og glimmerskifer avsatt i Iapetushavet som senere ble skjøvet på land under kollisjonen (Ramberg et al., 2013). Bergartene fra Størendekket består av et fragmentert ofiolittkompleks av kambrisk til tidlig ordovicisk alder. Berggrunnen i Soknedal er for det meste dekket av løsmasser, men ifølge NGUs berggrunnskart består mye av dalføret av mørk kalkholdig biotittfyllitt, glimmerskifer og grafittfyllitt med innslag av grønnstein og båndet kvartsitt (figur 3.4).

Fyllitt og glimmerskifer er folierte metamorfe bergarter dannet under ulike forhold for trykk om temperatur som har endret den mineralske sammensetningen. Fyllitt er en svakt metamorfosert leirskifer som hovedsakelig består av kvarts og glimmer. Glimmerskifer er sterkere metamorfosert og består av større mineralkorn enn fyllitt. Både fyllitt og glimmerskifer

er folierte bergarter med en definert kløvretning og har derfor meget anisotrope egenskaper. Styrken til bergartene er veldig avhengig av hvordan foliasjonsplanet er orientert (Kehwe, 1995). Fyllitt og glimmerskifer er generelt svake bergarter som lett kan brytes ned og produserer derfor en stor andel finstoff når den blir knust ned (Enoksen & Livik, 2000).



Figur 3.4 Berggrunnskart over Soknedal. Kartlag er lastet ned fra Norges-geologiske-undersøkelse (2016) i oppløsning N250 og det topografiske bakgrunnskartet er hentet fra Kartverket (2015).



## 3.2 Løsmasser og landformer

Løsmassene i Soknedal ble avsatt under siste istid og består av store mektigheter med morene. Isbreen fulgte ikke dalretningen, men beveget seg vestover i en tidlig fase. Dette resulterte i tykke avsetningene på vestsiden av dalen som ble dannet i isens støttside, mens det på østsiden finnes lite moreneavsetninger (Enoksen & Livik, 2000). Morenen ble mest sannsynlig avsatt som bunnmorene, noe som gjør den meget fast og overkonsolidert. Denne overkonsolideringen er noe av grunnen til at det finnes så mange bratte naturlige skråninger i dalen, opptil 40° (Sjøvold et al., 2013). Den øverste meteren av morene har blitt påvirket av røtter, tele, forvittringsprosesser, dyr og insekter og er derfor mye løsere og mer utsatt for utglidninger enn det overkonsoliderte laget under.

Løsmassene i Soknedal inneholder en del finstoff og betegnes som en siltig morene (Sjøvold et al., 2013). Figur 3.7 viser de store utstrekningene av morenemateriale i området. De to hovedbergartene i Soknedal (fyllitt og glimmerskifer) er to svake bergarter, og ved nedbryting og forvitring av disse blir det produsert en stor andel finmateriale (Enoksen & Livik, 2000).

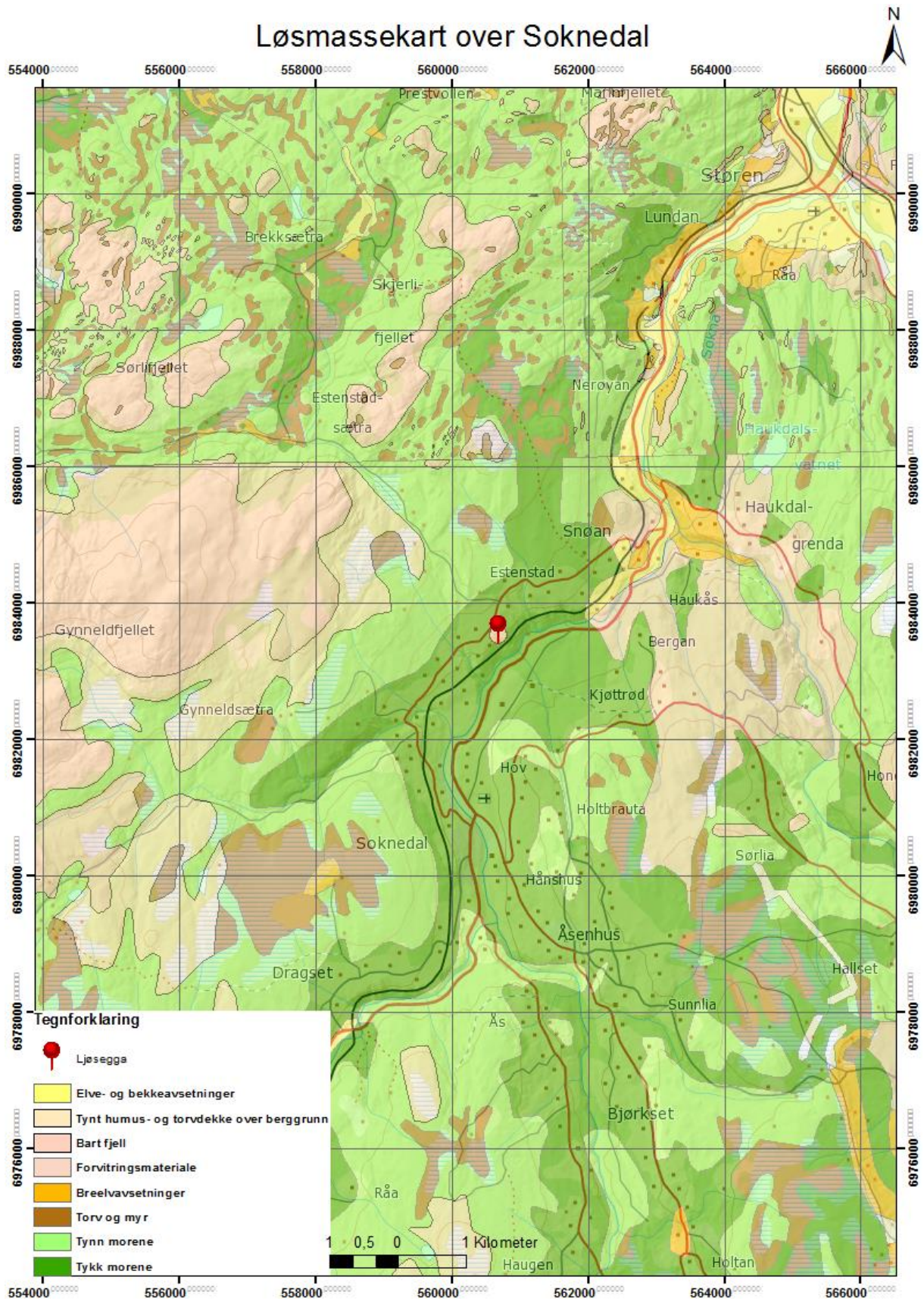
En tydelig landform i Soknedal er terrassene som kan sees i figur 3.5. På østsiden av dalen ligger terrassen på ca. 266 moh., mens på vestsiden ligger den noe høyere, på ca. 300 moh. Imellom disse terrassene er det tydelig V-form med elva Sokna som renner i bunnen. Et dalføre med V-form er dannet ved at elva eroderer seg ned i løsmassene som danner de bratte dalsidene. Det er også en teori om at det har vært en bredemt sjø i Soknedalen som har vært med på å skape disse terrassene. Thorsberg (2007) undersøkte denne teorien i sin masteroppgave og vha. kornfordelingsanalyse tatt fra forskjellige områder i dalen påviste han glasifluviale og glasilakustrine sedimenter. En bredemt sjø vil være med på å forklare den store andelen finstoff som finnes i løsmassene, og ut ifra resultatene ble det konkludert med at det har vært en bredemt sjø i dalen som har vært med på å danne terrasseformene. Under nedsmeltingen, etter at Tautra-trinnet ble dannet for 10 800 år siden (Reite et al., 1999), kan lokale fremrykninger av en brearm nord for Soknedal ha ført til dannelsen av en bredemt sjø. Thorsberg (2007) resultater er basert på forholdsvis få jordprøveanalyser og kan derfor ikke brukes til en konklusjon, men heller støtte opp under teorien.



*Figur 3.5 Bildet er tatt fra åsryggen i Ljøsegga mot sørøst. Ned mot elva Sokna er det bratte skråninger på begge sider. På østsiden er det en tydelig terrasseform som ligger på ca. 266 moh.  
Foto: Hilde D. Jordet, 11.09.15*



*Figur 3.6 Bratt rygg på nordsiden av skråningen. Det er brattere og med mer vegetasjon på nordsiden av ryggen. Foto: Hilde D. Jordet, 11.09.15*



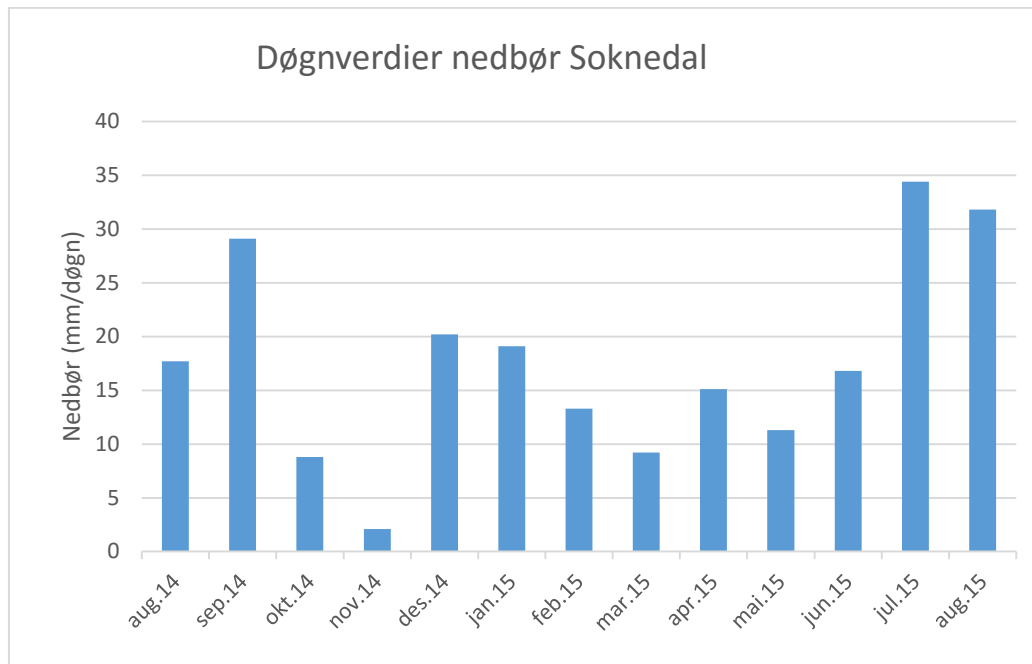
Figur 3.7 Løsmassekart over Soknedal. Ser av kartet at feltområdet er dekket av tykk morene. Løsmassekartlagene er lastet ned fra Norges-geologiske-undersøkelse (2016) og det topografiske bakgrunnskartet (N1000) fra Kartverket (2015).

### 3.3 Klima

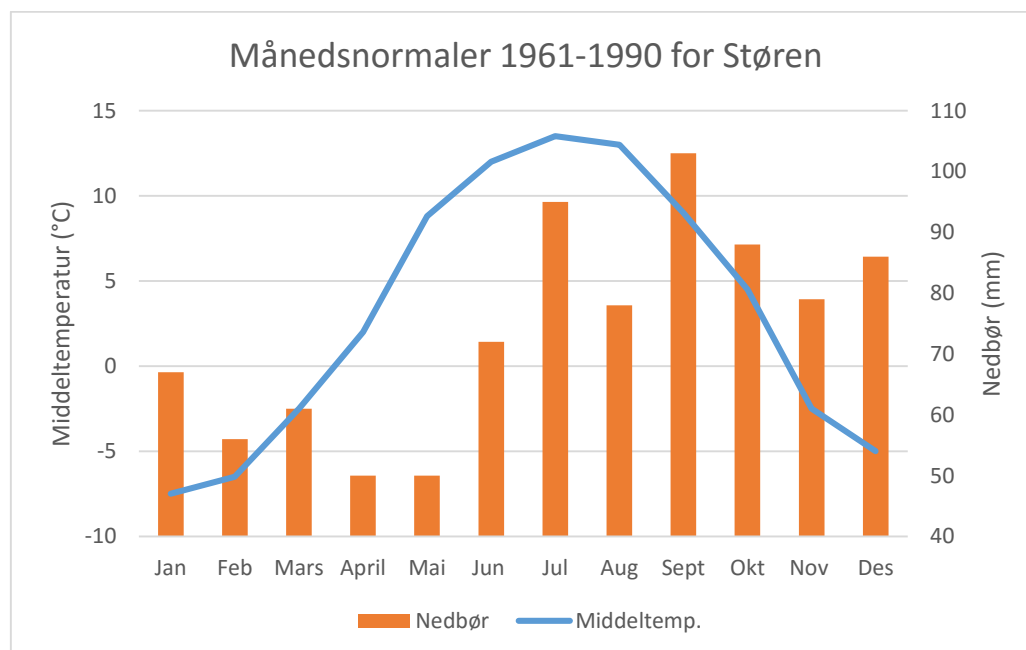
Ifølge Köppens klimaklassifisering ligger Soknedal innenfor et kald-temperert klima hvor den kaldest måneden i året har en temperatur på under  $-3^{\circ}\text{C}$  (Kottek et al., 2006). Trøndelag generelt er preget av havområdene som gir vedvarende regn og mindre bygesituasjoner. Soknedal blir også påvirket av kystklimaet og er derfor ikke noe typisk innlandsklima, heller et innlandsklima påvirket av kysten. I tillegg vil topografien påvirke nedbørsfordelingen.

Enoksen & Livik (2000) kom fram til en teori om hvordan nedbøren forekommer i Soknedal, en teori som også er støttet av meteorologisk institutt. Denne teorien går ut på at nedbøren kommer innover fra kysten i nord- nordvest. Når lavtrykket beveger seg innover dalen blir det presset sammen ettersom dalen blir smalere og man kommer høyere opp i terrenget. Når man nærmer seg Soknedal øker stigningen og dermed blir lavtrykket presset oppover og nedbøren vil da øke mot slutten av dalen og avta på oversiden. Dette vil være mest vanlig mellom september til mai.

Om sommeren kommer mye av nedbøren som konvektiv nedbør, hvor varm luft stiger, avkjøles og fuktigheten fordampes (Dingman, 2008). Dette er veldig lokal nedbør og kan gi store nedbørsmengder over korte perioder, over 30 mm/time. Figur 3.8 viser en oversikt over den største nedbørsmengden som ble målt pr døgn for hver måned i løpet av 2014/2015, data hentet fra målestasjonen ved Soknedal stasjon. I perioden 2008-2015 ble den høyeste nedbørsmengden målt 1. august 2008 med 59,6 mm/døgn (Meteorologisk institutt, 2015a). Med en normal nedbørsmengde på 78 mm for august måned (figur 3.9) vil det si at 76 % av den normale nedbørsmengden for august måned kom i løpet av ett døgn.



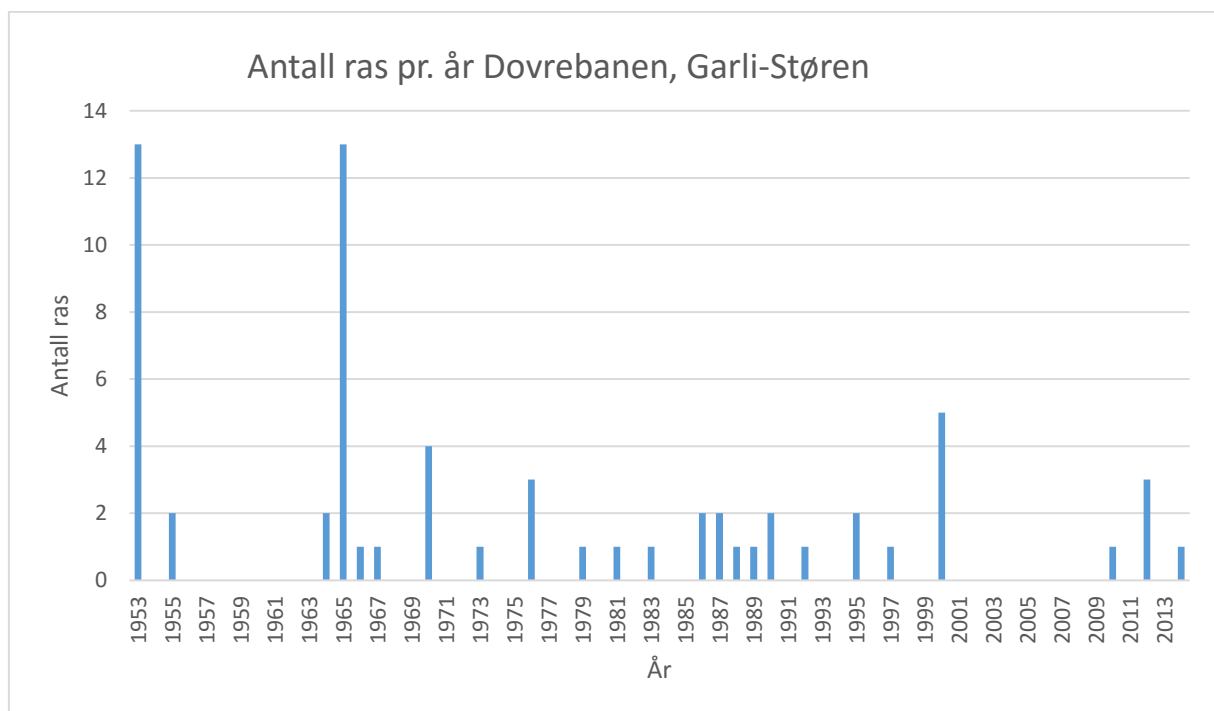
Figur 3.8 Største målte døgnverdier av nedbør som ble målt i Soknedal for hver måned i perioden august 2014- august 2015 (Meteorologisk institutt, 2015a).



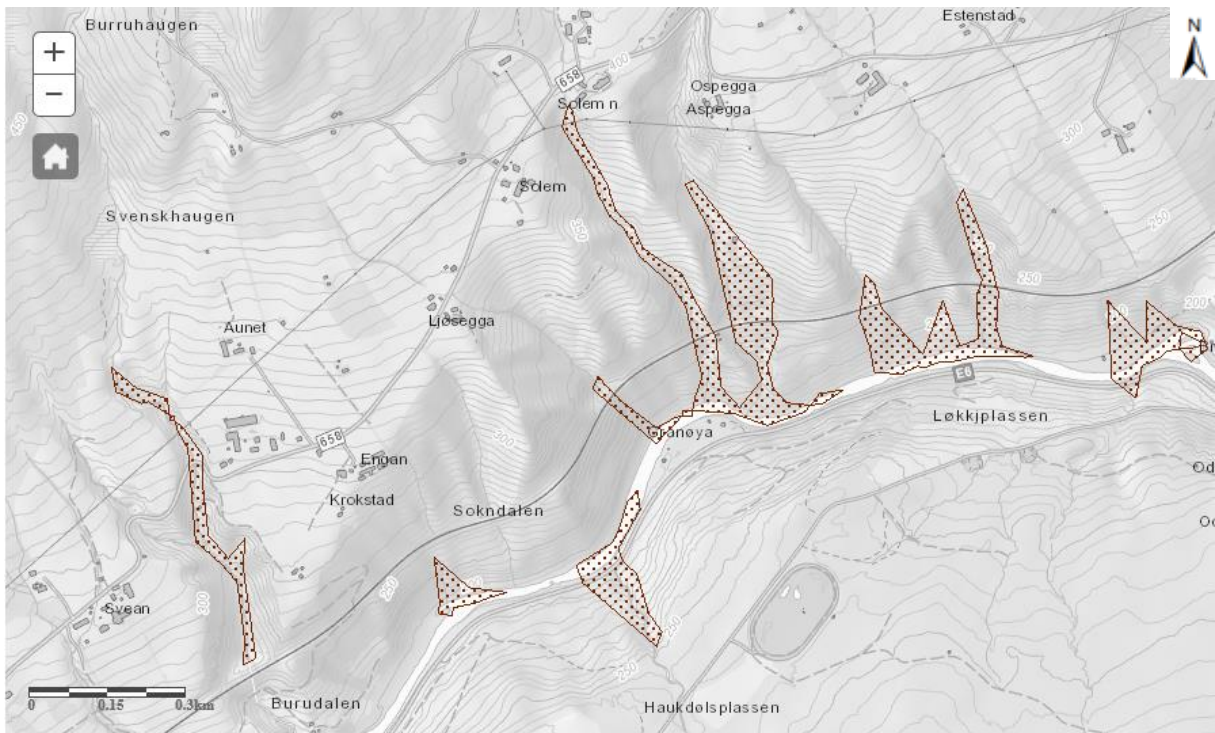
Figur 3.9 Viser månedsnormalene for temperatur og nedbør i Soknedal i perioden 1961-1990. Grafen indikerer at den største nedbørsmengden faller i juli og september (Meteorologisk institutt, 2015b).

### 3.4 Skredhistorikk

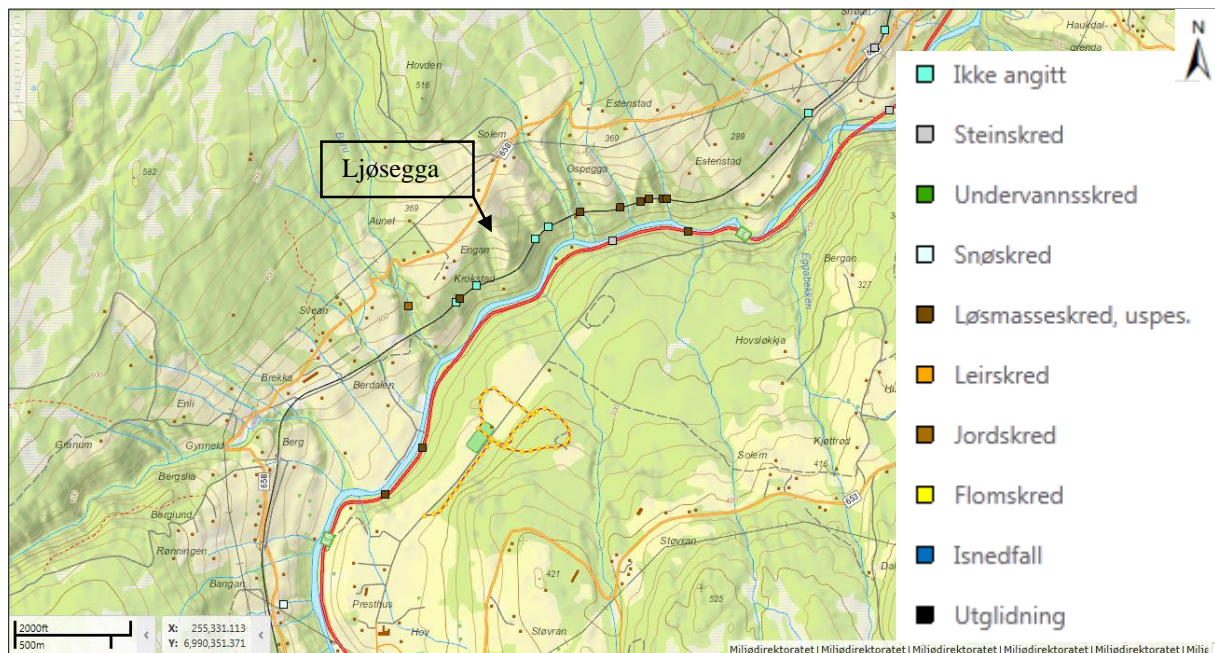
Soknedal er et veldig rasutsatt område med hyppig skredaktivitet, hovedsakelig jordskred. Figur 3.10 viser en oversikt over antall ras som har gått i Soknedalsområdet mellom 1953 og 2014. De bratte skråningene og den store rasaktiviteten tyder på at Soknedal er et aktivt område, og med tiden vil skåningene rase ut og minke helningsvinkelen og gjøre skråningene mer stabile. Størrelsen på skredene varierer mellom 5-500 m<sup>3</sup>, hvor 33 % av skredene er i størrelsesorden 25-100 m<sup>3</sup> og 30 % 100-500 m<sup>3</sup>. 50 % av disse skredene har hatt en påvirkning på jernbanen (Sjøvold et al., 2013). I følge NVE sitt aktomhetskart (figur 3.11) er ikke Ljøsegga et område som er utsatt for jord- og flomskred. Figur 3.12 viser noen av de registrerte skredhendelsene som er registrert i området i nærheten av Ljøsegga. Den eldste registrerte hendelsen er fra 1953.



Figur 3.10 Antall ras pr. år i Soknedal i perioden 1953-2014. Statistikken har noen mangler. Data for tidsperioden 2001-2009 mangler (Kristoffersen & Nålsund, 2001).

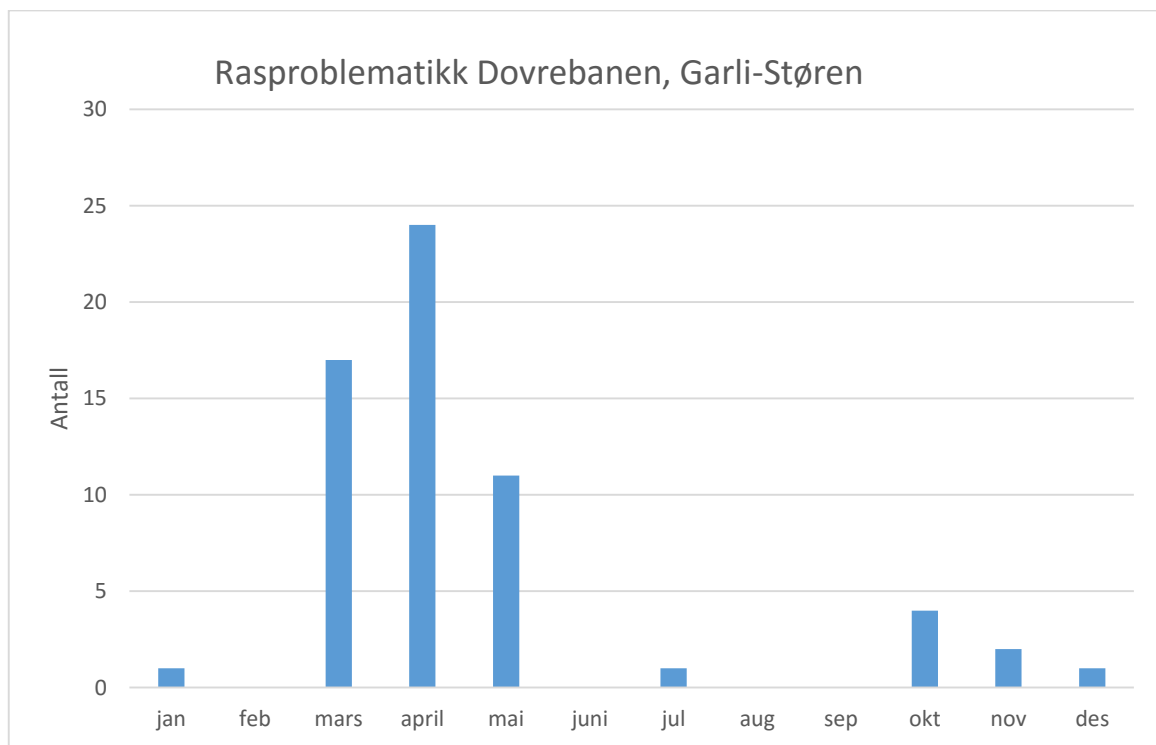


Figur 3.11 Aktsomhetskart for jord- og flom over feltområdet. De skraverte feltene er de områdene som er utsatt for jord- og flomskred. I følge dette kartet, utviklet av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) er Ljøseggå ikke utsatt for jord- eller flomskred (NVE, 2016a).



Figur 3.12 Registrerte skredhendelser i nærheten av feltområdet (NVE, 2016b).

Statistikken viser at de fleste skredene i Soknedal skjer på vårparten (figur 3.13) og de årene hvor det har vært en snørik vinter. På våren er det ofte en kombinasjon av mye nedbør og rask snøsmelting som fører til store vannmengder over en kort periode. Jorden blir mettet med vann og poretrykket øker. De store vannmengdene kan også føre til at stikkrenner blir tette eller at underdimensjonerte stikkrenner ikke klarer å drenere vannet. Dette gjør at vannet renner nye veier og eroderer i områder som er mer sensitive for vannets påvirkning (Sidle & Ochiai, 2006). Sammenhengen mellom store snømengder på vinteren og høy skredaktivitet på våren har to årsaker: mye snø fører til stor snøsmelting som tilfører mye ekstra vann. Snøen fungerer også som isolasjon kan forhindre at det blir tele i bakken. Skredene er som oftest grunne overflateskred som går ned til 1 m, og omfatter det mer løse topplaget. Under ligger overkonsolidert morene som er veldig hard og dermed impermeabel (Sjøvold et al., 2013).



Figur 3.13 Antall ras fordelt pr måned for tidsperioden 1953-2014. Statistikken har noen mangler, har blant annet ikke data for årene 2001-2009, men det fremgår tydelig at de fleste rasene går om våren. (Kristoffersen & Nålsund, 2001).



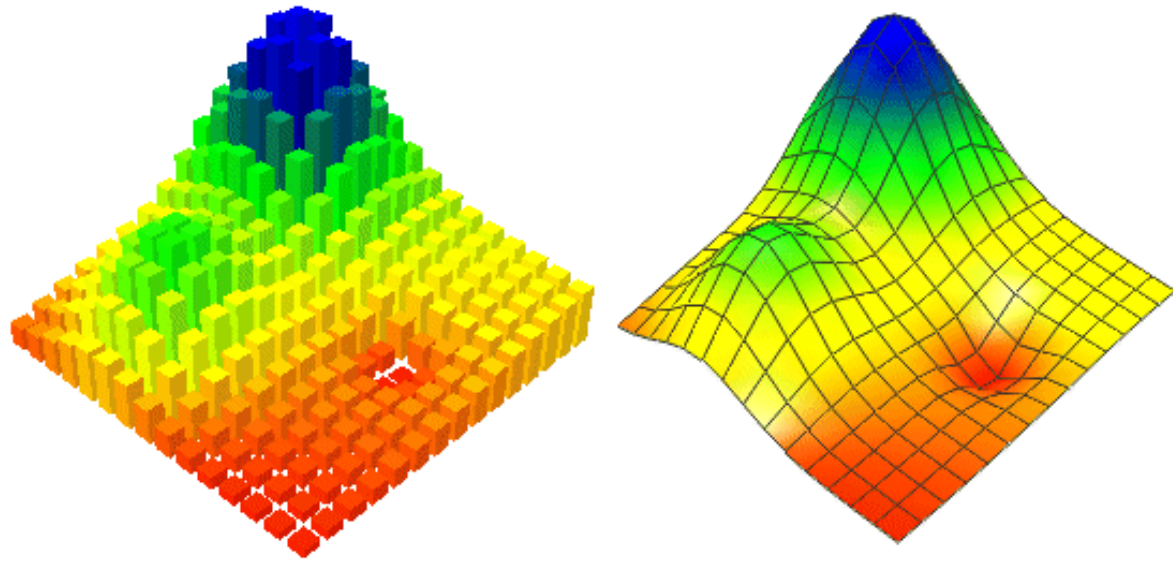
## 4 METODEBESKRIVELSE

### 4.1 GIS-analyse

I forbindelse med denne oppgaven ble programmet ArcGIS brukt for å lage forskjellige kart over feltområdet og til å gjøre topografiske og hydrologiske analyser. Programmet er et nyttig verktøy for å visualisere ulike attributter i et kart og for å gjøre analyser som er 100 % objektive. Resultatet av analysene er veldig avhengig av input dataene som blir brukt, da feil i input-data vil gi feil i resultatene. Nødvendig data for å lage kart over løsmassene og berggrunnen for feltområdet ble lastet ned fra NGU sine nettsider (Norges-geologiske-undersøkelse, 2016) og bearbeidet i ArcMap. Alle kartene bruker Mercators universale transversale projeksjon (UTM) med koordinatsystem WGS 1984 UTM-sone 32N.

#### 4.1.1 DEM/DHM

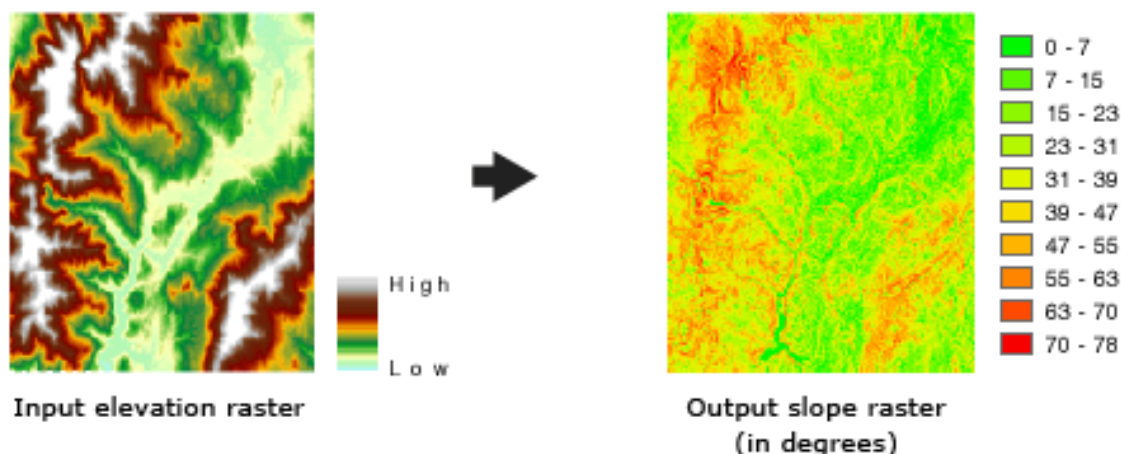
Digital Elevation Model, eller digital høydemodell (DHM), er et verktøy for å visualisere en kontinuerlig høydeverdi (z-verdi) av en topografisk overflate. Denne modellen er vanlig å bruke for å enkelt fremheve relieff i terrenget (ESRI, 2015). For å modellere en overflate helt nøyaktig er det nødvendig med uendelig mange observasjoner og datapunkter. Siden dette er umulig, vil en overflatemodell lage en tilnærmet kontinuerlig overflate basert på et begrenset antall observasjoner. Oppløsningen til en DHM er avhengig frekvensen av datapunkter (Heywood et al., 2011). En DHM kan lages ut ifra ulike datakilder. En metode er å bruke høydekurver hvor z-verdien er konstant langs kurven og hvor de blir bygget sammen til å danne polygoner. Ulempen med høydekurver er at man kan miste terrengformasjoner hvis intervallene mellom høydekurvene er for stor. En annen datakilde er såkalte punktskyer hvor hvert punkt er registrert med en x, y og z-verdi og hvor en topografisk overflate blir dannet ved å interpolere disse punktene (figur 4.1). Innhenting av data til punktskyer kan enten gjøres manuelt ved å bruke en håndholdt GPS, eller ved hjelp av en radar- eller laserskanner (Heywood et al., 2011). I denne oppgaven ble det benyttet LiDAR data (Light Detection and Ranging). LiDAR er en laserskanner som samler data ved hjelp av en laser montert på et fly som måler topografisk data fra lav høyde. Laseren kan måle vertikal variasjoner ned til 15 cm med en romlig nøyaktighet på 2 meter noe som gir en meget nøyaktig DHM modell og gjør den meget egnet til storskala kartlegging (Heywood et al., 2011).



*Figur 4.1 Eksempel på oppbyggingen av en DHM. Figuren til venstre illustrerer hvordan hvert datapunkt er bygd opp av ulike  $x, y$  og  $z$ -verdier mens figuren til høyre er en interpolert versjon laget ut ifra dataene (Kidner et al., 1999).*

Det finnes ulike måter å presentere en DHM, blant annet ved bruk av «hillshade» og helningsvinkel. Begge disse er raster-filer hvor oppløsningen avhenger av cellestørrelsen til hvert datapunkt. Skyggerelieff bruker et kunstig lys for å gi hver celle en verdi på gråskalaen i forhold til nabocellen. Det er mulig å bestemme fra hvilken himmelretning og med hvilken vinkel dette lyset skal komme fra og man kan dermed styre hva som skal fremheves i modellen. En vanlig posisjon er  $305^\circ$  fra nordvest og en innfallsvinkel på  $45^\circ$  i forhold til horisonten. På gråskalaen vil hvit da representere den høyeste verdien og svart den laveste (ESRI, 2011).

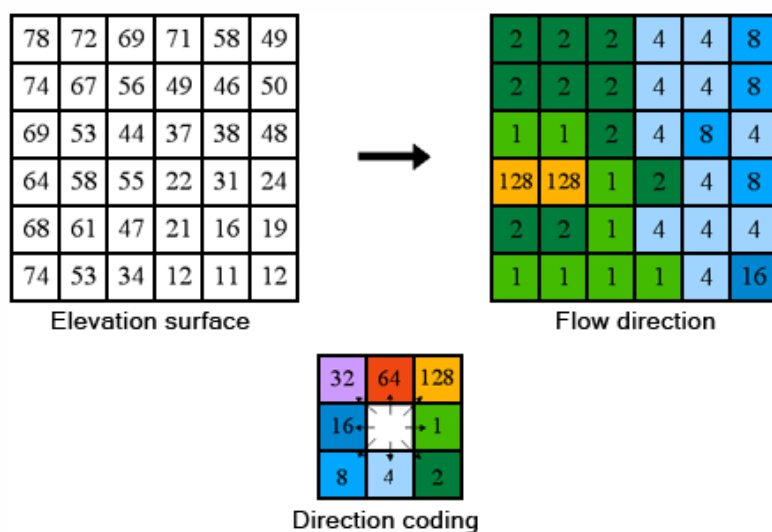
Det er også mulig å lage en DHM som viser helningsvinkelen i terrenget. Det blir kalkulert en verdi for hver celle i raster-filen og er den maksimale endringen mellom to naboceller. For en DHM vil det si den største endring i høydemeter over distansen mellom to naboceller. Verdien kan enten bli kalkulert som prosent av helningen eller som helningsgrader. Figur 4.2 er et eksempel på et helningskart kalkulert basert på en DHM. I denne oppgaven vil helningsverdien vært oppgitt i grader og inndelt i 10 helningsklasser:  $0-10^\circ$ ,  $10-15^\circ$ ,  $15-20^\circ$ ,  $20-25^\circ$ ,  $25-27^\circ$ ,  $27-29^\circ$ ,  $29-31^\circ$ ,  $31-38^\circ$ ,  $38-45^\circ$  og  $45-90^\circ$ . Intervallene er tettere mellom  $25-31^\circ$  da dette er de laveste helningene hvor jordskred kan bli utløst.



Figur 4.2 Figuren til høyre er en helningsmodell kalkulert ut ifra en raster-fil med høydedata (figur til venstre). Helningsmodellen er inndelt i ulike helningsklasser hvor rødt tilsvarende bratte partier og grønt flate områder (ESRI, 2012).

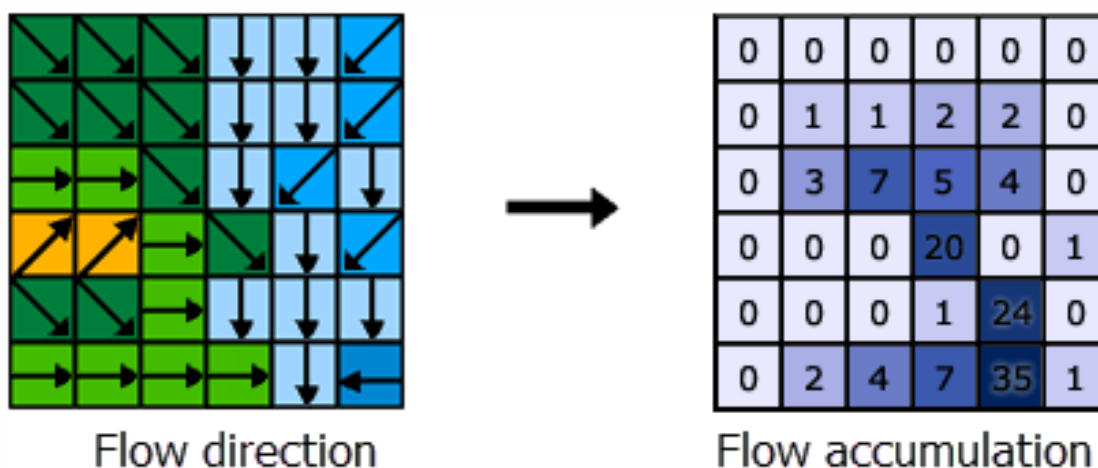
#### 4.1.2 Hydrologisk analyse

Hensikten med å gjøre en hydrologisk analyse er for å se hvor vannet beveger seg i området rundt feltområdet, hvor vannet vil drene og hvor mye, da dette vil ha en innvirkning på skredfaren. Analyseverktøyene i ArcMap som er brukt i denne oppgaven er *flow direction* og *flow accumulation*. Analysen *flow direction* lager en rasterfil som viser strømningsretningen for hver enkelt celle ut ifra en DHM modell. Retningen vannet vil drenere blir bestemt ved å beregne hvilken av de 8 nabocellene som gir størst endring i z-verdi og dermed angir den bratteste helningen (ESRI, 2016a). Retningen vannet vil drenere blir presentert med en tallkode som representerer en himmelretning (figur 4.3).



Figur 4.3 Beregning av dreneringsretning ved hjelp av z-verdier hentet fra en DHM. Retningen vannet drenerer blir presentert med en tallkode som angir himmelretningen. Her er 4 sør, 16 vest, 64 nord og 1 øst (ESRI, 2016a).

*Flow accumulation* bruker resultatet fra *flow direction* til å beregne antall celler som drenerer inn i en spesifikk celle og vil markere hvor de største dreneringsveiene vil ligge. Figur 4.4 illustrerer hvordan *flow direction* brukes til å beregne *flow accumulation*. Celler med en høy verdi er områder hvor vannet vil konsentrere seg og kan brukes til å identifisere strømningskanaler. Celler med en akkumulasjonsverdi på 0 er lokale topografiske høydepunkter og kan representere rygger (ESRI, 2016b). For å identifisere de største dreneringsveiene ble det lagt inn en terskelverdi på 800. Det vil si at kun de cellene hvor mer enn 800 celler drenerer til den gitte cellen vises.



Figur 4.4 Illustrasjon som viser hvordan "flow direction" brukes til å beregne "flow accumulation". Tallene i figuren til venstre viser i hvilken retning vannet vil drenerer og figuren til høyre representerer antall celler som drenerer til den spesifikke cellen (ESRI, 2016b).

## 4.2 Feltundersøkelser

I midten av juni ble to grunnvannsrør satt ned av ansatte fra NVE og Jernbaneverket som automatisk måler grunnvannstanden hver time ved prøvepunkt 2 og 7 (se figur 5.1) Et grunnvannsrør med manuelle målinger ble også satt ut den 01.07.15. Jordprøvene som er brukt i denne oppgaven ble tatt i løpet av tre feltdager: 01.07, 11.09 og 18.09. 2015. De ble samlet fra ulike lokaliteter i skråningen (figur 5.1) og ved forskjellige dyp ved hjelp av skovelbor og er dermed omrørte prøver (figur 4.5). I tillegg ble det innleid en gravemaskin for å grave et jordprofil øverst i skråningen. Fra dette profilet ble det tatt ut prøver som ble brukt til å gjennomføre skjærbokstester og kornfordelingsanalyser ved Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU.



Figur 4.5 Uthenting av jordprøve ved hjelp av skovelbor den 11.09.15. Foto: Hilde D. Jordet.

### 4.3 Temperaturmålinger i bakken

En termaturmåler ble brukt til å måle temperaturen i bakken på tre forskjellige nivå. Instrumentet som ble brukt er en thermitor string fra firmaet Geo Precision. Instrumentet har en nøyaktighet på  $\pm 0,25^{\circ}\text{C}$  innenfor temperaturene  $-10 - +30^{\circ}\text{C}$  og en resolusjon på  $0,065^{\circ}\text{C}$  (malvern.com, 2015). Kabelen er på 2,5 m med en GPRS datalogger på enden som automatisk måler temperaturen hver time. Loggeren kan trådløst kobles til en Mini- datalogger (M-Log5W) og fungerer som en minnepinne med antenne som overfører data fra GPRS-en til datamaskinen innenfor en radius på opptil 5 meter. Det er tre sensorer som måler temperaturen i ulike dyp under overflaten:

#1: 6 cm      #2: 56 cm      #3: 70 cm.

Spesiell programvare kreves for å bruke instrumentet: GP5W\_Shell fra geoprecision.com. Før instrumentet kan brukes i felt må sensorene identifiseres og kontrolleres at de fungerer. Dette gjøres ved å varme opp en og en sensor og lese av fra programvaren hvilken sensor som registrerer en temperaturøkning.

Kabelen med sensorene blir plassert i et rør i bakken som må være fullstendig tett for å hindre at vann trenger inn og fryser. Valg av materiale til nedsettingsrøret falt på plast da plast har en lav varmeledningsevne (Ormestad, 2015) og røret vil derfor ikke påvirke temperaturmålingene. For å hindre konveksjon av luft i røret som vil påvirke temperaturmålingene, ble røret fylt med sand etter at kabelen ble plassert i røret slik at målingene er mest mulig representative for temperaturen i bakken. Metode for nedsetting av temperaturmålerne følger prosedyre fra håndbok publisert av Paro & Guglielmin (2011) og tidligere feltundersøkelser (Guégan, 2015). Temperaturmåleren er plassert på samme høyde, ca. 2 m fra grunnvannsmåleren ved prøvelokalitet 2. Figur 4.6 viser hvordan nedsetting av temperaturmåleren ble gjennomført.



Figur 4.6 Nedsetting av temperaturmåleren, a) modell og leverandør av utstyret, b) temperaturmåleren er satt ned i røret og fylt igjen med sand for å forhindre konveksjon av luft i røret, c) ledningen med de to øverste temperaturmålerne før de blir senket ned i røret og d) temperaturmåleren ferdig montert med toppen godt forseglet. Foto: Hilde D. Jordet, 03.11.15

#### 4.4 Kornfordelingsanalyse

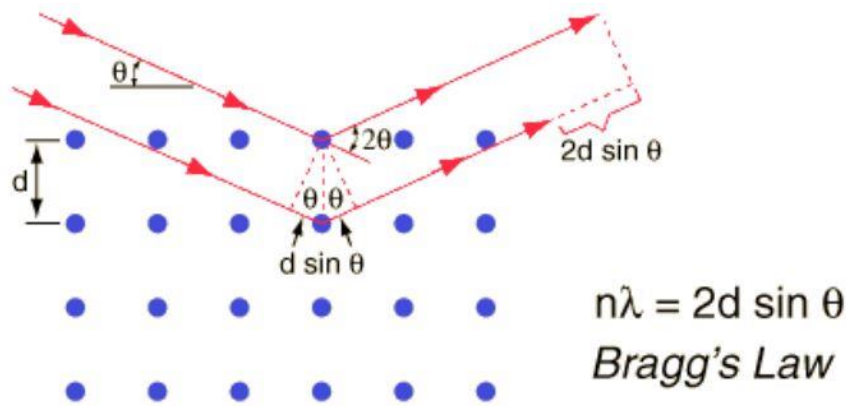
Det ble tatt jordprøver fra 8 ulike lokaliteter i skråningen på forskjellige dyp, totalt 24 jordprøver, men siden flere av prøvene var av meget lik karakter ut ifra visuell bedømmelse, ble kun 10 prøver fra 6 ulike lokaliteter valgt for videre undersøkelse.

Forberedelse av jordprøvene før kornfordelingsanalysen bestod av splitting og våtsikting med sikteåpningene 2 mm, 125  $\mu\text{m}$  og 63  $\mu\text{m}$ . Alle prøvene hadde en forholdsvis lik maks kornstørrelse og veide ca. 600 gram etter splittingen, bestemt ut ifra største kornstørrelse fra standarden til Statens vegvesen (2005). Materiale  $> 63 \mu\text{m}$  ble tørrsiktet i siktemaskin i 20 min pr. prøve. Materiale  $< 63 \mu\text{m}$  ble analysert ved hjelp av laserdiffraksjon som måler størrelsen på partiklene. Dette gjøres ved å måle intensiteten til spredningen av strålen ettersom en laserstråle passerer gjennom en dispergert partikkelprøve. Et lite partikkel vil skape en stor spredning av strålen mens et større partikkel vil gi en mindre spredningsvinkel (malvern.com, 2015). Maskinen som ble brukt er en Malvern Mastersizer 3000 og måler kornstørrelser fra 10 nm opp til 3,5 mm med en nøyaktighet på 1,0 %. En laserdiffraksjon-analyse av kornstørrelsen måler ekvivalent kulediameter mens en siktemaskin måler ut ifra den nest minste målte lengden til partikkelen (malvern.com, 2015). Denne forskjellen i målemetode kan gi litt ulike resultater. Dette er viktig å ha i minne når kornfordelingen for materialet over og under 63  $\mu\text{m}$  settes sammen i samme kornfordelingskurve.

#### 4.5 XRD-analyse

Røntgendiffraksjon (XRD) ble brukt for å analysere mineralinnholdet i de 10 jordprøvene. Målet med analysene var å identifisere mineralinnholdet for å undersøke hvordan det vil påvirke skråningsstabiliteten og si noe om avsetningshistorikken til materialet. Maskinen er av typen BRUKER D8 Advance og programvaren TOPAS som baserer seg på Rietveld-metoden.

Prinsippet bak en XRD-analyse går ut på at hvert mineral har en egen gitterstruktur, og avstanden mellom to atomer i det gitteret ( $d$ ) kan måles ved hjelp av en laserstråle, illustrert i figur 4.7. Laserstrålen blir sendt mot materialet fra forskjellige vinkler og når avstanden mellom to laserstråler tilsvarer én bølgelengde til laserstrålen vil strålen bli reflektert med lik vinkel som den kom fra og bli fanget opp av en detektor. Ved hjelp av Braggs Lov (figur 4.7) kan avstanden mellom de to atomene i gitteret bli kalkulert ut ifra refleksjonsvinkelen ( $\theta$ ) og den kjente bølgelengden til laserstrålen ( $\lambda$ ) (Rietveld, 1969).



Figur 4.7 Prinsippskisse for røntgendiffraksjon hvor  $d$  regnes ut ved hjelp av Braggs lov (Lutterotti, 2015).

Før en XRD-analyse kan bli utført må prøvematerialet knuses ned. Dette ble gjort i to trinn: først ved hjelp av en slyngemølle hvor 40 gram av materialet ble knust ned i 2,5 minutt. Videre ble materialet knust ned i sprit med en McCrone Micronising Mill i 2 minutter. Selve analyseringen av mineralene ble utført av Laurentius Tijhuis ved Institutt for Geologi og Bergteknikk (IGB), NTNU.

#### 4.6 Faseforhold og tyngdetetthet ( $\gamma$ )

Tyngdetettheten av materialet fra prøve 1.1 ble målt. Materialet fra prøven ble oppbevart i en lufttettpose slik at in situ vanninnhold skulle bli bevart. Jordprøven ble overført til en sylinder av kjent størrelse og vekten ble målt i laboratoriet. Videre ble prøven tørket i tørkeskap ved 105°C i 24 timer og vekt av tørt materiale ble målt. Ut ifra disse målingene ble porøsitet ( $n$ ), vanninnhold ( $w$ ), tyngdetetthet ( $\gamma$ ) og metningsgrad ( $S_r$ ) beregnet. Vanninnhold og tyngdetetthet for en metningsgrad på 100 % ble også beregnet. Likningene som ble brukt til utregningene er (Emdal, 2013):

$$n = \frac{V_p}{V} \quad \text{Ligning 4.1}$$

$$w = \frac{m_w}{m_s} \quad \text{Ligning 4.2}$$

$$\gamma = \frac{m * g}{V} \quad \text{Ligning 4.3}$$

$$S_r = \frac{V_w}{V_p} \quad \text{Ligning 4.4}$$



Tabell 4.1 Forklaring av benevnelser brukt i ligningene og utregningen (Emdal, 2013).

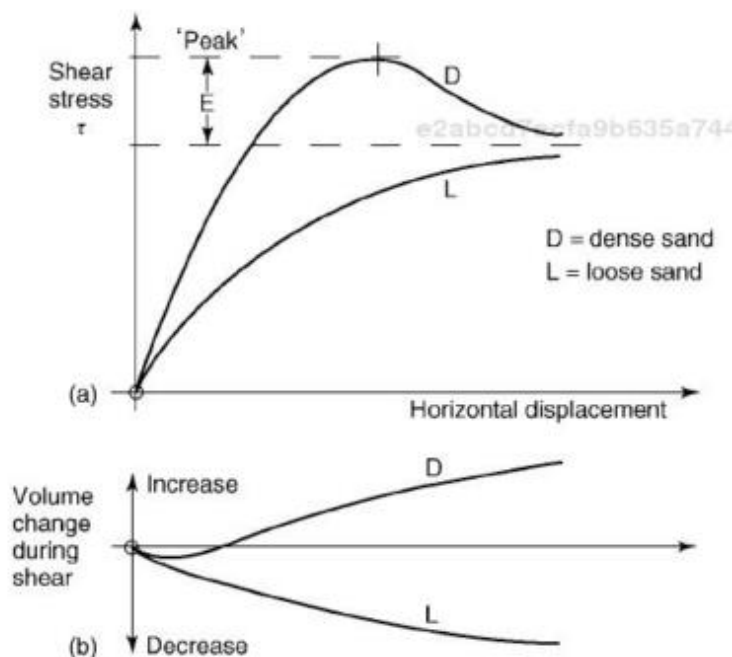
$V$ = totalt volum, målt [ $\text{cm}^3$ ]	$m_w$ = masse av vann, målt [g]
$V_s = m_s * \rho_s$ , volum av fast stoff [ $\text{cm}^3$ ]	$m_s = m - m_w$ , masse av fast stoff [g]
$V_p = V - V_s$ , volum av porer [ $\text{cm}^3$ ]	$\gamma$ = total tyngdetetthet [ $\text{kN/m}^3$ ]
$V_w = m_w/\rho_w$ , volum av vann, ( $\rho_w = 1,0 \text{ g/cm}^3$ )	$\rho_s$ = tettheten til mineralinnholdet [ $\text{g/cm}^3$ ]
$m$ = total masse, målt [g]	$g$ = tyngdens akselerasjon [ $9,81 \text{ m/s}^2$ ]

For å finne tettheten til mineralinnholdet ( $\rho_s$ ) for utregning av masse av fast stoff, ble vektprosenten til mineralene (tabell 5.4) og tettheten til hvert enkelt mineral, hentet fra Tindall et al. (1973), brukt.

#### 4.7 Skjærbokstest

En skjærbokstest ble utført på prøve 1.1 hentet fra et dyp på 30-60 cm under bakken. Forsøket ble gjennomført med apparatet The Large Scale Shear Box, Model SB2010 ved Ingeniørgeologisk laboratorium ved NTNU/SINTEF utført av Jørgen Langeland og undertegnede etter standard fra BS1377-7 (1990).

I forkant av skjærbokstesting ble materialet splittet for å få et tilfeldig utvalg av materialet og siktet manuelt med en siktåpning på 16 mm for så å bli plassert i tørkeskap i 24 timer. Før hver test ble materialet lagt i tre lag, hvor det midterste laget dekket skjærplanet med noen cm over og under, og komprimert ved å slippe en 4 kg vekt ned på materialet. I forkant av skjærbokstesting ble det utført en konsolideringstest med en normallast på 400 kPa. Konsolideringstesten ble gjennomført for å få et mer kompakt materiale. For en tett pakket sand vil volumendringen grunnet skjæring langs et plan være et resultat av dilatans, og materialet vil på en peak i skjærstyrke før den stabiliserer seg på en noe lavere skjærstyrke (figur 4.8). Forskjellen i skjærstyrke mellom toppunktet og der kurven stabiliserer seg (E) representerer den ekstra kraften som må til for å skape den vertikale bevegelsen. Etter skjærbevegelsen vil kornene være mindre tettpakket enn utgangspunktet grunnet dilatans (Head & Epps, 2011). For et løst pakket materiale vil skjæring langs et plan føre til en reduksjon i volum på grunn av en kollaps av den åpne strukturen til kornene. Skjær-forskyvningskurven til et løst pakket materiale vil være mindre bratt enn for et tett pakket materiale og vil ikke ha en tydelig topp som forventes å få under en skjærbokstest (Head & Epps, 2011).



Figur 4.8 Karakteristisk skjærstyrke og volumendring for løs og tett pakket sand. For tette sandjordarter vil kurven stige raskt og nå et toppunkt før den stabiliserer seg på et lavere nivå. Distansen mellom toppunktet og der kurven stabiliserer seg ( $E$ ) representerer den ekstra kraften så må til for å få en vertikal bevegelse. Dette resulterer i en volumøkning (b). For en løst pakket sand vil skjær langs et plan resultere i en kollaps av den relative åpne strukturen som fører til en volumreduksjon og gir en flatere kurve uten noe tydelig toppunkt (Head & Epps, 2011).

Tre skjærbokstester ble utført på grunnlag av BS1377-7 (1990) og skjærbokstestprosedyre utarbeidet av Ph.d-kandidat Øystein Lid Opsal ved NTNU-IGB, med ulike normallaster og alle testene ble kjørt til den horisontale forskyvningen = 40 mm. Materialet ble tatt ut og inn på nytt for hver test. Konsolideringstesten ga maks skjærhastighet, og ut ifra den og i henhold til BS1377-7 (1990) ble hastighet og normallast bestemt. De ulike verdiene som ble brukt er oppsummert i tabell 4.2.

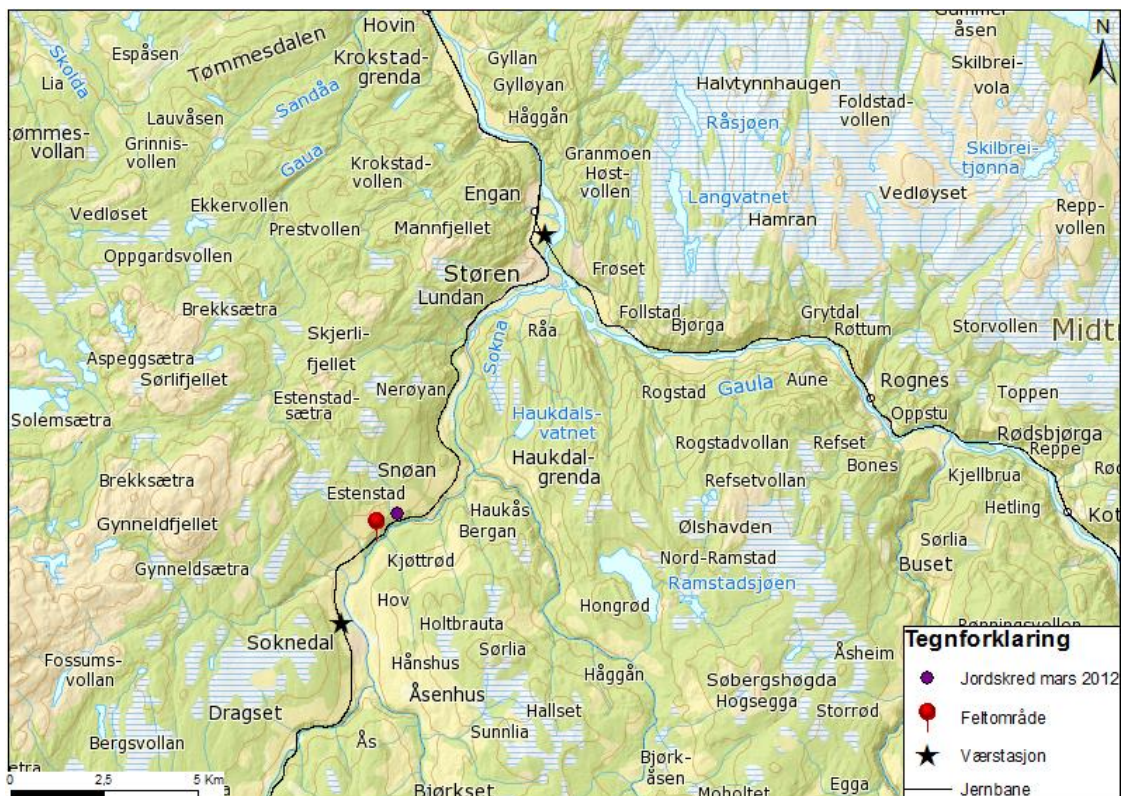
Tabell 4.2 Prøveforhold for de tre skjærbokstestene. Testene er kjørt på samme prøve.

Prøvenavn	Hastighet	Normallast [kPa]	Normallast konsolideringstest [kPa]
Soknedal 1	2 mm/min	100	400
Soknedal 2	2 mm/min	200	400
Soknedal 3	2 mm/min	300	400

## 4.8 Ekstrem nedbørsstatistikk

For å hente inn ulike nedbørsdata ble nettsiden [www.eklima.no](http://www.eklima.no) brukt (Meteorologisk institutt, 2016b). Denne nettsiden gir tilgang til værdata fra Meteorologisk Institutt som går langt tilbake i tid og med nedbørstasjoner fra hele landet. Nettsiden har blitt brukt til å hente ut årsnormaler for nedbør, normalnedbør og døgnetnedbør for feltområdet. Data er hovedsakelig hentet fra værstasjonen på Soknedal og Støren, som ligger henholdsvis ca. 3 og 9 km i luftlinje fra feltområdet (figur 4.9). Stasjonen på Soknedal ble opprettet i 2007, så når det var nødvendig med data fra lengre bak i tid ble værstasjonen på Støren benyttet.

Som nevnt i kapittel 2.4.1 er det ulike metoder for å definere hva som er ekstreme nedbørshendelser og for å beregne hvilke forhold som kan utløse skred. I denne oppgaven blir to ulike metoder for beregning av terskelverdier for nedbørshendelser brukt: ligning 2.4 til Sandersen et al. (1996) og ligning 2.5 - ligning 2.8. MAP og PDN ble hentet og kalkulert for normalperioden 1961-1990 med data fra værstasjonen på Støren.



Figur 4.9 Oversiktskart over værstasjonene. De svarte stjernene markerer lokaliteten til de to værstasjonene: Soknedal og Støren. Feltområdet og skredet i mars 2012 er markert på kartet. Bakgrunnskart er hentet fra Kartverket (2015).

### **4.8.1 Tidligere ekstreme nedbørshendelser som utløste skred**

Den 13. mars 2012 ble det utløst et jordskred ca. 150 meter ovenfor jernbanen med en dybde på ca. 1 meter. Rasmassene skled ned til jernbanen og blokkerte stikkrennen under jernbanefyllingen som førte til en oppdemning av rasmasser og vann innenfor jernbanefyllingen. Dette førte videre til at vannet drenerte ut gjennom balastpukken og resulterte i en utglidning av fyllingen på utsiden av sporet den 14.03. Årsaken til skredhendelsen var en kombinasjon av flere faktorer, blant annet store nedbørsmengder i forkant og på selve dagen for skredhendelsen (Ree et al., 2012). Lokaliteten til skredet ligger i underkant på 700 meter fra feltområdet (figur 4.9) og har flere likhetstrekk med feltområdet i denne oppgaven: bratt skråning på beitemark, konsolidert morenemateriale med løsere jordmasser over og en skråningen som heller mot sørøst. Det er derfor av interesse å studere nedbørshendelsene i forkant av skredhendelsen. Døgnverdier for nedbør og snødybde er hentet fra værstasjonen i Soknedal (Meteorologisk institutt, 2016a).

## **5 RESULTATER FRA UNDERSØKELSER I FELT OG LABORATORIET**

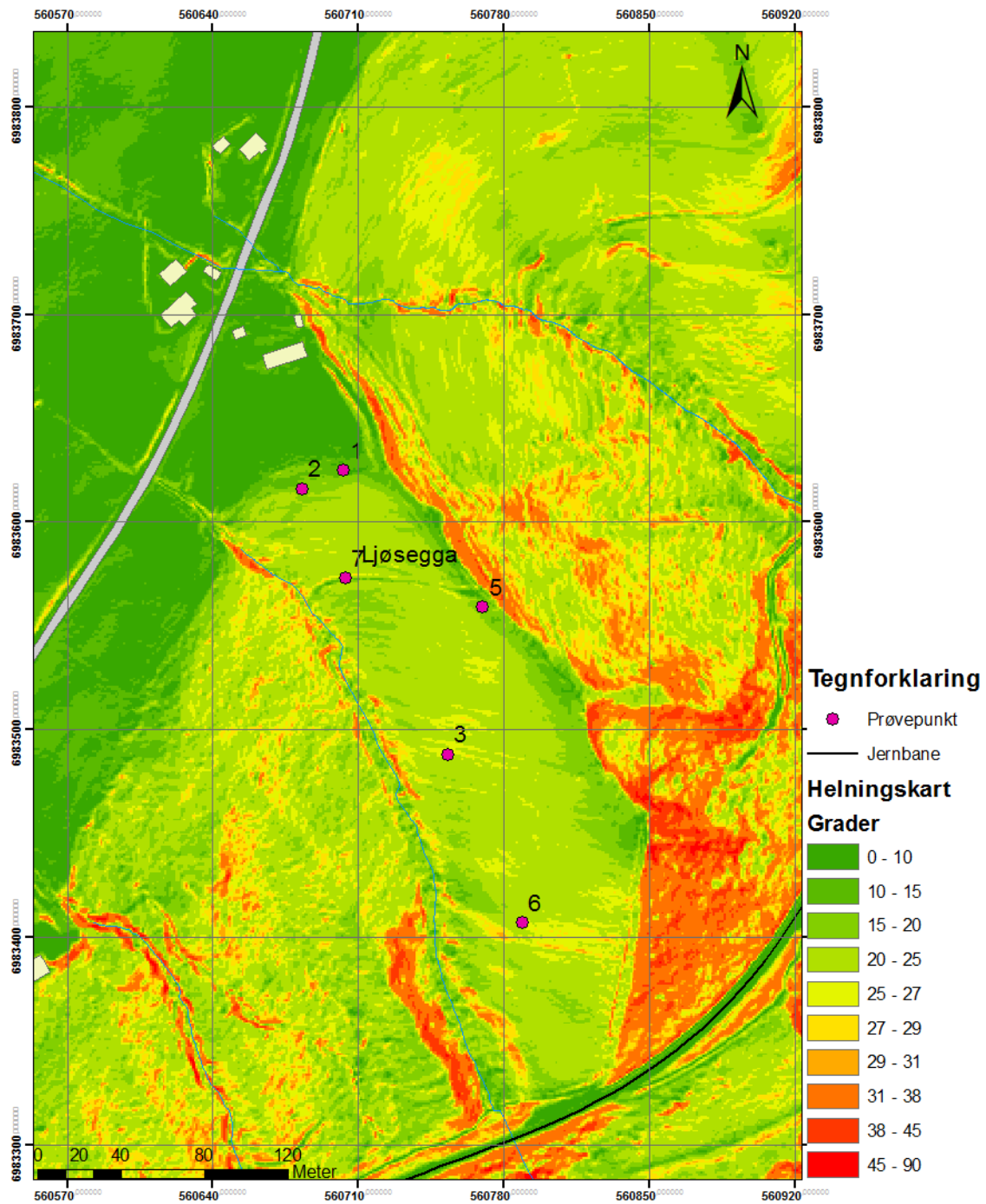
### **5.1 GIS-analyse**

I GIS-analysen som er gjennomført ble LiDAR-data med 1x1 m oppløsning, hentet fra Jernbaneverkets databaser, brukt som utgangspunkt for GIS-analysen. Helningskartet som er presentert under (figur 5.1) viser at det er et klart knekkpunkt på toppen av skråningen hvor det begynner å bli brattere. Øverst i skråningen blir helningen brattere i retningen bekken mot sørvest og varierer fra 12-25°. Det bratteste partiet i skråningen, foruten der bekken går, ligger i området rundt prøvepunkt 6 og har en helning på 29°. På helningskartet er de tidligere skredsårene nordøst for Ljøsegga tydelig visualisert med mange bratte skråninger over 40°.

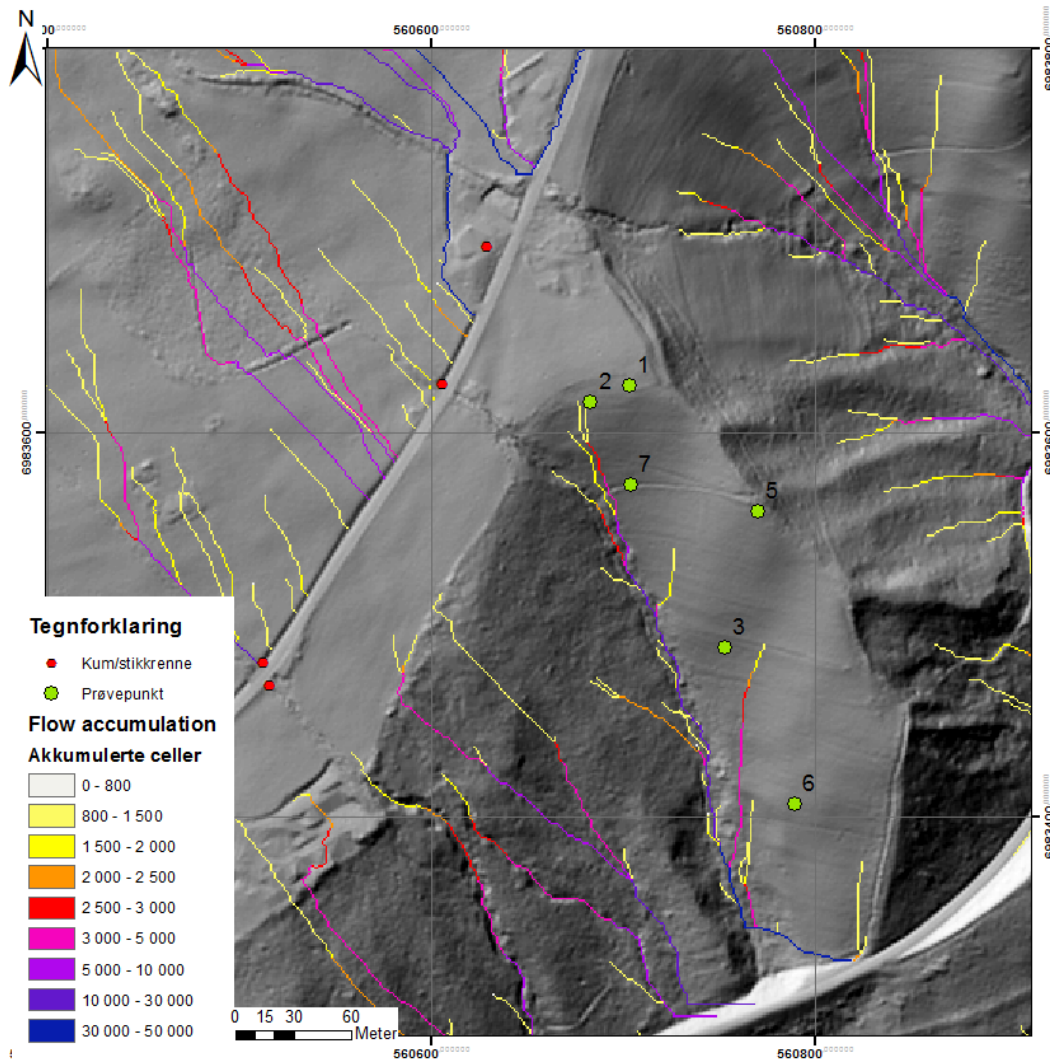
I figur 5.2 vises de ulike dreneringsveiene til vannet i området rundt Ljøsegga. Bekken som renner på vestsiden av skråningen kommer tydelig frem. Stikkrennen som er markert med en svart sirkel på kartet, leder det vannet som drenerer ovenfor dette punktet under veien og til bekken i skråningen. Like ovenfor denne stikkrennen er det en stor dreneringsvei markert i blått. Dette vannet vil følge grøften langs veien ned til stikkrennen som er markert og videre til bekken. Ved intense nedbørsperioder kan det dermed bli høy vannføring i bekken.

### **5.2 Feltobservasjoner**

I forkant og under de tre dagene i felt hadde det vært lite nedbør slik at vannføringen i bekken på vestsiden av skråningen var lav. I følge løsmassekartleggingen til NGU (figur 3.7) består løsmassene i feltområdet av tykk morene. En visuell bedømmelse av materialet, både ved hjelp av graving med skovelbor og gravemaskin, viste at materialet var velgradert med alt fra silt/fin sand opp til 30 cm lange steinblokker. Mye av de mindre steinene som fantes i løsmassene var oppsprukket fyllitt, noe som samsvarer med NGU's kartlegging av berggrunnen (figur 3.4). I skråningen og i skogområdet rundt ble det observert bøyde trestammer (figur 5.3).



Figur 5.1 Helningskart over Ljøseggga visualisert med en fargeskala. Helningen fra 0-90° er inndelt i 10 klasser hvor grønt er lavest gradient og rødt er høyest gradient.

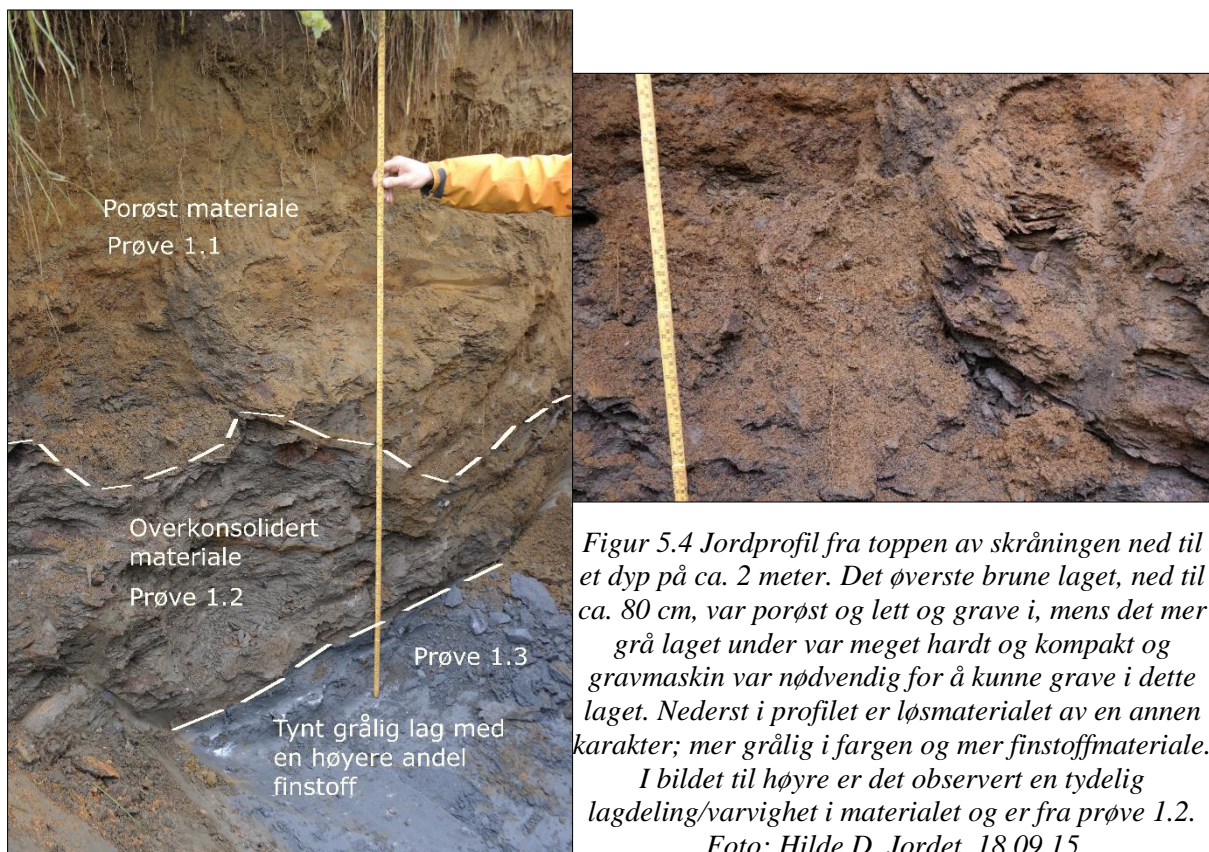


Figur 5.2 Analysen viser områder hvor vannet vil drenere. Blå/lilla felt representerer områder med høy akkumulering av vann og gult hvor det er en lavere akkumulasjon. Nummeret tilsvareer antall celler som drenerer til den gjeldende cellen.



Figur 5.3 Bøyde trestammer i skråningen og området i rundt. Foto: Hilde D. Jordet, 11.09.15 og 11.04.16

Ved hjelp av gravmaskin ble et jordprofil gravd ut øverst i skråningen for å få en oversikt over hvilke typer løsmasser som finnes her og for å studere grensen mellom den overkonsoliderte morenen og det mer løse laget over. Lokalteten til jordprofilet er registrert som prøvepunkt 1 i figur 5.1. Profilet ble 2 meter dypt og ga et godt innblikk i løsmassefordelingen og det var et klart skille i løsmassemateriale ved et dyp på ca. 80 cm, både i farge, kornstørrelse og kompaksjon (figur 5.4). De øverste 80 cm hadde en rød-brunlig farge og ingen utpreget lagdeling, karakteristisk for et brunjordsprofil. Løsmassene var tydelig påvirket av røtter fra gress og planter på overflaten og de 30 øverste cm kan betegnes som matjord med høyt moldinnhold. Det var en stor andel sand med innslag av skifrig og kantete stein i størrelse opp til ca. 2-4 cm. Fra 80 cm og under var det et markant skille i materiale. Løsmassene hadde en grålig farge og inneholdt en større andel finstoff, mer silt med samtidig en andel stein som varierte i størrelse fra 2 cm til store blokker på ca. 30 cm i diameter. Laget hadde også en varigvet/lagdeling som ikke fantes i det overliggende laget. Det som skilte disse to lagene mest fra hverandre var hardheten og kompaktheten. Det siltige grå laget var tydelig overkonsolidert og det ville vært vanskelig å grave ned i dette laget manuelt med spade eller skovelbor. Ved et dyp på 185 cm var det et lag som skilte seg ut fra materialet over. Det hadde en blålig farge og inneholdt mer finstoff, men samtidig en del stein i størrelsen 1-3 cm.





Alle prøvene er beskrevet og angitt ved hvilket dyp de er tatt fra i tabell 5.1. Lokaliteten til de ulike prøvene er illustrert i figur 5.1. Alle prøvene, unntatt 1.2 og 1.3 er hentet ut ved hjelp av skovelbor og var porøst og forholdsvis enkelt å grave ut. Prøve 1.2 og 1.3 stammer fra det overkonsoliderte materialet og gravemaskin når nødvendig for å lage et jordprofil i dette materialet.

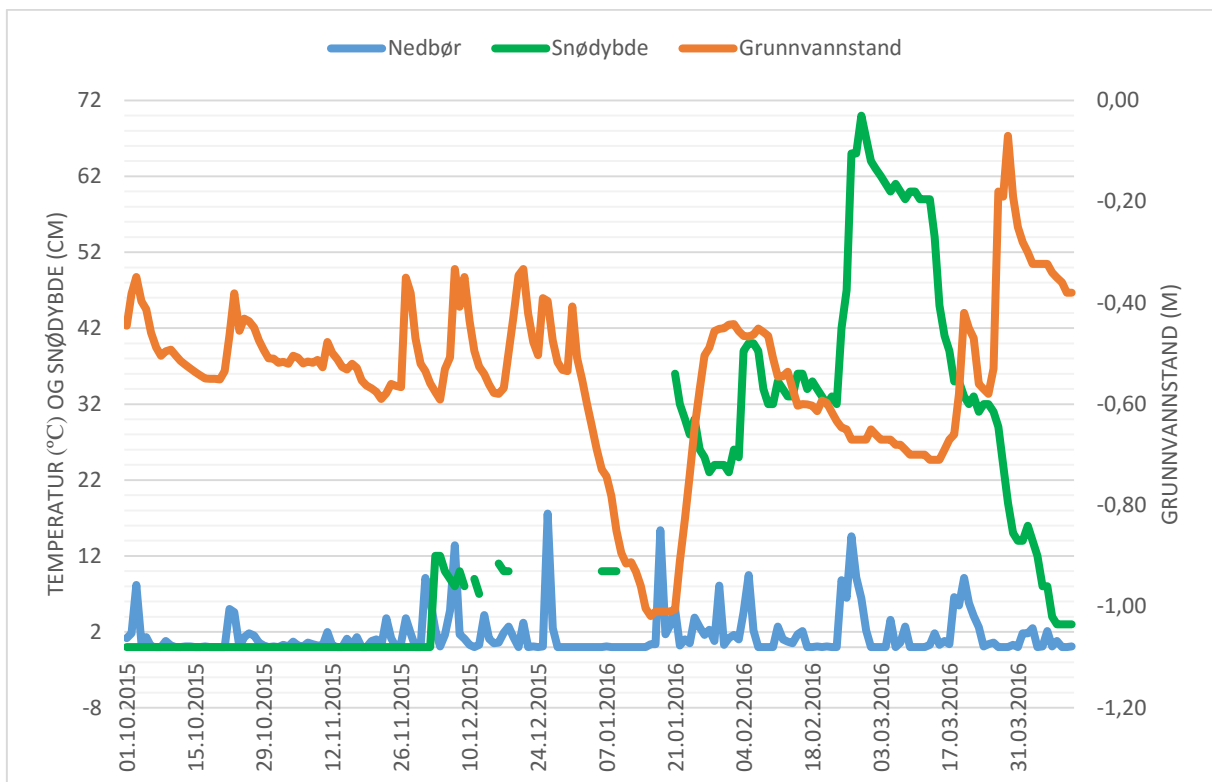
Tabell 5.1 Visuell beskrivelse av alle prøvene med informasjon om hvilket dyp de er hentet fra.

Prøve	Dyp	Visuell beskrivelse
1.1	30-60 cm	Veldig porøst materiale, brunlig farge. Sandig, siltig materiale. Kantete, skifrig stein rundt 2-5 cm i diameter.
1.2	100-150 cm	Mer grålig i fargen og høyere finstoffandel enn laget over (1.1). Veldig hardt, overkonsolidert materiale med en varighet/lagdelling. En del større stein i varierende størrelse: 2-30 cm i diameter
1.3	185-200 cm	Lag som skilte seg fra overliggende materiale med en blålig farge. Høy finstoffandel samt en del stein i størrelsen 1-3 cm. Veldig hardt og overkonsolidert.
2.1	45-70 cm	Veldig løst og porøst materiale, enkelt å grave i. Brunlig farge, materiale består av fin sand/silt med noe småstein, 2-4 cm i diameter.
2.2	87-100 cm	Mer fuktig materiale enn 2.1. Fremdeles porøst med en brunlig farge. Høyere finstoffandel, mer innslag av silt og muligens leire.
2.3	135-145 cm	Brun/grå i fargen, høyere andel silt og leire enn prøve 2.1 og 2.2. Fuktig materiale men ikke 100 % vannmettet.
3.3	70-90 cm	Porøst materiale. Todelt i farge og materialsammensetning men ikke avsatt i tydelige lag, mer en blanding av materiale med visuelle forskjeller: rustfarget med fin sand/siltfraksjon og brun/grålig farge med høyere andel av silt og leire.
5.3	34-54 cm	Fin sand, siltig. Brunlig farge med en del stein rundt 5 cm i diameter.
6.3	92-112 cm	Brun/røddlig farge, porøst materiale med noe småstein, 2-4 cm i diameter. Materiale bestående av fin sand og silt.
7.2	70-90 cm	Fuktig jord, noe organisk materiale, brunlig farge og porøst. Hardt materiale under 90 cm. Kommer ikke lengre ned med skovelbor.

### 5.3 Grunnvannsnivå og temperaturmålinger

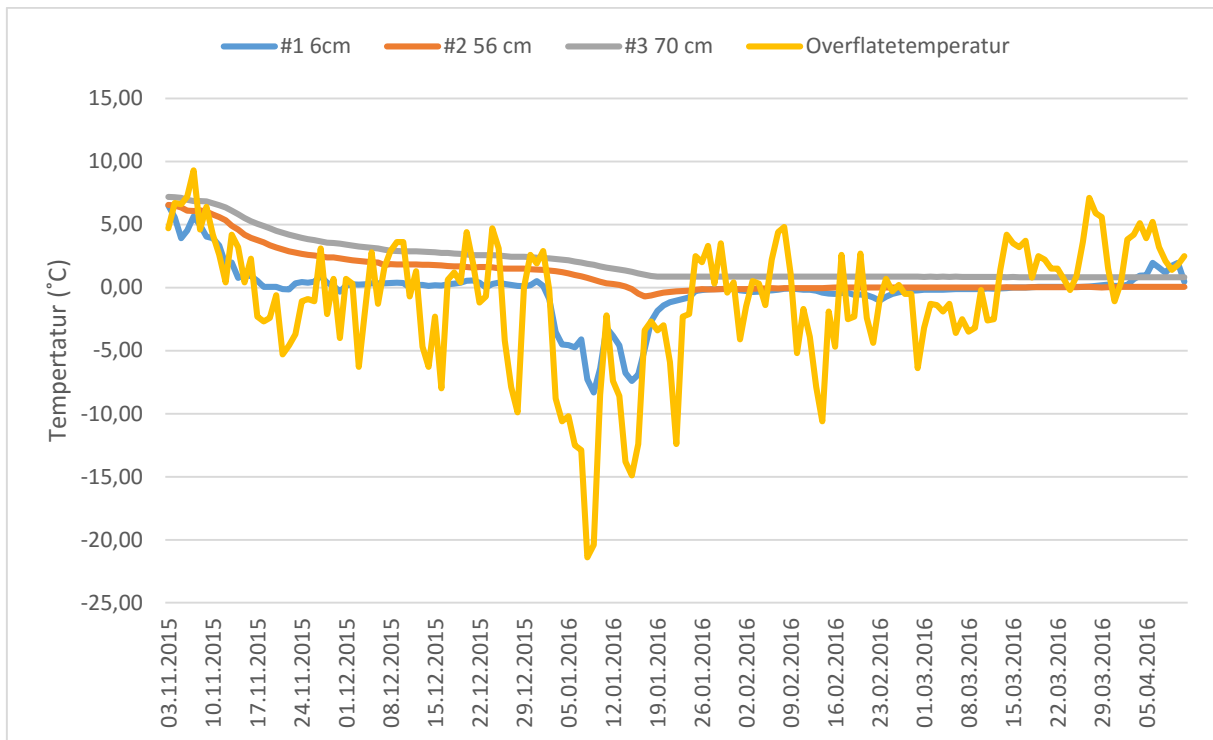
Grunnvannsloggeren måler grunnvannstanden hver time, men på grunn av stor datamengde er gjennomsnittsnivået for hver dag brukt i figur 5.5. Kun data fra logger i prøvepunkt 2 (GVL1 øverst i skråningen) er brukt i oppgaven. Dette fordi den andre loggeren (GVL2) målte en tilnærmet konstant grunnvannstand over omtrent hele måleperioden. Data for overflatetemperatur, nedbør og snødybde er lastet ned fra Meteorologisk institutt (2016a) og kommer fra målestasjonen ved Søknedal stasjon, 3 km i luftlinje fra feltområdet. Det er antatt at forholdene er forholdsvis like ved målestasjonen som ved Ljøsegga. Det er ikke kontinuerlige målinger av snødybden (målinger med veldig høy usikkerhet) noe som gjør at grafen ikke er kontinuerlig.

Figur 5.5 viser at flere av nedbørsperiodene samsvarer med en økt grunnvannstand. Den 03.10.15 og 23.10.15 falt det henholdsvis 8 og 5 mm nedbør som gjenspeiler seg i grunnvannstand. Den 20. desember har grunnvannstanden økt med rundt 25 cm i løpet av tre dager hvor nedbørsverdien er på under 5 mm/døgn. Det er målt en snødybde på rundt 12 cm og fra den 16.-20. desember skifter temperaturen fra  $-8,0$  til  $+4,4$  °C (figur 5.6). Fra slutten av desember og ut januar er temperaturen under null grader (figur 5.6) og antar dermed at nedbøren faller som snø. Rundt den 28. januar stiger vannivået igjen, samtidig som at snødekket minker med 13 cm og temperaturen er over null grader.

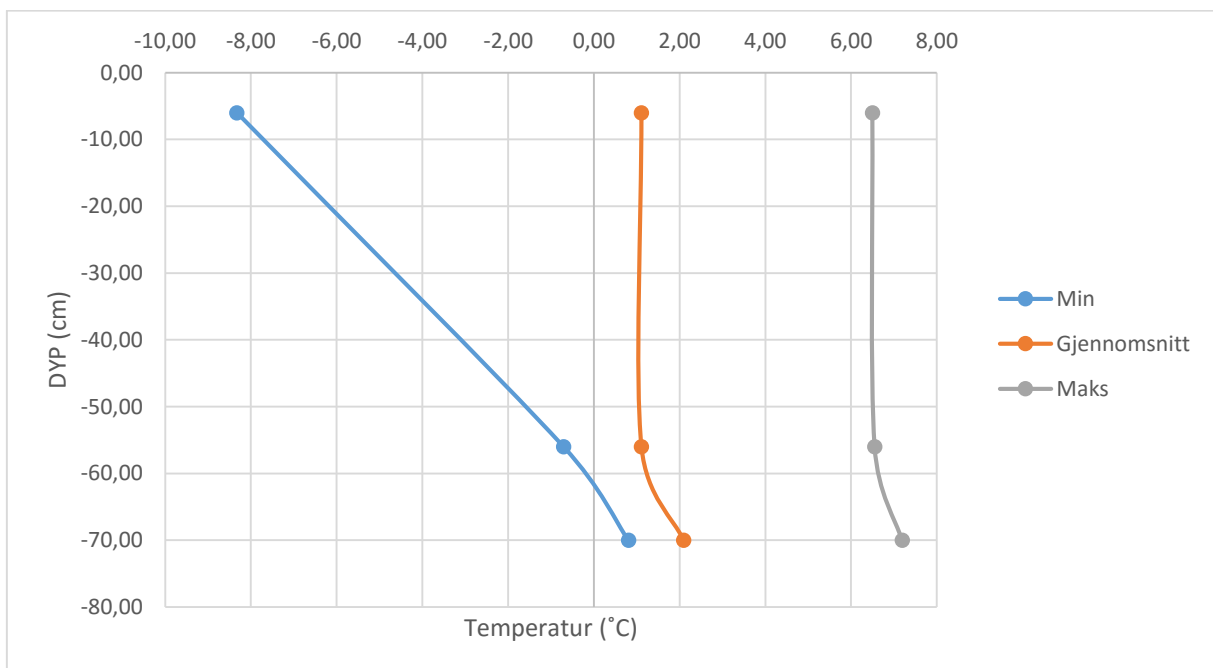


Figur 5.5 Grafen viser målt grunnvannstand fra rør nummer 1 ved prøvepunkt 2 (se figur 5.1) samt overflatetemperatur og snødybde som er lastet ned fra Meteorologisk institutt (2016a). Det er ikke kontinuerlige målinger av snødybden som gjør at grafen er oppstykket. Data fra grunnvannsmålerne ligger tilgjengelig på nettsiden [www.sildre.nve.no](http://www.sildre.nve.no).

Figur 5.6 viser en graf over overflatetemperaturen og temperaturmålinger som er gjort på tre dyp i bakken: #1 6 cm, #2 56 cm og #3 70 cm ved prøvepunkt 2. Temperaturen ved alle de tre dypene minker ettersom overflatetemperaturen blir kaldere. Målingene fra de to nederste dypene er veldig stabil og minker med et jevnt og likt tempo. Den høyeste og laveste målte temperaturen ved #3 er henholdsvis 7,2 og 0,8°C (figur 5.7). For #1 er temperaturen henholdsvis 6,5 og -8,3°C. Ser av figur 5.6 at målepunktet nærmest overflaten responderer mest med overflatetemperaturen. Dette er spesielt tydelig rundt den 10. januar hvor temperaturen synker kraftig i takt med at overflatetemperaturen synker ned til -21,4°C og stiger igjen når overflatetemperaturen øker til -2,2°C. Fra og med den 26 januar til den 19. februar er bakketemperaturen tilnærmet konstant for alle tre målerne til tross for at temperaturen svinger. På dette tidspunktet er også snødekket på mellom 23-42 cm. Frem til den 11. april er bakketemperaturen forholdsvis jevn, med noen svingninger for #1.



Figur 5.6 Grafen viser hvordan temperaturmålingene i bakken korrelerer med lufttemperaturen. Data for overflatetemperaturen er lastet ned fra Meteorologisk institutt (2016a).



Figur 5.7 Minimums-, gjennomsnitts- og maksimumsverdier for daglige temperaturen for perioden 02.11.15 - 25.02.16.

## 5.4 Kornfordelingsanalyse

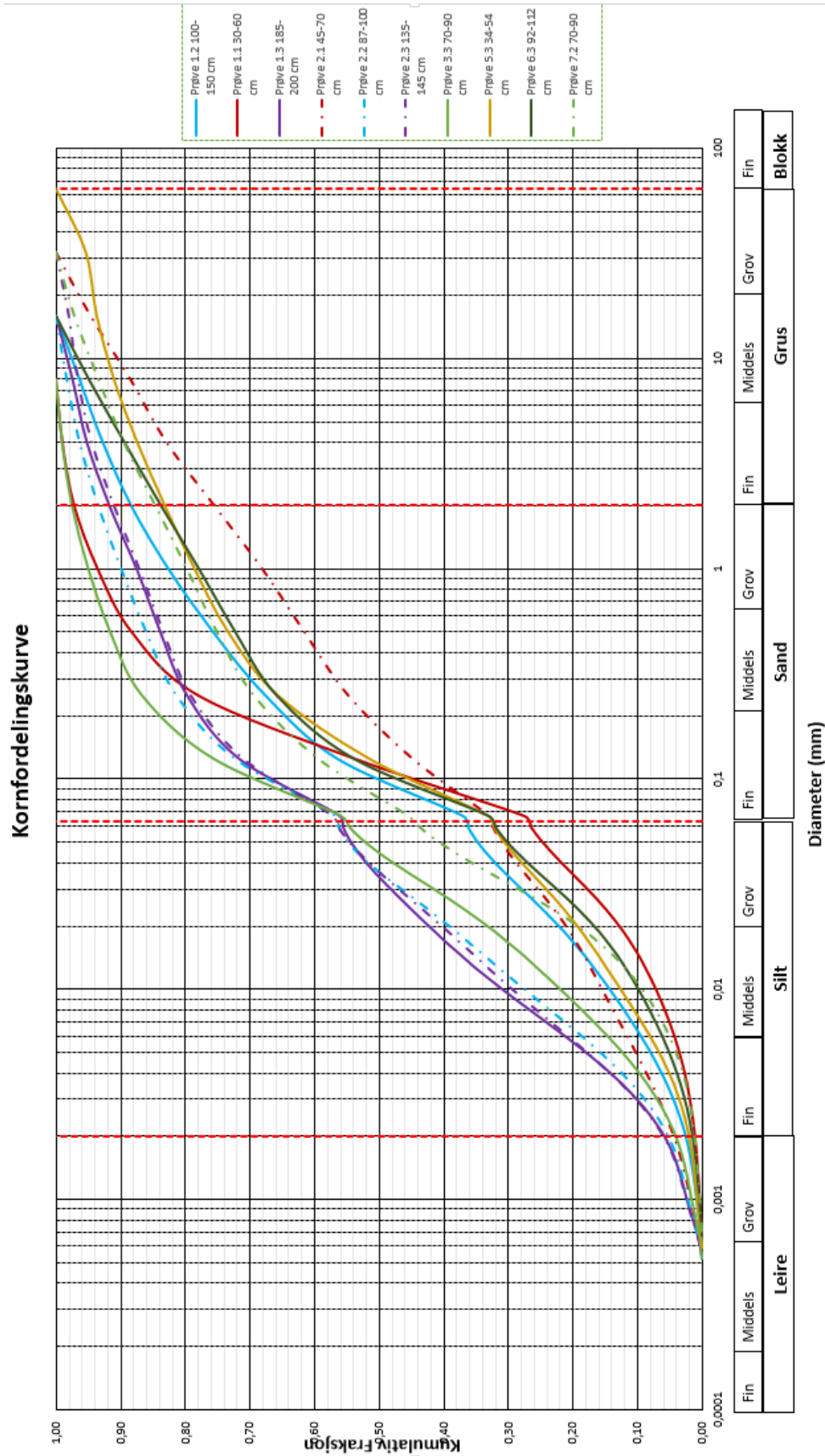
Kornfordelingskurvene baserer seg på prøver som er tatt i feltområdet og prøvene er tatt slik at de går i to forholdsvis rette profiler nedover langs skråningen. En av prøvene avviker fra profilene og er tatt på en rygg ca. 50 meter nord for de to profilene. De andre prøvene er tatt hovedsakelig hvor terrenget har en konkav form. Figur 5.1 viser lokaliteten til de ulike prøvepunktene og figur 5.8 viser kornfordelingskurvene til alle prøvene. Dyp under bakken for hvor hver prøve er tatt er angitt i forklaringstabellen øverst i figur 5.8 og i tabell 5.1.

Figur 5.8 viser resultater fra både tørrsiktingen og laserdiffraksjonen satt sammen i en felles kurve. Disse to metodene måler kornstørrelse på forskjellige måter, men det ble likevel besluttet å sette sammen de to kurvene for å enklere visualisere kornfordelingskurven i stedet for å se på to adskilte kurver. Skillet mellom resultatet fra våtsiktingen og laserdiffraksjonen kan sees på kurven ved grensen mellom silt og sand (0,063 mm) hvor kurven flater ut i et lite parti.

Resultatet fra kornfordelingsanalysen viser at alle prøvene har en forholdsvis lik kornfordeling med en liten andel leire. Det er ingen av prøvene som skiller seg spesielt ut, men mindre variasjoner finnes. Maks andel leire i prøvene er på 6 %, hoveddelen av prøvene har et leirinnhold på mellom 2-4 %. Siltinnholdet varierer fra rundt 50 % til 26 %. De prøvene med høyest silt- og leirinnhold er prøve 1.3, 2.2 og 2.3. Jordprøvene 1.3 og 2.3 var visuelt veldig like og tatt på samme nivå i skråningen og de har også en veldig lik kornfordelingskurve. Prøve 5.3 er den jordprøven som ble tatt på ryggen nordøst i skråning. Det var den prøven med det groveste materialet, men prøve 2.1 var den som inneholdt størst andel grus.

Kornfordelingskurven i figur 5.8 viser at det er en stor spredning i kornstørrelse i materialet. Kurvene har en forholdsvis flat utstrekning med materiale innenfor alle kornstørrelser opptil grus størrelse. 8/10 av prøvene er velgraderte (tabell 5.3) som bekrefter den dårlig sorteringen som visualiseres i kornfordelingskurven. En flat kornfordelingskurve og et velgradert materiale er karakteristisk for morenemateriale (Brattli, 2015). Rådata fra kornfordelingsanalysen er oppgitt i vedlegg A.

I tabell 5.2 og tabell 5.3 er jordprøvene klassifisert og gradering bestemt i henhold til klassifiseringsregler angitt i Brattli (2015).



Figur 5.8 Kornfordelingskurve for alle prøvematerialene. Tabellen til høyre (øverst) angir prøvepunktet og på hvilket dyp under bakken prøvene ble tatt. Figuren viser resultatet fra både våtsiktningen og fra laserdiffraksjonen satt sammen til en kurve. Kurvene har generelt en lik trend.

Tabell 5.2 Klassifikasjon av jordartene basert på kornstørrelse.

Prøvenummer	Grus [%]	Sand [%]	Silt [%]	Leire [%]	Jordart
1.1	3	71	24	2	Siltig sand
1.2	12	52	33	3	Sandig og siltig materiale
1.3	8	36	50	6	Sandig og leirig silt
2.1	24	44	28	4	Sandig, siltig og grusig materiale
2.2	7	37	50	6	Sandig og leirig silt
2.3	9	35	50	6	Sandig og leirig silt
3.3	2	43	51	4	Sandig silt
5.3	17	51	29	3	Sandig og siltig materiale
6.3	16	52	30	2	Sandig og siltig materiale
7.2	15	40	43	2	Siltig og sandig materiale

Tabell 5.3 Graderingstall for jordprøvene.

Prøvenummer	$C_u (Q_{60}/Q_{10})$	Gradering
1.1	11	Middels gradert
1.2	27	Velgradert
1.3	28	Velgradert
2.1	84	Velgradert
2.2	25	Velgradert
2.3	27	Velgradert
3.3	20	Velgradert
5.3	24	Velgradert
6.3	17	Velgradert
7.2	14	Middels gradert

## 5.5 XRD

Oversikt over resultatene etter XRD-analysen av jordprøvene er fremstilt i tabell 5.4 og viser en forholdsvis lik mineralsammensetning. Hovedbestanddelen av mineraler består av kvarts: 44-68 %, feltspat (mikroklin + albitt): 19-23 % og glimmer med varierende innhold. Kloritt og hornblende har også en prosentandel opptil henholdsvis 7 og 6 %. Prøve 1.3 og 2.3 viser veldig lik mineralsammensetning og skiller seg ut med et høyere glimmerinnhold på over 22 %. Disse jordprøvene kommer fra det samme grålige laget (figur 5.4) som også visuelt skilte seg ut fra de andre jordprøvene.

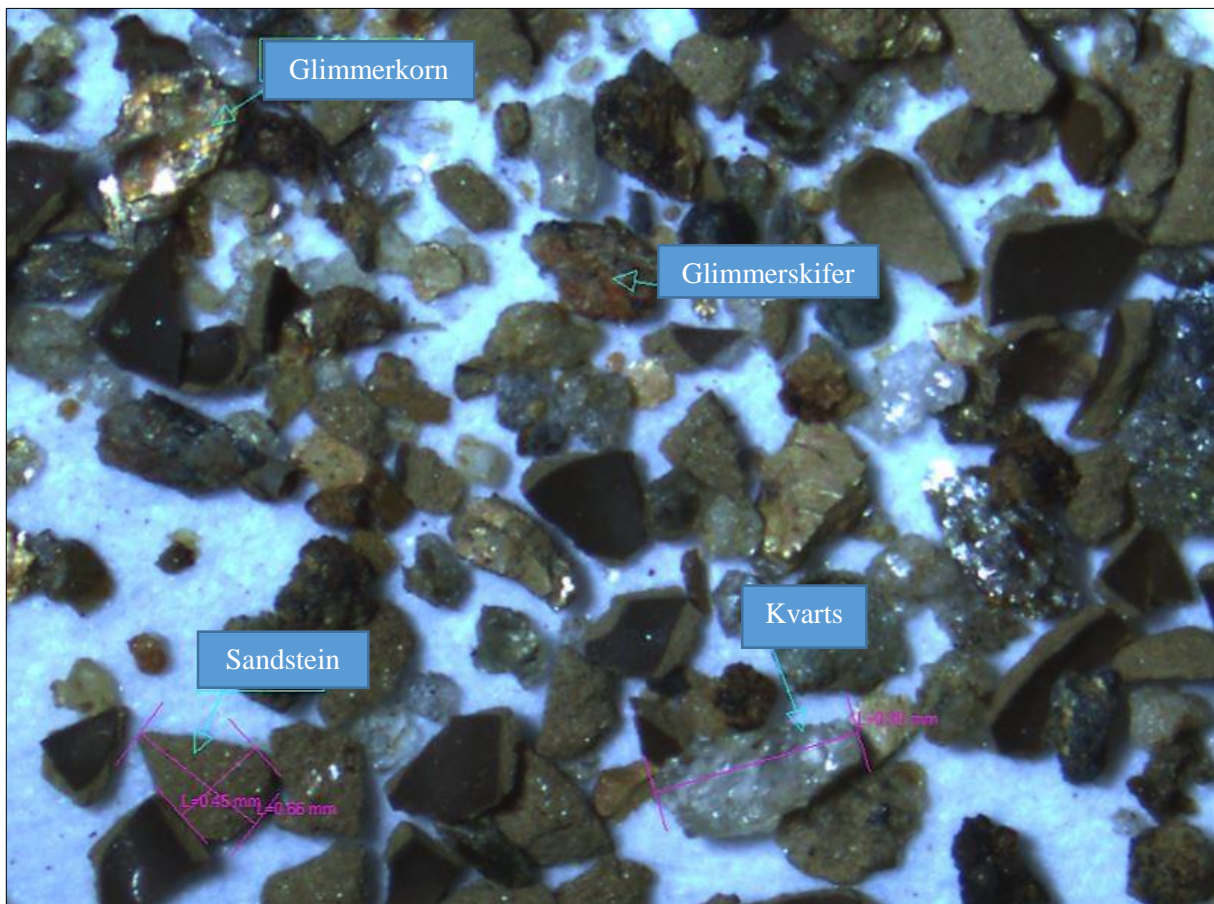
Tabell 5.4 Oversikt over mineralsammensetningen til prøvene. Tallene er avrundete verdier.

Mineral [%]	1.1	1.2	1.3	2.1	2.2	2.3	3.3	5.3	6.3	7.2
<i>Kvarts</i>	68	55	44	58	51	47	60	64	61	62
<i>Mikroklin</i>	3	2	3	2	2	2	2	2	2	2
<i>Albitt</i>	17	17	18	17	19	17	21	21	21	17
<i>Kloritt</i>	3	5	5	5	7	5	6	3	5	5
<i>Glimmer</i>	3	15	22	9	15	25	7	4	7	8
<i>Diopsid</i>	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1
<i>Hornblende</i>	5	4	1	6	3	1	2	4	3	5
<i>Almandin</i>		1			1	1	1	1	1	1
<i>Kalsitt</i>			2							
<i>Pyrop</i>			2	2						
<i>Dolomitt</i>			1							
<i>Magnetkis</i>			1							



## 5.6 Mikroskopering

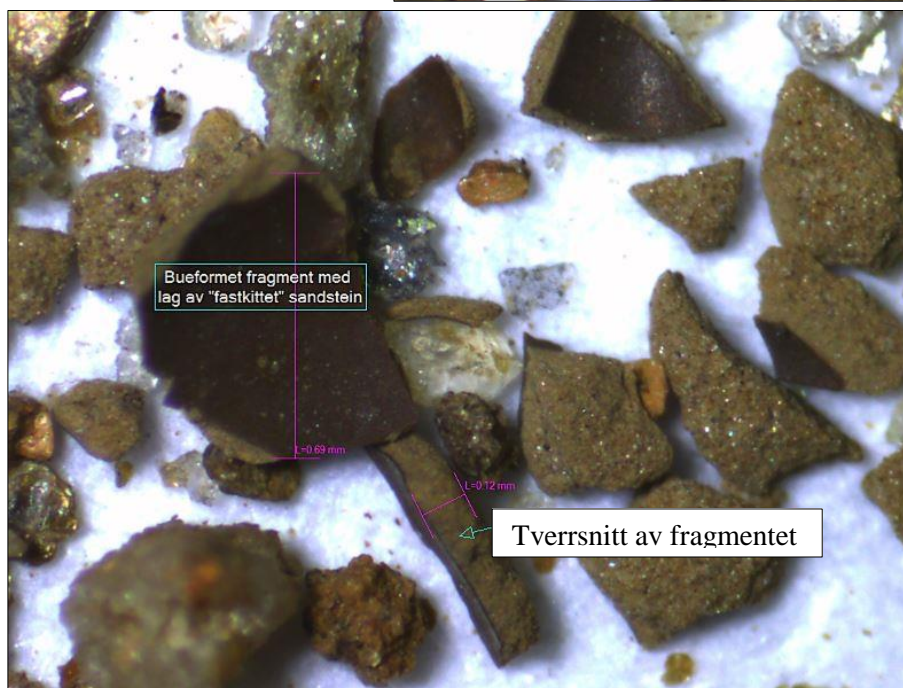
Prøve 2.1 ble analysert nærmere i mikroskop for å studere mineralogi og kornform. Materialet som ble analysert inneholdt alle kornfraksjoner og var representativ for prøven. De mineralene som ble identifisert og var mest fremtredende var kvarts, glimmerkorn, glimmerskifer og sandsteinkorn. Noe grønnstein, feltspat og amfibol ble også observert. Kvarts er det dominerende mineralet med en kornlengde på rundt 1 mm og er de blanke/gjennomsiktige kornene som kan sees på figur 5.9. Kornene med en gul/gull-farge er større glimmerkorn. Mer finkornet glimmer finnes i fragmentene av glimmerskifer. I tillegg til kvarts, domineres jordprøven av sandsteinkorn som har en brunlig farge i kornfraksjonen fin sand. Disse kornene består av et meget finkornet materiale (figur 5.10). De fleste kornene er kantete/kantavrundet, men sandsteinkornene er noe mer rundet.



Figur 5.9 Prøve 2.1 sett i mikroskop. En stor bestanddel av kornene består av kvarts, de blanke/gjennomsiktige kornene. Det er ca. 6 større kvartskorn i dette bildet med en del mindre fragmenter. Målt lengde til det markerte kvartskornet er på 0,95 mm. Det er i tillegg en del større glimmerkorn med en gul/gull-farge og fragmenter av glimmerskifer i prøven. Mange av de brune og mer rundete kornene er sandsteinkorn. Målt lengde og bredde på det markerte sandsteinkornet er henholdsvis 0,66 og 0,45 mm. Foto: Bjørge Brattli.

Noen spesielle kornfragmenter ble observert i mikroskopet og utgjør en større del av materialet i prøvene. Disse fragmentene er bueformet med en tynn svart hinne på innsiden med fastkittet sandstein på utsiden og er markert i figur 5.11. De fleste fragmentene har en kuleformet innside, noe som kan tyde på at det har vært et kuleformet objekt i midten som har gitt denne formen. Et slikt objekt kan ha vært organisk materiale av et slag som har hatt en utfelling som gir den svarte hinne. Når dette organiske materialet forsvinner blir det igjen et hulrom, og ved oppsprekking resulterer det i de fragmentene som er observert i prøve 2.1.

Figur 5.10 Forstørret bilde av et korn av glimmerskifer og sandstein med en målt lengde på henholdsvis 1 mm og 0,53 mm. Foto: Bjørge Brattli.



Figur 5.11 En stor andel bueformete fragmenter med "fastkittet" sandstein rundt ble observert i mikroskopet. Bildet viser innsiden av kornet som består av en svart hinne og har en lengde på 0,65 mm og tverrsnittet av et annet fragment, lengde 0,12 mm. Forstørret bilde av figur 5.9 og figur 5.10 finnes i vedlegg B. Foto: Bjørge Brattli.

## 5.7 Faseforhold og tyngdetetthet

Tabell 5.5 viser målte og beregnede verdier for ulike parametere for faseforhold til prøve 1.1 som er det porøse laget over det overkonsoliderte materialet.

Tabell 5.5 Målte og beregnede verdier for prøve 1.1. Forklaring av benevningene er gitt i tabell 4.1.

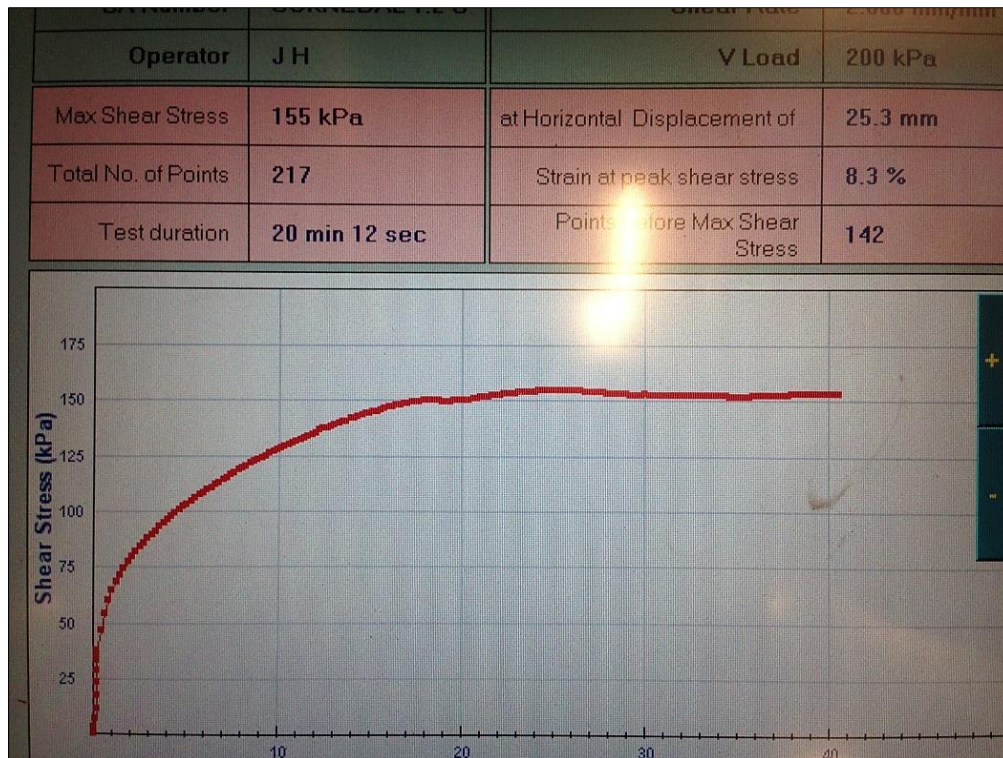
$V$	191,4 cm <sup>3</sup>	$V_w$	26,7 cm <sup>3</sup>
$m$	253,1 g	$n$	52,8 %
$m_s$	226,4 g	$w$	11,8 %
$m_w$	26,7 g	$S_r$	26,4 %
$\rho (=m/V)$	1,3 g/cm <sup>3</sup>	$\gamma (total)$	13,0 kN/m <sup>3</sup>
$\rho_s$	2,8 g/cm <sup>3</sup>	$\gamma_d (tørr)$	11,6 kN/m <sup>3</sup>
$V_s$	90,4 cm <sup>3</sup>	$w (når S_r = 100 \%)$	44,6 %
$V_p$	101 cm <sup>3</sup>	$\gamma_v (når S_r = 100 \%)$	16,8 kN/m <sup>3</sup>

## 5.8 Skjærbokstest

Resultatene fra skjærbokstesten er sammenstilt i tabell 5.6. Det ble ikke målt noen «peak» i skjærstyrke for noen av de tre testene, grafen flatet gradvis ut ved en verdi for maks skjærstyrke lik grafen i figur 4.8 for løst pakket sand. Resultatet for en av skjærbokstestene er vist i figur 5.12 hvor y-aksen er målt skjærstyrke [kPa] og x-aksen er forskyvning [mm]. Kohesjons leses av grafen og friksjonsvinkelen regnes ut ved hjelp av stigningstallet til linjen som er tegnet ut ifra normalspenning og maks skjærstyrke, i figur C.4 i vedlegg. Resultatene fra alle skjærbokstestene finnes i vedlegg C. Friksjonsvinkelen til prøven er på 37°.

Tabell 5.6 Resultat etter skjærbokstesten med målt maks skjærstyrke for tre ulike normalspenninger. Friksjonsvinkel og kohesjon leses av figur C.4.

Normalspenning [kPa]	100	200	300
Maks skjærstyrke [kPa]	80	155	233
Friksjonsvinkel	37°		
Kohesjon ( $c'$ ) [kPa]	3		



Figur 5.12 Målt skjærstyrke ved en normallast på 200 kPa. Maks skjærstyrke er på 155 kPa. Grafen har ingen klar "peak" men flater ut rundt maks skjærstyrke. Foto: Hilde D. Jordet.

## 5.9 Stabilitetsberegninger

Stabilitetsberegninger ble gjort for to ulike lokaliteter i skråningen: 1) øverst i skråningen hvor skråningen blir betydelig brattere i forhold til overliggende terreng (øst for prøvelokalitet 1 og 2) hvor helningen ligger på rundt 22° og 2) like nedenfor prøvelokalitet 6 hvor skråningen er på sitt bratteste (figur 5.1). Stabilitetsberegningene ble gjort for to vannmetnings situasjoner: tørt og 100 % vannmettet. Antar at det er like forhold for de to lokalitetene med like verdier for  $\gamma$ , T og X.

Antar at det overkonsoliderte morenelaget vil fungere som en glideflate på grunn av en stor kontrast i permeabilitet i tillegg til at det ikke vil kunne gå et skred i det overkonsoliderte laget da det er så sementert og fast. Antar også at den potensielle glideflaten er parallell med skråningens overflate. Siden dybden til glideflaten ( $H = 0,80$  m) er svært liten sammenlignet med utglidning av glidelegemet, analyseres situasjonen som det var en «uendelig lang» skråning. Siden det ikke ble observert i felt at vannstrømmingen brøt overflaten i skråningen, benyttes ligning 2.13 for beregning poretrykksforholdet. Verdier for stabilitetskoeffisientene A og B leses av figur 2.21 etter å ha beregnet  $r_u$  og  $\cot \beta$ . Helningsvinkelen hentes ut fra figur 5.1. Ligning 2.12 og ligning 2.13 ble brukt i beregningene.

Det er i tillegg ønskelig å finne ved hvilken grunnvannstand sikkerhetsfaktoren blir mindre enn 1, og det dermed er fare for utglidning i skråningen. Ønsket situasjon er  $F \geq 1$ . Bruker  $\gamma = 13,0$  kN/m<sup>3</sup> siden det er denne verdien som ble målt før prøven ble tørket og dette verken er en tørr eller 100 % vannmettet situasjon. Beregningene er lagt til i vedlegg D og resultatene er oppsummert i tabell 5.7.

Tabell 5.7 Resultatene fra utregningen av sikkerhetsfaktor og kritisk grunnvannsdyp for de to lokalitetene.

	Sikkerhetsfaktor ( $F$ )		Vertikalt dyp under bakken [cm]
	Tørr situasjon ( $S_r = 0$ %)	Vannmettet situasjon ( $S_r = 100$ %)	Kritisk nivå for grunnvannstanden
Lokalitet 1	2,78	1,37	1
Lokalitet 2	2,14	1,07	Over bakkeoverflaten

## 5.10 Kritisk nedbørsmengde

Beregning av kritisk nedbørsmengde er gjort med to ulike ligninger basert på metoden til Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012). Begge disse to tar utgangspunkt i døgnnedbøren. Tabell 5.8 viser ulike kritiske nedbørsmengder som kan utløse et flomskred innenfor ulike tidsintervaller. Beregningene er basert på prosentvis nedbørsmengde av den årlige gjennomsnittsverdien (MAP) for gjeldene område.

Tabell 5.8 Viser hvor stor nedbørsmengde det ifølge Sandersen et al. (1996) må komme innenfor ulike tidsintervall for å utløse flomskred basert på gjennomsnittlig årsnedbør for Støren.

$MAP = 840$  mm

Timer	Kritisk nedbørsmengde [%]	Kritisk nedbørsmengde [mm]
12	5,3	44,8
24	8,1	67,9
48	12,2	102,9
72	15,6	131,2

Metoden utviklet av Meyer et al. (2012) er beskrevet mer i detalj i avsnitt 2.4.1 og resultat av beregningene av de normaliserte verdiene er listet i tabell 5.9. Intensiteten for kritiske verdier er inndelt i minimums-, mediums- og maksimumsverdier, slik at ved nedbørshendelser under

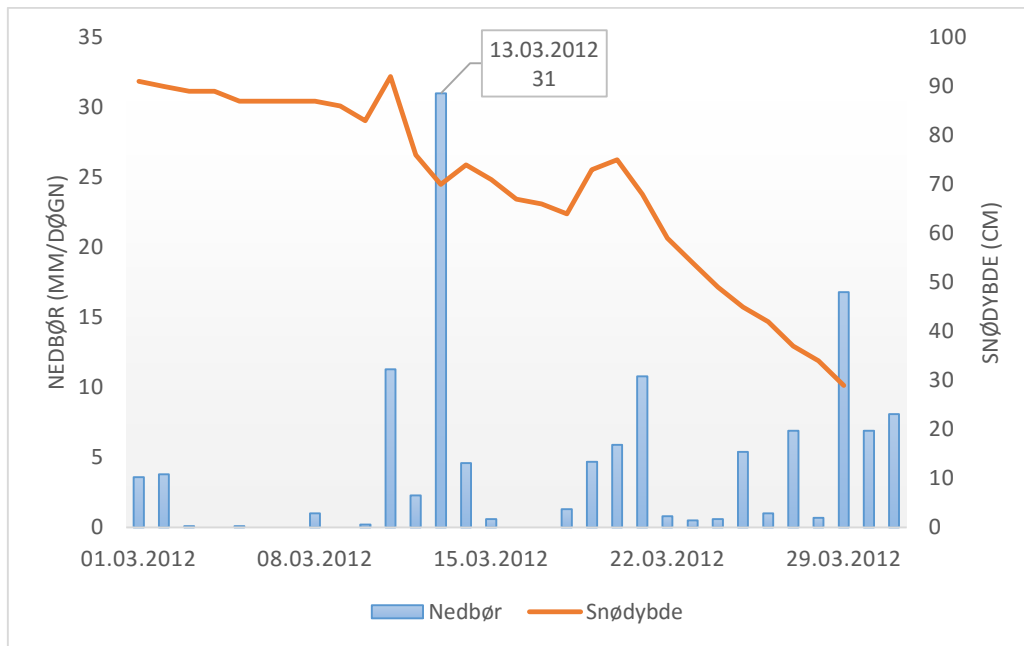
minimumsgrensen vil det normalt ikke gå skred og hendelser med verdier over maksimumsgrensen vil det nesten alltid vil gå skred (Meyer et al., 2012).

Tabell 5.9 Normaliserte grenseverdier for kritisk døgnedbør som kan utløse flomskred. Metoden er hentet fra Meyer et al. (2012) og inndelt i tre grenseverdier:  $I_{\min}$ ,  $I_{\text{med}}$  og  $I_{\text{maks}}$ .

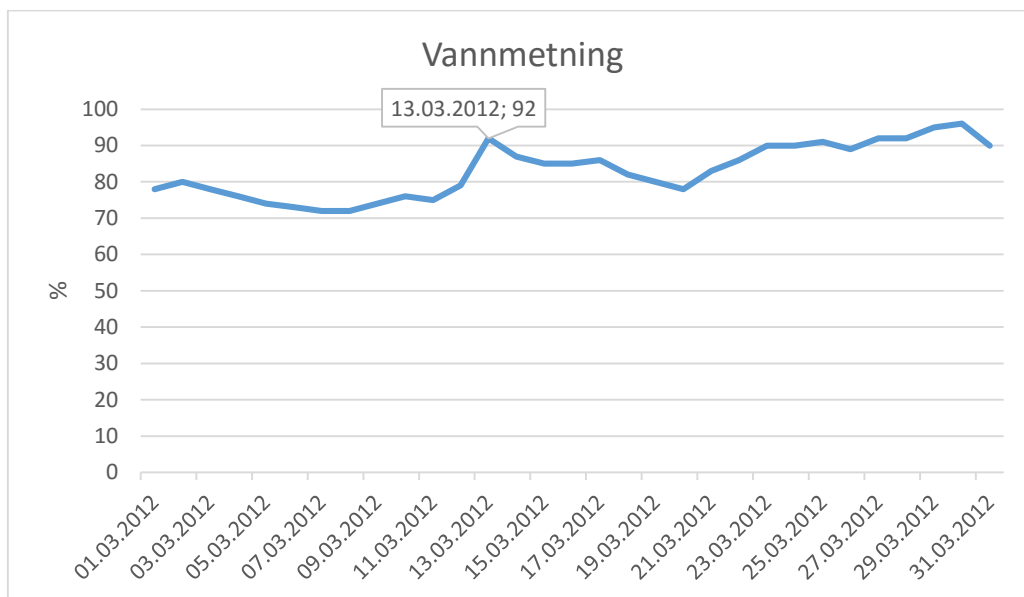
$MAP = 840 \text{ mm}$ $APD = 220 \text{ mm}$ $PDN = 3,82$			
Dager	$I_{\min}$ [mm/dag]	$I_{\text{med}}$ [mm/dag]	$I_{\text{maks}}$ [mm/dag]
1	8,32	17,22	33,07
2	7,05	12,09	22,58
3	6,39	9,83	18,07
4	5,97	8,49	15,43
5	5,66	7,58	13,64
6	5,41	6,91	12,34
7	5,22	6,38	11,34

### 5.10.1 Skredhendelsen 13. mars 2012

Bakgrunnen for skredet den 13.03.12 var blant annet de store nedbørsmengdene som kom periodevis i forkant av skredhendelsen, med en klar nedbørstopp 13. mars på 31 mm/døgn som vist i figur 5.13. I tillegg minket snødybden fra 92-70 cm i perioden 11.03-13.03 som vil ha økt vannmetningen i jorden. I figur 5.14, som viser vannmetningen i området hvor skredet gikk, ser man at vannmetningen var generelt høy hele den måneden og i forkant av skredet lå den mellom 70-80 %. To dager i forkant av skredet økte vannmetningen markant fra 75-92 %, som samsvarer med snøsmelting som er registrert i samme periode. Den samlede nedbørsmengden for mars 2012 var på 129 mm, noe som er over 200 % over månedsnormalen (figur 3.9) (månedsnormaler er hentet fra værstasjon på Støren med en normalperiode på 1961-1990). Nedbørstoppen den 13.03 ligger langt under den kritiske verdien for 24 timer i tabell 5.8 men er like under  $I_{\text{maks}}$ -verdien for nedbørshendelser på én dag i tabell 5.9.



Figur 5.13 Målt nedbørsmengde og snødybde i Soknedal mars 2012. En tydelig nedbørstopp ses på grafen dagen skredet ble utløst. Data er hentet fra Meteorologisk institutt (2016a).



Figur 5.14 Vannmetning i jord for mars måned 2012 for området hvor skredet gikk den 13.03.12. Data er hentet fra Senorge (2012).





## 6 DISKUSJON

### 6.1 GIS-analyse og hydrologiske forhold

Det ble gjort en helningsanalyse og en hydrologisk analyse i forbindelse med oppgaven. I figur 5.1 er helningen over feltområdet beregnet. Ved hjelp av lidardata med en oppløsning på 1x1 meter gir det et godt innblikk i terrengformasjonen og var et nyttig verktøy for å finne helningsgraden i forbindelse med stabilitetsberegningene. Kartet kan også brukes til å kartlegge tidligere skredhendelser ved å studere terrengformen. På kartet ser man at topografien i området nordøst for Ljøsegga har en tydelig konkav form med bratte skråninger, karakteristisk for gamle skredgroper. En slik konkav form vil også være uheldig i og med at vann vil sentreres mot midten i stedet for å fordele seg jevnt (O'loughlin, 1986).

Den hydrologiske analysen visualiserer dreneringsveiene til vannet i området rundt Ljøsegga. Resultatet i figur 5.2 stemmer godt overens med observasjonene som ble gjort i felt. De områdene med en høy akkumulasjon av celler (mange celler som drenerer til samme punkt) samsvarer med eksisterende bekkeløp. Bekken som renner langs skogkanten i feltområdet er blant annet uthevet som en dreneringsvei med en økende akkumulasjon mot bunnen. I overkant av Ljøsegga og veien er det spesielt en dreneringsvei som utmerker seg i blått. Dette vannet vil følge grøftekanten ned til stikkrennen som er uthevet med en svart sirkel og lede vannet ned mot bekken i skråningen. Dreneringsveien fra stikkrennen ned til skråning er ikke markert på kartet, men er observert i felt og kan sees på figur 5.2 som en liten forsenkning i terrenget. Under tørre forhold er det veldig liten vannføring i bekken, men ved langvarig eller intense nedbørsperioder vil den kunne øke raskt ettersom mye vann vil drenere i den retning ifølge figur 5.2. Feltområdet blir benyttet som beitemark og området overfor skråning består også for det meste av dyrkamark. Det er derfor lite vegetasjon og trær som vil kunne ta opp vannet fra bakken eller virke forankrende i form av røttene, noe som ville ha økt stabiliteten (Liu et al., 2014; Johnson et al., 2007; Vanacker et al., 2003).

Ved høy vannføring er det fare for at stikkrennen som leder vannet fra bekken under jernbanen ikke har stor nok kapasitet på grunn av underdimensjonering eller at sedimenter og vegetasjon blokkerer inngangen. Jernbaneverket har utført kapasitetsberegninger for stikkrennene langs banen i Soknedal i forhold til et krav om en 200 års gjentakintervall. Resultatet av beregningene viste at stikkrennen ved kilometer 489,375, som er anvist i figur 6.1, har en manglende kapasitet på 69 % (Jernbaneverket, 2014). Feltundersøkelser av stikkrennen utført i 2013, viste at stikkrennen var åpen men at svilledekket er tett mot bekk og at vann renner inn

fra sidene. Kapasitetsmangelen og feltundersøkelsene resulterte i at denne stikkrennen havnet i prioriteringsklasse 2, hvor det anbefales å gjennomføre tiltak innen en tidsperiode på 1 år. Høsten 2014 utførte Jernbaneverket flere tiltak for å forbedre tilstanden. Sidegrøftene ble rensket og vegetasjon fjernet, innløpet til eksisterende stikkrenne (489,375 km) ble rensket og det ble lagt inn et overløpsrør, som vist i figur 6.2. Hensikten med overløpsrøret er at det skal ta unna vann og sedimenter ved et eventuelt skred i overliggende terreng og redusere faren for utglidning av fylling. Siden den eksisterende stikkrennen er underdimensjonert vil overløpsrøret bidra til å lede unna vann når vannføringen er veldig høy (Lauritzen & Gylland, 2014). Et oversiktskart over kilometerplasseringen til stikkrennene finnes i vedlegg E.



*Figur 6.1 Bildet er tatt i ved prøvepunkt 6.2 med retning mot sør/sørøst. Det kommer ikke tydelig frem på bildet, men dette er ett av de bratteste partiene i skråningen med en helning på 29°. Langs skogkanten renner det en bekk ned til stikkrennen som leder vannet under jernbanen. Foto: Hilde D. Jordet, 11.09.16*



*Figur 6.2 Bildet er tatt fra bunnen av skråningen og viser overløpsrøret som er lagt inn med formål om å begrense konsekvensene av et eventuelt skred i overliggende terreng. Foto: Hilde D. Jordet, 11.04.16*

## 6.2 Tolkning av sedimentprøver

I denne oppgaven ble det tatt 10 jordprøver fra skråningen i Ljøsegga for å analysere sedimentinnhold, mineralinnhold og kornform. Det er mulig at det er noe større stein og grus naturlig i skråningen enn det som ble hentet ut til prøvetaking. Dette fordi prøvene ble tatt ved hjelp av skovelbor som har en liten bredde (se figur 4.5), noe som begrenser den maksimale størrelsen på materialet. I tillegg vil større stein forhindre videre graving nedover, siden dette gjøres manuelt. Det kan derfor ha vært fordelaktig å analysere en større andel materiale for enkelte av prøvene. Siden det ble tatt 10 jordprøver fordelt på et begrenset område og som visuelt var veldig like, antas det likevel at kornfordelingskurvene likevel gir en god indikasjon på kornstørrelsen i skråningen. Samtidig er det finstoffandelen som er mest interessant i forhold til skråningsstabiliteten og poretrykksoppbygging (Wang & Sassa, 2003).

Kornfordelingskurven består av resultatene fra tørrsiktingen og laserdiffraksjonen satt sammen i en graf. Tørrsiktingen måler kornfraksjonen i gram mens laserdiffraksjonen måler i prosent. For å få resultatene på samme kurve ble det antatt at den målte verdien for materiale mindre enn 0,125 mm fra tørrsiktingen, tilsvarer den gitte prosentandelen for samme kornstørrelse i laserdiffraksjonsmålingene. Dermed kunne de resterende kornstørrelsene fra laserdiffraksjonen bli omregnet fra prosent til gram. Siden disse to metodene måler kornstørrelsen på to forskjellige måter, som nevnt i 4.4, kan det gi et feil bilde av kornfordelingen når resultatene settes sammen og være en kilde til usikkerhet. Overgangen mellom de to metodene kan sees som en utflating i figur 5.8. Noe av denne utflatingen kan skyldes at laserdiffraksjonen måler kornstørrelsen ved et mye tettere intervall enn hva våtsiktingen gjør.

Kornfordelingskurvene viser at alle 10 prøvene er velgraderte med en prosentandel innenfor alle kornstørrelsene mellom leire og grus. Sammenlignet med kornkurvene i figur 2.1 ser man at materialet har en lik form som morenemateriale. Graderingstallet støtter også opp mot at dette er et morenemateriale, da 8 av 10 prøver er velgraderte, noe som er typisk for morenemateriale (Brattli, 2015). Undersøkelse av materialet i mikroskop viser at kornformen er hovedsakelig kantavrundet noe som vanligvis tyder på at materialet ikke har blitt fraktet så langt. Mange av prøvene inneholder mye silt, opptil 51 %, og materialet blir da betegnet som siltig morene.

Tidligere undersøkelser gjennomført i Soknedal har definert materialet som bunnmorene (Sjøvold et al., 2013; Enoksen & Livik, 2000) noe som kan forklare hvorfor materialet er så overkonsolidert. Bunnmorene blir dannet ved at isen plukker opp sedimenter og drar det med seg langs bunnen og knuser ned materialet (Wangen, 2003). Dette gjør at materialet består av alle fraksjoner og er veldig velgradert. Kornfordelingen og mineralinnholdet til morenematerialet vil i stor grad være styrt av de bergartene som breen beveget seg over. Harde og massive bergarter som gabbro og granitt vil gi en høy andel store blokker og en liten fraksjon av finstoff. De mer bløte bergartene, som fyllitt og kalkstein, vil være enklere å knuse ned og produserer en stor andel finfraksjon (Wangen, 2003). Norske morener er ofte korttransporterte (0-2 km) og bærer preg av underliggende berggrunnspetrografi (Brattli, 2015). Berggrunnen i området rundt Soknedal består av blant annet fyllitt, leirskifer, siltstein og glimmerskifer (figur 3.4). Disse bergartene kan være en kilde til den store andelen av silt i prøvene og innslaget av leire siden dette er bergarter som produserer en del finstoff når de blir knust ned. En mulig feilkilde kan være at morenematerialet har blitt transport lengre enn hva som er antatt, og mineralinnholdet i prøvene kan stamme fra andre områder enn de som finnes i nærområdet til Ljøsegga.

XRD-undersøkelsene av de 10 jordprøvene viser at hovedmineralene er kvarts, plagioklas (albitt) og glimmer (tabell 5.4). En XRD-undersøkelse angir prosentinnholdet av ulike mineraler, men sier ikke noe om hvordan de opptrer. I mikroskopet kan man se at både kvarts og glimmer opptrer som enkeltkorn. Glimmer opptrer også som del av en bergart i glimmerskifer som ble observert i mikroskopet. Sandsteinfragmentene kan også inneholde veldig finkornet mineraler av kvarts, feltspat, glimmer og kalsitt. Både fyllitt, glimmerskifer og sand- og siltstein har blant annet kvarts og glimmer som hovedmineral (Garmo, 1995). Det er derfor rimelig å anta at dette er kildebergartene til mineralene, siden disse bergartene er å finne i nærheten av feltområdet (figur 3.4). Enkeltkornene av kvarts kan stamme fra sandsteinfragmentene eller fra kvartsitt, som består av 96-99 % kvarts (Garmo, 1995). Båndet kvartsitt opptrer blant annet sørøst for feltområdet, men er lite fremtredende lengre nord og vestover. Dette støtter opp om teorien om at isen har beveget seg mot nordvest (Enoksen & Livik, 2000). Samtidig kan isbevegelsesretningene ha variert lokalt slik at materialet også kan være fraktet og avsatt på nytt etter den første avsetningsprosessen, som er diskutert i Gillberg (1977), noe som gjør det vanskeligere å bestemme kildebergarten til mineralene i løsmassene.

### 6.3 Skjærbokstesting

I forkant av skjærbokstesting ble materialet siktet med en sikteåpning på 16 mm og tørket i tørkeskap etter anbefaling fra Ph.d-kandidat Øystein Lid Opsal, NTNU-IGB. Under denne prosessen ble materialet mye løsere, tørrere og porøsiteten og kompaktheten endret seg sammenlignet med in-situ forhold. Erfaringer med bruk av skjærboksen fra tidligere forsøk ved IGB tilsier at bruk av normallast under 50 kPa gir unøyaktige resultater. Det ble derfor brukt en høyere normallast (tabell 4.2). Det er mulig at det ble påført for mye normallast under konsolideringstesten slik at materialet fikk en høyere kompakthet enn hva som er naturlig i skråningen. Samtidig så samsvarte formen på skjærforskyvningskurven (figur 5.12) for alle tre testene med forventet skjærkurve for en løst pakket sand (Head & Epps, 2011), noe som tyder på at materialet forble forholdsvis løst pakket til tross for konsolideringsprosessen i forkant. Alle tre testene ble gjort på samme materiale. Det er mulig at noe av materialet ble knust ned under prosessen slik at materialegenskapene var noe endret ved siste test sammenlignet med den første testen, men dette ble ikke undersøkt videre.

Skjærbokstesten av prøve 1.1 ga en friksjonsvinkel på 37°. Denne verdien samsvarer med målt friksjonsvinkel fra andre morenematerialer. Koloski et al. (1989) angir friksjonsvinkelen for

morene til å ligge mellom 35-45°. Langåker (2014) testet friksjonsvinkelen til et morenemateriale fra Gravin kommune ved laboratoriet til IGB, NTNU og fikk et resultat mellom 38,9-42,7°. Dette viser at en målt friksjonsvinkel på 37° samsvarer med friksjonsvinkelen til andre morenematerialer.

Siden materialet som blir testet får endret egenskaper sammenlignet med in-situ forhold, vil det være mulig at det er et større avvik mellom målt friksjonsvinkel i laboratoriet og faktisk friksjonsvinkel i felt. Materialet som blir testet er fullstendig tørt, og et så tørt materiale vil være vanskelig å finne i et kald-temperert klima som det er i Soknedal. Vann har en påvirkning på friksjonsvinkelen i form av at den øker kohesjonskreftene inntil en viss vannmetning (Guo & Shan, 2011), men blir vannmetningen for stor vil vannfilmen mellom kornene bli for tykk slik at korn-til-korn friksjonen minker (Yong-hong et al., 2005). Det er derfor å forvente at materialet som ble testet i laboratoriet har en lavere friksjonsvinkel enn hva materialet har in-situ i Ljøsegga under fuktige forhold, ikke vannmettet.

En skjærbokstest er enkel å utføre, men det er flere svakheter ved testen som svekker reliabiliteten til resultatene. Dette kommer av at materialeegenskapene blir endret i forhold til in-situ forhold, som nevnt tidligere ved tørking og sikting. I tillegg gjenspeiler ikke fraksjonsspekteret virkeligheten siden maks kornstørrelse er 16 mm. Maskinen tvinger også materialet til å få et brudd langs skjæringen mellom de to boksene som beveger seg relativt til hverandre, i stedet for at bruddet går langs det svakeste planet (Das, 2010).

## **6.4 Faktorer som påvirker stabiliteten**

### **6.4.1 Skråningsutforming og vegetasjon**

Deler av skråningen ved Ljøsegga har en konkav form, noe som tyder på at dette kan være gamle skredsår. Der hvor det har gått skred før vil det være fare for at det kan gå skred igjen, siden et skredsår viser at de geomorfologiske og klimatiske forholdene ligger til rette for at det kan gå et jordskred (Bjørge Brattli, personlig meddelelse i felt, 11.09.15). En slik konkav terrengform vil også føre til at vann vil sentrere seg i stedet for å fordele seg «jevnt» nedover en skråning. En slik ansamling av vann kan øke porevannstrykket i jordmassene (O'loughlin, 1986).

Siden skråningen blir benyttet som beitemark for dyr, er det lite vegetasjon som kan ta opp vann og minke vannmetningen i bakken og røtter som kan øke skjærstyrken (Liu et al., 2014; Johnson et al., 2007). For skråninger uten vegetasjonsdekke kan et jordskred bli utløst ned til 25° (Sandersen, 2014), noe som vil si at det er et større areal som kan være utsatt for et jordskred ettersom det er lite vegetasjon og trær i skråningen. Noen av de trærne som finnes i skråningen og i nærområdet har en tydelig bøyd stamme (figur 5.3). Et slikt fenomen tyder på at det er krypbevegelser (langsomme nedadgående bevegelser, cm/år, av øvre løsmasselag) i bakken (Bargel, 2014). Krypbevegelser i en skråning kan være en indikasjon på en forestående utglidning (Bobrowsky & Highland, 2013).

#### 6.4.2 Kornfordeling og -form

Kornfordelingen har en stor påvirkning på skjærstyrken og friksjonsvinkelen. Løsmasser bestående av grus og sand vil generelt ha en større friksjonsvinkel og skjærstyrke enn løsmasser med mer finkornet materiale (Novotný & Klimeš, 2014). Friksjonsvinkelen til løsmasser med mye silt og leire varierer avhengig av vannmetningen. Dette på grunn av at kohesjonskreftene øker med økt vanninnhold og dermed forbedrer styrken (Guo & Shan, 2011). Løsmassene i Ljøsegga er et sandig og siltig materiale med et leirinnhold varierende fra 2-6 % (tabell 5.2). Dette silt- og leirinnholdet kan være med på å øke stabiliteten ved en gunstig vannmetning. Under skjærbokstesten ble kohesjonen målt til å være på 3 kPa under tørre forhold for prøve 1.2. Dette materialet besto av 33 % silt og 3 % leire, så for de områdene med en høyere prosentandel finstoff, som prøve 2.2 med 50 % silt og 6 % leire, vil kohesjonskreftene mest sannsynlig være høyere. Ifølge Krahn et al. (1989) økte sikkerhetsfaktoren med 30 % når kohesjonskreftene var 2 kPa, testet på et siltig materiale. Det betyr at selv om løsmassene består av en del friksjonsmateriale vil det være en betydelig andel kohesjonskrefter som vil virke stabiliserende ved en optimal vannmetning der vannsuget er på sitt høyeste. Et finkornet materiale vil også ha en lavere permeabilitet, noe som fremmer muligheten til å få bygget opp et poretrykk som vil virke destabiliserende på skråningen (Harris et al., 2008).

Kohesjonen ble målt til å være på 3 kPa, men det er mulig at dette kun er et resultat av den matematiske forenklingen som blir gjennomført ved å ekstrapolere linjen som blir trukket mellom de tre punktene. Et alternativ for å få et resultat med mindre usikkerhet, er å kjøre flere skjærbokstester med forskjellige normallaster. Den matematiske linjen som blir trukket vil da være basert på flere målinger og være mer nøyaktig.

Som nevnt tidligere i kapittel 5.2 og 6.2 ble det observert større blokker opptil ca. 30 cm i diameter som ikke ble tatt med i jordprøvene. Slike individuelle blokker vil ha liten innvirkning på stabiliteten i skråningen da de ikke har noen forankring, men vil flyte rundt i jordmatriksen ved en eventuell utglidning (Novotný & Klimeš, 2014). Av det materialet som ble studert i mikroskop virket de fleste kornene til å være kantete til kantavrundet, noe som vil ha en positiv innvirkning på friksjonsvinkelen og da stabiliteten (Novotný og Klimeš, 2014). Prøve 1.3 og 2.3 har et glimmerinnhold på henholdsvis 22% og 25 % og slike flate og elongerte mineraler vil ha en mindre korn-til-korn friksjon sammenlignet med kubiske korn. Elongerte korn bidrar derfor til en lavere friksjonsvinkel hvis de opptrer som enkeltmineraler (og også som bergartsfragmenter, f.eks glimmerskiferkorn) (Santamarina & Cho, 2004). I prøve 2.1 som ble undersøkt i mikroskop opptrådte glimmer både som større enkeltkorn og som en del av fragmenter av glimmerskifer. Til tross for en del elongerte korn i materialet, anslås det at kornformen totalt sett har en stabiliserende effekt på stabiliteten.

### 6.4.3 Grunnvannsnivå og temperaturforhold

Grunnvannslogger nummer 2 (GVL2) målte en tilnærmet konstant grunnvannstand over omtrent hele måleperioden. Det er lite sannsynlig at grunnvannstanden er så stabil under varierende nedbørsforhold ved et grunt dyp (1,4 m), spesielt når loggeren 50 meter overfor viser store variasjoner i grunnvannstand i løpet av månedene med målinger. Det er mulig at loggeren ikke ble satt dypt nok og at det derfor ikke er grunnvannstand som blir målt. Det er usikkert om det er faktisk grunnvannsnivå som blir målt eller om det er et lokalt vannivå i jordlaget. I denne oppgaven blir dette vannivået betegnet som grunnvannsnivået.

Som det sees i figur 5.5 responderer grunnvannstanden veldig raskt med nedbørsmengden, noe som er forventet da det løse sedimentlaget er forholdsvis tynt og løst pakket (0,8 m i prøvepunkt 1). Det overkonsoliderte laget under virket å være meget impermeabelt, og med et tynt løsmassedekke over vil grunnvannstanden stå høyt under og etter en nedbørsperiode, som det sees av grafen i figur 5.5. I midten av januar er grunnvannstanden på sitt laveste, 1,02 m under overflaten. Den store nedgangen samsvarer med en periode med lite nedbør samtidig som at lufttemperaturen ligger under 0°C. En kontinuerlig måling av snødybden er ikke tilgjengelig, men man kan se at den øker med 23 cm i perioden 07.-22. januar, figur 5.5. Det tyder derfor på at all nedbøren som falt i løpet av den perioden kom som snø, noe som forklarer nedgangen i grunnvannstand. Etter den 25. januar ligger temperaturen over 0°C som fører til at nedbøren



faller som regn og snøen begynner å smelte. Dette sees av de synkende verdiene for snødybden og forklarer at grunnvannstanden igjen øker raskt.

Det ble gjort antagelser om like forhold mellom værstasjonen ved Soknedal stasjon og feltområdet siden det ikke finnes en egen værstasjon ved feltområdet. Denne antagelsen viser seg å ikke stemme for snødekke. Det er noe variasjon mellom målt snødybde ved værstasjonen og faktisk snødybde ved feltområdet. Den 11. april ble det målt et snødekke på 3 cm ifølge målestasjonen, men observasjoner i felt viser at hele området er bart. Snødekket vil variere mye i forhold til topografi og vindforhold. Feltområdet ligger i en sørvendt skråning som kan føre til en mer intens vårmelting sammenlignet med områder lengre ned i dalen. Forskjellen i målt data og faktiske forhold virker likevel ikke å være av en så stor grad at det påvirker resultatene eller stabiliteten i skråningen.

Som det kommer av figur 5.6 er det store døgnvariasjoner i lufttemperaturen, men det er kun den øverste temperaturmåleren, #1: 6 cm under bakken, som viser noe utslag på dette. I perioden fra den 22. januar og utover holder temperaturen seg tilnærmet konstant ved alle tre dypene selv om lufttemperaturen svinger fra +5 til -10°C (figur 5.6). Det er også i denne perioden at snødekket er på sitt tykkeste. Det antas dermed at de konstante bakketemperaturene skyldes den isolerende effekten snøen har (Xu & Spitler, 2014). Temperaturen dypere ned i bakken blir ikke påvirket av lufttemperaturen på samme måte og synker heller gradvis gjennom vinteren.

For de to nederste målepunktene, #2: 56 cm og #3: 70 cm under bakken, er temperaturen relativ høy og ligger over frysepunktet store deler av måleperioden. Fra 3. november til 23. februar ligger temperaturen over null grader ved målepunkt #3, og ved #2 ligger minimumstemperatur på -0,71 °C (figur 5.7). Temperaturen for #1 ligger også over, eller like under 0°C store deler av denne perioden (figur 5.6). Det vil derfor ha vært et grunt teledyp denne vinteren. Frosten vil gå dypest i grove og tørre masser da faseovergangen mellom vann og is frigir mye varme (Statens vegvesen, 2010). Vanninnholdet og jordmassene kan, i tillegg til temperatur og snøforholdene, derfor ha vært med på å forhindre utvikling av frost på 70 cm dyp i bakken. Det er viktig å bemerke at temperaturmålingene kun er gjort for én vinter, fra november til april. Forholdene vil variere i forhold til temperatur og snømengde som har stor innvirkning på teledypet, slik at det trengs målinger over flere år for å si noen om normalforholdene.

Ut ifra Statens vegvesen (2010) klassifisering av telefarlighet er jordarten i Ljøsegga definert som middels- til meget telefarlig, avhengig av siltinnholdet. Mye av teleproblematikken som er knyttet til skredfare gjelder islinsdannelse og tineprosessen som gir et overskudd av vann. Som

nevnt i avsnitt 2.3.7 er det flere forhold som skal inntreffe for å få dannet islinser. Et av den er tilgangen til vann. Vann blir trukket opp fra bakken mot telefronten grunnet suget som oppstår på grunn av undertrykket mellom islinsene og det frie porevannet (Brattli, 2015). I Ljøsegga ligger det overkonsolidert bunnmorene under et løsere jordlag. Bunnmorener har veldig lav porøsitet og permeabilitet, og anses derfor å være tette. Sannsynligheten for at vann kan trenge gjennom dette laget og frem til telefronten er derfor liten. Tykkelsen på det øverste laget ble målt til 0,8 meter i prøvepunkt 1, men varierer noe nedover skråningen. I prøvepunkt 2 gikk det ned til 1,45 m, som er det største dypet vi kom til ved hjelp av skovelbor. Det er et veldig begrenset lag og faren for at det dannes en kritisk mengde med islinser i løpet av vinteren som vil påvirke stabiliteten til våren er derfor liten.

#### **6.4.4 Kritisk nedbørintensitet**

Nedbørsepisoder med kritisk intensitet og varighet for Soknedal ble beregnet på to forskjellige måter basert på formler utarbeidet av Sandersen et al. (1996) og Meyer et al. (2012). Nedbørsdata nødvendig for utregningen ble hentet fra værstasjonen på Støren som ligger 9 km nordøst for feltområdet. Det kan derfor være små forskjeller i temperatur og nedbørsverdier mellom det som er målt på Støren og faktiske forhold ved feltområdet, men i og med at det er data fra en lang tidsserie (30 år) og ikke timesdata for en spesiell hendelse, antas det at dataene er representative for feltområdet.

Det er stor forskjell i resultater for kritisk nedbørsmengde for de to fremgangsmåtene. Kritisk nedbørsmengde normalisert med årlig gjennomsnittsnedbør for ett døgn er 67,9 mm, mens  $I_{maks}$  for ett døgn hvor det nesten alltid vil gå skred ligger på 33,07 mm for første regnværsdag (tabell 5.8 og tabell 5.9). Det er en vesentlig stor forskjell med nesten en dobling i nedbørsmengde. For å evaluere hvilke verdier som er mest representative for feltområdet ble verdiene sammenlignet med nedbørshendelsen den 13.03.12 som utløste flere jordskred i Soknedal. Den 13.03.12 falt det 31 mm nedbør målt ved Soknedal stasjon. To dager i forveien hadde det regnet henholdsvis 11,3 mm og 2,3 mm regn pr dag (figur 5.13) slik at vannmetningen allerede lå på 76 % den 11.03. Frem til den 13.03 økte vannmetningen til et nivå på 92 % (figur 5.14) som et resultat av den store nedbørsmengden og snøsmeltingen de siste tre dagene. Det er derfor rimelig å anta at jordskredet som ble utløst den 13. var et resultat av kraftig nedbør, intens snøsmelting og nedbørshendelser i forkant som økte vannmetningen og poretrykket til et kritisk nivå. Det falt 31 mm dagen skredet gikk, noe som er langt under kritisk verdi beregnet etter Sandersen et al. (1996) metode, men ligger like under  $I_{maks}$  på 33,07 mm. Dette kan tyde på at

verdiene for kritisk nedbørsverdi basert på Meyer et al. (2012) ligninger er de som korrelerer best med faktiske forhold.

## 6.5 Stabilitetsberegninger

For lokalitet 1 ved en tørr tilstand ble sikkerhetsfaktoren beregnet til å være 2,78. Med en vannmetning på 100 % sank sikkerhetsfaktoren til 1,37, men holder seg likevel over 1. Ifølge Duncan (1996) vil situasjon derfor være stabil under begge forholdene. For lokalitet 2, hvor helningen er brattere, vil skråningen ut ifra definisjon være stabil under tørre forhold med en sikkerhetsfaktor på 2,14. Når bakken er 100 % vannmettet synker sikkerhetsfaktoren til 1,07 som er like over grensen til å være en stabil situasjon. For beregningene av sikkerhetsfaktor når bakken er 100 % vannmettet blir samme friksjonsvinkelen som funnet ved testing av et tørt materiale brukt. Vann vil påvirke friksjonsvinkelen, som nevnt i kapittel 6.3, noe som gjør disse beregningene noe unøyaktige. I tillegg kan det diskuteres om en situasjon med 100 % vannmetning, hvor alle porene er fylt med vann er realistisk. Under den kraftige nedbørshendelsen i 2012 lå vannmetning på 92 % ifølge Senorge (2012). Det er derfor mulig at det blir utløst et skred før vannmetningen når 100 %.

Det er flere usikkerhetsmomenter og mulige feilkilder knyttet til disse beregningene, og desto større usikkerhetene er, desto høyere sikkerhetsfaktor kreves for å være på den sikre siden. Det ble antatt at glideplanet vil ligge ved overgangen til det overkonsoliderte materialet og at dette gjelder for hele skråningen. Denne antagelsen bygger på undersøkelser som viser at en økt heterogenitet i hydraulisk konduktivitet øker faren for utglidning (Bergado & Anderson, 1985) og at store kontraster i konduktivitet kan øke poretrykket betydelig (Reid, 1997). Øverst i skråningen ved jordprofilen ble dette dypet målt til 0,8 meter, men lengre ned i skråningen kunne man grave med skovelbor ned til under 1 meter, noe som vil si at det løse laget er tykkere i noen områder.

Det er også usikkerheter rundt tyngdetettheten i forhold til målemetoden og hvilken verdi som skulle brukes for de eksperimentelle beregningene. Det er grunn til å tro at målt vanninnhold er noe lavere enn in situ forhold. Noe av vannet kan ha fordampet vekk innen analysene ble gjennomført, da posen ble åpnet flere ganger i løpet av den perioden. Verdiene for tyngdetetthet vil være en minimumsverdi da tyngdetettheten ikke ble målt in situ i felt. Det er derfor rimelig å tro at materialet som ble analysert hadde en høyere porøsitet og dermed lavere tyngdetetthet sammenlignet med in situ forhold. I annen litteratur er tyngdetettheten til et velgradert

morenemateriale målt til 20,8 og 22,7 kN/m<sup>3</sup> for henholdsvis tørt og fuktig materiale (Terzaghi et al., 1996) og mellom 17,6 – 19,6 kN/m<sup>3</sup> for tørt materiale (Brattli, 2015). Sammenlignet med disse verdiene er målt tyngdetett for morenematerialet i Ljøsegga veldig lavt og vil være en mulig feilkilde i beregningene.

Det optimale ville vært å måle tyngdetetten i felt for å forhindre at materialet blir omrørt og at egenskapene endret sammenlignet med in-situ forhold. Måling av tyngdetettheten ble ikke gjennomført før etter at det hadde lagt seg snø i feltområdet. Derfor ble målingene gjennomført på prøver som ble tatt opp med skovelbor ved tidligere feltundersøkelser. Dette materialet var derfor omrørt og hadde muligens en lavere tetthet enn hva det vil være i feltområdet. Beregning med en høyere verdi for tyngdetettheten vil resulter i en lavere sikkerhetsfaktor. Det vil derfor være ønskelig med en sikkerhetsfaktor som er større enn 1 for å kunne si at situasjonen er stabil.

I forbindelse med utregningene må stabilitetskoeffisientene A og B bestemmes ved bruk av et stabilitetsdiagram (figur 2.21) hvor helning og poretrykk er kjent. Ved å bruke diagrammet er det vanskelig å lese av en helt nøyaktig verdi for A og B, noe som tilfører et ekstra usikkerhetsmoment til beregningene. Det mest ideelle vil være å måle poretrykket med en poretrykksmåler i stedet for å beregne det. Målinger vil gi et resultat som er mer nøyaktig i forhold til gjeldende vannforholdene og færre antagelser er nødvendig.

De eksperimentelle beregningene ble gjennomført for å prøve å estimere ved hvilket grunnvannsdyp sikkerhetsfaktoren blir mindre enn 1 og skråningen blir ustabil. Dette er veldig usikre beregninger, men målet var å gi en idé og et grovt estimat om ved hvilke grunnvannsdyp skråningen kan være utsatt for utglidning og se hvor nært disse nivåene er med målt grunnvannstand. For lokalitet 1 ble kritisk grunnvannstand beregnet til å være på 1 cm under bakkenivå, det vil si ved bakkeoverflaten. For lokalitet 2 viser beregningene at det kritiske nivået ligger 71 cm over antatt glideplanet, noe som vil si over bakkenivå. Det ble antatt at overgangen til den overkonsoliderte morene vil fungere som glideplan på grunn av oppbygging av poretrykk, og at dette dypet var konstant for hele skråningen. For lokalitet 2 var det mulig å grave ned til 112 cm ved hjelp av et skovelbor, noe som vil si at dypet ned til glideplanet er større enn 80 cm. Hvis glideplanet ved lokalitet befinner seg 112 cm under bakkenivå, vil det si at kritisk vannnivå vil være 41 cm under bakkenivå. Det høyeste grunnvannsdypet som har blitt målt frem til den 11.04 er på 7 cm under bakkenivå. Det viser at grunnvannstanden kan komme opp på et kritisk nivå andre steder i skråningen, forutsatt at løsmassetykkelsen og grunnvannstrømningen er noenlunde tilsvarende forholdene hvor målingene blir gjennomført. Ved prøvepunkt 2 hvor grunnvannsmåleren er plassert, er løsmassene forholdsvis løst pakket

og enkel å grave i ned til ca. 1,5 meter. Under 1,5 meter var det ikke mulig å komme lengre ned, selv ikke med bormaskin, og det er antatt at dette er dypet til den overkonsoliderte morenen.

Til beregningene ble en tyngdetetthet på  $13,0 \text{ kN/m}^3$  brukt. Dette er tyngdetettheten som ble målt ut ifra prøve 1.1 som var fuktig, men ikke vannmettet. Denne verdien ble brukt på grunn av at det var usikkert om hvor vannmettet materialet vil være når grunnvannstanden når et kritisk nivå. Utgangspunktet for disse beregningene er at sikkerhetsfaktorer er én eller høyere. Med tanke på valg av tyngdetetthet må man derfor ikke regne med en verdi som vil gi en sikkerhetsfaktor som er mindre enn én. For lokalitet 1 viste beregningene at sikkerhetsfaktoren var over 1 for både tørr og vannmettet situasjon. I denne situasjonen kunne derfor den høyeste verdien for tyngdetetthet,  $16,8 \text{ kN/m}^3$  vært brukt i utregningene. Med denne verdien for tyngdetetthet ville kritisk vannnivå ligge over bakkenivå. Det vil si at det ikke vil være fare for noen utglidning uavhengig av grunnvannsnivået. For lokalitet 2 lå sikkerhetsfaktoren like over én når tyngdetettheten var på  $16,8 \text{ kN/m}^3$ . En tyngdetetthet på  $13,0 \text{ kN/m}^3$  er derfor mer korrekt å bruke i denne situasjonen.

## 6.6 Skredfaren i Ljøsegga

Etter å ha gjennomgått undersøkelsene som er gjennomført, både i felt og i laboratoriet, er det mulig å si noe om skredfaren i Ljøsegga. Bargel et al. (2011) definerte, som nevnte i kapittel 2.4, fire betingelser som må være oppfylt for at det skal kunne gå et jordskred. De fire var at det må være bratt nok, det må være løsmasser til stede hvor også stabiliteten er dårlig og det må være en utløsende faktor. Ut i fra figur 5.1 ser man at det er flere steder i skråningen hvor helningen er over  $25^\circ$ , som er den laveste helningen for hvor det kan gå et jordskred (Norem & Sandersen, 2012).

Det er et løsmassedekke som ligger over en overkonsolidert morene med en litt varierende tykkelse, fra rundt 0,8-1,5 meter. Stabiliteten til disse løsmassene er forsøkt beregnet og for lokalitet 2 sank sikkerhetsfaktoren til 1,07 for en 100 % vannmettet situasjon og ut ifra definisjonen være stabil. Grunnet alle usikkerhetsmomentene tilknyttet beregningene ville det vært fordelaktig med en høyere sikkerhetsfaktor for å kunne si med større sikkerhet at skråningen er stabil. Samtidig er det flere andre geologiske faktorer som tilsier at det kan gå et jordskred ved Ljøsegga:

- Et høyt siltinnhold som bygge opp et porevannstrykk.
- Lite vegetasjon i skråningen som kan ta opp vann eller virke stabiliserende.
- Flere større dreneringsveier som fører til skråningen. Vannføringen i bekken kan øke betraktelig ved store nedbørsmengder.
- Et impermeabelt lag på ca. 1 meters dyp som kan fungere som glideplan.
- Målinger av grunnvannstand viser at vannivået kan ligge tett oppunder bakkeoverflaten.
- Tegn på krypbevegelser som kan være en indikasjon på en forestående utglidning.

Store og intense nedbørsperioder er den vanligste utløsende faktoren for jordskred i Norge (Bargel et al., 2011) og ifølge beregningene av kritisk nedbørsmengde gitt i tabell 5.9, vil en nedbørsmengde på 33 mm den første nedbørsdagen nesten alltid utløse et skred. Det har gått flere jordskred i Soknedal de siste årene, deriblant et større skred den 13.03.12 som medførte store skader på jernbanen. Den dagen falt det 31 mm nedbør, noe som kan støtte opp under beregningene for kritisk døggnedbør. Nedbørsmålinger fra august 2014 til august 2015 (figur 3.8) viser at det falt over 30 mm/dag to ganger i løpet av denne perioden. Det er derfor å forvente at slike nedbørshendelser kan forekomme også i fremtiden. Det ble ikke registrert noen jordskredhendelser etter disse to nedbørshendelsene, til tross for at nedbørsverdiene ligger like rundt  $I_{maks}$  som nesten alltid vil utløse skred. Til forskjell fra nedbørshendelsen i 2012 falt det lite nedbør dagene i forveien, slik at vannmetningen i bakken vil ha vært mindre i forkant av nedbørshendelsen. Dette kan forklare hvorfor det ikke ble utløst noe jordskred ved de to nedbørshendelsene i 2014, selv om nedbørsmengden var på høyde med  $I_{maks}$ . Det er mange likhetstrekk mellom området hvor skredet gikk og Ljøsegga, slik at faren for skred i Ljøsegga under slike nedbørsforhold er reell.

## 7 KONKLUSJON

Det er flere forhold som påvirker skredfaren i Ljøsegga og de mest vesentlige faktorene er presentert punktvis:

- Den hydrologiske analysen viser at det er to større dreneringsveier som enten leder, eller går gjennom feltområdet. Ved langvarige eller intense nedbørsperioder vil vannføringen i bekken, som renner på sørvest-siden av skråningen, ha potensiale til å øke kraftig.
- Materialet som ble hentet fra Ljøsegga er et sandig og siltig materiale. Løsmassene blir betegnet som en siltig morene, basert på observasjoner i felt og undersøkelser i laboratoriet. Under et løst og porøst lag ligger det et overkonsolidert materiale som kan fungere som et glideplan i form av en oppbygging av porevannstrykk.
- De fleste kornene er kantete til kantavrundet, noe som har en positiv innvirkning på friksjonsvinkelen og skråningsstabiliteten. I noen av prøvene er det opptil 51 % silt. Ved en optimal vannmetning vil siltinnholdet tilføre kohesjonskrefter. Hvis vannmetning øker utover dette vil det påvirke i form av økning i porevannstrykket, samt øke vekten til materialet. Dette vil virke destabiliserende på skråningen. Silt er også det materialet som er mest telefarlig og hvor det enklest kan bygge seg opp et porevannstrykk.
- Grunnvannstanden responderer raskt etter nedbørshendelser og kan ligge tett oppunder overflaten. Bakketemperaturen ligger stort sett over 0°C eller like under. Unntaket er en periode i januar og februar, hvor temperaturen ved den øverste måleren faller ned til -8°C samtidig som lufttemperaturen ligger mellom -15°C til -20°C. På grunn av en relativt høy temperatur i bakken over store deler av vinteren, er sannsynligheten for islinsdannelse og teleproblematikk denne sesongen liten.
- For lokalitet 1 ble sikkerhetsfaktoren beregnet til 2,78 og 1,37 for henholdsvis tørr og vannmettet situasjon, og skråningen er ut ifra definisjonen stabil under begge forholdene. For lokalitet 2 ble sikkerhetsfaktoren 2,14 og 1,07 for de samme situasjonene. Det er mange usikkerhetsmomenter knyttet til utregningene noe som krever en høyere F verdi for å kunne si at skråningen vil være stabil. Det er derfor mulig at det kan forekomme en utglidning både ved lokalitet 1 og 2 ved lange og intense nedbørsperioder, selv om  $F > 1$ .
- Til tross for at sikkerhetsfaktoren ble over én er det flere geologiske faktorer som taler for at det kan gå et skred. Det er blant annet en stor andel silt i materialet som kan bygge et kritisk porevannstrykk, spesielt i overgangen til det overkonsoliderte materialet. I tillegg er det lite vegetasjon i skråningen og grunnvannsmåleren viser at vannspeilet kan

stå høyt under nedbørsperioder. Indikasjonene på krypbevegelse støtter også opp under muligheten for at det kan gå et jordskred.

- Sett i betraktning med at forskere forventer at det vil bli en økning i nedbør og frekvensen med ekstremvær i årene som kommer, vil skredfaren trolig også øke, da intens nedbør og poretrykksøkning ofte er årsaken til skred.

### 7.1 Forslag til sikringstiltak

Hvis det skulle bli utløst et jordskred i Ljøsegga, vil skredmaterialet med stor sannsynlighet bevege seg ned mot jernbanen. Etter skredet i 2012 ser man hvor store skader et jordskred kan medføre, hvor jernbanen ble stengt i flere uker i etterkant. Jernbaneløperen har derfor allerede utført tiltak for å minske konsekvensene ved et eventuelt jordskred i Ljøsegga ved legge inn et overløpsrør og renske sidegrøft og stikkrenne (figur 6.2). Siden sidegrøften er såpass dyp der hvor skredmassene vil ende opp vil mye av materialet samle seg opp der og ikke bevege seg over jernbanen, så fremt det er en begrenset mengde som raser ut. Utover det som allerede er gjennomført, er det også å anbefale å fortsette overvåkingen av skråningen for å ha muligheten til å varsle i forkant av et skred. Av de to grunnvannsmålerne som er satt ned, måler rør nummer to (ved prøvepunkt 7, figur 5.1) en konstant grunnvannstand gjennom hele vinteren, med unntak av i slutten av mars. Det vil derfor være fordelaktig å flytte denne måleren for å få mer ut av dataene. Alternativ til ny plassering vil være i områder hvor helningen er brattere og skredfaren større. Området rundt prøvepunkt 6 er av det bratteste i skråningen og målingen av grunnvannstanden vil være et nyttig hjelpemiddel i forhold til skredfarevurderingen.

Målingene av temperaturforholdene i bakken er kun gjennomført for én sesong i denne oppgaven, slik at dataserien er for kort til at den kan si noe om de generelle forholdene i området. Siden måleapparatet allerede er satt ned og det kreves veldig lite tid og ressurser for å hente ut og bearbeide data, vil det være interessant å studere teleforholdene i skråningen over et lengre tidsløp med flere fryse- og tinesykluser. Siden det ved tidligere studier (Walberg & Devoli, 2014) er registrert dyp tele før en skredhendelse, vil det være interessant å fortsette målingene og bruke de som et verktøy for å vurdere skredfaren. Målingene som gjøres nå og i tiden som kommer kan også benyttes til eventuell videre studier. For eventuelle videre undersøkelser av temperaturforhold kan det også være interessant å studere forholdene nærmere overflaten. Det er et stort sprik i minimumstemperatur fra målepunkt #1 til #2 (figur 5.7). Ved å ha en sensor mellom disse punktene kan man studere utvikling av telefronten mer detaljert.



Det var i utgangspunktet planlagt å ha to sensorer nærme bakkeoverflaten og en lengre ned, men grunnet en feilbestilling ble den midterste sensorene plassert dypere enn hva som var planlagt.

I tillegg til å fortsette målingene av grunnvannstand og bakketemperatur vil nedsetting av en poretrykksmålert gi et mer nyansert bilde av skråningsstabiliteten. Siden oppbygging av poretrykk er den vanligste årsaken til utløsning av grunne jordskred (Iverson, 2000), vil en poretrykksmålert være et viktig hjelpemiddel for å kunne varsle et jordskred.

Det er mulig å utføre noen sikringstiltak for å forhindre et jordskred i Ljøsegga. Skogsvegetasjon vil øke skjærstyrken og ta opp vann fra bakken (Liu et al., 2014; Yong-hong et al., 2005), slik at etablering av skogsvegetasjon er et alternativ som vil kunne øke stabiliteten på sikt. Som tiltak for å minke vannmetningen og forhindre en porevannsoppbygging er det mulig å legge inn et dreneringsrør i skråningen, samt vedlikeholde eksisterende dreneringsveier slik at vannet ikke renne nye veier.



## REFERANSER

- Alfsen, K. H., Hessen, D. O. & Jansen, E. (2013) *Klimaendringer i Norge: forskernes forklaringer*, Oslo, Universitetsforlag, ISBN: 9788215021584.
- Andersen, B. G. (2000) *Istider i Norge: landskap formet av istidenes breer*, Oslo: Universitetsforlag, ISBN: 8200451348.
- Bargel, T. H. (2014) *Skråningsproesser del 2. TGB4200 - Ingeniørgeologi løsmasser VK*. NTNU Trondheim.
- Bargel, T. H., Fergus, Å. T., Devoli, G., Orvedal, K., Peereboom, I., Øydvin, K. E., Stalsberg, K., Sletten, K., Fischer, L., Rubensdotter, L. & Eilertsen, R. (2011) *Delrapport jordskred og flomskred, Energidirektorat, Norges vassdrags- og energidirektorat*
- Bargel, T. H., Laerbäck, R. & Nenonen, K. (2007) *Beskrivelse til kvartærgeologisk kart over Midt-Norden*, Norges geologiske undersøkelse.
- Bergado, D. T. & Anderson, L. R. (1985) *Stochastic analysis of pore pressure uncertainty for the probabilistic assessment of the safety of earth slopes*. volum 25, s. 87-105.
- Bobrowsky, P. & Highland, L. (2013) *The Landslide Handbook- A Guide to Understanding Landslides: A landmark publication for landslide education and preparedness*, ISBN: 9783642220876.
- Bommer, C., Fitze, P. & Schneider, H. (2012) Thaw-consolidation effects on the stability of alpine talus slopes in permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, volum 23, s. 267-276.
- Brattli, B. (2015) *Ingeniørgeologi løsmasser*, Trondheim: NTNU- Trondheim, Institutt for geologi og bergteknikk.
- Brøto, M. Å. (2014) *Skadeskredet 13. og 14. mars 2012 i Soknedal, Midtre Gauldal kommune*. Masteroppgave, Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Institutt for Geologi og Bergteknikk.
- BS1377-7, B. S. (1990) Methods of test for soil for civil engineering purposes. *Part 7: Shear strength tests (total stress)*. The British Standard.
- Bu, J. Q. & Wang, T. L. (2015) Influences of freeze-thaw and fines content on mechanical properties of coarse-grained soil. *Yantu Gongcheng Xuebao/Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, volum 37, s. 608-614.
- Bungum, H., Olesen, O., Pascal, C., Gibbons, S., Lindholm, C. & Vestøl, O. (2010) To what extent is the present seismicity of Norway driven by post-glacial rebound? *Journal of the Geological Society*, volum 167, s. 373-384.
- Caine, N. (1980) The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography*, volum 62, s. 23-27.

- Carson, M. A. & Kirkby, M. J. (1972) *Hillslope form and process*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Cha, K. S. & Kim, T. H. (2011) Evaluation of slope stability with topography and slope stability analysis method. *KSCE Journal of Civil Engineering*, volum 15, s. 251-256.
- Chatwin, S. C., Hogan, D. L., Schwab, J., Thomson, B. & Service, U. S. F. (1994) *A guide for management of landslide-prone terrain in the Pacific Northwest*, Research Program, Ministry of Forests, ISBN: 0772620598.
- Che, V., Kervyn, M., Ernst, G., Trefois, P., Ayonghe, S., Jacobs, P., Ranst, E. & Suh, C. (2011) Systematic documentation of landslide events in Limbe area (Mt Cameroon Volcano, SW Cameroon): geometry, controlling, and triggering factors. *Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards*, volum 59, s. 47-74.
- Cho, G. C., Dodds, J. & Santamarina, J. C. (2006) Particle shape effects on packing density, stiffness, and strength: Natural and crushed sands. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, volum 132, s. 591-602.
- Cruden, D. M. & Varnes, D. J. (1996) Landslide Types and Processes. i Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Landslides, Investigation and mitigation, Special report 247*. Washington, D. C.: National Academy Press, ISBN: 0-309-06151-2. s. 36-71.
- Das, B. M. (2010) *Prinivple of Geotechnical Engineering*, Stamford, CT, USA: Cengage Learning.
- Davies, T. & Mcsaveney, M. (2012) Mobility of long-runout rock avalanches. *Landslides: types, mechanisms and modeling*. Cambridge: Cambridge University Press, s. 50-58.
- Di Crescenzo, G. & Santo, A. (2005) Debris slides—rapid earth flows in the carbonate massifs of the Campania region (Southern Italy): morphological and morphometric data for evaluating triggering susceptibility. *Geomorphology*, volum 66, s. 255-276.
- Dingman, S. L. (2008) *Physical hydrology*, Long Grove Ill, Waveland Press, ISBN: 9781577665618. s. 289-292,
- Domaas, U. & Grimstad, E. (2014) Fjell- og Steinskred. i Høeg, K., Karlsron, K., Lied, K. & Gregory, T. (red.) *Skred skredfare og sikringstiltak*. NGI og Universitetslaget, s. 45-73.
- Duncan, J. M. (1996) Soil Slopoe Stability Analysis, i Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Landslides; Investigation and mitigation, Special report 247*. Washington, D. C.: National Academy Press, s. 337-370.
- Emdal, A. (2013) *Introduksjon til geoteknikk*, Trondheim: NTNU, Geoteknikk Tapir akademisk forlag, Kompendieforlaget, ISBN.,
- Enoksen, A. & Livik, S. (2000) *Sammenheng mellom dreneringsforhold og ras i morene*, Jernbaneverket, Region Nord.

- Farbrot, H., Hipp, T. F., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Ødegård, R. S., Schuler, T. V. & Humlum, O. (2011) Air and Ground Temperature Variations Observed along Elevation and Continentality Gradients in Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, volum 22, s. 343-360.
- Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E. & Savage, W. Z. (2008) Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. *Engineering Geology*, volum 102, s. 99-111.
- Fergus, T., Høydal, Ø. A., Johnsrud, T.-E., Sandersen, F. & Scanche, S. (2011) *Skogsveger og skredfare - veileder*, NVE, NGI og Skogkurs,
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F. & Fjeldskaar, I. (2000) Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, volum 19, s. 1413-1422.
- Furseth, A. (2006) *Skredulykker i Norge*, Oslo: Tun, ISBN: 8252930433.
- Førland, E. J. & Alfnes, E. (2007) *Climate change and natural disasters in Norway : an assessment of possible future changes*, Oslo: Meteorologisk institutt
- Garmo, T. T. (1995) *Norsk steinbok : norske mineral og bergarter*, Oslo: Universitetsforl., ISBN: 8200416933, s. 206-249,
- Gillberg, G. (1977) Redeposition: a process in till formation. *GFF*, volum 99, s. 246-253.
- Gray, D. H. (2013) Influence of slope morphology on the stability of earthen slopes. San Diego, California: s. 1902-1911.
- Gregersen, O. (2014) Leirskred. i Høeg, K., Karlsrud, K., Lied, K. & Gregory, T. (red.) *Skred skredfare og sikringstiltak*. NGI og Universitetslaget, s. 95-121.
- Guadagno, F. M. & Revellino, P. (2005) Debris avalanches and debris flows of the Campania Region (southern Italy). *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer, ISBN: 3540207260. s. 489-518.
- Guégan, E. (2015) *Erosion of permafrost affected coasts: rates, mechanisms and modelling*. PhD avhandling. Trondheim: NTNU, Department of Civil and Transport Engineering, s. 114-115.
- Gueye, B. & Zoubir, B. (2014) Influence of Grain Size Coarse Soil on Shear Strength. MATEC Web of Conferences. Volum 11.
- Guo, Y. & Shan, W. (2011) Monitoring and Experiment on the Effect of Freeze-Thaw on Soil Cutting Slope Stability. *Procedia Environmental Sciences*, volum 10, s. 1115-1121.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. & Stark, C. (2008) The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Journal of the International Consortium on Landslides*, volum 5, s. 3-17.

- Harris, C., Smith, J. S., Davies, M. C. R. & Rea, B. (2008) An investigation of periglacial slope stability in relation to soil properties based on physical modelling in the geotechnical centrifuge. *Geomorphology*, volum 93, s. 437-459.
- Haugum, A., Bergheim, J. & Norges Vassdrags- Og, E. (2015) *Årsrapport for utførte sikrings- og miljøtiltak 2014 : beskrivelse av utførte anlegg*, Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat, ISBN: 978-82-410-1092-7.
- Head, K. H. & Epps, R. (2011) *Manual of soil laboratory testing : Volume 2 : Permeability, shear strength and compressibility tests*. 2. utg. Boca Raton: CRC
- Heywood, D. I., Cornelius, S. & Carver, S. (2011) *An introduction to geographical information systems*, Harlow: Prentice Hall, ISBN: 9780273722595.
- Holtz, R. D. & Schuster, R. L. (1996) Stabilization of soil slopes, i Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Landslides - Investigation and Mitigation, special report 247*. Washington D.C.: National Academy Press.
- Hyndman, D. W. & Hyndman, D. W. (2011) *Natural hazards & disasters*, Belmont, Calif: Thomson/Brooks/Cole, ISBN: 9781133598640.
- Høeg, K. (2014) Skredmekansimer og stabilitetsberegninger, i Høeg, K., Karlsrud, K., Lied, K. & Gregory, T. (red.) *Skred skredfare og sikringstiltak*. NGI og Universitetsforlaget. s. 139-163.
- Innbjør, L. & Jære, L. (2009) *Forventede klimaendringer og effekter i Norge med mulig betydning for kraftforsyningen : utredning på oppdrag fra Norges vassdrags- og energidirektorat*, Oslo: CICERO.
- IPCC (2013) *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. M. B., Allen, S. K., Boschung, J., Nausels, A., Xia, Y., Bex, V. & Meidgley, P. M.: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. M. B., Allen, S. K., Boschung, J., Nausels, A., Xia, Y., Bex, V. & Meidgley, P. M. (red.), Cambridge University Press, ISBN: 110705799X.
- IPCC (2014) *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Pachauri, R. K., Allen, M., Barros, V., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J., Clarke, L., Dahe, Q. & Dasgupta, P. (red.), ISBN: 9291691437.
- Iversen, T. (2005) *RegClim : Norges klima om 100 år : usikkerheter og risiko*, Oslo: Meteorologisk institutt.
- Iverson, R. M. (2000) Landslide triggering by rain infiltration. *Water resources research*, volum 36, s. 1897-1910.
- Jacobson, R. B. (1993) *Geomorphic studies of the storm and flood of November 3-5, 1985, in the upper Potomac and Cheat River basins in West Virginia and Virginia*, USGPO; US Geological Survey, Map Distribution,

- Jernbaneverket (2014) *Kapasitetsberegning og tiltaksvurdering av stikkrenner på DB482,2-498,555*, internt dokument,
- Johansson, J. M. A. & Edeskär, T. (2014) Effects of external water-level fluctuations on slope stability. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*, volum 19, s. 2437-2463.
- Johnson, A. C., Edwards, R. T. & Erhardt, R. (2007) Ground-water response to forest harvest: Implications for hillslope stability. *Journal of the American Water Resources Association*, volum 43, s. 134-147.
- Kehwe, A. E. (1995) *Geology for engineers and environmental scientists*, Pearson Education, ISBN: 0-13-303538-7.
- Kidner, D., Dorey, M. & Smith, D. (1999) *What's the point? Interpolation and extrapolation with a regular grid DEM*. Artikkle publisert under Fourth International Conference on GeoComputation, Fredericksburg, VA, USA.
- Koloski, J. W., Schwarz, S. D. & Tubbs, D. (1989) Geotechnical properties of geologic materials. *Engineering geology in Washington*, volum 1.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. & Rubel, F. (2006) World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, volum 15, s. 259-263.
- Krahn, J., Fredlund, D. & Klassen, M. (1989) Effect of soil suction on slope stability at Notch Hill. *Canadian Geotechnical Journal*, volum 26, s. 269-278.
- Kristoffersen, R. & Nålsund, R. (2001) *Hovedplan rassikring Soknedal - Dovrebanen, strekning Bjørset bru - Støren, km 482-500*, internt dokument.
- Kronholm, K. & Stalsberg, K. (2009) Klimaendringer gir endringer i skredhyppigheten. *Klima*: 3, s. 34-36.
- Langeland, J. (2016) *Lausmasseskred i finkorna avsetningar: Kartlegging av fare for jord- og flaumskred i Soknedal, Midtre Gauldal kommune*. Masteroppgave, Trondheim: NTNU-Institutt for geologi og bergteknikk.
- Langlo, P. (2010) *Hatlestadraset i Bergen - forutsetninger, håndtering og etterspill*, Uni Rokkansenteret
- Langåker, M. Ø. (2014) *Jobberget tunnel - Analysis of stability and support design for tunneling in soil*. Masteroppgave. Trondheim: NTNU- Institutt for Geologi og Bergteknikk.
- Lauritzen, K. & Gylland, J. K. (2014) *Kort sluttrapport Dovrebanen delparsell 4 underbygningstiltak*, internt dokument.
- Lessing, P., Dean, S. L. & Kulander, B. R. (1994) Geological evaluation of west Virginia landslides. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, volum 31, s. 191-202.
- Lied, K. (2014a) Innledning og historikk, i Høeg, K., Karlsrud, K., Lied, K. & Gregory, T. (red.) *Skred, skredfare og sikringstiltak*. Universitetsforlaget, s. 1-11.

- Lied, K. (2014b) Snøskred, i Høeg, K., Karlsrud, K., Lied, K. & Gregory, T. (red.) *Skred skredfare og sikringstiltak*. NGI og Universitetsforlaget. s. 13-43.
- Liu, Y.-J., Wang, T.-W., Cai, C.-F., Li, Z.-X. & Cheng, D.-B. (2014) Effects of vegetation on runoff generation, sediment yield and soil shear strength on road-side slopes under a simulation rainfall test in the Three Gorges Reservoir Area, China. *Science of the Total Environment*, volum 485-486, s. 93-102.
- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M. & Berger, F. (2013) Climate change increases frequency of shallow spring landslides in the French Alps. *Geology (Boulder)*, volum 41, s. 619-622.
- Mathismoen, O., Lie, M. & Ulvestad, K. O. (2008) *Klima : hva skjer?*, Nesøya: Font, ISBN: 9788281690363. s. 390-396,
- Meyer, N., Dyrrdal, A., Frauenfelder, R., Etzelmüller, B. & Nadim, F. (2012) Hydrometeorological threshold conditions for debris flow initiation in Norway. *Natural Hazards and Earth System Science*, volum 12, s. 3059-3073.
- Nadim, F., Cepeda, J., Sandersen, F., Jaedicke, C. & Heyerdahl, H. (2009) Prediction of rainfall-induced landslides through empirical and numerical models. *Rainfall-induced landslides: mechanisms, monitoring techniques and nowcasting models for early-warning systems. First Italian Workshop on Landslides*, Naples: s. 1-10.
- Neeb, P.-R. 1992: *Byggeråstoffer : kartlegging, undersøkelse og bruk*, Trondheim: Tapir, ISBN: 8251911222. s. 16.
- Niu, F., Luo, J., Lin, Z., Liu, M. & Yin, G. (2014) Thaw-induced slope failures and susceptibility mapping in permafrost regions of the Qinghai-Tibet Engineering Corridor, China. *Natural Hazards*, volum 74, s. 1667-1682.
- Norem, H. & Sandersen, F. (2012) *Flom- og sørpeskred - Høringsutgave av veileder*, Statens Vegvesen.
- Novotný, J. & Klimeš, J. (2014) Grain size distribution of soils within the Cordillera Blanca, Peru: An indicator of basic mechanical properties for slope stability evaluation. *Journal of Mountain Science*, volum 11, s. 563-577.
- O'loughlin, E. (1986) Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, volum 22, s. 794-804.
- Ohlmacher, G. C. (2007) Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. *Engineering Geology*, volum 91, s. 117-134.
- Outcalt, S. I., Nelson, F. E. & Hinkel, K. M. (1990) The zero-curtain effect: Heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil. *Water Resources Research*, volum 26, s. 1509-1516.
- Picarelli, L., Leroueil, S., Lolivares, L., Pagano, L., Tommasi, P. & Urciuoli, G. (2012) Groundwater in slopes, i Clague, J. J. & Stead, D. (red.) *Landslides - Types, Mechanisms and Modeling*. New York: Cambridge University Press.



- Preuth, T., Glade, T. & Demoulin, A. (2010) Stability analysis of a human-influenced landslide in eastern Belgium. *Geomorphology*, volum 120, s. 38-47.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (2013) *Landet blir til - Norges geologi*, Norsk Geologisk Forening, ISBN. 202-228, 565.
- Ree, T. F., Enlid, J., Lauritzen, I. & Haugen, K. (2012) *Feil på jernbaneverkets infrastruktur 13.04.-09.05.2012, Ras Soknedal, km 490,23*, Jernbaneverket Bane Nord, internt dokument Jernbaneverket.
- Reid, M. E. (1997) Slope instability caused by small variations in hydraulic conductivity. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, volum 123, s. 717-725.
- Reid, M. E., Nielsen, H. P. & Dreiss, S. J. (1988) Hydrologic factors triggering a shallow hillslope failure. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, volum 25, s. 349-361.
- Reite, A. J., Sveian, H. & Eriksen, E. (1999) *Trondheim fra istis til nåtid - landskapshistorie og løsmasser*, Norges geologiske undersøkelse, s. 41
- Rietveld, H. (1969) A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *Journal of applied Crystallography*, volum 2, s. 65-71.
- Rist, A., Phillips, M. & Springman, S. M. (2012) Inclined shear box simulations of deepening active layers on perennally frozen scree slopes. *Permafrost and Periglacial Processes*, volum 23, s. 26-38.
- Sandersen, F. (2014) Løsmasse- og flomskred, i Høeg, K., Karlsrud, K., Lied, K. & Gregory, T. (red.) *Skred skredfare og sikringstiltak*. NGI og Universitetsforlaget. s. 77-93.
- Sandersen, F., Bakkehøi, S., Hestnes, E. & Lied, K. (1996) The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. *Rotterdam, A. A. Balkema*.
- Santamarina, J. & Cho, G. (2004) Soil behaviour: The role of particle shape. *Advances in geotechnical engineering: The skempton conference, 2004*. Thomas Telford, s. 604-617.
- Selmer-Olsen, R. (1977) *Ingeinørgeologi Del II - De løse jordlag*, Trondheim: Tapir forlag, s. 289,
- Sidle, R. C. (1992) A theoretical model of the effects of timber harvesting on slope stability. *Water Resources Research*, volum 28, s. 1897-1910.
- Sidle, R. C. & Ochiai, H. (2006) *Landslides : processes, prediction, and land use*, Washington D.C: American Geophysical Union, ISBN: 0875903223.
- Sjøvold, F., Viklund, M., Elgvasslien, Å. & Junju, E. (2013) *Skredfarekartlegging Dovrebanen, Garli-Støren*, SWECO, internt dokument Jernbaneverket
- Statens Vegvesen (2005) *Laboratorieundersøkelser, Håndbok R210*, Vegdirektoratet
- Statens Vegvesen (2010) *Geoteknikk i vegbygging : håndbok 016K*, Oslo: Vegdirektoratet

- Stoffel, M., Tiranti, D. & Huggel, C. (2014) Climate change impacts on mass movements — Case studies from the European Alps. *Science of the Total Environment*, volum 493, s. 1255-1266.
- Terzaghi, K., Peck, R. B. & Mesri, G. (1996) *Soil mechanics in engineering practice*, New York, USA: John Wiley & Sons, Inc., ISBN: 0471086584.
- Thorsberg, O. A. (2007) *Bredemt sjø i Soknedal under isavsmeltingen?* Masteroppgave. Trondheim: NTNU.
- Tindall, J. R., Rogers, A. & Deeson, E. (1973) *The Collector's Encyclopedia of Rocks & Minerals*, David & Charles (Holdings) Limited.
- Ugai, K., Yagi, H. & Wakai, A. (2012) *Earthquake-Induced Landslides : Proceedings of the International Symposium on Earthquake-Induced Landslides, Kiryu, Japan, 2012*, Dordrecht: Springer, ISBN: 3-642-32237-9.
- Vanacker, V., Vanderschaeghe, M., Govers, G., Willems, E., Poesen, J., Deckers, J. & De Bievre, B. (2003) Linking hydrological, infinite slope stability and land-use change models through GIS for assessing the impact of deforestation on slope stability in high Andean watersheds. *Geomorphology*, volum 52, s. 299-315.
- Vanapalli, S., Fredlund, D. & Pufahl, D. (1999) The influence of soil structure and stress history on the soil–water characteristics of a compacted till. *Géotechnique*, volum 49, s. 143-159.
- Walberg, N. a. K. & Devoli, G. (2014) *Regional varsling av jordskredfare: Analyse av historiske jordskred flomskred og sørpeskred i Gudbrandsdalen og Ottadalen*, Norges vassfrags- og energidirektorat.
- Wang, G. & Sassa, K. (2003) Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. *Engineering geology*, volum 69, s. 109-125.
- Wangen, O. P. (2003) *Litt om praktisk løsmassegeologi*, Statens Vegvesen
- Wieczorek, G. F. (1996) Landslide triggering mechanisms, i Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Landslides - Investigation and Mitigation*. Washington D. C.: National Academy Press, s. 76-90.
- Wiig, T., Lyche, E., Helle, T. H., Hansen, L., Solberg, I.-L., L'heureux, J.-S. & Eilertsen, R. (2011) Plan for skredfarekartlegging: delrapport kvikkleireskred. Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Wilson, R. C. & Jayko, A. S. (1997) Preliminary maps showing rain-fall thresholds for debris flow activity , San Francisco Bay region, California: *Open File Report US, Geological Survey*.
- Xu, H. & Spitler, J. D. (2014) The relative importance of moisture transfer, soil freezing and snow cover on ground temperature predictions. *Renewable Energy*, volum 72, s. 1-11.

- Yong-Hong, Y., Jian-Guo, Z., Jian-Hui, Z., Shu-Zhen, L., Cheng-Hua, W. & Qing-Hua, X. (2005) Impacts of soil moisture content and vegetation on shear strength of unsaturated soil. *Wuhan University Journal of Natural Sciences*, volum 10, s. 682-688.
- Øydvin, E. K., Devoli, G., Bargel, T. H., Wiig, T., Taurisano, A., Berg, H., Eikenæs, O., Lyche, E., Fergus, T., Kvakland, M. R., Wasrud, J., Helle, T. E., Orvedal, K., Peereboom, I. O., Andersen, Ø. B., Hermanns, R., Høst, J., Hansen, L., Bunkholt, H., Eilertsen, R., Fischer, L., L'heureux, J.-S., Oppikofer, T., Rubensdotter, L., Sletten, K., Solberg, I.-L. & Stalsberg, K. (2011) *Status og prioritering innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi*, Norges vassdrag- og energidirektorat,
- Esri (2011) *Hillshade*. Tilgjengelig fra:  
<http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#//009z000000z2000000.htm>. (Hentet: 12.02.16).
- Esri (2012) *Calculating slope*. Tilgjengelig fra:  
[http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=Calculating\\_slope](http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=Calculating_slope). (Hentet: 12.02.16).
- Esri (2015) *DEM*. Tilgjengelig fra:  
<http://support.esri.com/en/knowledgebase/GISDictionary/term/DEM>. (Hentet: 12.02.16).
- Esri (2016a) *How Flow direction works*. Tilgjengelig fra:  
<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-flow-direction-works.htm>. (Hentet: 01.03.16).
- Esri (2016b) *How Flow Accumulation Works*. Tilgjengelig fra:  
<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-flow-accumulation-works.htm>. (Hentet: 01.03.16).
- Geoextreme (2009) *Endring i klima og skredfare de neste 50 år*. Tilgjengelig fra:  
[http://www.geoextreme.no/files/PDF/GeoExtreme\\_folder.pdf](http://www.geoextreme.no/files/PDF/GeoExtreme_folder.pdf), (Hentet: 22.02.2016).
- Kartverket (2015) *N1000 Kartdata, UTM 33, hele landet*. Tilgjengelig fra:  
<http://data.kartverket.no/download/content/n1000-kartdata-utm-33-hele-landet>, (hentet: 07.09.15).
- Lovdata. 2010: *Sikkerhet mot naturpåkjenninger* Tilgjengelig fra:  
<https://lovdata.no/dokument/SF/forskrift/2010-03-26-489?q=tek%2010> (Hentet: 04.05.16).
- Lutterotti, L. (2015) *Introduction to diffraction and the Rietveld method* Tilgjengelig fra:  
<http://www.ing.unitn.it/~luttero/laboratoriomateriali/RietveldRefinements.pdf>: University of Trento. (Hentet: 11.12.15).
- Malvern.Com (2015) *Mastersizer 3000 - Smarter particle sizing* Tilgjengelig fra:  
<http://www.malvern.com/Assets/MRK1872.pdf>: Malvern Instruments Limited (Hentet: 07.12.15).

- Meteorologisk institutt (2015a) *Nedbørsstatistikk Soknedal* Tilgjengelig fra: [http://www.yr.no/sted/Norge/S%C3%B8r-Tr%C3%B8ndelag/Midtre\\_Gauldal/Soknedal\\_m%C3%A5lestasjon/statistikk.html](http://www.yr.no/sted/Norge/S%C3%B8r-Tr%C3%B8ndelag/Midtre_Gauldal/Soknedal_m%C3%A5lestasjon/statistikk.html): Meteorologisk institutt. (Hentet: 30.09.15).
- Meteorologisk institutt (2015b) *Normalperioden 1961-1990 Soknedal* Tilgjengelig fra: [eklima.no](http://www.eklima.no). (Hentet: 30.09.15).
- Meteorologisk institutt (2016a) *Døgnverdier for nedbør og snødybde mars 2012, Soknedal* Tilgjengelig fra: [eklima.no](http://www.eklima.no). (Hentet 24.02.16).
- Meteorologisk institutt (2016b) *Årsnormaler og døgnfrekvens nedbør* Tilgjengelig fra: [eklima.no](http://www.eklima.no): Meteorologisk institutt, (Hentet 01.03.16).
- Norgei3d (2016) *Norge i 3D, Soknedal* Tilgjengelig fra: [norgei3d.no](http://www.norgei3d.no) (Hentet: 07.05.16).
- Norgebilder (2015) *Norge i bilder, Soknedal*, Tilgjengelig fra [norgebilder.no](http://www.norgebilder.no), (Hentet: 12.11.15).
- Norges Geologiske Undersøkelse (2016) *Berggrunn N250 og løsmasser* Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlasting>: Norges geologiske institutt (Hentet: 15.09.2015).
- Norgeskart (2016) *Helningsprofil* Tilgjengelig fra: [norgeskart.no](http://www.norgeskart.no). (Hentet: 21.03.16).
- Norsk Naturskadepool (2016) *Naturskadestatistikk* Tilgjengelig fra: [www.naturskade.no/no/Hoved/statistikk](http://www.naturskade.no/no/Hoved/statistikk). (Hentet: 22.04.16).
- NVE (2016a) *NVE Aktsomhetskart for Jord- og Flomskred*, Tilgjengelig fra: [gis3.nve.no/link/?link=jordflomskredaktsomhet](http://gis3.nve.no/link/?link=jordflomskredaktsomhet), (Hentet: 05.05.16).
- NVE (2016b) *Skredhendelser* Tilgjengelig fra: [skrednett.no](http://www.skrednett.no), (Hentet: 04.05.16).
- Ormestad, H. (2015) *Varmeledningsevne*, Tilgjengelig fra: <https://snl.no/varmeledning>: Store Norske Leksikon. (Hentet: 02.11.15).
- Paro, L. & Guglielmin, M. (2011) *Final Report: Handbook to establish alpine permafrost monitoring network*, Tilgjengelig fra: <http://www.permanet-alpinespace.eu/>, Permafrost Monitoring Network, (Hentet: 16.10.15).
- Senorge (2012) *Vannmetning i jord*, NVE, Meteorologisk institutt, kartverket (red.) Tilgjengelig fra: [www.senorge.no](http://www.senorge.no), (Hentet: 10.03.2016).
- Skybakmoen, J. (2012) *Slik er skredet sett fra luften*. Tilgjengelig fra: [www.adressa.no](http://www.adressa.no), (Hentet: 18.03.12).

## VEDLEGG A: KORNSIKTEANALYSE

Tabell A.1: Tabellen viser resultatene fra tørrsiktingen og laserdiffraksjonen. Dataene er oppgitt som den kumulative verdien, i gram.

Maskevidde (mm)	Prøve 1.1	Prøve 1.2	Prøve 1.3	Prøve 2.1	Prøve 2.2	Prøve 2.3	Prøve 3.3
64							
32				531,5		539,3	
16		626	524,1	503,2	521,3	528,6	
8	509,2	603,2	510,7	470,5	512,6	521,1	440,8
4	504,1	580,6	499	440,8	502,3	509,5	436,6
2	494,8	553,1	480,8	401,5	487,3	491	429,8
1	476,2	517	458,7	362	468,7	469,8	418,7
0,5	449,3	473,5	439,4	327,3	448,5	449,7	403,7
0,25	396,8	422,9	417,9	291,4	424,2	427,1	382,1
0,1250	273,4	353,2	375,9	238,6	377,3	383,5	333,4
0,0669	140,2	231,6	294,5	176,2	296,6	309,0	246,7
0,0589	134,6	226,5	291,3	172,2	293,3	303,8	240,6
0,0518	127,7	219,5	286,5	167,0	287,7	296,8	232,4
0,0456	119,6	210,8	280,3	160,7	279,8	288,4	222,5
0,0401	110,9	200,7	272,9	153,5	270,0	278,8	211,3
0,0353	101,9	189,6	264,6	145,7	258,7	268,2	199,2
0,0311	92,8	178,0	255,6	137,8	246,7	257,1	186,9
0,0274	84,1	166,3	246,2	129,9	234,2	245,8	174,6
0,0241	75,9	154,7	236,6	122,4	222,0	234,4	162,8
0,0212	68,4	143,6	226,7	115,3	210,0	223,1	151,6
0,0187	61,6	133,0	216,7	108,9	198,4	212,1	141,2
0,0164	55,5	123,2	206,5	102,9	187,2	201,2	131,3
0,0145	49,9	113,8	195,9	97,4	176,1	190,5	122,0
0,0127	44,9	105,0	184,9	92,2	165,1	179,8	113,1
0,0112	40,2	96,6	173,3	87,1	153,9	169,0	104,5
0,0099	35,9	88,5	161,3	82,1	142,6	157,9	96,1
0,0087	31,9	80,6	148,8	77,0	131,0	146,6	87,7
0,0076	28,2	73,0	136,1	71,9	119,5	135,0	79,6
0,0067	24,8	65,6	123,4	66,7	107,9	123,4	71,7
0,0059	21,6	58,5	110,8	61,5	96,7	111,7	64,1

<i>0,0052</i>	18,7	51,8	98,5	56,4	85,8	100,2	56,8
<i>0,0046</i>	16,2	45,5	86,8	51,3	75,5	89,0	49,9
<i>0,0040</i>	13,9	39,6	75,7	46,5	65,9	78,2	43,5
<i>0,0036</i>	11,9	34,2	65,5	41,8	57,1	68,1	37,7
<i>0,0031</i>	10,2	29,2	56,2	37,3	49,1	58,7	32,4
<i>0,0028</i>	8,7	24,8	47,8	33,0	42,0	50,2	27,7
<i>0,0024</i>	7,3	20,9	40,4	29,0	35,7	42,5	23,5
<i>0,0021</i>	6,2	17,4	33,9	25,3	30,1	35,8	19,8
<i>0,0019</i>	5,2	14,5	28,4	21,9	25,5	30,0	16,7
<i>0,0017</i>	4,4	12,0	24,0	18,8	21,6	25,3	14,0
<i>0,0015</i>	3,7	9,9	20,4	16,1	18,6	21,6	11,9
<i>0,0013</i>	3,0	8,3	17,6	13,8	16,1	18,6	10,2
<i>0,0011</i>	2,4	6,8	15,1	11,6	13,9	16,0	8,7
<i>0,0010</i>	1,8	5,3	12,6	9,4	11,6	13,3	7,1
<i>0,0009</i>	1,2	3,8	9,8	7,2	9,1	10,4	5,4
<i>0,0008</i>	0,7	2,4	6,8	4,9	6,3	7,2	3,7
<i>0,0007</i>	0,3	1,1	3,9	2,8	3,7	4,2	2,1
<i>0,0006</i>		0,3	1,7	1,2	1,6	1,8	0,8
<i>0,0005</i>			0,4	0,3	0,4	0,4	0,2

Tabell A.2 Tabellen viser resultatene fra tørrsiktingen og laserdiffraksjonen. Dataene er oppgitt som den kumulative verdien, i gram

Maskevidde (mm)	Prøve 5.3	Prøve 6.3	Prøve 7.2
64	573,3		
32	546,9		495,1
16	537,2	578,1	481,1
8	522	548,8	462,6
4	501,3	516,8	443,1
2	476,8	484,1	419,0
1	450,4	450,1	394,7
0,5	420,5	417,5	371,7
0,25	376,5	380,5	343,6
0,1250	295,4	311,4	294,2
0,0669	190,3	191,1	225,2
0,0589	184,7	184,7	216,1
0,0518	177,6	176,6	204,8
0,0456	169,4	167,0	191,5
0,0401	160,3	156,3	176,8
0,0353	150,8	145,0	161,2
0,0311	141,2	133,4	145,3
0,0274	131,8	122,0	129,6
0,0241	122,9	111,1	114,8
0,0212	114,5	101,0	101,1
0,0187	106,6	91,7	88,7
0,0164	99,2	83,4	77,6
0,0145	92,1	75,8	67,9
0,0127	85,1	68,8	59,4
0,0112	78,3	62,4	51,9
0,0099	71,6	56,4	45,2
0,0087	64,9	50,7	39,2
0,0076	58,3	45,3	33,8
0,0067	51,9	40,2	29,0
0,0059	45,7	35,3	24,7
0,0052	39,9	30,8	20,9

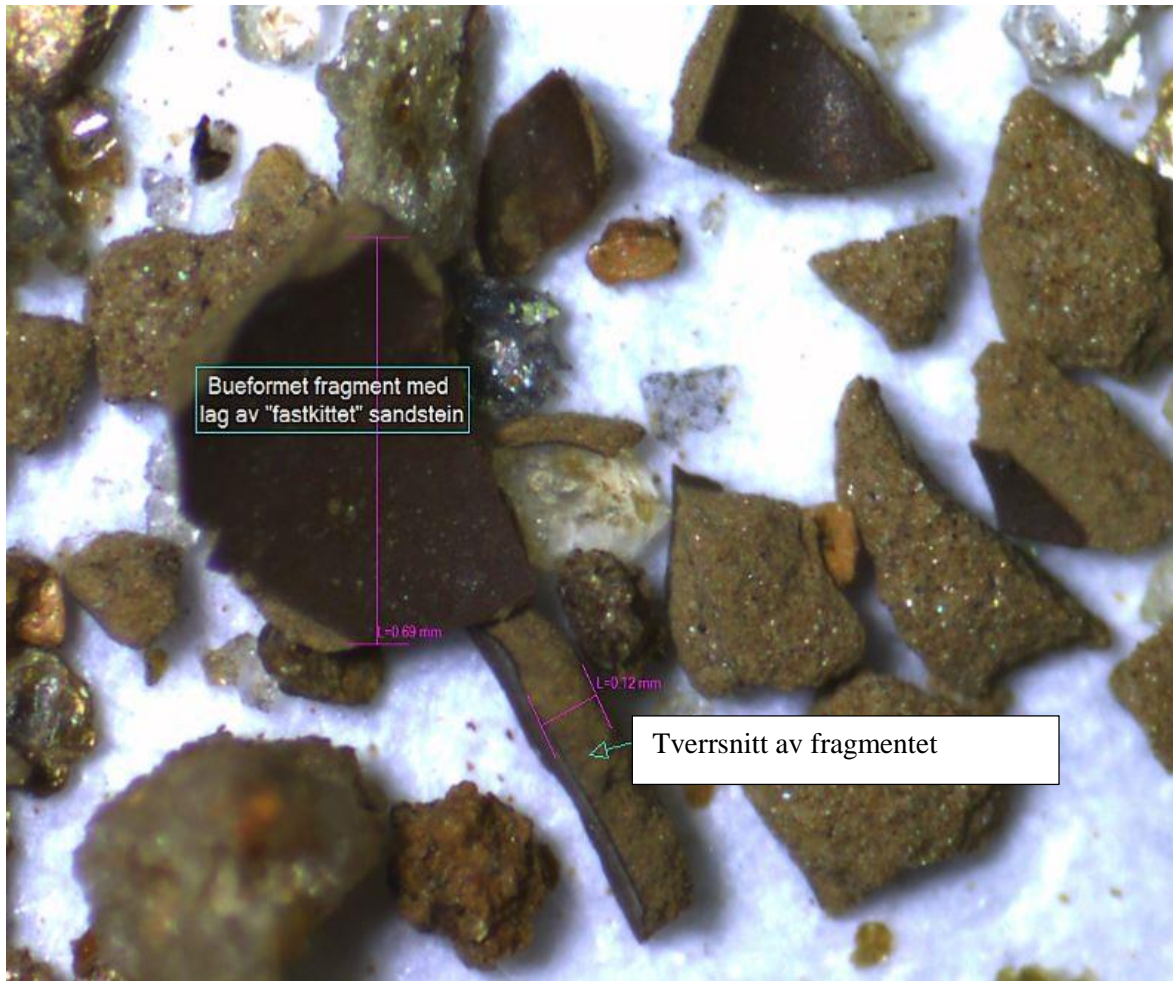
<i>0,0046</i>	34,5	26,6	17,6
<i>0,0040</i>	29,6	22,8	14,8
<i>0,0036</i>	25,3	19,4	12,4
<i>0,0031</i>	21,4	16,4	10,4
<i>0,0028</i>	18,1	13,8	8,8
<i>0,0024</i>	15,2	11,5	7,4
<i>0,0021</i>	12,8	9,5	6,3
<i>0,0019</i>	10,8	7,9	5,3
<i>0,0017</i>	9,1	6,5	4,5
<i>0,0015</i>	7,8	5,3	3,8
<i>0,0013</i>	6,7	4,3	3,1
<i>0,0011</i>	5,7	3,4	2,5
<i>0,0010</i>	4,7	2,5	1,8
<i>0,0009</i>	3,6	1,7	1,2
<i>0,0008</i>	2,3	0,9	0,6
<i>0,0007</i>	1,2	0,3	0,2
<i>0,0006</i>	0,4		
<i>0,0005</i>			
<i>0,0005</i>			



## VEDLEGG B: MIKROSKOPERINGSBILDER

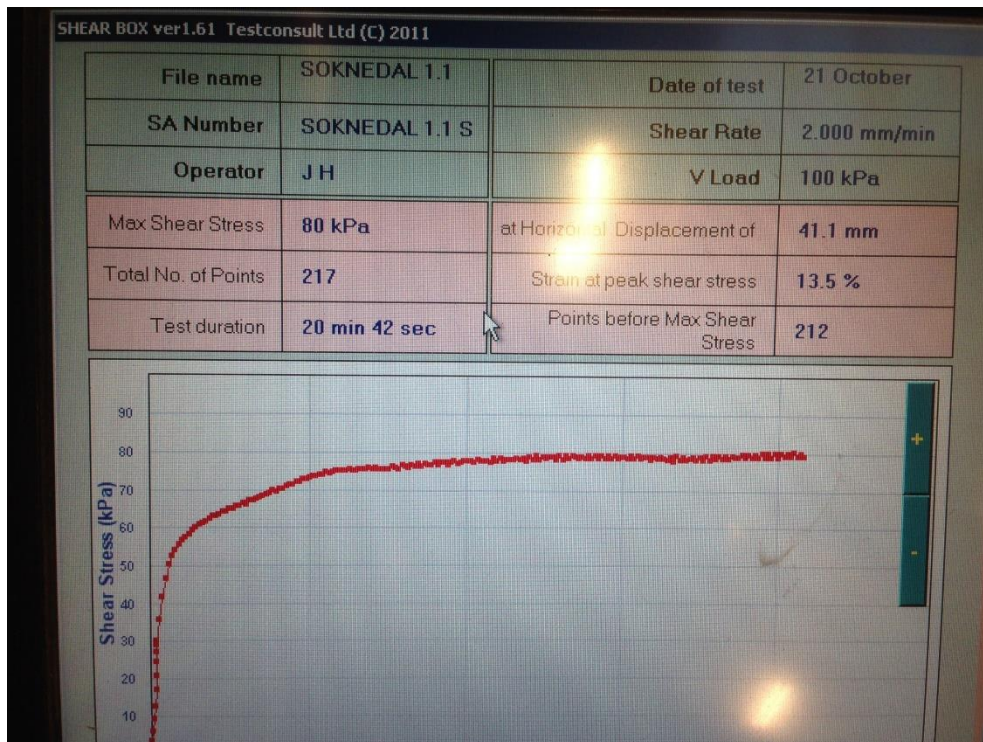


*Figur B.1 Forstørret bilde av et korn av glimmerskifer og sandstein med en målt lengde på henholdsvis 1 mm og 0,53 mm*

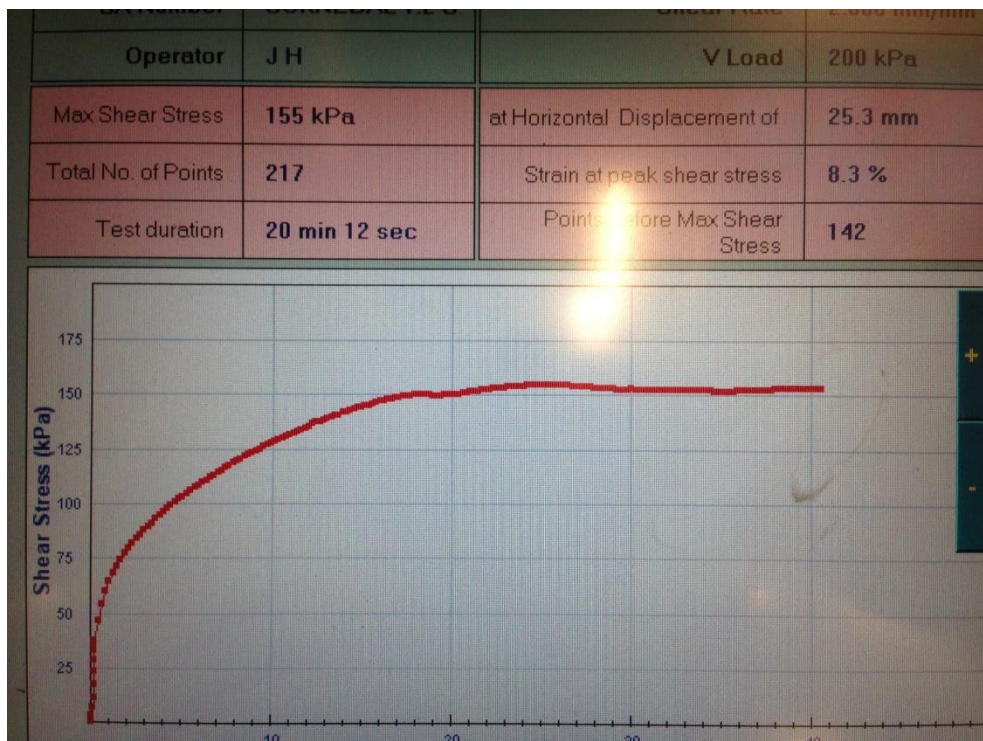


*Figur B.2 En stor andel bueformete fragmenter med "fastkittet" sandstein rundt ble observert i mikroskopet. Bildet viser innsiden av kornet som består av en svart hinne og har en lengde på 0,65 mm og tverrsnittet av et annet fragment, lengde 0,12 mm.*

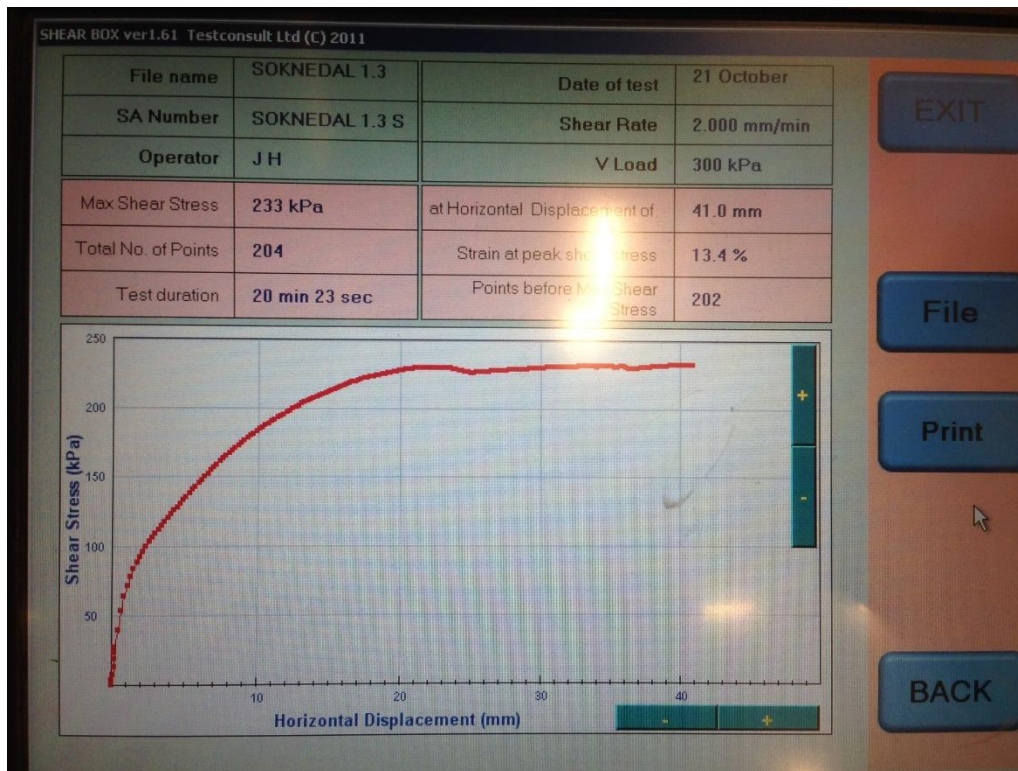
## VEDLEGG C: SKJÆRSTYKSTESTING



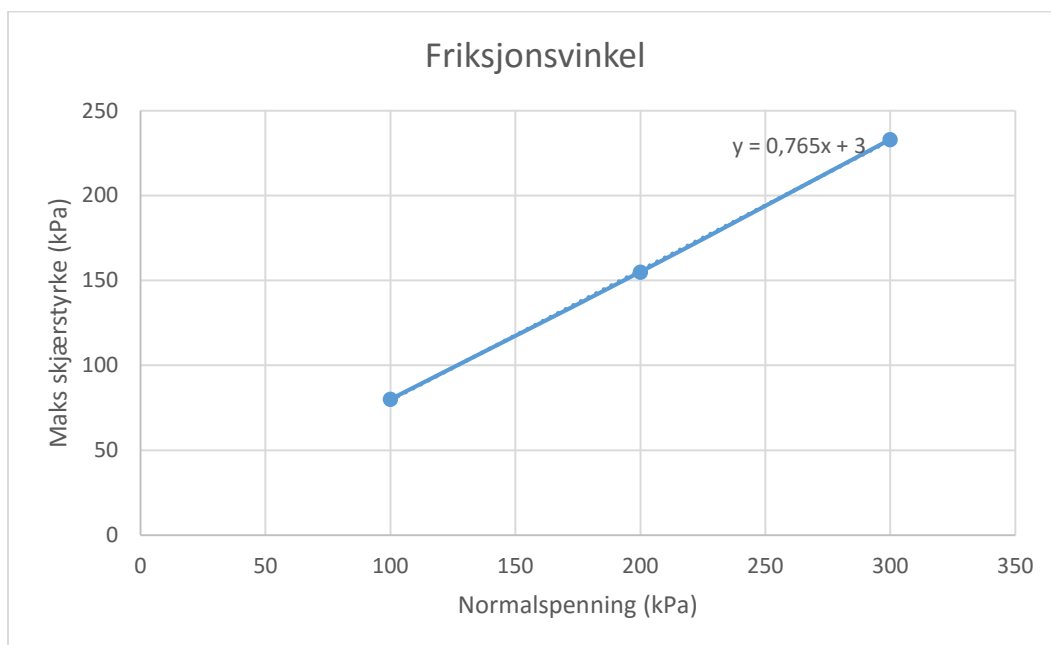
Figur C.1 Målt skjærstyrke ved en normallast på 100 kPa. Maks skjærstyrke er på 80 kPa. Grafen har ingen klar "peak" men flater ut rundt maks skjærstyrke. Foto: Hilde D. Jordet



Figur C.2 Målt skjærstyrke ved en normallast på 200 kPa. Maks skjærstyrke er på 155 kPa. Grafen har ingen klar "peak" men flater ut rundt maks skjærstyrke. Foto: Hilde D. Jordet



Figur C.3 Målt skjærstyrke ved en normallast på 200 kPa. Maks skjærstyrke er på 233 kPa. Grafen har ingen klar "peak" men flater ut rundt maks skjærstyrke. Foto: Hilde D. Jordet



Figur C.4 Resultatet etter de tre skjærbokstestene. Kohesjon (c) leses av grafen.

Friksjonsvinkel:  $\tan^{-1} 0,76 = 37^\circ$

## VEDLEGG D: BEREGNING AV SIKKERHETSFAKTOR

### Lokalitet 1)

#### Tørr situasjon ( $S_r = 0\%$ )

For tørr situasjon vil  $r_u$  være null noe som betyr at  $A = 1,0$   $B = 2,8$ .

$$\beta = 22^\circ \rightarrow \cot \beta = 2,48$$

$$\varphi' = 37^\circ$$

$$c' = 3 \text{ kPa} = 3 \text{ kN/m}^2$$

$$\gamma_d = 11,6 \text{ kN/m}^3$$

$$H = 0,8 \text{ m}$$

- Sikkerhetsfaktor:  $F = A \frac{\tan \varphi'}{\tan \beta} + B \frac{c'}{\gamma_d H} = 1 \frac{\tan 37^\circ}{\tan 22^\circ} + 2,8 \frac{3}{11,6 * 0,8} = 2,78$
- Stabil situasjon:  $F \geq 1$

Ved «tørr tilstand» er skråningen i område 1) stabil.

#### Vannmettet situasjon ( $S_r = 100\%$ )

$$\beta = 22^\circ \rightarrow \cot \beta = 2,48$$

$$\varphi' = 37^\circ$$

$$c' = 3 \text{ kPa} = 3 \text{ kN/m}^2$$

$$\gamma_v = 16,8 \text{ kN/m}^3$$

$$H = 0,8 \text{ m}$$

$$T = H * \cos \beta = 0,74 \text{ m}$$

$$X = T = 0,74 \text{ m}$$

- Poretrykksforhold:  $r_u = \frac{X \gamma_w}{T \gamma} \cos^2 \beta = \frac{0,74}{0,74} \frac{10}{16,8} \cos^2 22^\circ = 0,51$
- $A = 0,40$        $B = 2,8$
- Sikkerhetsfaktor:  $F = A \frac{\tan \varphi'}{\tan \beta} + B \frac{c'}{\gamma_d H} = 0,40 \frac{\tan 37^\circ}{\tan 22^\circ} + 2,8 \frac{3}{16,8 * 0,8} = 1,37$
- Stabil situasjon:  $F > 1$

Ved vannmettet situasjon er sikkerhetsfaktoren like over 1 og ut ifra definisjon stabil.

### Eksperimentelt

Ønsker å finne ved hvilken grunnvannstand sikkerhetsfaktoren blir mindre enn 1 og det dermed er fare for utglidning i skråningen. Ønsket situasjon er  $F \geq 1$ . Bruker  $\gamma = 13,0 \text{ kN/m}^3$  da dette verken er en tørr eller 100% vannmettet situasjon

$$F = A \frac{\tan \varphi'}{\tan \beta} + B \frac{c'}{\gamma H} = 1$$

$$\rightarrow A = \left(1 - B \frac{c'}{\gamma H}\right) \times \frac{\tan \beta}{\tan \varphi'} = \left(1 - 2,8 \frac{3}{13 \times 0,8}\right) \times \frac{\tan 22}{\tan 37} = 0,10$$

Med  $A = 0,10$  og  $\cot \beta = 2,48$  blir poretrykksparmeteren,  $r_u \approx 0,65$  ifølge stabilitetsdiagram. Videre kan  $r_u$  brukes til å regne ut  $X$ .

$$r_u = \frac{X \gamma_w}{T \gamma} \cos^2 \beta = 0,65$$

$$\rightarrow X = \frac{r_u T \gamma}{\gamma_w \cos^2 \beta} = \frac{0,65 \times 0,74 \times 13}{10 \times \cos^2 22} = 0,73 \text{ m}$$

Kritisk grunnvannsdyp under overflaten =  $0,74 - 0,73 = 0,01 \text{ m}$ . Denne verdien gjelder for et dyp som måles vinkelrett på overflaten. Det vertikale dypet,  $H$ , som blant annet måles i grunnvannsbrønnen, vil bli:

$$H = \frac{0,01 \text{ m}}{\cos 22^\circ} = 0,01 \text{ m}$$

Når grunnvannsnivået ligger ved overflaten vil sikkerhetsfaktoren bli mindre enn 1, det vil si at dette er det kritiske vannivået for denne lokaliteten.

## Lokalitet 2)

### Tørr situasjon ( $S_r = 0\%$ )

For tørr situasjon vil  $r_u$  være null noe som betyr at  $A = 1,0$   $B = 2,4$ .

$$\beta = 29^\circ \rightarrow \cot \beta = 1,80$$

$$\varphi' = 37^\circ$$

$$c' = 3 \text{ kPa} = 3 \text{ kN/m}^2$$

$$\gamma_d = 11,6 \text{ kN/m}^3$$

$$H = 0,8 \text{ m}$$

- Sikkerhetsfaktor:  $F = A \frac{\tan \varphi'}{\tan \beta} + B \frac{c'}{\gamma_d H} = 1 \frac{\tan 37^\circ}{\tan 29^\circ} + 2,4 \frac{3}{11,6 * 0,8} = 2,14$
- Stabil situasjon:  $F \geq 1$

Ved «tørr tilstand» er skråningen i område 1) stabil.

### Vannmettet situasjon ( $S_r = 100\%$ )

$$\beta = 29^\circ \rightarrow \cot \beta = 1,80$$

$$\varphi' = 37^\circ$$

$$c' = 3 \text{ kPa} = 3 \text{ kN/m}^2$$

$$\gamma_v = 16,8 \text{ kN/m}^3$$

$$H = 0,8 \text{ m}$$

$$T = H * \cos \beta = 0,70 \text{ m}$$

$$X = T = 0,70 \text{ m}$$

- Poretrykksforhold:  $r_u = \frac{X \gamma_w}{T \gamma} \cos^2 \beta = \frac{0,70}{0,70} \frac{10}{16,8} \cos^2 29^\circ = 0,46$
- $A = 0,39$        $B = 2,4$
- Sikkerhetsfaktor:  $F = A \frac{\tan \varphi'}{\tan \beta} + B \frac{c'}{\gamma_d H} = 0,39 \frac{\tan 37^\circ}{\tan 29^\circ} + 2,4 \frac{3}{16,8 * 0,8} = 1,07$
- Situasjon:  $F > 1$

Ved vannmettet situasjon er sikkerhetsfaktoren over 1 og ut ifra definisjon stabil.

### Eksperimentelt

Ønsket situasjon er  $F \geq 1$ . Bruker  $\gamma = 13,0 \text{ kN/m}^3$  da dette verken er en tørr eller 100% vannmettet situasjon

$$F = A \frac{\tan \varphi'}{\tan \beta} + B \frac{c'}{\gamma H} = 1$$

$$\rightarrow A = \left(1 - B \frac{c'}{\gamma H}\right) \times \frac{\tan \beta}{\tan \varphi} = \left(1 - 2,4 \frac{3}{13 \times 0,8}\right) \times \frac{\tan 29}{\tan 37} = 0,23$$

Med  $A = 0,33$  og  $\cot \beta = 1,80$  blir poretrykksparemeteren,  $r_u \approx 0,6$  ifølge stabilitetsdiagram.

Videre kan  $r_u$  brukes til å regne ut  $X$ ;

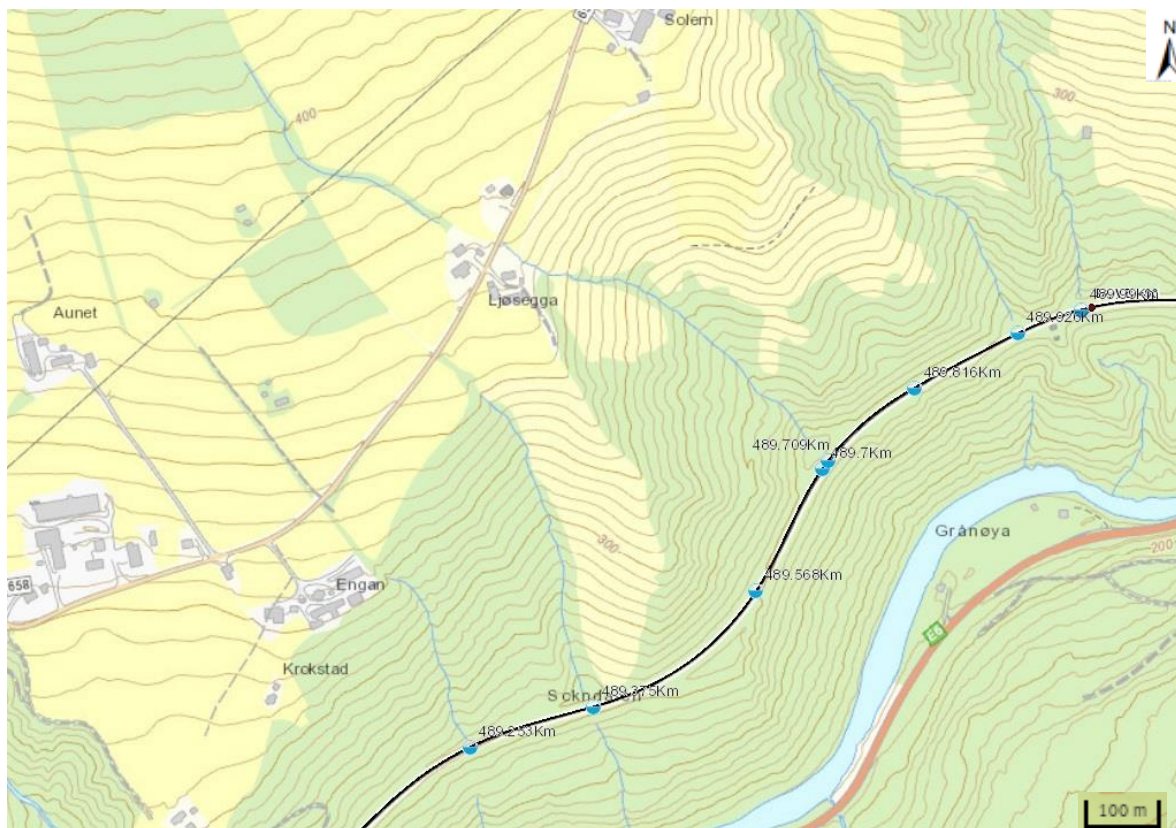
$$r_u = \frac{X \gamma_w}{T \gamma} \cos^2 \beta = 0,6$$

$$\rightarrow X = \frac{r_u T \gamma}{\gamma_w \cos^2 \beta} = \frac{0,6 \times 0,70 \times 13}{10 \times \cos^2 29} = 0,71 \text{ m}$$

Kritisk grunnvannsdyp under overflaten =  $0,70 - 0,71 = -0,01 \text{ m}$ . Det kritiske dyper er større enn hva dypet ned til glideflaten er.



## VEDLEGG E: KART OVER STIKKRENNENE I OMRÅDET



*Figur E.1 Kart over Ljøsegga som viser kilometerplasseringen til stikkrennene langs Dovrebanen. Kartet er hentet fra Jernbaneverkets karttjeneste.*

## VEDLEGG F KOORDINATER TIL PRØVEPUNKT

Tabell F.1 Koordinater (WGS 1984 UTM-sone 32N) for der jordprøvene er hentet og fra hvor bildene er tatt

	<i>Øst</i>	<i>Nord</i>
<i>Prøvepunkt 1</i>	560703	6983625
<i>Prøvepunkt 2</i>	560683	6983616
<i>Prøvepunkt 3</i>	560753	6983488
<i>Prøvepunkt 5</i>	560770	6983559
<i>Prøvepunkt 6</i>	560789	6983407
<i>Prøvepunkt 7</i>	560704	6983573
<i>Figur 3.2</i>	560739	6983593
<i>Figur 3.5</i>	560789	6983407
<i>Figur 3.6</i>	560743	6983605
<i>Figur 4.5</i>	560703	6983524
<i>Figur 4.6</i>	560673	6983616
<i>Figur 5.3 bilde til venstre</i>	560746	6983606
<i>Figur 5.3 bilde til høyre</i>	560791	6983309
<i>Figur 5.4</i>	560703	6983625
<i>Figur 6.1</i>	560790	6983401
<i>Figur 6.2</i>	560791	6983309