

Lausmasseskred i finkorna avsetningar:  
Kartlegging av fare for jord- og  
flaumskred i Soknedal, Midtre Gauldal  
kommune.

**Jørgen Mathias Langeland**

Geologi

Innlevert: februar 2016

Hovedveileder: Terje Harald Bargel, IGB

Noregs teknisk-naturvitskaplege universitet  
Institutt for geologi og bergteknikk



# Masteroppgåve i geologi 2016

**Kandidatens namn:** *Jørgen Mathias Langeland*

**Oppgåvas tittel:** *Lausmasseskred i finkorna avsetningar: Kartlegging av fare for jord- og flaumskred i Soknedalen, Midtre Gauldal kommune.*

## Utfyllande tekst:

### 1. Bakgrunn:

Jord- og flaumskredhendingar har vist seg å auke i takt med endringar i klimaet. Større nedbørsmengder og nedbørsintensitetar saman med temperaturendring aukar antalet skredhendingar som er relaterte til vatn. Skredhendingar er ikkje berre styrt av hydrologiske og hydrogeologiske forhold, men og av geologiske, topografiske og menneskeskapte forhold.

I mars 2012 gjekk eit jordskred i Soknedal i Midtre Gauldal kommune som tok med seg ei lengre strekke av jernbana og gjekk over E6 nede i dalbotnen. Dette skredet vart utløyst i ein skråning med dyrka mark på rundt 20° helling. Dette er i teorien for slak helling til at jordskred skal utløysast, og årsaken til skredet vart anteke å vera høgt poretrykk som følge av store nedbørsmengder, snøsmelting og tele i jorda (Brøto, 2014). Denne dalsida består av store mektigheiter med lausmassar som er tolka til å vere moreneavsetningar på NGU sitt lausmassekart, men i skredsåret vart det oppdaga eit meir finkorna materiale enn det ein forventa å finne. Kan dette finkorna materialet vere årsaka til at skredet vart utløyst på ein så lav hellingsvinkel? Og kor utbreidd er desse fine lausmasseavsetningane i resten av dalføret med tanke på faren for nye skred?

### 2. Mål

Målet med denne oppgåva er å kartlegge og analysere lausmassane i dalføret med fokus på dei øvre sedimentlaga, og knyte dette opp mot potensiell skredfare i dei aktuelle sedimenta: Kva type material finn ein i dalføret, korleis er utbreiinga til materialet og korleis skapar dette gunstige forhold for jord- og flaumskred?

### 3. Oppgåva:

Masteroppgåva skal innehalde:

- Oversikt over lausmassefordelinga på vestsida av Soknedalen.
- Laboratorieanalysar av dei materialtekniske eigenskapane til sedimenta.
- Litteraturstudium av aktuell skredteori (*nedbørutløyste lausmasseskred*).
- Vurdering av skredfaren i området basert på kartlegginga og analyseresultat.





## Samandrag

Mellom Berdalen og Snøan, like nord for Soknedal i Midtre Gauldal kommune, Sør-Trøndelag fylke, er dalføret trongt og prega av bratt topografi. I tillegg ligg det særst stor mektigheit med lausmassar i vestsida av dalføret. E6 og Dovrebana går begge gjennom dette dalføret, og lausmasseskred frå den vestre dalsida har ført til store skader på infrastruktura og lengre periodar utan drift på jernbana. Seinast i mars 2012 førte eit jordskred til oppdemming og påfølgjande utgliding av ei stor fylling under jernbana. Skredet og utglidinga gjekk over elva i dalbotnen og sperra E6, i tillegg til at ei lengre strekke av jernbanefyllinga forsvann.

Den bratte dalsida er lite utsett for menneskeleg påverknad, forutanom frå jernbana. Aktivitet frå jordbruk har påverka materialet i ei viss grad, og tiltak er utført for å styra vatnet ved busetnaden og fylkesveg 658. Jernbanelinja er lagt gjennom dalsida med skjeringar og utfyllingar. Dette har ført til store stabilitetsproblem, og mesteparten av dei registrerte skredhendingsane i området er relatert til jernbana. Tidlegare undersøkingar i samband med jernbana og etter skredhendingsar har peika på at lausmassane inneheld mykje finkorna materiale.

Denne masteroppgåva tek føre seg kva type overflatesediment som er i området, og utbreiinga til desse sedimenta.

Undersøkingane vart gjort ved feltarbeid i området, der overflatesedimenta vart kartlagt og prøvemateriale samla inn. Prøvane vart deretter analysert i laboratoriet, der kornfordelingsanalyse og skjærbokstest vart utført.

Undersøkingane viser at sedimenta i området har eit høgt innhald av silt og fin sand. Sedimenta er dårleg sortert, og det er betydeleg innslag av grus, stein og noko blokk i materialet. Undersøkingane viste også at overflatesedimenta har ei grov to-delt lagdeling. Topplaget er laust pakka og porøst, medan laget under er hardpakka og har låg porøsitet. Ut frå feltundersøkingane vart det tolka at materialet hovudsakeleg er morene, der det hardpakka laget sannsynlegvis er avsett som botnmorene i slutten av siste istid. Det høge innhaldet av finstoff kjem hovudsakleg frå den lett eroderbare og svake berggrunnen i området, men oppdemmingar som følgje av isen kan også ha ført til auka avsetning av fint materiale i dalsida.

Store delar av dei bratte sidene i området består av dyrka mark, og det er derfor lite vegetasjon til stades som forbrukar vatn, beskyttar mot nedbør og forankrar materialet. Dalsida har eit stort overliggande nedbørsområde som drenerar vatn ned til markerte bekkedalar i dalsida. Dette fører til stor tilførsel av vatn både frå nedbør og snøsmelting.

Det finkorna materialet kombinert med den store forskjellen i porøsitet mellom laga gjer at lausmassane er særst utsett for oppbygging av porevasstrykk i periodar med stor tilførsel av vatn. På grunn av det hardpakka laget vert strøymingsarealet i lausmassane redusert og det øvre porøse laget vert raskt vassmetta og porevasstrykket aukar. Dette gjer at skjærstyrken til materialet vert redusert, og skred kan verte utløyst der det er bratt nok.

Estimerte klimaendringar peikar på hyppigare episodar med kraftig nedbør og snøsmelting, og på bakgrunn av dette er det antekje at jord- og flaumskredaktiviteten i studieområdet vil auke.



## Abstract

Between Berdalen and Snøan north of Soknedal in Midtre Gauldal municipality, Sør-Trøndelag County, the valley is narrow and characterized by steep topography. In addition, the western side of the valley is subject to large quantities of soil deposits. E6 and the railroad Dovrebana is both located in the valley, and landslides from the western side have led to severe damages on the infrastructure. In mid-march 2012, a debris slide in the area hit the railroad and caused a dam, which accumulated large amounts of water. In the following a slide in the railway fill was triggered, which caused a landslide.

Agricultural activity have affected the soil to a certain degree, and actions to control the water have been conducted by the settlement and road above the steep part. The railroad is constructed by road cuts and fills through the western slope. This have caused stability issues, and most of the registered landslides in the area are related to the railroad. Past investigations in relation to the railroad and landslides have revealed a fine-grained material in the slope. This thesis studies which type of sediments the slope contains, and the distribution of these sediments in the western slope.

The study is based on investigations in the area, where the sediments was mapped and sample material was collected. The samples were later analysed in the laboratory, where grain size distribution analysis and shear box testing were conducted. The investigations revealed a high content of silt and sand in the sediments. The sediments were further characterized as poorly sorted, due to the presence of grain sizes from clay to boulders in the material. The field studies also revealed a layering in the sediments, where the top layer is non-consolidated and porous, and the lower layer is over-consolidated and has low porosity. From the investigations the sediments were interpreted as moraine, which has been deposited as sub-glacial moraine in the end of the last glaciation. The high content of fine-grained material is due to the easily eroded and weak bedrock in the area, but damming caused by the ice could also have led to increased deposition of fine-grained material in the valley.

Large areas of the western slope is farmland, and there is therefore minor vegetation in these areas that consumes water, catches precipitation and stabilizes the soil. The hillslope has a major catchment area, which drains through creeks and ravines in the slope. This causes a steady supply of water to the hillslope through precipitation and snow melting.

The fine-grained material combined with the difference in permeability between the layers makes the soil exposed to increased pore pressure during episodes of high water infiltration. Due to the over-consolidated layer the flow area in the soil is decreased, and the porous top layer gets quickly saturated leading to increased pore pressure. This reduces the shear strength of the material, and landslides can be triggered where the slope is steep enough.

Estimated climate change predicts more frequent episodes of heavy precipitation and snowmelt. Based on these estimations, the landslide activity in the area of investigation is predicted to increase.



# Forord

Masteroppgåva er utført ved Institutt for Geologi og Bergteknikk ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet. Hovudrettleiar for oppgåva har vore Terje Harald Bargel, sjefgeolog ved NVEs skred- og vassdragsavdeling i Region Midt. Arbeidet med oppgåva starta i juli 2015, og vart avslutta i februar 2016.

Fleire har bidrege til denne masteroppgåva, og eg set stor pris på all hjelp eg har fått. Først vil eg takka hovudrettleiar Terje Harald Bargel for god rettleiing og faglege diskusjonar. I tillegg vil eg rette ei stor takk til PhD.-stipendiat Øystein Lid Opsal for oppfølging, gjennomlesing og tips til laboratoriarbeidet. Takk til Gunnar Vistnes ved Ingeniørgeologisk laboratorium hjå NTNU/SINTEF som har gjort det mogleg med ulike laboratorieanalysar av materialet, og for instruksjonar og tips under arbeidet. Eg vil også takke Hilde Dalen Jordet for at eg fekk vera med å sjå på snittet ved Ljøsegga, det var til stor hjelp.

Det må og rettast ei stor takk til fleire medhjelparar som har bidrege med tekniske, faglege og motiverande innspel.

Til slutt vil eg takka dei eg har vore så heldig å få studera i lag med opp gjennom studietida.

Jørgen Langeland

15.02.2016



# INNHALD

<b>1</b>	<b>INNLEIING .....</b>	<b>1</b>
1.1	BAKGRUNN FOR MASTEROPPGÅVA .....	1
1.2	SOKNEDAL.....	2
1.2.1	<i>Problemstilling for studieområdet.....</i>	<i>3</i>
1.2.2	<i>Tidlegare arbeid og undersøkingar .....</i>	<i>4</i>
<b>2</b>	<b>TEORI .....</b>	<b>6</b>
2.1	LANDSKAPSFORMER .....	6
2.2	LANDSKAPSFORMER MED OPPHAV FØR KVARTÆRTIDA.....	8
2.3	KVARTÆRGEOLOGI .....	9
2.3.1	<i>Istider og brebevegelse. ....</i>	<i>13</i>
2.4	LAUSMASSAR .....	15
2.4.1	<i>Klassifisering.....</i>	<i>16</i>
2.4.2	<i>Egenskapar til lausmassar.....</i>	<i>19</i>
2.5	JORDARTAR OG LAUSMASSETYPAR .....	30
2.5.1	<i>Morene .....</i>	<i>30</i>
2.5.2	<i>Breelavsetningar.....</i>	<i>34</i>
2.5.3	<i>Innsjø og bresjø avsetningar .....</i>	<i>35</i>
2.5.4	<i>Fluviale avsetningar .....</i>	<i>36</i>
2.5.5	<i>Havavsetningar .....</i>	<i>37</i>
2.5.6	<i>Forvittringsmateriale og skredmateriale.....</i>	<i>38</i>
2.5.7	<i>Torv og myr (organisk jord).....</i>	<i>39</i>
2.6	HYDROGEOLOGI .....	39
2.7	SKRED .....	42
2.7.1	<i>Definisjon og klassifisering. ....</i>	<i>42</i>
2.8	LAUSMASSESKRED.....	46
2.8.1	<i>Flaumskred.....</i>	<i>48</i>
2.8.2	<i>Jordskred .....</i>	<i>50</i>
2.9	VILKÅR FOR LAUSMASSESKRED .....	51
2.9.1	<i>Geologiske faktorar.....</i>	<i>51</i>
2.9.2	<i>Geomorfologiske faktorar .....</i>	<i>54</i>
2.9.3	<i>Hydrologiske og hydrogeologiske faktorar .....</i>	<i>55</i>
2.9.4	<i>Vegetasjon.....</i>	<i>59</i>
2.9.5	<i>Menneskeleg påverknad .....</i>	<i>60</i>
2.10	SKRÅNINGSSABILITET .....	62
2.10.1	<i>Generell skråningsstabilitet.....</i>	<i>63</i>
2.11	KLIMA.....	65

2.11.1	<i>Klima i Noreg og Trøndelag</i> .....	65
2.11.2	<i>Klimaendring</i> .....	68
2.11.3	<i>Skred og klima</i> .....	69
2.12	SKRED OG SAMFUNNSKONSEKVENSAER .....	72
<b>3</b>	<b>OMRÅDEBESKRIVING</b> .....	<b>73</b>
3.1	BERGGRUNNSGEOLOGI I SOKNEDAL .....	73
3.2	KVARTÆRGELOGI I SOKNEDAL .....	75
3.2.1	<i>Isnedsmelting og brerørslø i Midtre Gauldal og Soknedal</i> .....	75
3.2.2	<i>Lausmassar</i> .....	79
3.3	LANDSKAPFORMER OG TOPOGRAFI .....	80
3.4	VEGETASJON .....	83
3.5	KLIMA OG LOKALE METEOROLOGISKE MÅLINGAR .....	85
3.5.1	<i>Klima i Midtre Gauldal og Soknedal</i> .....	85
3.5.2	<i>Lokale målestasjonar</i> .....	86
3.6	TIDLEGARE SKREDHENDINGAR I STUDIEOMRÅDET .....	88
<b>4</b>	<b>METODE</b> .....	<b>91</b>
4.1	FELTUNDERSØKINGAR .....	91
4.1.1	<i>Kartlegging</i> .....	91
4.1.2	<i>Storskala snitt</i> .....	92
4.2	LABORATORIEANALYSAR .....	93
4.2.1	<i>Kornfordeling</i> .....	94
4.2.2	<i>Finstoffanalyse ved laserdiffraksjon</i> .....	96
4.2.3	<i>Skjærbokstest</i> .....	97
4.3	KLIMADATA .....	99
4.4	LITTERATUR OG KARTSTUDIAR .....	99
<b>5</b>	<b>RESULTAT</b> .....	<b>101</b>
5.1	FELTUNDERSØKINGAR .....	101
5.1.1	<i>Storskala snitt</i> .....	107
5.2	LABORATORIEANALYSAR .....	109
5.2.1	<i>Kornfordeling</i> .....	109
5.2.2	<i>Skjærbokstest</i> .....	113
5.3	NEDBØRSDATA .....	116
5.3.1	<i>Terskelverdiar</i> .....	116
5.3.2	<i>Påreknelege maksimale nedbørsverdiar og returperiodar</i> .....	117
<b>6</b>	<b>DISKUSJON</b> .....	<b>119</b>



6.1	KVARTÆRGEOLOGI .....	119
6.1.1	<i>Lausmassar</i> .....	119
6.1.2	<i>Klassifisering</i> .....	120
6.1.3	<i>Avsetningsmiljø</i> .....	121
6.1.4	<i>Landskapsformer</i> .....	123
6.2	SKRED .....	124
6.2.1	<i>Lausmassar og geologi</i> .....	124
6.2.2	<i>Geomorfologiske faktorar</i> .....	126
6.2.3	<i>Klima</i> .....	126
6.2.4	<i>Vegetasjon</i> .....	126
6.2.5	<i>Menneskeleg påverknad</i> .....	127
6.3	OPPSUMMERING .....	127
<b>7</b>	<b>KONKLUSJON</b> .....	<b>130</b>
7.1	VIDARE ARBEID .....	131
<b>8</b>	<b>REFERANSAR</b> .....	<b>132</b>
	<b>VEDLEGG A – DATAGRUNNLAG FOR KORNFORDELINGSKURVER</b> .....	<b>137</b>
	<b>VEDLEGG B – RÅDATA FRÅ SKJÆRBOKSTEST</b> .....	<b>141</b>
	<b>VEDLEGG C – KORNFORDELINGSKURVER</b> .....	<b>146</b>



# 1 Innleiing

I Noreg gjer både topografi og geologi at landskapet er utsett for skredhendingar i ulike material gjennom heile året. Skred og snøskred, i lag med flaum, utgjer dei vanlegaste naturfarane i Noreg, og påfører infrastruktur store skadar kvart år. I løpet av dei siste 150 åra har over 2000 personar mista livet som følgje av skred eller snøskred i Noreg (Jaedicke et al. 2008).

Jord- og flaumskred er lausmasseskred som oftast vert utløyst i samband med kraftig nedbør, og det er vist at intensitet og varigheit på nedbørshendinga er av stor betydning for utløysing av skred (Sidle & Ochiai 2006). Primære styrande faktorar for skred er terrenghelling, klima og vær, der dei fysiske prosessane som utløysar skredet kan variere. Høgt porevasstrykk som følgje av store nedbørsmengder og snøsmelting, reduserer styrken i lausmassane og følgjeleg også stabiliteten i lausmassane (Jaedicke et al. 2008).

Klimaprognosar viser at klimaet i Noreg vil verte varmare og fuktigare, og talet på nedbørsdagar i løpet av året vil auke. Episodar med ekstreme nedbørsverdiar vil etter prognosane også opptre oftare. Dei årlege nedbørsmengdene vil og auke, og kombinert med høgare temperaturar vil derfor meir av nedbøren også komme som regn (GeoExtreme 2008). Som følgje av klimautviklinga vil faren for lausmasseskred også endre seg, sidan ustabilitet i lausmassar og utløysing av skred er nært relatert til nedbør og snøsmelting (Kronholm & Stalsberg 2009).

## 1.1 Bakgrunn for masteroppgåva

Jord- og flaumskredhendingar i Noreg er relatert til store nedbørsmengder eller kraftig snøsmelting. Frekvensen for skredhendingar vil derfor auke i takt med endringar i klimaet, der det er forventa at antall døgn med mykje nedbør vil auke fram mot år 2050 (GeoExtreme 2008). Men skredhendingar er ikkje berre styrt av klima og hydrologiske forhold. Geologiske, hydrogeologiske, topografiske og menneskeskapte forhold er også avgjerande for utløysing av jord- og flaumskred (Highland & Bobrowsky 2008).

I mars 2012 gjekk eit jordskred i Soknedal i Midtre Gauldal kommune, det tok med seg ei lengre strekke av Dovrebana og gjekk over elva Sokna og E6 nede i dalbotnen. Skredet vart utløyst i ei skråning med dyrka mark på om lag 20<sup>0</sup> helling. I teorien er det for slak helling til at jordskred

skal utløysast, og årsaken til skredet vart anteke å vera høgt poretrykk som følgje av store nedbørsmengder, snøsmelting og tele i jorda (Brøto, 2014). Denne dalsida består av store mektigheiter med lausmassar som er tolka til å vere moreneavsetningar på Norges geologiske undersøkelse (NGU) sitt lausmassekart, men i skredsåret vart det oppdaga eit meir finkorna materiale enn det ein forventa å finne.

Målet med denne masteroppgåva er å kartlegge og analysere lausmassane i dalføret med fokus på dei øvre sedimentlaga, og knyte dette opp mot potensiell skredfare i dei aktuelle lausmassane.

For å svara på problemstillinga og oppnå dei måla som er sett for denne masteroppgåva skal studenten utføra følgjande arbeid og inkludera følgjande i oppgåva:

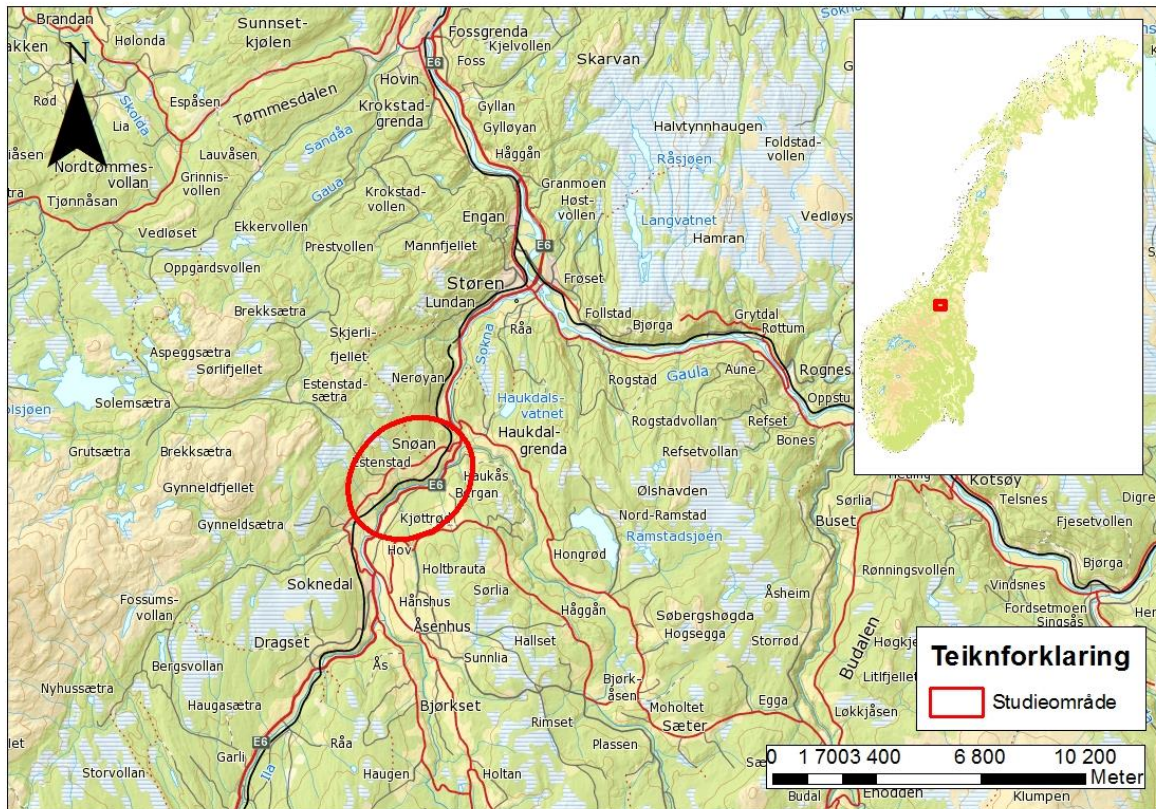
- Kartlegge lausmassefordelinga på vestsida av Soknedalen.
- Laboratorieanalysar av dei materialtekniske eigenskapane til sedimenta.
- Litteraturstudium av skredteori, med hovudvekt på nedbørsutløyste lausmasseskred.
- Vurdering av skredfaren i området basert på kartlegginga og analyseresultat.

Oppgåva vil fokusere på skredproblematikk og korleis forholda ligg til rette for slike problem i studieområdet. Vurderinga av skredproblematikken i området vil verte analysert med forankring i dei lokale kvartærgeologiske forholda, med hovudvekt på materialtype, materialtekniske eigenskapar, fordeling av materialet, geomorfologi og erosjonsprosessar. I tillegg til analysen rundt skredproblematikken, vil det også verte presentert tolking rundt avsetningsprosessar og danninga av dei lausmassane som er til stades i studieområdet.

## 1.2 Soknedal

Oppgåva omhandlar dalføret Soknedal som ligg i Midtre Gauldal kommune, i Sør-Trøndelag fylke (Figur 1.1). Soknedal er ein sidedal til Gauldalen, og Soknedalen og Gauldalen møtast ved Støren der dalføret vidare nordover vert kalla Gauldalen. Soknedalen går i ein sør-vest til nord-austleg retning, og elva Sokna renn nordover mot Støren gjennom denne. Elva Sokna startar der elvene Ila og Stavilla kjem saman, rett sør for Soknedal sentrum. Området som det vert fokusert på i denne oppgåva strekk seg nordover frå Soknedal sentrum til Snøan, og området ligg parallelt fylkesveg 658 som går oppe i den vestre dalsida. Gjennom dalføret går også E6 og Dovrebana. E6 følgjer på austsida av elva i dalbotnen, medan jernbana går høgare

oppe i vestsida. Oppgåva tek for seg vestida av dalen, som stig bratt opp frå dalbotnen til noko over jernbana før den slakkar meir ut oppover mot fv. 658. Den delen som ligg over fylkesvegen er mindre interessant for oppgåva på grunn av slakare hellingsvinkel og lite til ingen infrastruktur.



Figur 1.1: Kartutsnitt over Soknedal og studieområdet (Statens-Kartverk 2016).

### 1.2.1 Problemstilling for studieområdet

Studieområdet har vore kjend som skredutsett heilt sidan infrastrukturen i området vart bygd ut, og registrering av skred tok til. Terrengformene tydar også på at ulike skredprosessar har vore aktive her heilt sidan isen trakk seg tilbake og vatn starta å erodere i lausmassane (Jernbaneverket 2001). Det er derfor i all hovudsak lausmasseskred som utpregar seg, og på nettsida skrednett.no er fleire skredhendingar i området registrert, der den eldste er datert tilbake til om lag år 1250. Det eldste registrerte skredet vart i følge beskrivinga utløyst på seinhausten etter fleire dagars vedvarande og kraftig regnver, og tok med seg eit heilt gardsbruk der sju personar og all buskapen mista livet (Skrednett 2015). Resten av dei registrerte skredhendingane er frå 1953 og framover, og er i all hovudsak knytt til jernbana eller E6, då

det var Jernbaneverket som starta opp med registrering av skred her. Desse hendingane er både naturlege lausmasseskred, men også mange skred og utglidingar som er knytt til utbygginga av jernbana der ustabilitet i fyllingar og skjeringar har skapt store problem (Jernbaneverket 2001). I nyleg tid er det spesielt skredhendingane i mars 2012 som har utprega seg, og desse vart også diskutert av Brøto (2014) i hennar masteroppgåve.

Årsakene til desse skredproblema er i dag godt kjent. Det er i hovudsak dei topografiske forholda, stor mektigheit med lausmassar og eit høgt innhald av finkorna materiale i desse lausmassane som er grunnane til at området er så utsett for jord- og flaumskred (Jernbaneverket 2001; Brøto 2014). Med så gunstige tilhøve for skred vil utløysande faktorar som mykje nedbør, snøsmelting, menneskeleg påverknad eller erosjon i stor grad kunne føra til utløysing av skred (Johnson & Sitar 1990).

Denne oppgåva tek føre seg materialet i området på eit meir detaljert nivå enn tidlegare, og diskuterer nærare rundt kvifor dette området er så utsett jord- og flaumskred. I tillegg vert det gjort tolking og diskusjon rundt den kvartærgeologiske historia i området, hovudfokuset vil vera på danninga og avsettingsforholda til dagens lausmassar.

### 1.2.2 Tidlegare arbeid og undersøkingar

Tidlegare er det gjort fleire arbeid på ulike problemstillingar knytt til skred og lausmassar i Soknedal. Både masteroppgåver og ulike rapportar frå konsulentfirma, Jernbaneverket, Statens vegvesen og NGU er utført. Som forfattaren veit om er det utført to masteroppgåver i området tidlegare, Thorsberg (2007) og Brøto (2014). Thorsberg diskuterte moglegheitene for ein bredemt sjø i Soknedal under isavsmeltinga, medan Brøto tok føre seg skredhendingane som råka både jernbana og E6 i mars 2012. Det er også tilgjengeleg ulike rapportar som er utført i området, der mesteparten er knytt til ulik infrastruktur og utfordringar i samband med desse. I tillegg er det også gjort undersøkingar for å kartlegge moglegheitene for å nytte lausmasseførekomstane i Soknedal til uttak av grunnvatn (Soldal & Grønlie 1991; Segar et al. 1996). NGU sine kvartærgeologiske kart for studieområdet er ikkje ein del av den detaljerte M. 1:50.000 serien eller M. 1:100.000 serien. Kartlegginga er basert på flyfototolking med feltkontroll (Reite 1996), og er presentert på det kvartærgeologiske kartet for Sør-Trøndelag fylke i M. 1:250.000 utarbeida av Reite (1996) og på den nasjonale lausmassedatabasen (NGU 2015a).



## 2 Teori

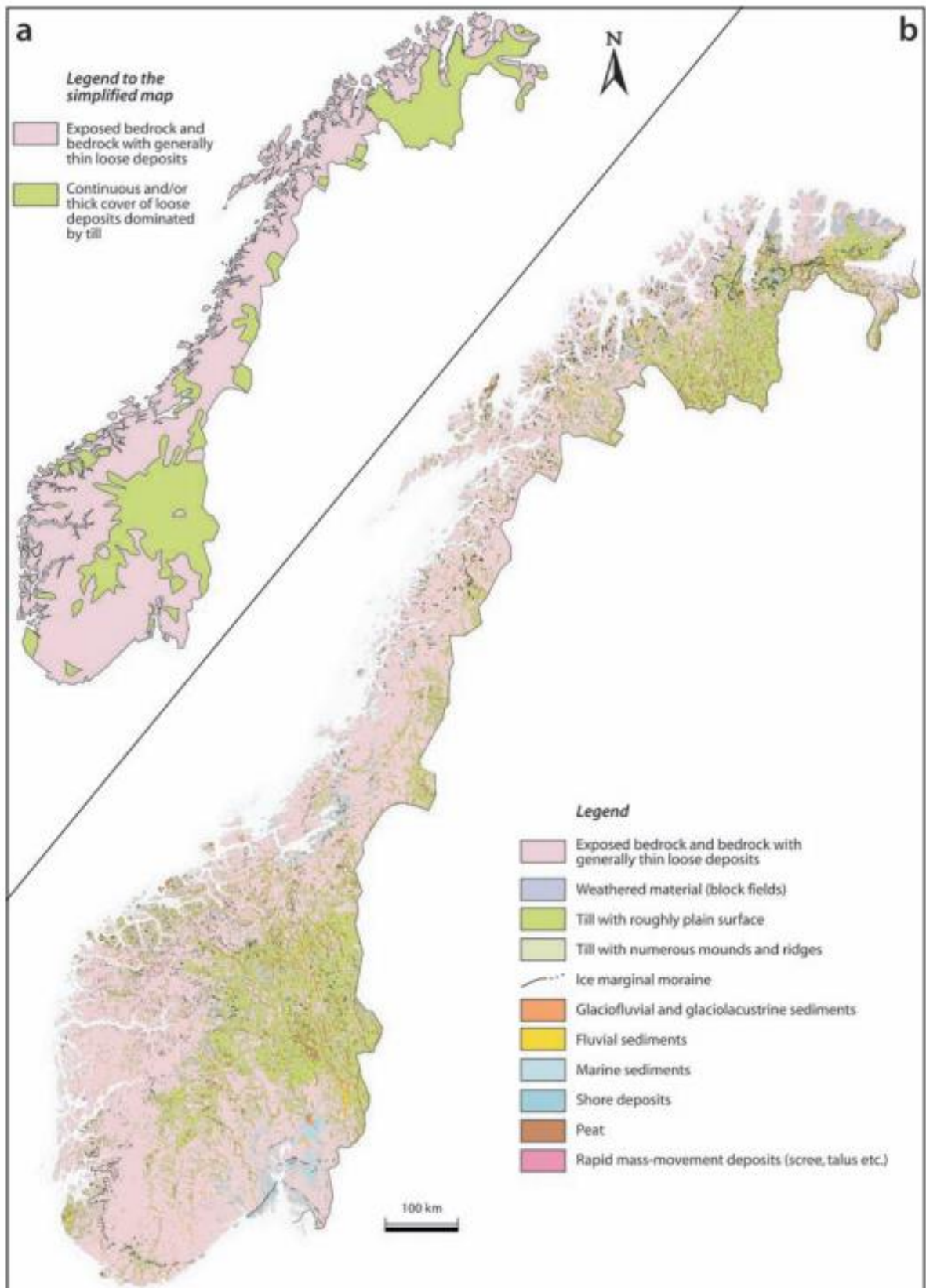
Dette kapitlet inneheld teori som er relevant for å vurdere og diskutere problemstillinga som er gitt for denne oppgåva. Kapitlet er eit resultat av litteraturstudium, som også inngår som eit av måla i oppgåvebeskrivinga. Kapitlet er delt opp i teori som er relevant for dei kvartærgeologiske tolkingane og teori som er relevant for vurderinga av skredfare i området. Teorien som omhandlar lausmassar og eigenskapane til lausmassar er relevant for begge tema.

### 2.1 Landskapsformer

Landskapet i Noreg er eit resultat av geologiske prosessar som har verka over lang tid. Dei grove landformene er danna av større prosessar, slik som platetektonikk, der viktige hendingar for det norske landskapet er den kaledonske fjellkjededanninga og landheving ved opning av det nordlege Atlanterhavet. Dei mindre, men meir markerte landformene vart i all hovudsak danna ved Kvartære prosessar, der glasiale og periglasiale prosessar var dei viktigaste (Olsen et al. 2013).

I Noreg er bart fjell, eller fjell med eit tynt lausmassedekke oppå, ein særdominerande del av overflategeologien (Thoresen 2000). I slike områder er landskapsformene stort sett bestemt av berggrunnsoverflata. Der ein har større mektigheit med lausmassar, som for eksempel i dalbotnar, er det derimot overflateformene til lausmassane som i all hovudsak pregar landskapet. Overflateformene til lausmasseavsetningar er eit resultat av dei geologiske prosessane som fann stad under slutten av siste istid, og dei prosessane som har funne stad etter at isen smelta. Viktige prosessar er strandforskyving og erosjon frå rennande vatn og skred (Olsen et al. 2013). Sjølv om større lausmasseavsetningar pregar landskapet lokalt, så er landformene i Noreg stort sett definert av berggrunnsoverflata. Eit tydeleg eksempel på dette er landskapet med fjord, fjell og dalar. Dette landskapet er i stor grad forma av erosjon gjennom dei siste istidene, der brear, elver og gravitasjonskreftene har grave, slipt og slitt ned berggrunnen. Grunnlaget for desse karakteristiske formene vart derimot lagt tidlegare (Vorren & Mangerud 2007). På neste side er eit forenkla kart over fordelinga mellom bart fjell og lausmassedekke i Noreg presentert (Figur 2.1).





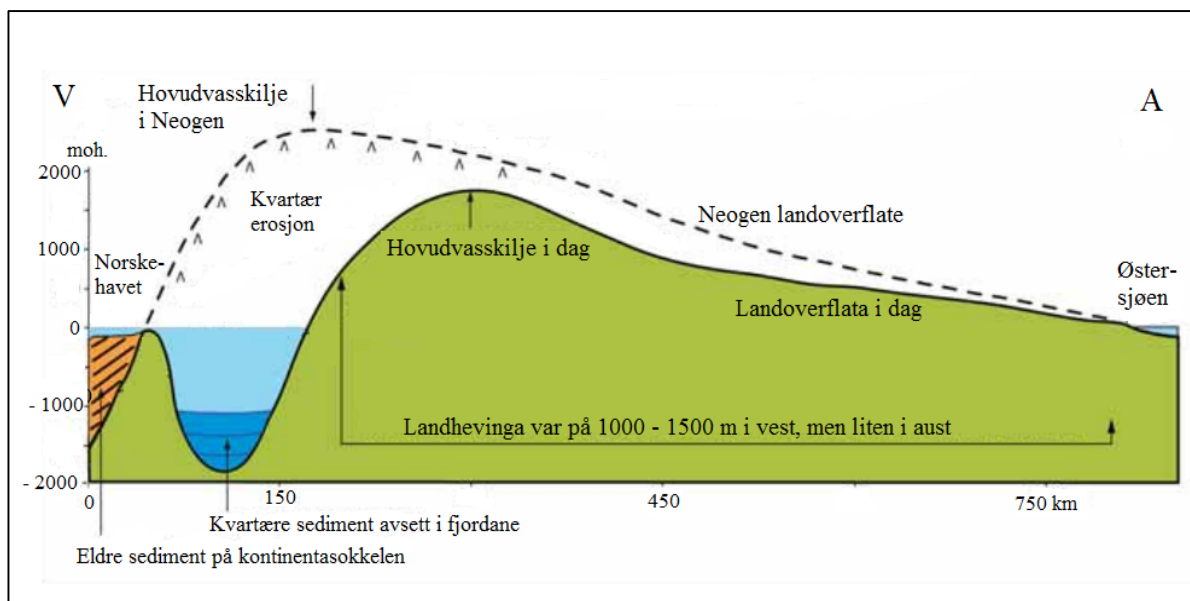
Figur 2.1: a) Fordelinga mellom områder med bart fjell og tynt lausmassedekke (<1 m), og områder med betydeleg lausmassedekke (>1 m) der morene dominerer i Noreg. b) Kvartærgeologisk kart som viser fordelinga av ulike lausmassetyper (Olsen et al. 2013).

## 2.2 Landskapsformer med opphav før Kvartærtida

I Kenozoikum, som omfattar periodane Paleogen, Neogen og Kvartær, føregjekk dei prosessane som forma dagens landskap. Kenozoikum har erstatta dei eldre tidsperiodane Tertiær og Kvartær, og er delt inn i fleire epokar som representerer tida frå 66 millionar år sidan og fram til i dag (Martinsen & Nøttvedt 2007). Når det gjeld utviklinga av landskapsformer som er styrt av berggrunnen, har prosessane føregått i heile perioden. Danninga og utviklinga av landformer som er basert på lausmassar derimot, har i all hovudsak føregått under siste istid, Weichsel, i samband med tilvære av isbrear (Vorren & Mangerud 2007).

For om lag 500 – 400 millionar år sidan førte platedrift til at havet mellom kontinenta Baltica og Laurentia vart lukka, og den Kaledonske fjellkjeda vart danna (Fossen et al. 2007). Erosjon sleit så ned fjellkjeda over nesten 400 millionar år, og i Neogen var den erodert ned til eit peneplan. Dette flate låglandet vert kalla for den Paleiske flata. Nye platerørslar i slutten av Neogen førte til heving av Skandinavia og den Paleiske flata. Landhevinga var asymmetrisk, og den største hevinga fann stad i dei vestre områda. Fjella som vart danna av landhevinga førte til auka nedbør, og i lag med den auka hellinga på terrenget førte det til at elvene fekk stor eroderande kraft. Elvene grov i berggrunnen og forma dalar, som gav landskapet eit auka relieff. Dette la grunnlaget for dagens dalar og fjordar (Bargel et al. 2007).

Den kraftige auken i erosjonskraft som elvene fekk førte også til at vasskilet vart flytta austover (Figur 2.2). Yngre elvedalar eroderte seg austover og innover i landet, og fanga slik opp elvedalar som tidlegare drenerte mot aust (Prestvik et al. 1995). Eit tydeleg bevis på dette er agnordalar. Dette er dalar som eigentleg drenerte mot den eine sida av vasskilet, men som på grunn av erosjon frå motsett side vart fanga inn og enda opp med å endre dreneringsretning. Dette er tydeleg ved at dalane får ein kraftig sving, og endring i retning inn mot eit større dalføre. I Sør-Trøndelag er for eksempel Rauma og Driva gode eksempel på denne prosessen, der dei øvre delane av vassdraget tidlegare har hatt dreneringsretning mot aust (Martinsen & Nøttvedt 2007).

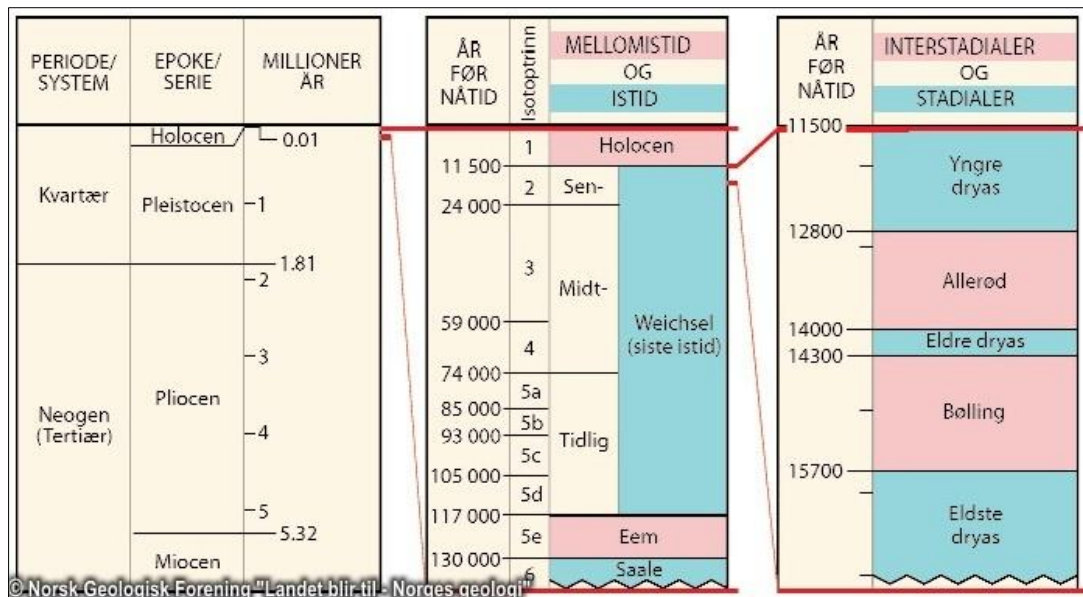


Figur 2.2: Eksempel på profil gjennom Skandinavia frå vest til aust i Midt-Noreg. Den stipla linja viser landoverflata etter hevinga i Neogen, og den samanhengande linja viser dagens berggrunnsoverflate. figuren viser flyttinga av vasskiljet og erosjonen etter landhevinga. Modifisert etter Bargel et al. (2007).

Eit tydeleg bevis på elvenedskjering frå landhevinga er ein brei open dalbotn med ei kraftig og markert nedskjering i botnen. Den opne og slakare profilen er dalforma frå før landhevinga fann stad, medan den meir markerte V-forma nedskjeringa er danna av elveerosjon etter landhevinga. Slike landformer finns mange stader i Sør-Trøndelag, i dei øvre delane av Driva og Orkla er dette spesielt tydeleg. Vidare austover og innover i landet er dalane mykje mindre markerte. Her er slake dalar erodert ned i eit flatare landskap med meir viddepreg, noko som tyder på mindre påverknad frå av den kraftige landhevinga i vest (Reite 1996).

## 2.3 Kvantærgeologi

I oppgåva er det i all hovudsak dei siste 2 millionar åra som er av betydning. Dette er den perioden som var kalla Kvantær, men som no ligg under perioden Neogen. Omgrepet kvantær vert framleis mykje nytta blant anna for å beskrive den greina av geologien som omfattar dei yngste prosessane og avsetningane, kvantærgeologien. (Martinsen & Nøttvedt 2007). Ei meir detaljert inndeling av dei siste seks millionar åra er vist i Figur 2.3.

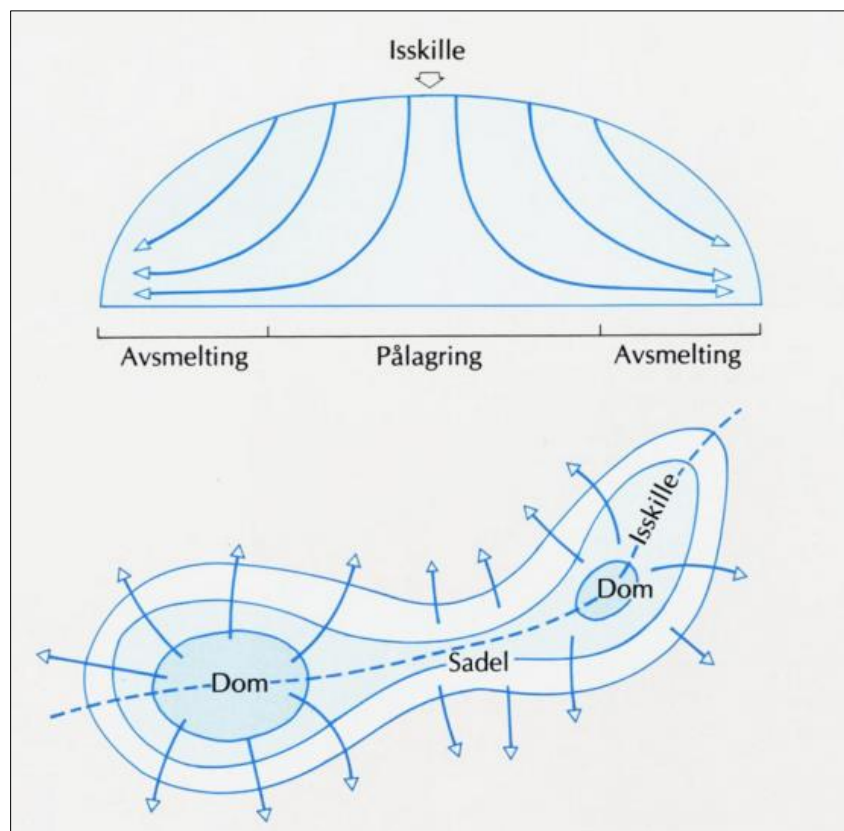


Figur 2.3: Inndeling av dei siste seks millionar år i tidsepokar (Vorren & Mangerud 2007).

Kvartærtida er karakterisert ved fleire kraftige klimasvingingar. Kalde periodar førte til vekst av isbrear og istider (glasialar), medan mildare periodar førte til at dei smelta ned att i mellomistider (interglasialar) (Vorren & Mangerud 2007).

Frå dei tidlegaste til dei siste glasialane har landskapet i Noreg vorte forma av isen. Isbrear eroderer og sliper ned berggrunnen, og avsett materiale langs bresålen og iskanten. Smeltevatn eroderer, transporterar og avset materiale som isbreen har danna og avsett (Benn & Evans 2010). I alle istidene opp gjennom Kvartær vart desse prosessane gjenteke, og landskapet utvikla seg mykje. Stor eroderande kraft frå isstraumane som gjekk ut frå isskiljet fortsette å erodere i dei landformene som var danna av elvene i Neogen, og djupe dalar og fjordar vart grave ut. Dei store mengdene med lausmassar som breane produserte under erosjonen, vart stort sett fjerna når isen rykka fram att under ein ny glasial. Store mektigheiter med kvartære sediment vart derfor avsett på kontinentalsokkelen, etter som dei største isutbreiingane nådde heilt ut hit. Det er derfor i hovudsak berre siste istid som er interessant og relevant for danninga av dagens lausmassar. Enkelte stader i Noreg finns lokalitetar med lausmassar frå tidlegare periodar, men desse har avgrensa utbreiing og er overlagra av yngre sediment (Mangerud 2004). Bevegelse i ein isbre går ut frå eit issentrum som er det området med størst mektigheit eller høgast plassering over overflata. Isen strøymer nedover på grunn av tyngdekrafta og trykk frå dei overliggande ismassane (Figur 2.4). Bevegelsen i bresålen og langs kantane førar til erosjon i berggrunn og lausmassar (Thoresen 2000). Langs bresålen eroderer isen ved skuring, fastfrose

material i bresålen sliper ned berggrunnen og knusar laust materiale. Isen bryt også av bitar frå berggrunnen ved plukking. Materiale som isen eroderer vert avsett ved utsmelting frå isen, anten langs iskanten eller ved transport med smeltevatn. Karakteristiske landformer som vert danna ved iserosjon er U-forma dalar og fjordar, botnar, traug og tersklar. Isen danna også mindre former i berggrunnen, som skuringsstriper og rundsval. Lausmassar avsett frå isen danna avsetningsformer som randmorener og drumliner. Smeltevatnet frå isbrear transporterer og avset store mengder lausmassar, og danna avsettingar som breranddelta, randåsar, sandurer, kameterrassar og eskerar (Benn & Evans 2010).

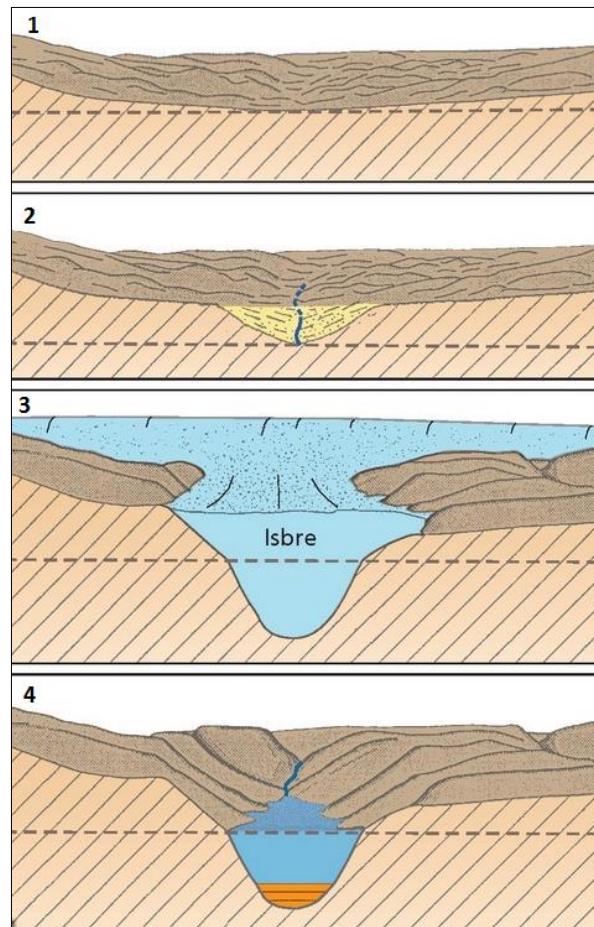


Figur 2.4: Isrørsle frå isskiljet og ut til isranden (Thoresen 2000).

Større mektigheiter med lausmassar i Noreg er i stor grad avhengig av geografien og landformene som har styrt erosjon og avsetning. Store mektigheiter med lausmassar finn ein typisk i fjordar og fjordbasseng, større dalføre og innsjøar. Nokre av desse områda har vore under, eller like ved, den marine grensa (MG) opp gjennom Kvartærtida. Avsetninga har derfor skjedd der elver eller brear har møtt havet. Dette visar seg ved at dei største avsetningane er deltautbyggingar, randavsetningar eller liknande formasjonar (Thoresen 2000).



Glasiar erosjon har endra det preglasiale landskapet i stor grad mange stader i Noreg, men det er den preglasiale topografien som har styrt den glasiar erosjonen. Dei preglasiale fluviale dalane styrte mest sannsynleg isstraumane i den tidlege fasen av dei Kvartære glasiasjonane. Dette førte til fordjuping av desse dalane som følgje av den auka erosjonen, og påverknaden frå desse landformene vart slik også forsterka (Figur 2.5). Isrørsla var størst i vest, og erosjonen gjorde dalane djupare og breiare, og endra tverrprofilen frå V- til U-form (Bargel et al. 2007).



*Figur 2.5: Erosjon av paleisk flate i fleire fasar: 1. Paleisk overflate. 2. Erosjon frå elver i overflata før istidene tok til. 3. Glasiar erosjon som følgjer dei tidlegare erosjonsformene. 4. Overflata i mellomistid, der landskapet ber tydeleg preg av den glasiar erosjonen (Vorren & Mangerud 2007).*

Det er vist at dei Kvartære glasiasjonane eroderte landskapet selektivt, og danna slik eit landskap med djupt nedskårne dalar og eit mindre erodert høg fjell. Dei områda med mindre glasiar erosjon er hovudsakleg lokalisert i innlandet og høgt til fjells, og er spor etter den Paleiske flata. Det er to hypotesar om kvifor desse områda ikkje er utsett for den same graden

av glasial erosjon som dalføra. Eit tynt isdekke kan ha ført til at enkelte områder stakk opp av isen som nunatakkar, og vart slik ikkje påverka av erosjonen. Det kan og vera ved at bresålen var frosen fast til berggrunnen og derfor ikkje førte til betydeleg erosjon, sidan det ikkje vil var nokon rørsle i isen over berggrunnen (Olsen et al. 2013).

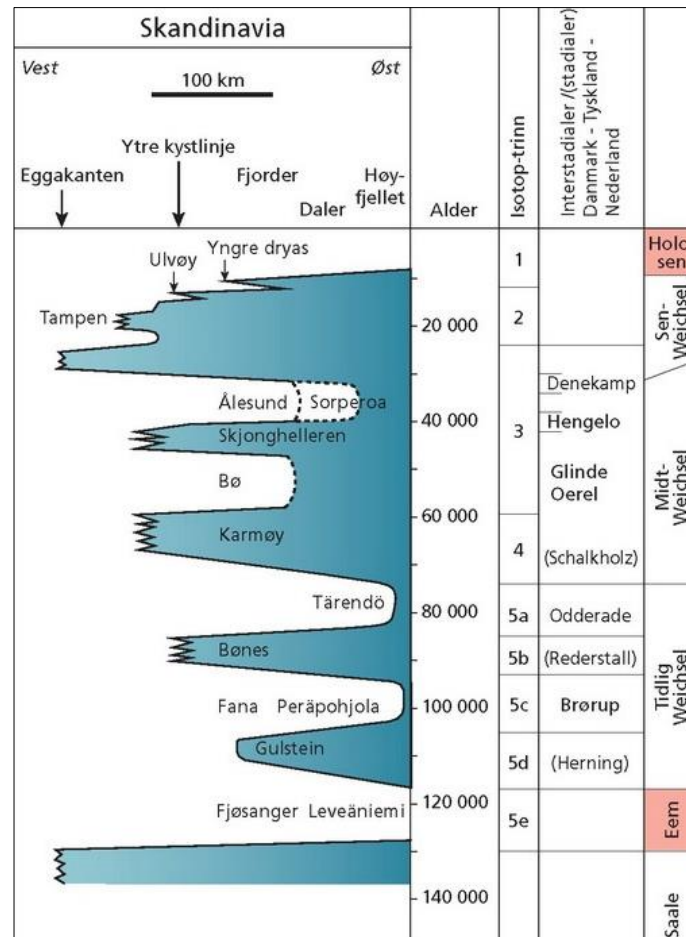
Kvartære landformer frå avsetting av materiale som vart erodert laust og frakta med isen vart danna når breane byrja å trekke seg tilbake for siste gong. Ende- og randmorener er avsetningar som er direkte knytt til isranden, men betydelege landformer vert også danna under isen. Drumliner og esker er eksempel på subglasialt danna landformer (Benn & Evans 2010). Der isbreen avset materiale i havet vil isranddelta eller randåsar byggast opp, medan avsetting på land vil danne ei sandur. Smeltevatn frå brear som følgjer dalar vil kunne bygge opp dalfyllingar og delta av sand og grus, medan finstoff som silt og leir vert frakta lenger og avsett i fjordar (Bargel et al. 2007).

Etter at isen smelta ned tok omarbeiding og redistribuering av dei glasiale avsetningane til, saman med landheving som følge av at istrykket forsvann. Landhevinga var saktare enn havstigning på grunn av smeltevatn og landområder vart lagt under vatn, og marine sediment vart avsett. Landet har fortsett hevinga etter at havnivået stabiliserte seg, og dette har ført til at områder med marine avsetningar no ligg på tørt land (Reite et al. 1999). Fluviale prosessar har erodert, transportert og avsett større mengder med sediment, som ofte har opphav i glasiale avsetningar, og gravitasjonsdrevne prosessar har påverka bratte skråningar gjennom skred i lausmassar og fjell. Landhevinga førte og til fluvial nedskjering. Områder med avsetningar vart erodert av elver og bekker ettersom dei vart heva. Dette dannar terrasseformer i ulike nivå og markerte ravinar og bekkedalar (Olsen et al. 2013).

### 2.3.1 Istider og brebevegelse.

Kvartærtida var prega av eit vekslande, men gjennomgåande kaldt klima, og fastlands Noreg kan ha vore dekkja av is opp til 40 gonger i løpet av denne perioden. Istidene vart avbrote av mellomistider der isen kunne smelte heilt vekk, og ein reknar med at den siste istida, Weichsel, starta for om lag 120.000 år sidan og vart avslutta ved at innlandsisen i stor grad var smelta vekk for 9000 år sidan (Figur 2.6). Nedsmeltinga og tilbaketrekkinga til den siste store innlandsisen i Weichsel kan rekonstruerast ved å studere dei ulike israndavsetningane og erosjonsspora som finns i landskapet i dag. Weichsel inneheldt og stadialar og interstadialar,

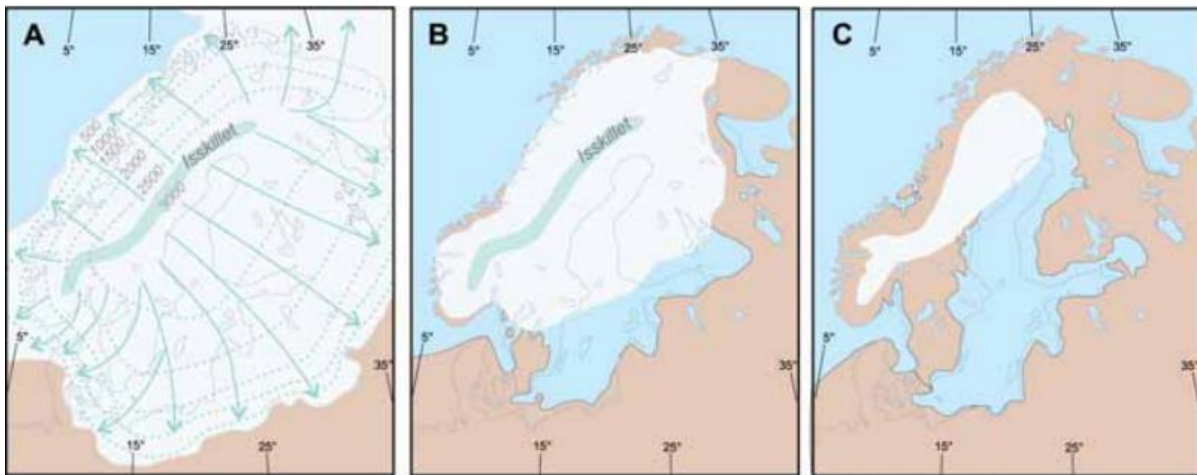
men det er vanskeleg å kartlegge isutbreinga i tidleg og midt Weichsel sidan isdekket i sein Weichsel fjerna det meste av lausmassar som låg på det norske fastlandet og frakta dei ut på kontinentalsokkelen (Mangerud 2004).



Figur 2.6: Istider og mellomistider dei siste 140 000 åra vist ved tid-distanse-diagram. Kurva viser kor fronten av innlandsisen låg i ulike periodar. Modifisert etter Vorren og Mangerud (2007).

For om lag 20.000 år sidan hadde isen sitt maksimum i Weichsel, og heile Noreg var dekket av is (Figur 2.7). Isbevegelsesretninga endra seg med mektigheit og utbreiing til isdekket, i tillegg til at isdomar med ulik plassering også påverka bevegelsesretninga til isen (Reite 1996). Isbevegelsen og retninga til denne har mykje å seie for erosjon og avsetning under dei periodane der det var større eller mindre førekomstar med innlandsis. Studiar av skuringsstriper og avsetningsformer, slik som for eksempel drumliner, er mykje brukt for å bestemme korleis brebevegelsen var (Bargel et al. 2007).





Figur 2.7: Tilbaketrekking av iskanten i sein Weichsel. (Bargel et al. 2007).

Etter det siste ismaksimum starta ei jamn tilbakesmelting av isdekket, med nokre større og mindre opphald og framrykkingar. Eit lengre opphald i tilbaketrekkinga var omtrent ved kystlinja, og her vart det danna randavsetningar i lågtliggende strøk av ulik karakter. Etter dette smelta isen vidare inn fjordar og dalfører, før ein kaldare periode for ca. 11.000 år sidan førte til ei ny framrykking. Denne framrykkinga førte til nesten samanhengande israndavsetningar langs heile kysten av Noreg. Vidare smelta isen ned og tilbake, kun avbrote av mindre framstøyt, før den var heilt nedsmelta for om lag 9000 år sidan (Reite 1996).

## 2.4 Lausmassar

Lausmassar er definert som ubunde, granulert materiale som dekkjer store delar av overflata som ikkje er under vatn. Lausmassar er danna ved forvitring eller nedbryting av bergartar og består av material av ulik storleik og form frå desse prosessane. Lausmassar er ofte transportert og avsett, gjerne i fleire omgangar, ved prosessar styrt av gravitasjon, vatn, is eller vind. Noko som også er med på å forme materialet og eigenskapane til lausmassane. (Powrie 2004).

Lausmassar og sediment vert ofte omtala som ein jordart. Ein jordart er lausmassar som er klassifisert etter ein bestemt mekanisk eller kjemisk samansetning. Jordartar kan delast inn etter eigenskapane til lausmassen, dannelsesmåten til lausmassen eller den kjemiske eller mineralske samansetninga til lausmassen (Brattli 2014).

## 2.4.1 Klassifisering

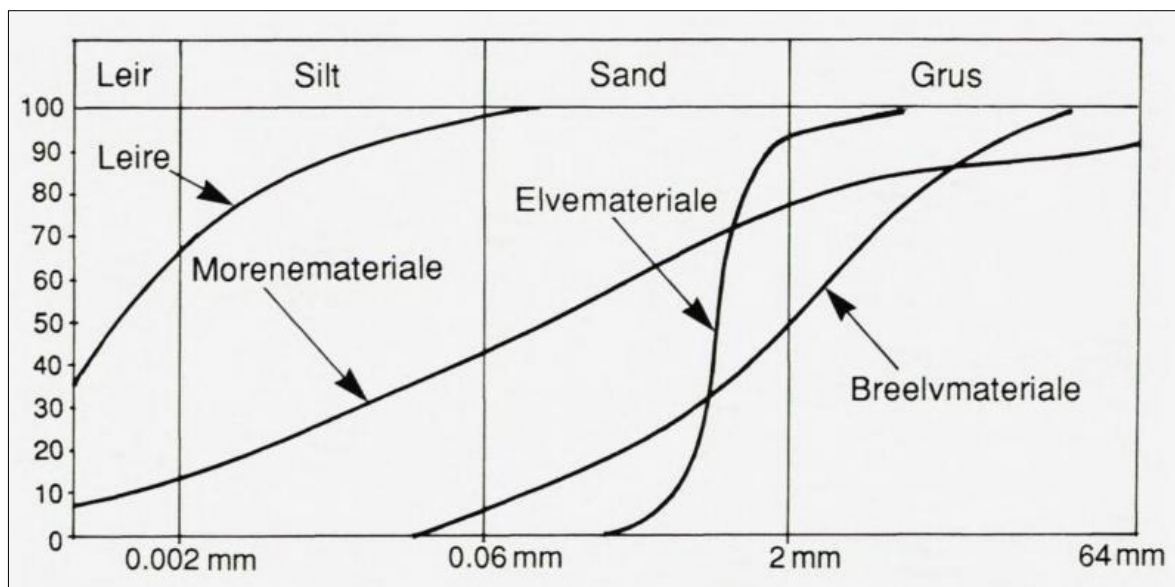
Det er fleire måtar ein kan basere klassifikasjon av lausmassar på. Ut frå formålet med klassifikasjonen og vurdering av lausmassane, er det nyttig å anvende eit klassifikasjonssystem som baserar seg på dei eigenskapane som er relevante for det ein skal vurdere. Jordartar og lausmassar kan grovt klassifiserast etter to hovudprinsipp, der ein anten ser på dannelsmåte eller eigenskapar ved materialet (Jørgensen et al. 1997). Klassifisering som baserar seg på dannelsmåte, slik som avsettingsforhold, gir namn på jordarten som beskriv dette, for eksempel morene, skredmateriale, eller glasifluviale avsetningar. Ved klassifisering basert på eigenskapar ved materialet er det i hovudsak kornstorleik og kornfordeling som vert nytta. Dette gir namn på lausmassen etter kva kornstorleik som er mest framtrèdande og sorteringa til materialet (Selmer-Olsen 1980). Sjå Tabell 2.1 for inndeling av kornstorleikar og namngjeving frå sortering.

Tabell 2.1: Tabellen viser inndeling og namngjeving av materiale etter kornstorleik basert på Emdal (2005) og (Vegdirektoratet 2014).

Klassifisering etter kornstorleik			Namngjeving etter prosentvis innhald av fraksjonen	
Kornstorleik (mm)	Grov inndeling	Fin inndeling	Prosentvis innhald	Namngjeving på jordarten
< 0,002	Leir		≥ 30 %	Leire
			15 – 30 %	Leire + andre fraksjonar i adjektivform (siltig leire)
			5 – 15 %	Leirig
0,002 – 0,006	Silt	Fin	≥ 45 %	Silt + andre fraksjonar i adjektivsform
0,006 – 0,02		Middels	15 – 45 %	Siltig
0,02 – 0,06		Grov	< 15 %	Vert ikkje nemnt
0,06 – 0,2	Sand	Fin	≥ 60 %	Sand
0,2 – 0,6		Middels	20 – 60 %	Sandig -
0,6 – 2,0		Grov		Vert ikkje nemnt
2,0 – 6,0	Grus	Fin	≥ 60 %	Grus
6,0 – 20,0		Middels	20 – 60 %	Grusig -
20,0 – 60,0		Grov		Vert ikkje nemnt
60,0 – 600,0	Stein		≥ 60 %	Stein
			20 – 60 %	Steinig -
> 600	Blokk			Blokk

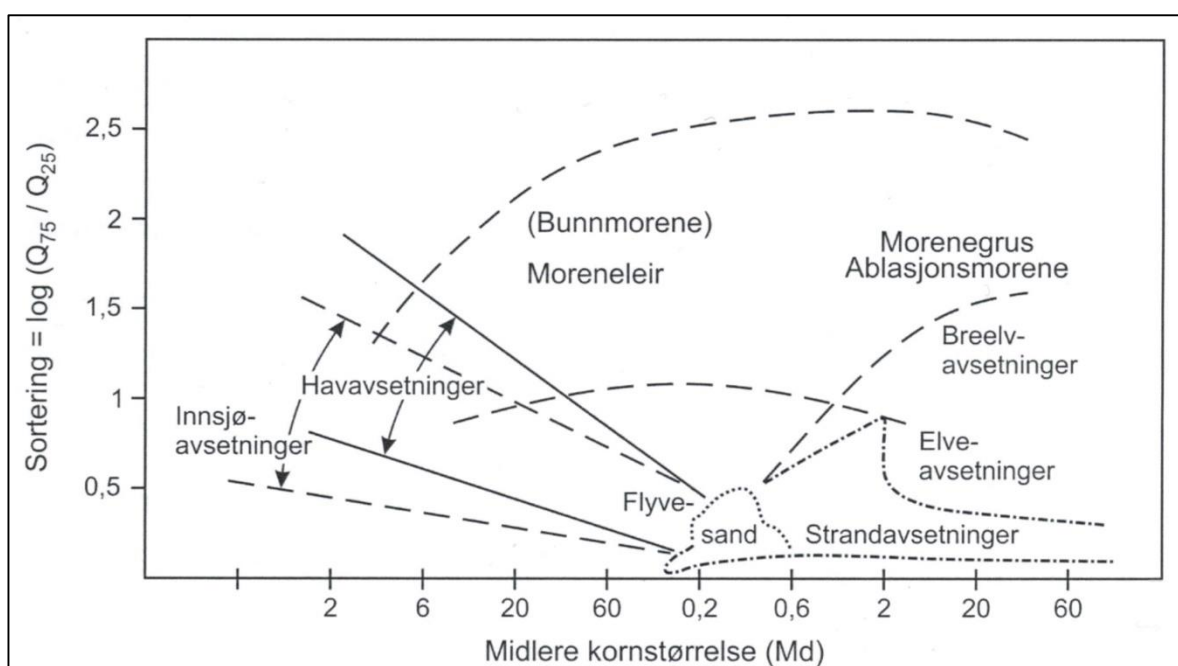
Dei ulike klassifikasjonsmetodane er basert på eigenskapar eller samansetningar som lausmassane har, og som skil jordartane frå kvarandre. Klassifikasjon er nytta for å skilje ulike typar lausmassar frå kvarandre, og med tanke på ingeniørgeologiske vurderingar for kor godt eller dårleg egna jordarten er til ulike formål (Neeb 1992).

Klassifisering ut frå kornfordelingskurver gir eit godt inntrykk av fordeling mellom kornstorleikane og sorteringa til materialet (Figur 2.8). Danningsmåten til lausmassen kan bestemast ut frå empiri om korleis utforminga til kurver frå ulike jordartar er. Klassifisering av lausmassar etter kornstorleik gir nyttig informasjon om materialet, og er mykje brukt i ingeniørgeologi. Klassifiseringa tek for seg dei ulike fraksjonane i lausmassen og mengda av desse i forhold til kvarandre. Kornsorteringa, eller fordelinga av dei ulike kornstorleikane i lausmassen vert brukt for å namngje jordarten etter bestemte vektprosentar. Dette gir namn som beskriv kornstorleik og fordeling, slik som siltig leire eller sandig grus (Brattli 2014). Ein kan også kombinere kornstorleiks- og sorteringsparameter med informasjon om avsetjing, samansetning eller opphav. Dette gir klassifiseringa enno meir informasjon om jordarten og eigenskapane til denne. Eksempel på slik klassifisering kan vere marin leire eller glasifluvial sand (Selmer-Olsen 1980).



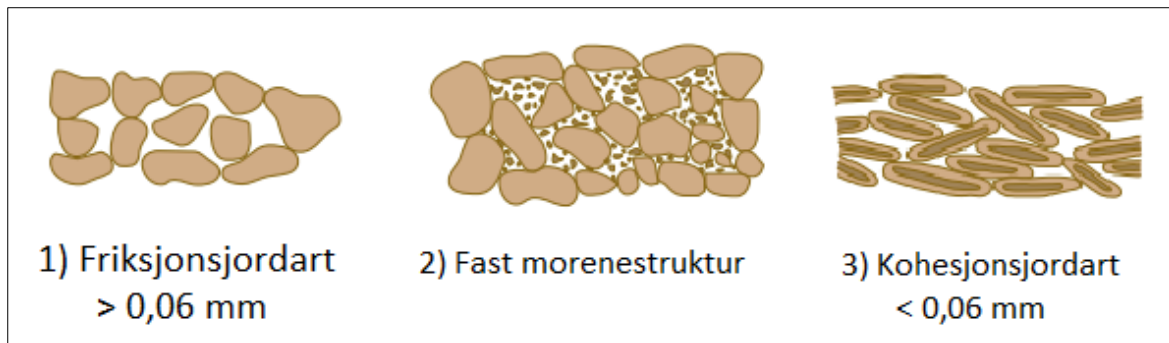
Figur 2.8: Eksempel på klassifisering av jordart ut frå kornfordelingskurve. X-aksen viser kornstorleik i mm og Y-aksen viser kumulativ fordeling i % (Neeb 1992).

Selmer-Olsen (1954) utvikla ein klassifiseringsmetode for lausmassar basert på sorteringstalet ( $S_o$ ) og den midlere kornstorleik ( $M_d$ ). Figur 2.9. Dei mest vanlege jordartane, her hovudsakleg namngjeve etter dannelsingsmetode, vert definert ut frå forholdet mellom sortering og kornstorleik, og har derfor sine variasjonsområder innafor diagrammet. Klassifisering basert på sorteringstalet og den midlere kornstorleiken i eit  $S_o - M_d$  diagram gir eit godt inntrykk av samansetninga til jordarten og dannelsingsmåte. Utfordringa med denne metoden er at enkelte jordartar har eit svært stort definert område, og vil derfor utgjere store delar av klassifikasjonssystemet. Denne metoden eignar seg derfor best for lausmassar med god sortering, som gir mest konkrete resultat (Selmer-Olsen 1980).



Figur 2.9: Klassifisering av lausmassetypar ut frå midlere kornstorleik ( $M_d$ ) og sorteringstalet ( $S_o$ ), utarbeida av Selmer-Olsen (Brattli 2014).

Det er også mogleg å basera klassifisering av lausmassar på dei fysiokjemiske eigenskapane, som tek føre seg korleis kornstrukturen i materialet heng saman. Denne klassifikasjonsmåten gir inndeling i anten friksjonsjordartar og kohesjonsjordartar, sjå Figur 2.10. Friksjonsjordartar består av korn med diameter over 0,06 mm, og inneheld store porerom. Korna heng saman ved friksjon frå direkte kontakt mellom kornoverflatene, og styrken til materialet er derfor avhengig av styrken til korna. Store porer og god kontakt mellom desse gjer at vatn lett kan sirkulere i materialet. Typiske friksjonsjordartar er sand, grus og stein (Brattli 2014).



Figur 2.10: Klassifisering av material basert på korleis kornstrukturen heng saman (Anleggsteknikk u.å)

Kohesjonsjordartar har ein indre kohesjon som held korna saman. Denne bindinga er danna av elektrostatiske krefter som oppstår mellom partiklane, og ei definert kraft må derfor til for skilje partiklane og slik danne brot i materialet (Emdal 2005). Dette gjer at kohesjonsjordartar kan stå med bratt hellingsvinkel i ein skjering eller skråning. Desse bindingskreftene oppstår berre i jordartar med kornstorleik mindre enn 0.06 mm, som er jordartane silt og leire. I friksjonsjordartar vil korna dette frå kvarandre på grunn av at dei ikkje har nokon bindingskrefter, og dei vil danne ein skråning med hellingsgrad basert på friksjon mellom korna. Denne hellingsgraden vert kalla friksjonsvinkelen eller den naturlege hellingsvinklelen til jordarten (Brattli 2014).

## 2.4.2 Eigenskapar til lausmassar

Eigenskapane til materialet er av stor betydning for stabiliteten til lausmassar. Eigenskapane til materialet er eit resultat av korleis lausmassane er blitt danna, og korleis det har vorte påverka av ulike prosessar i etterkant. Eigenskapane til materialet kan difor også gje mykje informasjon om dannelsesmåte, transport og avsettingsforhold for ein jordart (Jørgensen et al. 1997)

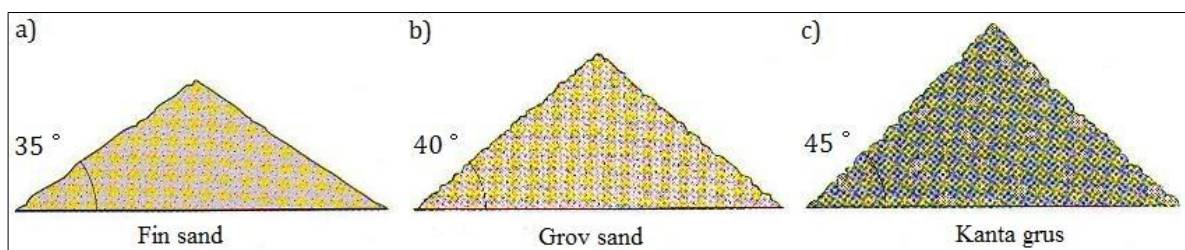
### 2.4.2.1 Kornstorleik, sortering og kornform

I lausmassar kan ein måle storleiken på korna i materialet og fordelinga av dei ulike fraksjonane for å definere og klassifisere jordarten. Det finns fleire system som delar lausmassemateriale inn i ulike kornstorleiksgrupper, men den vanlegaste innanfor ingeniørgeologien i Noreg er i følgje Brattli (2014) den som er vist i Tabell 2.1. Kornstorleiken i eit materiale blir bestemt i laboratoriet, fraksjonane over 0.06 mm finn ein ved sikting av materialet medan fraksjonane under 0.06 mm, altså silt og leire, må bestemast med eigne analysemetodar for finstoff. I

materiale med kornstorleik over 0.06 mm kan ein stort sett sjå partiklane med det blotte auget, eller ved hjelp av lupe. Dette gjer at ein til ein viss grad også kan tolke kornstorleiken til eit materiale i felt. Ved bruk av skovlbor og probestang i felt gir også lyden frå undersøkingane ein viss peikepinn på grovheita til materialet. Men laboratorieanalysar bør utførast for å bestemme kornstorleik nøyaktig, og for finstoff er dette heilt naudsynt (Neeb 1992).

Kornfordelinga i ein lausmasse seier svært mykje om korleis lausmassen er danna og avsett. Ein jordart er godt sortert dersom den inneheld ei overvekt av korn med lik storleik, og dårleg sortert viss den inneheld ei god fordeling av dei ulike kornstorleikane (Jørgensen et al. 1997). Lausmassar vert sortert ved ulike former for transport og ved ulike prosessar ved avsetting. Transport med vatn og vind vil føre til god sortering av eit materiale, medan transport ved gravitasjonsdrivne prosessar, som for eksempel skred, eller ved transport med is vil gje eit dårleg sortert materiale (Brattli 2014).

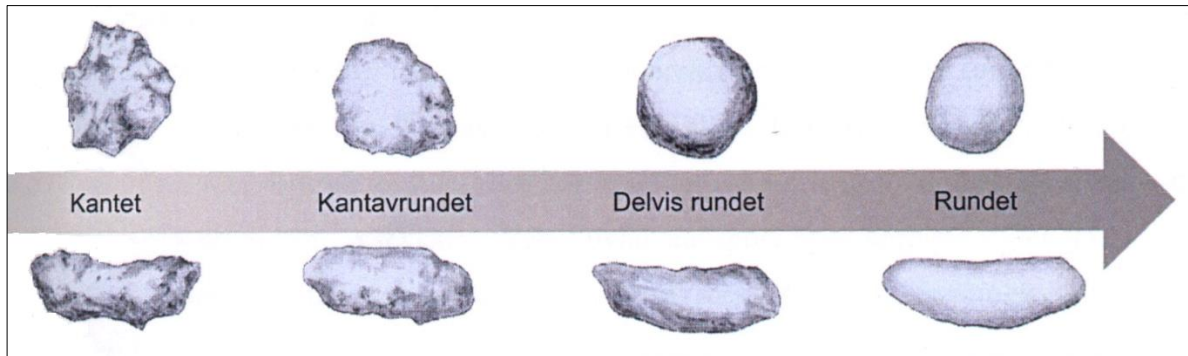
Kornstorleiken og sorteringa har betydning for fleire av eigenskapane til eit materiale. Porøsitet og permeabilitet i ein lausmasse er for eksempel sterkt påverka av kornstorleiken og sorteringa til materialet. Kornstorleiken påverkar korleis kornstrukturen heng saman, og er avgjerande for om det kan klassifiserast som ein friksjons- eller kohesjonsjordart. Kornstorleiken har derfor også mykje å seie for friksjonsvinkelen til lausmassen, som vist i Figur 2.11 (Chatwin et al. 1994).



Figur 2.11: Friksjonsvinkelen til eit materiale er sterkt påverka av kornstorleiken. Figuren viser at friksjonsvinkelen aukar betydeleg frå a) fin sand til c) grus (Marshak 2008).

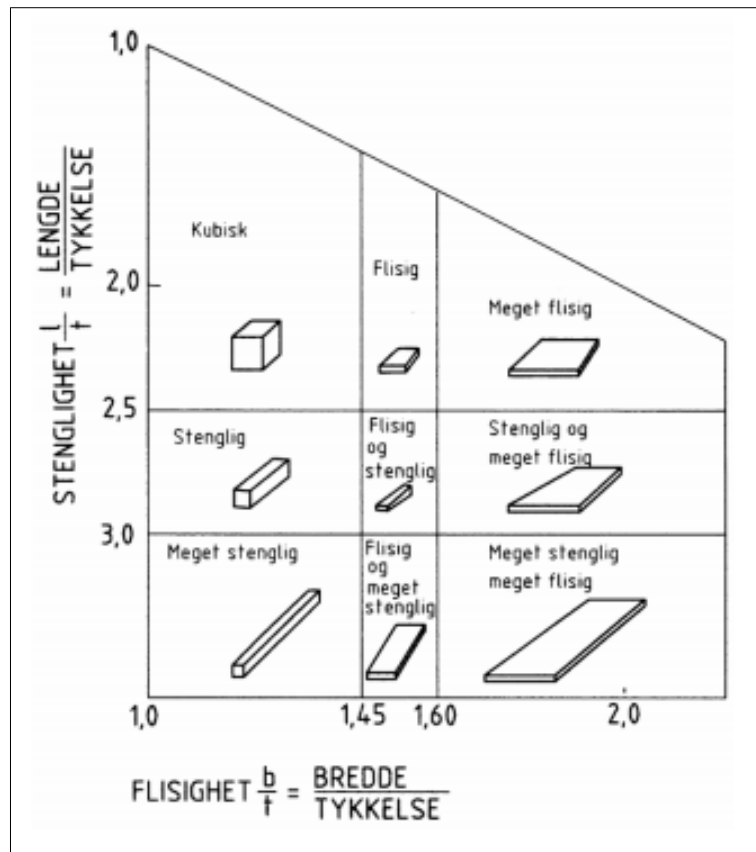
Kornforma til partiklar kan definerast på tre måtar, og det er vanleg å kombinere desse ved undersøkingar av lausmassar. Det som vert definert med tanke på kornform er rundingsgrad, flisigheit og stengligheit (Brattli 2014).

Rundingsgrad vert hovudsakleg bestemt ut frå visuelle undersøkingar av korna, og vert definert ut frå ei enkel klassifisering der ein brukar omgrepa kanta, kantrunda, delvis runda og runda, eller eventuelt godt runda. Dette er vist i Figur 2.12 (Vegdirektoratet 2014).



Figur 2.12: Rundingsgrad av korn (Brattli 2014).

Flisighet er forholdet mellom breidde og tjukkeleik på kornet, og stengligheit er forholdet mellom lengde og tjukkeleik. Kornforma vert så beskrive ut frå forholdet mellom flisighet og stengligheit (Vegdirektoratet 2014). Figur 2.13 viser eit diagram der forholdet mellom flisighet og stengligheit vert brukt til å bestemme kornforma og korleis denne skal benemnst.



Figur 2.13: Flisighet og stenglighet på korn (Vegdirektoratet 2014).

Kornform kan gi mykje informasjon om korleis materialet er danna, for under nedbrytande prosessar, transport og avsetjing vil ulike mekanismar forme både større og mindre korn i ein lausmasse. Det er i hovudsak transport av lausmassar som formar korna, og ein kan sei at kornforma er eit mål for den påkjenninga og slitasjen korna har vorte utsett for under transport (Brattli 2014). Både transportlengde og transportmåte har mykje å sei for kornforma, men petrografisk samansetning og storleik på korna spelar også store roller i korleis kornforma til eit materiale vil bli (Jørgensen et al. 1997).

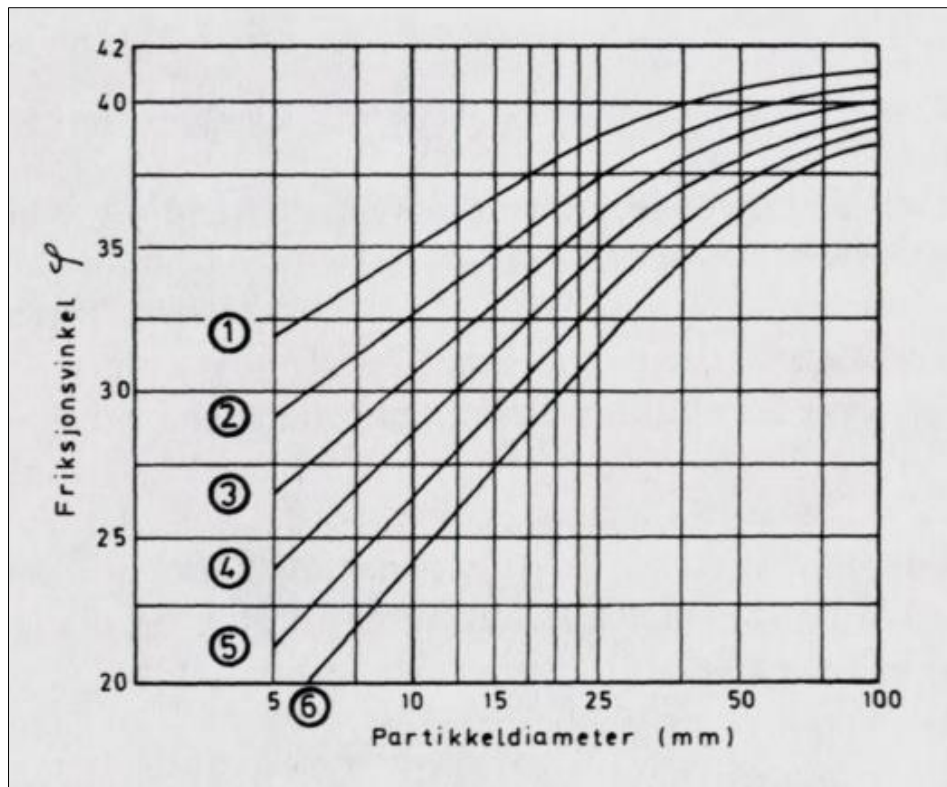
Måten materialet vert transportert på, og kor lang transport det vert utsett for bestemmer i hovudsak rundingsgraden til korna. Lang transport vil generelt føra til høgare rundingsgrad enn korttransportert materiale. Transport i og med vatn vil også føra til ein høgare rundingsgrad på materialet enn ved andre transportmåtar, slik som glasial transport eller gravitasjonsdrevne transport. Petrografiske og mineralogiske eigenskapar som hardheit, skifrigheit og storleik på partiklar bidreg også til å bestemme kornform (Selmer-Olsen 1977). Ved transport vil store



partiklar slitast ned raskare enn små partiklar, og har materialet høg hardheit vil det ha større motstandsevne mot både mekanisk og kjemisk nedbryting. Består materialet av ein blanding med harde og svake mineralkorn vil ein etter lang transport, eller etter fleire omgangar med transport få ein anrikning av dei harde minerala i materialet, medan dei svake vil brytast ned til finare fraksjonar eller løysast opp. Kornform kan også vere spor etter mekanismar frå tidlegare geologisk historie til materialet. Lausmassar som er transportert, forma og avsett kan igjen bli sett i bevegelse av ulike mekanismar og avsett på nytt, gjerne i fleire omgangar. For eksempel kan glasifluvialt materiale ved fronten av ein bre bli plukka opp av breen om det skulle skje ein framrykking, for så å verte avsett som morene etterpå. Dette materialet vil då bære tydelege preg av fluvial transport, noko som gir høgare rundingsgrad enn glasial transport, og ein seier då at rundingsgraden er arva (Brattli 2014).

Graden av nedknusing av korn under glasial transport er avhengig av fleire faktorar, der eigenskapane til korna som er «arva» frå kjeldbergarten står fram som dei viktigaste. Mineralkorn som har vore utsett for knusing og forvitring frå før er generelt sterkare enn korn som ikkje har vore utsett for dette før. Det betyr at mineralkorn frå metamorfe sedimentære bergartar ofte er meir motstandsdyktige mot nedknusing under glasial transport enn mineralkorn frå krystalline bergartar. Material som er utsett for gjenteke prosessar av erosjon, forvitring, transport og avsetting får ei anrikning av sterke mineralkorn, og den før glasiاله historia til korna er derfor av stor betydning for motstandsdyktigheita under glasial transport (Haldorsen 1978).

Kornform påverkar også styrken til materialet. Kanta korn vil ha høgare skjærstyrke enn runda korn som følgje av auka friksjon mellom korna. Dette påverkar også friksjonsvinkelen til eit materiale, og ein ser på Figur 2.14 at kanta korn vil ha ein høgare friksjonsvinkel enn runda korn (Chatwin et al. 1994).



Figur 2.14: Maksimal friksjonsvinkel for eit materiale som ein funksjon av kornstorleik og kornform. 1 = Særs kanta, 2 = Moderat kanta, 3 = Svakt kanta, 4 = Svakt runda, 5 = Moderat runda og 6 = Godt runda. Modifisert etter Selmer-Olsen (1977).

#### 2.4.2.2 Petrografisk og mineralogisk samansetning

Den petrografiske og mineralogiske samansetninga til norske lausmassar er prega av måten dei er danna på, i eit kjølig klima som fører til lite kjemiske forvittringsprosessar. Lausmassane er stort sett danna ved mekanisk erosjon av ein lite forvittra berggrunn, og er i all hovudsak korttransporterte og lite prega av forvittringsprosessar. Dette gjer at norske lausmassar kan betegnast som umodne, og at mineralogien er primær (Jørgensen et al. 1997).

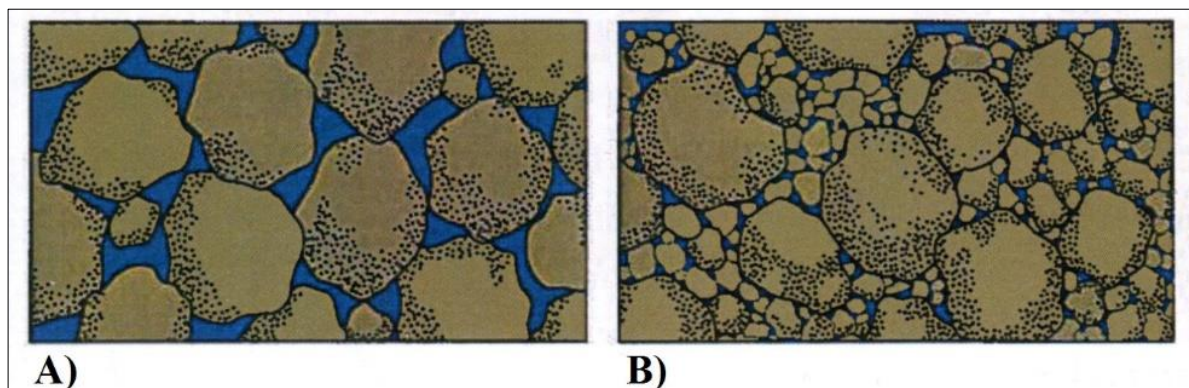
Korttransporterte lausmassar er sterkt prega av den lokale berggrunnen som dei er danna ifrå, og ein kan kalle denne typen lausmassar for stadeigne. Morene er ein slik jordart, der transporten av lausmassane i isen vanlegvis er kort (0 – 5 km), og derfor reflekterer samansetninga i stor grad den underliggande berggrunnen sjølv om ei viss blanding vil skje under transporten (Thoresen 2000). Andre lausmassar kan vera frakta lenger, og har gjennomgått fleire fasar med transport og avsetjing, slik som for eksempel lausmassar som er frakta med vatn. Dette fører til at fleire kjeldebergartar over lengre strekningar bidreg til danninga av materialet, og jordarten

får ein meir kompleks samansetning som ikkje vil vere representativ for den underliggende berggrunnen i avsetjingsområdet (Selmer-Olsen 1977).

### 2.4.2.3 Pakning, porøsitet og permeabilitet

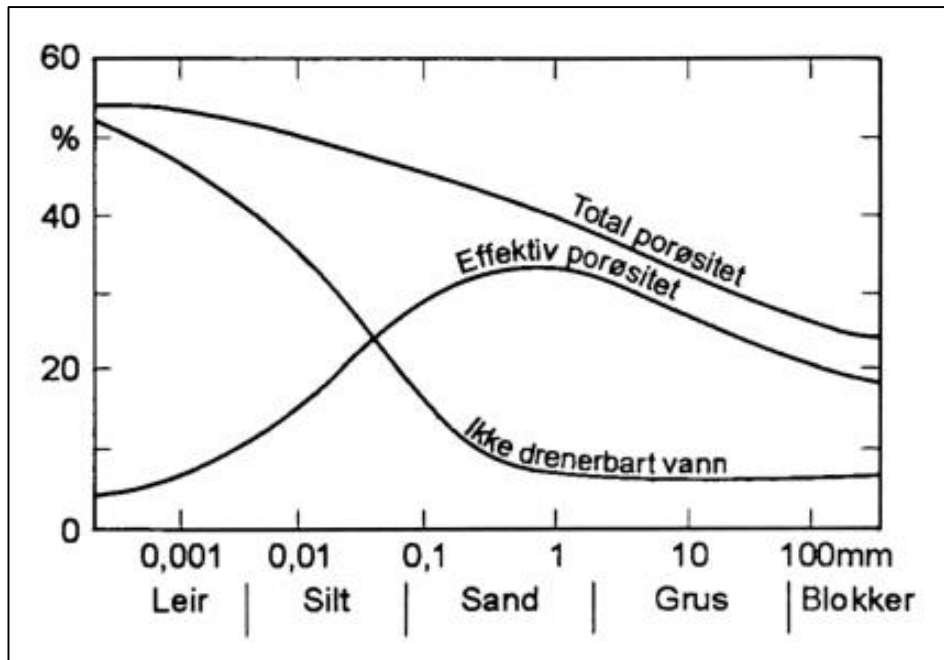
Pakningsgrad, porøsitet og permeabilitet er eigenskapar i lausmassar som heng tett saman og som vert påverka av kvarandre. I samanheng med stabilitet i lausmassar er porøsitet, permeabilitet og pakningsgrad viktige faktorar (Johnson & Sitar 1990).

Porøsitet beskriv forholdet mellom porevolumet og det totale volumet i ein jordart. Det gir då eit uttrykk for kor stor del porer utgjer i forhold til fast stoff i jordarten. I lausmassar vil porøsiteten verte påverka og styrt av andre eigenskapar til materialet, slik som sortering, kornstorleik, kornform og pakningsgrad. Dårlig sortering vil gje låg porøsitet, og kornforma styrer kor tett korna kan pakke seg. Dette er vist i Figur 2.15 (Powrie 2004).



Figur 2.15: A) Godt sortert sediment med store porer og god porøsitet. B) Usortert sediment der porene er delvis fylt med materiale, som gir låg porøsitet. Modifisert etter (Brattli 2009).

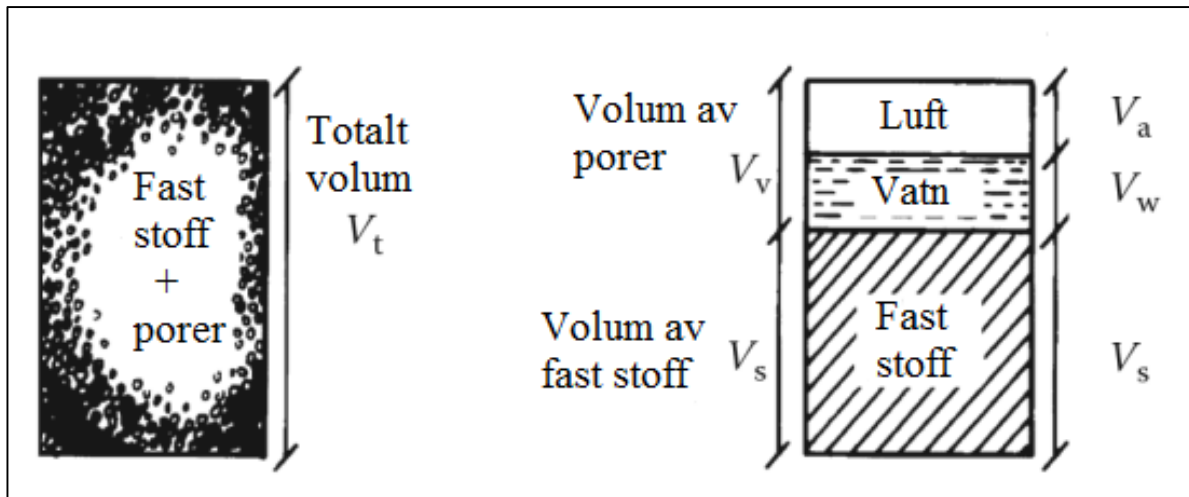
Det kan skiljast mellom total porøsitet og effektiv porøsitet. Den totale porøsiteten inkluderer alle porer i materialet, medan den effektive porøsiteten berre omfattar dei drenerbare porene. Porer kan vera avstengt frå kvarandre, og hindrar slik gjennomstrøyming og drenering. Den effektive porøsiteten er slik eit mål for kor mykje vatn som fritt kan strøyme mellom porene, og er viktig for permeabiliteten. Porøsitet og kornstorleik har ein betydeleg samanheng, og forholdet mellom total- og effektiv porøsitet i forhold til kornstorleik er vist i Figur 2.16 (Brattli 2009).



Figur 2.16: Samanhengen mellom kornstorleik, porøsitet og vasslagringskapasitet i lausmassar (Brattli 2009).

Permeabilitet er eit omgrep for kor gjennomtrengjeleg ein jordart er. I denne samanhengen er det som oftast kor god moglegheit vatn har til å trengje igjennom materialet som er relevant. Kor god permeabilitet eit materiale har er i stor grad bestemt ut frå kor store porer det er i materialet, der store porer gir høg permeabilitet medan små porer gir lav permeabilitet. Leirmateriale har derfor lav permeabilitet, på grensa til ugjennomtrengjeleg, medan grus har høg permeabilitet (Thoresen 2000).

Lausmassar er bygd opp av faste partiklar og porerom. Porene kan vera fylt av luft, vatn eller begge deler, og lausmassar kan derfor betraktast som eit tre-fasa material (Figur 2.17). Forholdet mellom luft og vatn i porene avgjer om lausmassane er tørre, delvis vassmetta eller vassmetta (Powrie 2004).

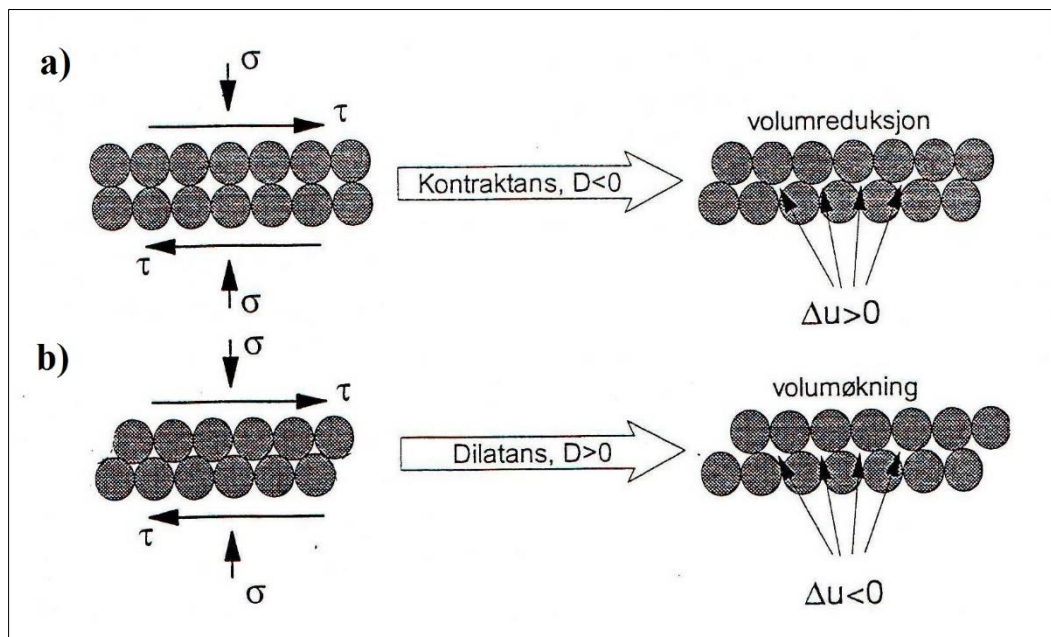


Figur 2.17: Lausmassar som eit tre-fasa material, som inneheld luft, vatn og fast stoff fordelt på porerom og faste partiklar. Modifisert etter (Powrie 2004).

Pakningsgraden til eit materiale er eit uttrykk for kor godt samankitta korna er, og gir derfor også eit godt mål for kor stor porøsiteten er. For å oppnå ein høg pakningsgrad må ein jordart innehalde fleire kornstorleikar, slik at finstoff blir pakka i holromma mellom dei grovare korna. Auke av pakningsgraden kan skje på ulike måtar i lausmassar. Det kan oppstå ved sementerande prosessar, slik som utfelling, der lausmassane får auka pakningsgrad ved at korna vert bundne saman av desse utfellingane. Auka pakningsgrad kan også oppstå ved at lausmassane vert utsett for eit høgare trykk enn det som svarar til effektivspenninga i jordarten, slik at korna vert flytta og pakka tettare saman. Typisk for norske forhold er at lausmassane har vore overlagra av anten is eller andre lausmassar som har ført til høgt trykk og høg pakningsgrad (Brattli 2014).

Høg pakningsgrad gjer jordarten mindre permeabel, og den har større skjærfastheit enn ved laus pakning, noko som gjer jordarten meir stabil i skråningar. Dette kjem av deformasjonsevna til materialet når det vert utsett for skjærspenningar. Eit materiale med låg pakningsgrad vil få eit redusert volum på grunn av at korna pakkar seg tettare saman under auka skjærpenning. Dette vert kalla kontraktans, og førar til at spenningane i materialet vert endra. Overføring av spenning gjennom kornkontakt vert redusert, og effektivspenninga,  $\sigma'$ , i materialet minkar. Dette gjer at poretykket,  $u$ , må auke for at totalspenninga,  $\sigma$ , skal oppretthaldast. I eit materiale med høg pakningsgrad er korna tett pakka, og ei auka skjærspenning vil derfor føre til at korna vert pressa ut av den tette pakkinga. Dette vert kalla dilatans, og førar til at volumet aukar ved

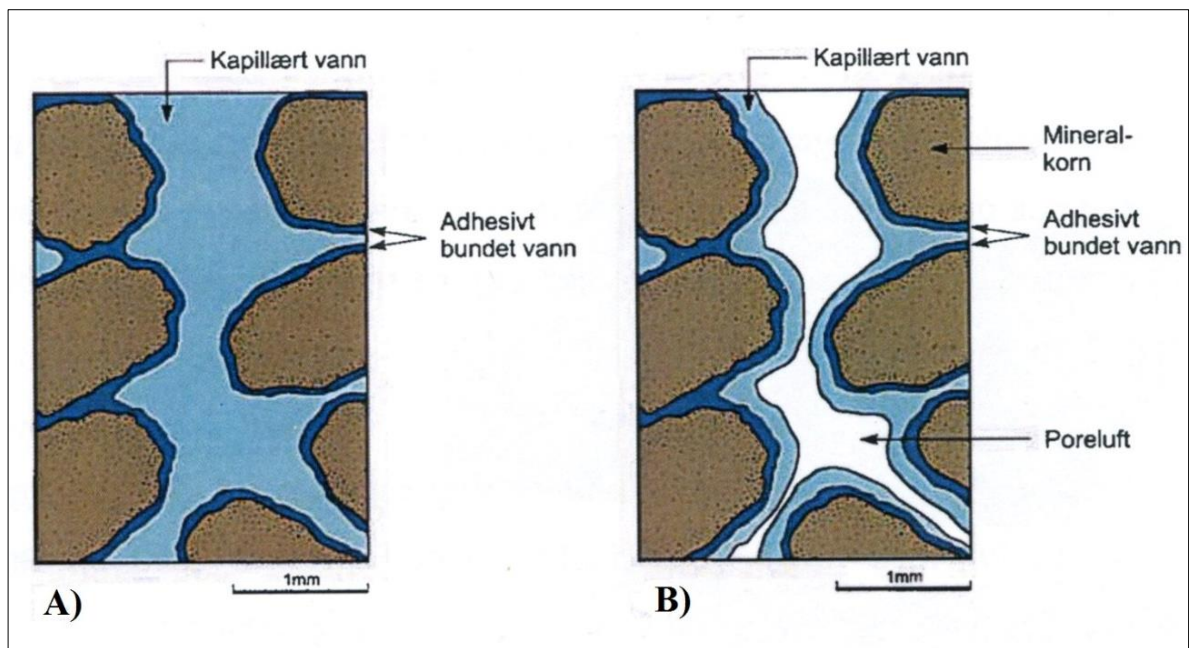
at materialet får større porer, og poretrykket vert derfor redusert. Figur 2.18 viser ei skjematisk framstilling av desse prosessane (Emdal 2005).



Figur 2.18: Volumendring i lausmassar ved påførte skjærkrefter. a) eit laust pakka material vil få volumreduksjon ved at korna pakkast tettare. b) I pakka material vil få volumauke ved at korna "klatrar" på kvarandre.  $\tau$  = skjærspenning,  $\sigma$  = normalspenning, og  $u$  = poretrykk. Modifisert etter Emdal (2005).

I lausmassar vil porene i sona over grunnvasspegelen ha eit sug som følgje av trykkskilnader. Dette gjer at porene kan innehalde kapillært vatn som har blitt heva over grunnvasspegelen. Den kapillære stighøgda er avhengig av storleiken på porene, og prosessen vert kalla for hårrørseffekten. Finkorna materiale har mindre porer, og derfor ei høgare kapillær stighøgde enn grovekorna material med større porer. I tillegg til det kapillære vatnet er det også vatn i porene som er bunde til partiklane, kalla adhesivt bunde vatn (Figur 2.19). Det bundne vatnet og det kapillære suget førar også til å binde korna saman (Emdal 2005).



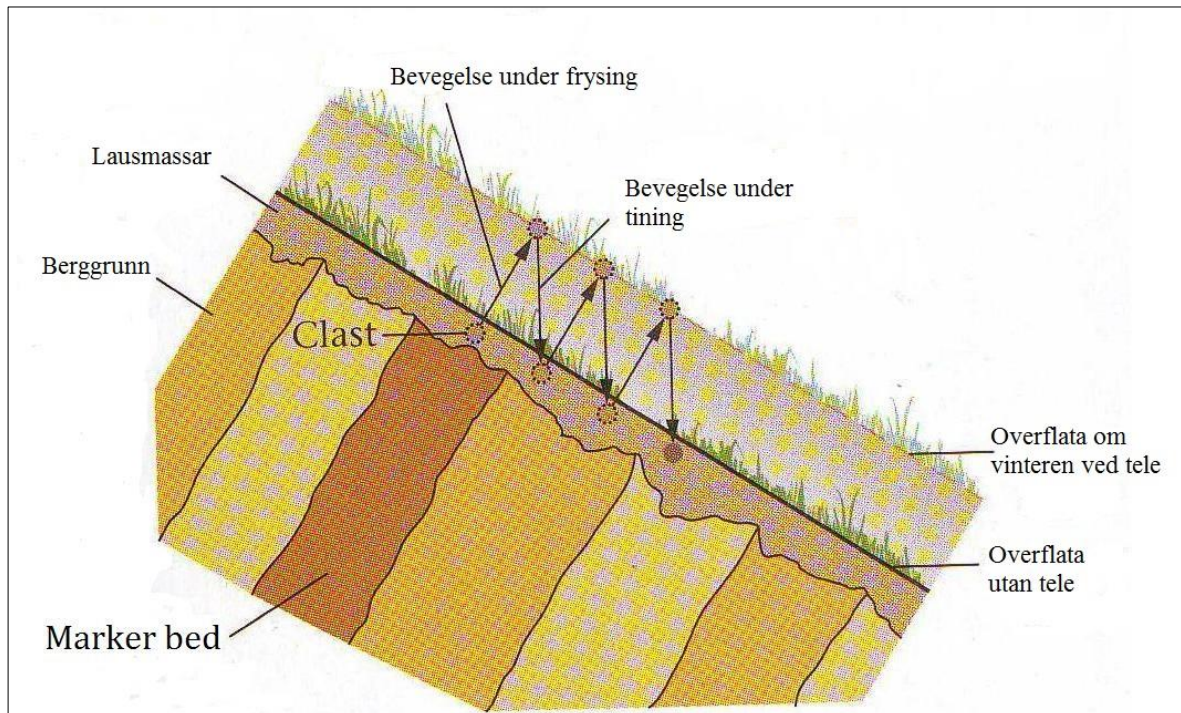


Figur 2.19: Kapillær stigning i ein jordart, der porar og kanalar mellom korna fungerer som hårrør og danner eit kapillært sug. A) er situasjon i nedre kapillærsona, og B) er i den øvre kapillærsona. Modifisert etter Brattli (2009).

Ved temperaturar under  $0^{\circ}\text{C}$  kan vatnet i porene til lausmassar fryse. Når vatnet fryser vil det verte danna islag i jorda, også kalla islinser eller tele. Når vatn fryser i porene utan noko tilskot av vatn, vil vassinnhaldet vere likt før og etter frysing, og volumauka ved teledanning vil då tilsvara vatnets utviding når det fryser. Men i jordartar med eit visst kapillært sug vil vatn kunne verte trekt opp til telefronten for så å fryse der. Ein jordart må i teorien ha ein kapillær stigehøgde på over ein meter for at islinser av betydeleg grad skal kunne dannast. Når vatn vert trekt opp til telefronten frå større djup kan vassinnhaldet i den frosne jorda komme opp mot det dobbelte av kva som er normalt. Dette fører til ei stor volumauke, og jorda vert løfta i tilsvarande grad. Når islinsene smeltar vil jorda få eit overskot på vatn i forhold til før frysinga tok til. Ein slik situasjon vert også forsterka ved at smelting av islinsene om våren startar i dei øvste jordlaga, for så å bevege seg nedover. Vatnet frå den smelta isen i toplaga kan då ikkje drenere nedover på grunn av at jorda der er frosen enno, og ein får ei betydeleg vassmetting av det øvste sjiktet i jorda (Selmer-Olsen 1980).

Tele vil også bidra til å endre jordarten og til å flytte materialet. I skråningar med telefarleg jord vil frysing og tining i lag med gravitasjonen føre til at materialet vert flytta sakte nedover skråninga (Figur 2.20). Dette vert kalla solifluskjon. Prosessen avgrensar seg i all hovudsak til

dei øvre jordlaga der porevatnet vil fryse. Solifluksjon førar til at det påverka laget får auka porøsitet og, og utvasking av finstoff kan skje. Dette vil kunne føre til eit topplag med endra eigenskapar som permeabilitet og pakkingsgrad, i forhold til det materialet som ligg djupare og ikkje vert påverka (Selmer-Olsen 1977).



Figur 2.20: Solifluksjon ved fryse-tineprosessar. Prosessen flyttar materialet nedover skråninga, i tillegg vert det telepåverka laget meir porøst. Modifisert etter Marshak (2008).

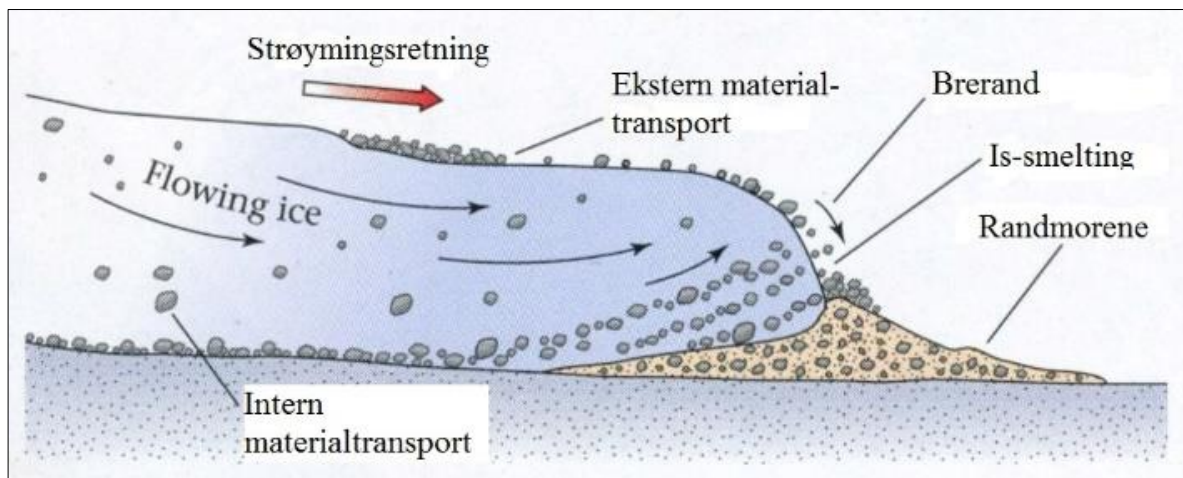
## 2.5 Jordartar og lausmassetypar

### 2.5.1 Morene

Morene er den jordarten med størst utbreiing i Noreg, og dekkjer om lag 25 % av fastlandet (Olsen et al. 2013). Morenemateriale kjenneteiknast ved at det er transportert i eller med ein bre, og deretter direkte avsett frå breen ved smelting (Figur 2.21). Morenar består derfor av det materialet som måtte finna seg i, over eller under breen når den smeltar. Som er avsettingar utan nokon form for sortering. Morenar kan derfor innehalde alle kornstorleikar frå leir til blokk, og korna er i all hovudsak kantrunda. Dette gir morenemateriale ganske karakteristiske

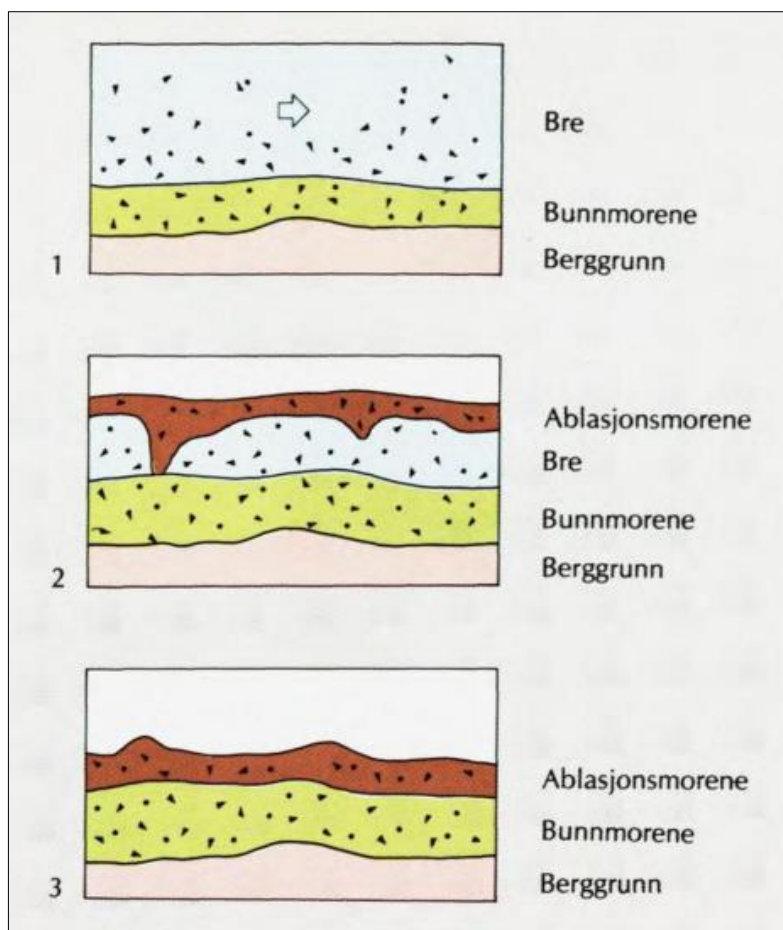


eigenskapar i forhold til andre jordartar, og dette er godt merkbar når det kjem til kornfordeling, rundingsgrad, kornform og kor godt pakka materialet er (Easterbrook 1982).



Figur 2.21: Materialtransport og randavsetning i ei bretunge. Modifisert etter Marshak (2008).

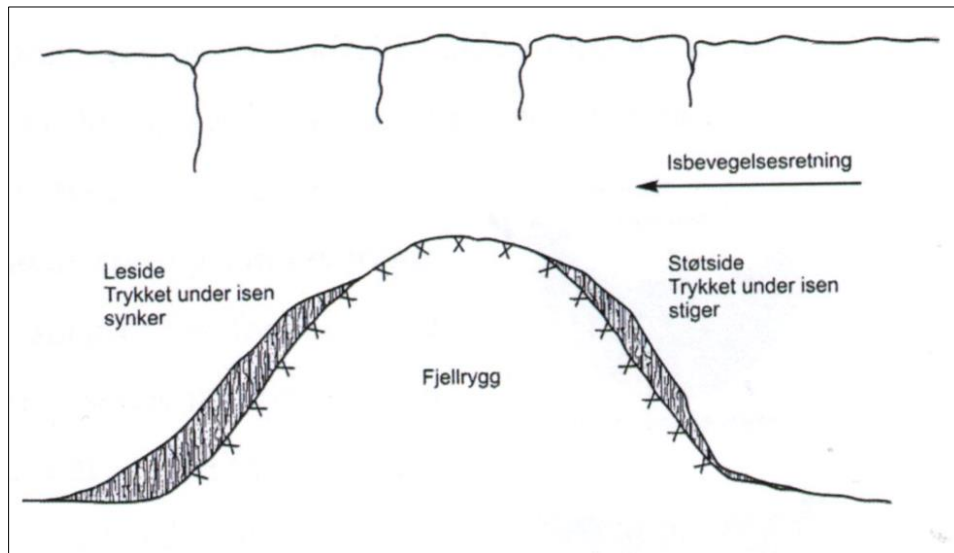
Morenemateriale vert danna ved at breen eroderer i bergrunnen eller i eldre lausmassar. Materialet som breen plukkar opp eller eroderer vil så verte knust og slipt under transport i eller under breen. Det vert derfor danna både finstoff og grovare materiale (Benn & Evans 2010). Alle fraksjonane vert blanda saman og avsett som anten botnmorene eller utsmeltingsmorene (Figur 2.22), som er dei to hovudkategoriane for morene basert på avsettingsprosessen. Botnmorenar er finstoffrike, velgraderte og hardt pakka som følgje av avsetning under breen. Dette gjer materialet svært lite porøst og permeabelt. Utsmeltingsmorenar er som følgje av at den er avsett ved utsmelting meir utvaska, og har derfor eit lågare innhald av finstoff. Den er også mykje lausare pakka og dette gjer den meir permeabel enn botnmorenar (Haldorsen & Krüger 1990).



Figur 2.22: Avsetting av botn- og ablasjonsmorene (Thoresen 2000).

Støt- og lesidemorener er morenar som er topografisk avhengig, og seier meir om eigenskapane og samansetninga til morena enn sjølve forma på avsetninga (Figur 2.23). Dette er avsetningar som er danna på støt- og lesida av topografiske høgder, som fjell, åsar, ryggar og liknande (Selmer-Olsen 1977). Støtsidemorener er danna ved trykksmelting. Det skjer fordi trykket i isen aukar når den møter på ei hindring, og trykksmeltepunktet blir etter kvart nådd i kontakten mellom is og berggrunn. Når trykksmeltepunktet er nådd vil isen i bresålen smelte og det morenematerialet som var frose fast her smeltar ut og vert avsett. Lesidemorener vert danna på motsett side av ein slik hindring, og ved nesten motsett prosess. På lesida av ei hindring vil trykket reduserast på grunn av at det er meir plass, og ikkje noko som pressar mot isen. Då vil det som er av fritt vatn frå trykksmeltinga fryse igjen, og ein kan få det som kallast plukking eller fryseplukking. Dette fører til at ein får avsetning av mykje grovare og meir lokalt materiale i ei lesidemorene enn i ei støtsidemorene (Jørgensen et al. 1997). Begge desse prosessane førar til at ein får avsett større mektigheiter av morenemateriale enn i dei områda der topografien er

jamnare og mindre hindringar stikk opp. Lesidemorener er i likskap med utsmeltingsmorener lausare pakka og har ein grovare samansetting. Støtsidemorener er hardt pakka på grunn av trykket mellom is og bergrunn, og har eit mykje høgare innhald av finstoff (Selmer-Olsen 1977).



Figur 2.23: Danning av støt- lesidemorene (Brattli 2014).

Variasjonen i dannelsesmåte, og den dårlege sorteringa gjer at eigenskapane til et morenemateriale varierer mykje. Eigenskapane til eit materiale er relatert til blant anna kornfordeling, kornform og pakkingsgrad, sjå delkapittel 2.4.2. For morenar blir dette i stor grad påverka av faktorar som kjeldebergart, eventuelle typar sediment som vert plukka opp, transportmåte og -lengde, avsetningsmiljø og avsetningsprosess (Easterbrook 1982).

Det er vist at kjeldebergarten har svært mykje å seie for kornfordelinga til ei morene. Jørgensen (1977, som sitert i Brattli (2014)) viste at samanhengen mellom innhald av finstoff i ei morene og bergrunnen er betydeleg i Noreg. Det vart vist ut frå kornfordelinga til eit stort utval av moreneprøver at norske morenar kan delast inn i to hovudtypar, dei som har krystalline eller grovkorna sedimentære bergartar som kjeldebergart og dei som har skifer, fyllitt og kalkstein som kjeldebergart. Dei krystalline og grovkorna sedimentære bergartane gir meir grovkorna morenar, medan dei mjukare bergartane gir større innhald av sand og finare fraksjonar. Ut frå undersøkingar av petrografi og mineralogi i morenar opp mot den lokale berggrunnspeetrografien er det også vist at norske morenar i stor grad er korttransportert, frå 0-2 km (Brattli 2014) og sjeldan lengre enn 4-5 km (Thoresen 2000). Dette er spesielt tydeleg i

fjellområda, medan i dalar og i områder som ligg lågare er det vist mindre korrelasjon med den lokale bergrunnen og derfor er morenematerialet sannsynleg vis transportert lengre (Haldorsen & Krüger 1990).

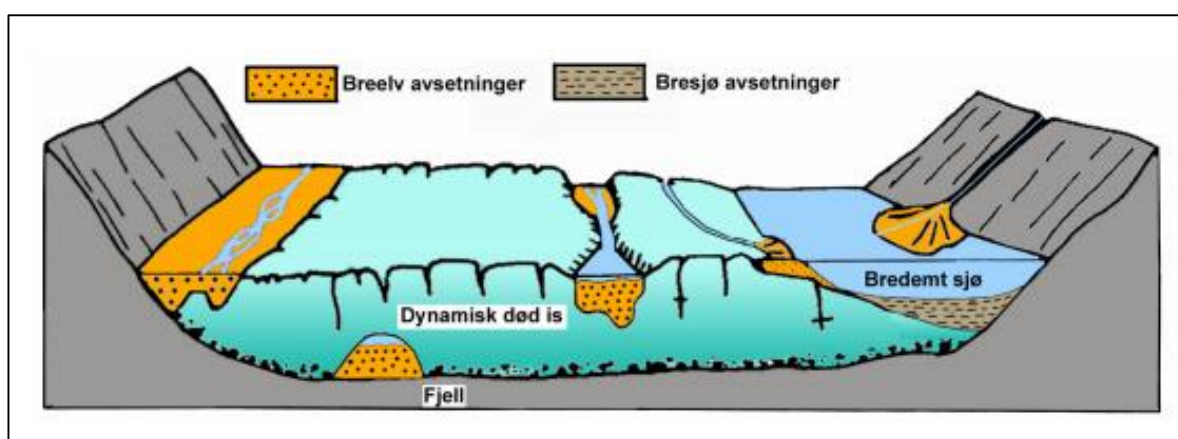
### 2.5.2 Breelvavsetningar

Breelvavsetningar utgjer i lag med morenar dei to hovudtypane av lausmassar som ein finn i Noreg (Selmer-Olsen 1977). Breelvavsetningar er frakta og avsett av breelver, anten under, langs kanten eller framfor breen. Dette er elver som opptrer i tilknytning til brear, og som vert danna av smeltevatn frå breen. Slike avsetningar finn ein derfor der det har vore eller er brear, og i områder nedstrøms for desse breane (Figur 2.24). Breelver har i all hovudsak dei same forholda som andre elver, men ein skil mellom desse fordi breelver vil ha ei større variasjon i vassføring enn vanlege elver. Vassføringa i breelver er knytt til smelting av breen, dette gir periodar med svært stor vassføring og periodar med tilnærma ingen vassføring, noko som påverkar avsetning og erosjon av lausmassar i stor grad. Smeltevatn frå breane både eroderer og fraktar med seg store mengder lausmassar, som igjen vert avsett langs iskanten eller lengre nedstrøms frå breen (Easterbrook 1982).

Sidan breelvavsetningar består av materiale som er transportert og avsett i vatn så vil desse verte sortert i ein viss grad, og ofte avsett i lag. Kornstorleiken varierer frå fin sand til stein og blokk i dei ulike laga, noko som kjem av dei store variasjonane i vassføring. Kor godt sortert materialet er avheng av kor langt det er transportert. Breelver fraktar stort sett erodert morenemateriale sidan det er dette som er tilgjengeleg i nærleiken av ein bre. Korttransporterte breelvavsetningar vil derfor kunne likne mykje på morenemateriale, medan langtransporterte breelvavsetningar er meir like på fluviale sediment. Kornfordelinga ligg hovudsakleg ein plass mellom morene og fluviale sediment, og breelvavsetningar manglar i stor grad leire og fin silt (Selmer-Olsen 1977).

Breelvavsetningar er hovudsakleg laust pakka, og vasstransporten vil slite ned partiklane gjennom den mekaniske påkjenninga som oppstår. Dei svake partiklane vil brytast ned til fine fraksjonar og bli frakta vekk medan dei sterkare vi bli att, noko som fører til gode styrkeegenskapar. Slitasjen fører også til rounding av dei ulike kornfraksjonane, og i breelvavsetningar er grus- og steinfraksjonen vanlegvis karakterisert som runda medan sandfraksjonen ofte er meir kanta til kantrunda (Brattli 2014).

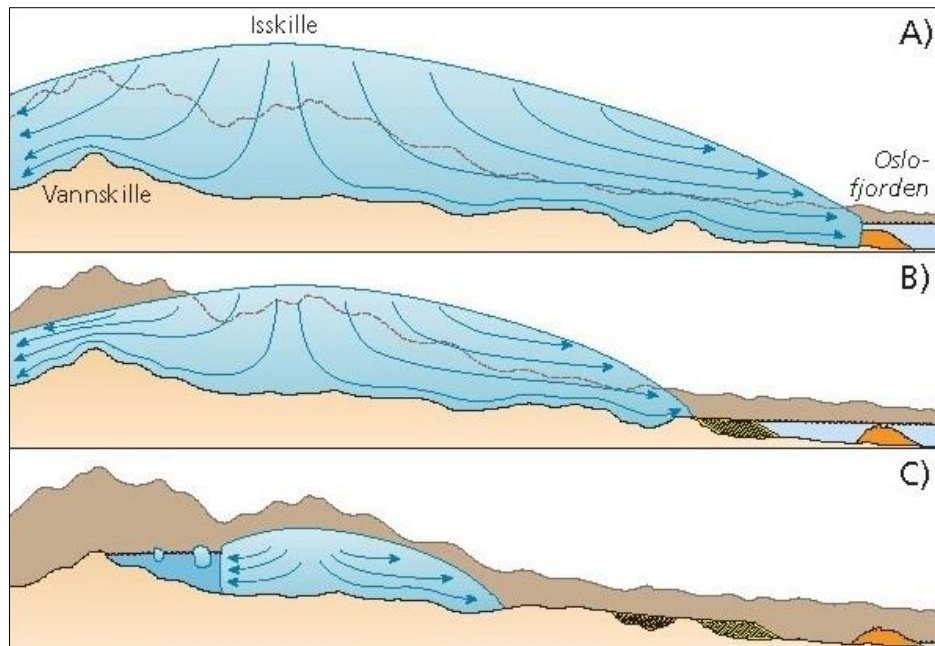
Breelvavsetningar dannar som oftast lange åsar eller terrassar i dagens landskap, litt avhengig av om materialet er avsett over eller under den marine grensa. I Noreg er breelvavsetningar svært vanleg, og spesielt på Austlandet finn ein mektige avsetningar av denne typen. På Vestlandet, i Trøndelag og i Nord-Noreg finn ein typisk breelvavsetningar nede i dalføra. Desse er av varierende omfang og mektigheit, men er ofte synlege som terrassar der seinare erosjon frå elver har grave seg igjennom og sett at bratte skråningar. Desse skråningane står vanlegvis tett på den naturlege fiksjonsvinkelen, og vil vera stabile så lenge det ikkje vert erodert eller gjort inngrep i foten av skråninga (Sandersen 2014).



Figur 2.24: Ulike glasifluviale avsetningar i ein dalbre som smeltar ned (Jørgensen et al. 2013).

### 2.5.3 Innsjø og bresjø avsetningar

I innsjøar vil ein få avsetning av finkorna materiale som følgjer av eit lågt energinivå i vatnet. Slike avsetningar vil komma fram i dagen dersom innsjøen vert uttappa, og i Noreg er slike avsetningar hovudsakleg danna i innsjøar som vart demma opp av brear under tilbaketrekkinga av isen i slutten av siste istid (Figur 2.25). Der ei elv har sitt utløp i ein innsjø vil det byggast opp deltaavsetningar som kan minna mykje om breelvdelta, og ein får her ei meir lagdelt avsetning med variasjon i kornstorleikar. Lenger ut i innsjøen, der vatnet er meir stillestående, vil finkorna sediment som silt og leire verte avsett som følgje av den lave energien i vatnet. Bresjøavsetningar som er uforstyrta vil ha ei tydeleg lagdeling. Dette kjem av forskjellane i straumforhold mellom vinter- og sommarhalvåret, og vert kalla varv (Thoresen 2000).



Figur 2.25: Danninga av brede innsjøar mellom isskiljet og vasskiljet når innlandsisen smelta ned i slutten av siste istid. A) Viser isen si utbreiing i starten av nedsmeltinga, der randmorene vart avsett i havet (oransje). B) Tilbaketrekking og avsetning av isranddelta i fjordbasseng (gult). C) Isdekket i slutten av istida, der brede sjø av smeltevatn er danna mellom isen og vasskiljet. Modifisert etter (Vorren & Mangerud 2007).

Bresjøavsetningar finn ein i dag att i dei tidlegare oppdemmte dalføra, gjerne som store terrasseformer. Slike avsetningar er erosjonsutsett på grunn av det finkorna materialet og den lause pakkinga, og har generelt låg skjærstyrke. Skråningar i desse avsetningane kan derfor fort få mindre utglidingar (Sandersen 2014).

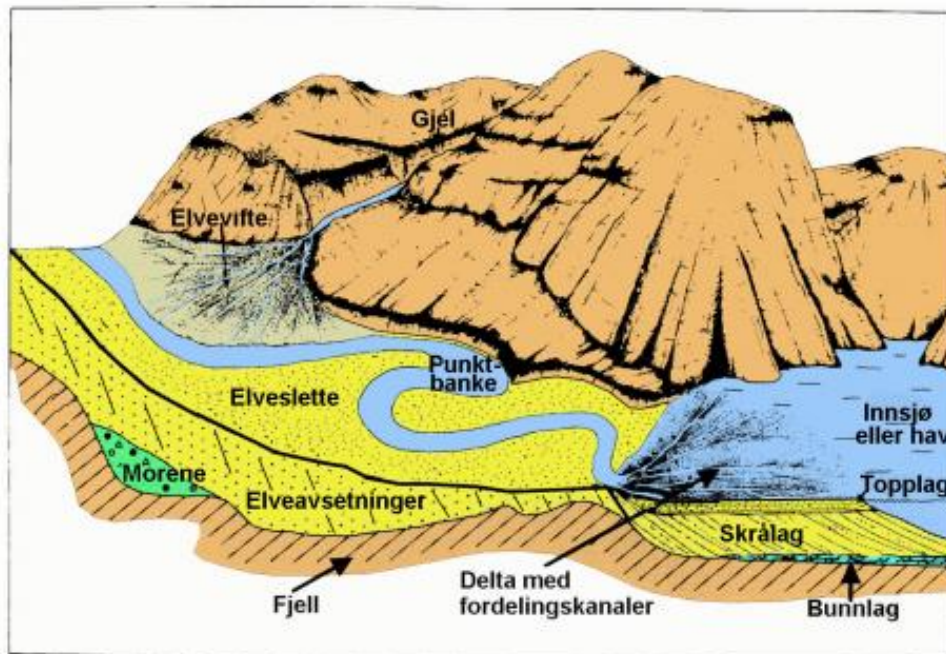
Langs brekanten til dalbrear kan det også dannast mindre brede sjøar. Der hellingsgradienten til breen ikkje er for bratt vil isen og topografiske forhold kunne føra til oppdemming og danning av sjøar mellom isen og dalsida (Figur 2.24). Her vil ein då også få avsetning av finkorna materiale viss straumforholda er rolege nok (Jørgensen et al. 1997).

#### 2.5.4 Fluviale avsetningar

Materiale som er avsett av vassdrag som elver og bekkar utan tilknytning til ein bre utgjer fluviale avsetningar. Dei består i hovudsak av materiale som er avsett etter siste istid. Fluviale avsetningar inneheld i all hovudsak sortert grus og sand, og vil ofte vera lagdelt på grunn av



avsetningsprosessane. I landskapet finn ein denne typen avsetningar som vifter der større eller mindre vassdrag kjem ut i ein større dal, og som større avsetningar langs elver i flate dalbotnar og på elvesletter (Thoresen 2000). Sjå Figur 2.26.



Figur 2.26: Hovudtypane av elveavsetningar er vifter, delta og elvesletter (Jørgensen et al. 2013).

Fluviale avsetningar kan breie seg ut over større areal, men har ikkje alltid så stor mektigheit. Ofte ligg slike avsetningar oppå andre typar sediment som er avsett tidlegare, og dannar slik berre eit overflatelag. Fluviale avsetningar er vanlegvis stabile og som oftast avsett på flate områder, derfor er utglidingar og skred mindre vanleg i slike avsetningar. Men, der ein har fluviale avsetningar under den marine grensa må ein vera oppmerksom på at marin leire kan vera til stades under dei overliggende fluviale sedimenta (Sandersen 2014).

### 2.5.5 Havavsetningar

Etter istida har havnivået i Noreg variert mykje, og det høgaste nivået som havet har stått i terrenget kallast for den marine grense (MG). Denne grensa varierer frå stad til stad på grunn av mektigheita til isen, og kor mykje landmassane då vart pressa ned (Bargel et al. 2007). Dette bestemte kor høgt i terrenget havet kunne nå når isen smelta. Den marine grensa dannar derfor

eit markert skilje i lausmassane, sidan havet i periodar har dekkja terrenget under grensa og såleis påverka avsetningar og avsetningsforholda her(Sandersen 2014).

Når isen starta å smelte under siste istid vart store avsetningar danna i fjord og kystområda ved at smeltevasselter transporterte material ut i havet der det vart avsett i rolegare vatn. Kornfordelinga til desse avsetningane syner stor påverknad frå både transport- og avsetningsmiljøet. Nært kysten og i fjordar finn ein ofte lagdelte avsetningar. Variasjonar i klima har ført til periodar med ulik smeltevassmengde, og derfor variasjon i kornstorleiken til det avsette materialet. Desse avsetningane består av sandige til siltige lag og siltig leire. Det er også ei oppfining av materialet frå strandsona og ut mot djupare vatn som følgje av minkande energi i vassstraumane. Det finaste materialet vil halde seg i suspensjon lengst, og vil derfor også verte frakta lengst. Slike avsetningar vil i all hovudsak bestå av leirfraksjonen. På større djup og lengre vekk frå utløpsområda til vassdrag vil ikkje dei same avsetningsforholda vera til stades, avsetningane vert meir homogene og utan lag (Jørgensen et al. 1997).

Eigenskapane til marine leiravsetningar er eit resultat av at leirpartiklane dannar aggregat ved fnokking i saltvatn, noko som gjer dei tunge nok til å verte avsett. I marint miljø vil ladinga til partiklane og saltet binde partiklane saman i ein ende til flate-struktur, også kalla korthusstruktur. Landheving etter siste istid har ført til at desse avsetningane no ligg over dagens havnivå, og ved utvasking av saltet over tid kan marine leirer verte særst ustabile, og kvikkleire oppstå (Emdal 2005).

### 2.5.6 Forvittringsmateriale og skredmateriale

Som følgje av bratt terreng og ustabile massar vert ulike skred stadig utløyst i Noreg. Desse skreda legg at massar i utløpsområdet, og massane vert slik ein del av lausmassedekket. Under fjellskråningar finn ein ofte steinrøyser som er bygd opp av steinskred frå skråninga, og i foten av bratte dalsider ligg ofte skredtunger som er avsetningar etter lausmasseskred (Jørgensen et al. 2013). Skredavsetningar er normalt stabile, men grovare skredmassar, slik som for eksempel etter steinskred, ligg ofte tilsvarande bratt som friksjonsvinklelen. Inngrep i massane kan derfor skapa stabilitetsproblem (Sandersen 2014).

Forvitring av berggrunnen dannar nye lausmassar, og ein kan skilje mellom mekanisk og kjemisk forvitring. Kjemisk forvitring fører til ei oppløysing av berg på grunn av kjemiske



reaksjonar, og er mest vanleg i områder der ein har eit varmt klima. Mekanisk forvitring er når mekaniske prosessar som rot- og frostsprenging bryt berget ned til mindre bitar. Dette skjer i oppsprukne bergmassar der vatn eller røter utvidar dei eksisterande sprekkene ved isdanning og vekst. Frostsprenging er den hovudsaklege forvitningsprosessen i Noreg (Selmer-Olsen 1980).

### 2.5.7 Torv og myr (organisk jord)

I store delar av Noreg finn ein organisk jord oppå dei ulike sedimenta som utgjer lausmassedekket. Dette er lausmassar som er danna ved at plantemateriale på overflata rotnar og vert omdanna til jord. Det organiske jordlaget kan variere svært mykje i mektigheit, og dette avheng av tilgangen på plantemateriale i området. Myr er også svært utbredt i delar av Noreg, og er organisk materiale som er avsett i vatn (Thoresen 2000).

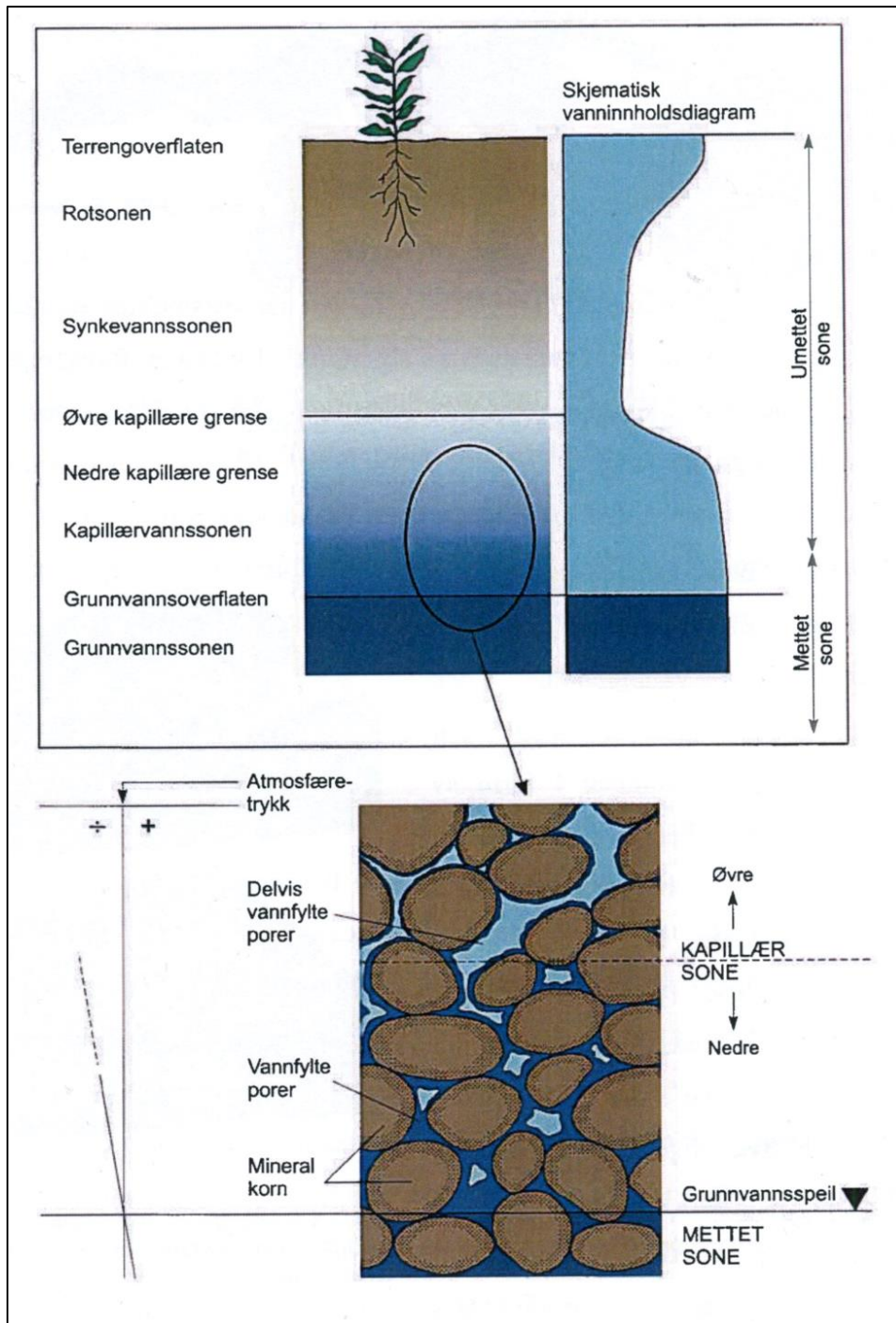
## 2.6 Hydrogeologi

Hydrogeologi tek føre seg korleis vatn opptrer i grunnen og prosessar knytt til dette (Brattli 2009). Hydrologien omhandlar både berg og lausmassar, men i denne oppgåva vil berre hydrogeologi i lausmassar verte diskutert vidare som følgje av relevans for oppgåva.

Vatn i grunnen er i all hovudsak danna ved infiltrasjon av nedbør gjennom terrengoverflata. Ikkje all nedbør når terrengoverflata på grunn av vegetasjon og fordamping, men noko av det vatnet som når bakken vil infiltrerast og noko vil renne av som overflateavrenning (Dingman 2008). Ulike jordartar har varierende evne til å absorbera vatn, noko som kjem av eigenskapane til jordarten og markfuktigheita (feltkapasiteten). Kor mykje vatn ein jordart kan ta opp vert definert som infiltrasjonskapasiteten (Brattli 2009). Eigenskapar som gir høg infiltrasjonskapasitet er laust pakka jord, grov kornstorleik, låg markfuktigheit og eit porøst topplag (Dingman 2008).

Vatn som vert infiltrert i grunnen vil opptre i poreromma i jordarten, og eit jordprofil kan delast inn i ei metta og umetta sone ut frå kor vassfylte porene er (Figur 2.27). I den umetta sona består porene av vatn og luft i eit varierende forhold. Den umetta sona kan delast inn i tre mindre soner ut frå korleis vatnet opptrer. Øvst i profilet har ein rotsona, her vil røtene til vegetasjonen påverke tilstadeveringa av vatn ut frå kor mykje vatn røtene tek opp og kor mykje som får perkolere vidare. Dette forholdet vil variere gjennom året ut frå kor mykje vatn vegetasjonen

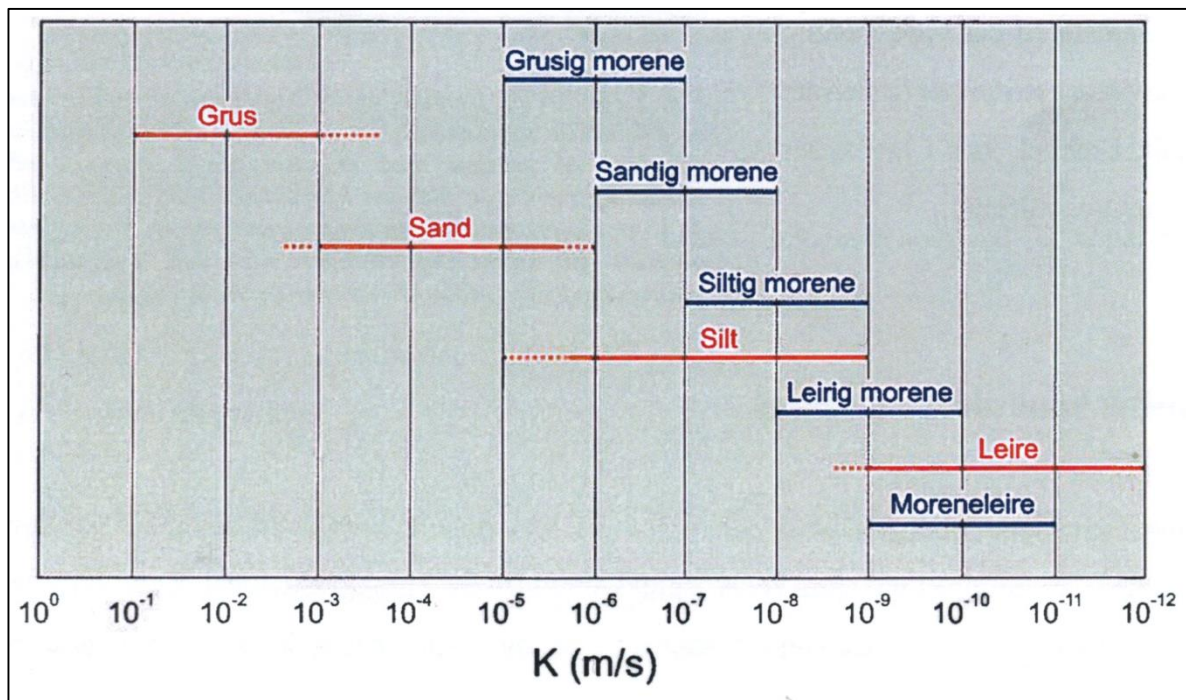
forbrukar og kor stor tilgangen på vatn er. Til dømes vil grunnvassdanninga vera stor på vår og haust fordi tilgangen på vatn frå nedbør og snøsmelting er stor og planteveksten liten. Under rekkevidda til røtene finn ein synkevassona. Her vil vatnet anten opptre som bundne vasshinner rundt korna eller som fritt vatn i mikroporer. Vatn som ikkje vert oppbunde her vil perkolere vidare nedover på grunn av tyngdekrafta, og synkevassona går gradvis over til kapillærsona. Denne sona vert definert frå grunnvassoverflata og opp til den maksimale høgda for kapillær stigning i den bestemte jordarten. Under grunnvassoverflata er alle porene fylt med vatn og jordarten er fullstendig metta med vatn. Dette er den metta sona, eller grunnvassona (Brattli 2009).



Figur 2.27: Inndeling av vassoner under terrengoverflata (Brattli 2009).

Grunnvatn er definert som fritt bevegeleg vatn i den metta sona, og vatnet vil her strøyme frå pore til pore. Den hydrauliske konduktiviteten beskriv kor lett væske kan strøyme frå pore til pore i eit geologisk materiale, og er bestemt ut frå strøymingsegenskapane til både væska og jordarten. Permeabiliteten er den styrande eigenskapen for strøyming i jordarten, og denne er ein funksjon av storleiken til porene (Dingman 2008). Som beskrive i delkapittel 2.4.2.3, så vil

denne variere mykje frå jordart til jordart, sjå Figur 2.28 for framstilling av hydraulisk konduktivitet i ulike jordartar.



Figur 2.28: Hydraulisk konduktivitet i ulike jordartar (Brattli 2009).

## 2.7 Skred

Følgjande delkapittel tek føre seg teori rundt skred, der først definisjon og klassifisering av skred og dei ulike typane skred vert presentert før teorien vert vinkla inn mot lausmasseskred som er den relevante skredtypen for denne oppgåva. Teorien vil her verte retta inn mot ulike formar for lausmasseskred og forhold som er relevante for utløysing av slike skred.

### 2.7.1 Definisjon og klassifisering.

Skred kan definerast som eit naturfenomen der tyngdekrafta bidreg til hurtig massetransport av stein, lausmassar eller snø nedover ei skråning i terrenget, der skredrørsla kan skje ved fall, gliding eller som ein rask massestraum. Eit skred er i mange tilfelle ei blanding av dei ulike materialtypane, og skredmassane inneheld ofte ei varierende mengde med vatn (Cruden & Varnes 1996; Norem & Sandersen 2014).

Skredomgrepet er vidt og ein nærare klassifisering er difor sett på som naudsynt innanfor fagmiljøet. Difor vert skredomgrepet i første omgang definert ut frå materialet som er involvert i massebevegelsen. Dette gir følgjande hovudklassar (Highland & Bobrowsky 2008): steinskred, jordskred, leirskred og snøskred. Innafor dei ulike hovudklassane vert det også gjort meir konkrete definisjonar og klassifiseringar, desse vert også gjort på bakgrunn av materialet som er involvert, men det vert i tillegg teke omsyn til forma for skredrørsle, vassinnhald og i nokre tilfelle mengde materiale og hastigheit. Det er presenter fleire modellar for klassifisering av skred, mest kjend og seinare utvikla er Varnes (1978, sitert og diskutert i Cruden og Varnes (1996)). Felles for klassifiseringsmetodikkane er at ein i hovudsak tek utgangspunkt i materialtype og skredrørsle for å namngje skredtypen, men dette er gjort med ulike definisjonar av materialtype og rørsle i dei respektive modellane. Hungr et al. (2014) presenterer eit forslag til klassifiseringsmodell basert på Varnes (1978) og endringane frå Cruden og Varnes (1996). Modellen klassifiserer skred ut frå rørsle og materialtype, der materialtypen er delt inn i berg (*rock*) og lausmassar (*soil*), og skredrørsle er delt inn i utfall (*fall*), velting (*topple*), gliding (*slide*), spreining (*spread*), massestraum (*flow*) og skråningsdeformasjon (*slope deformation*). Sjå Tabell 2.2.

Tabell 2.2: Klassifisering av skredtypar ut frå skredrørsle og material, vidareutvikla frå Varnes sitt klassifikasjonssystem (Hungr et al. 2014).

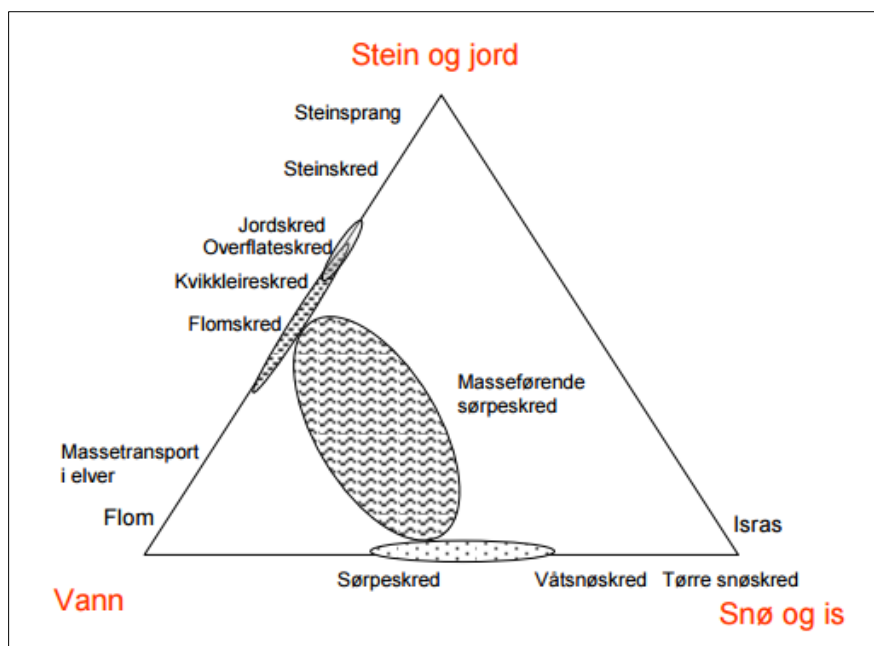
Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. <i>Rock/ice fall</i> <sup>a</sup>	2. <i>Boulder/debris/silt fall</i> <sup>a</sup>
Topple	3. <i>Rock block topple</i> <sup>a</sup>	5. <i>Gravel/sand/silt topple</i> <sup>a</sup>
	4. <i>Rock flexural topple</i>	
Slide	6. <i>Rock rotational slide</i>	11. <i>Clay/silt rotational slide</i>
	7. <i>Rock planar slide</i> <sup>a</sup>	12. <i>Clay/silt planar slide</i>
	8. <i>Rock wedge slide</i> <sup>a</sup>	13. <i>Gravel/sand/debris slide</i> <sup>a</sup>
	9. <i>Rock compound slide</i>	14. <i>Clay/silt compound slide</i>
	10. <i>Rock irregular slide</i> <sup>a</sup>	
Spread	15. <i>Rock slope spread</i>	16. <i>Sand/silt liquefaction spread</i> <sup>a</sup>
		17. <i>Sensitive clay spread</i> <sup>a</sup>
Flow	18. <i>Rock/ice avalanche</i> <sup>a</sup>	19. <i>Sand/silt/debris dry flow</i>
		20. <i>Sand/silt/debris flowslide</i> <sup>a</sup>
		21. <i>Sensitive clay flowslide</i> <sup>a</sup>
		22. <i>Debris flow</i> <sup>a</sup>
		23. <i>Mud flow</i> <sup>a</sup>
		24. <i>Debris flood</i>
		25. <i>Debris avalanche</i> <sup>a</sup>
		26. <i>Earthflow</i>
		27. <i>Peat flow</i>
		Slope deformation
29. <i>Rock slope deformation</i>	31. <i>Soil creep</i>	
	32. <i>Solifluction</i>	

Dette klassifiseringssystemet er omfattande og spesifikt både når det kjem til material og skredrørsle, og er såleis nyttig innanfor fagfeltet og vitskapen. Norges vassdrags- og energidirektorat såg behovet for ein meir overordna og forenkla terminologi som var betre tilpassa dei norske forholda og språk, samtidig som den tok omsyn til fagterminologien (Øydvin et al. 2011; Schanche 2014). Klassifiseringa vart basert på materialtype og inkluderer dei mest relevante skredtypene i Noreg (Tabell 2.3).

Tabell 2.3: Inndeling av dei mest relevante skredtypane i Noreg, etter materiale (Øydvinn et al. 2011).

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

Eit element som manglar i dei ovanfor diskuterte klassifiseringssystema er innhaldet av vatn og snø i skredet. Det er vist at vatn påverkar skredprosessar i stor grad, både når det kjem til utløysing, skredrørsle og utløpsdistanse, og naturlege skred inneheld som oftast ei viss mengd med vatn. Norem og Sandersen (2014) føreslår derfor å bruke trekantdiagram til å klassifisere norske skredtypar. Diagrammet er basert på hovudkomponentane vatn, snø og is, og stein og jord, der kvart hjørne representerer ein skredtype med 100% innhald av det respektive materialet. Langs sidene er skredtypar representert ut frå andelen av dei ulike hovudkomponentane i skredet (Figur 2.29).



Figur 2.29: Klassifisering av skredtypar basert på forholdet mellom ulike material og vatn (Norem & Sandersen 2014).

Dei diskuterte klassifiseringssystema tek føre seg skred i alle aktuelle materialtypar, men vidare i denne oppgåva vil berre lausmasseskred verte diskutert på grunn av at dette er den aktuelle skredtypen i studieområdet for oppgåva.

## 2.8 Lausmasseskred

Lausmasseskred vert brukt som ein fellesnemnar for alle ulike typar skred i lausmassar. Dei ulike materialsamansetningane og vassinnhaldet i eit lausmasseskred varierer svært mykje, og samleomgrepet lausmasseskred er derfor delt inn i underkategoriane jordskred, flaumskred, leirskred og kvikkleireskred. Desse ulike skredtypane er definert ut frå kornstorleiken til lausmassane, vassinnhaldet og terrengforma. Dette er faktorar som påverkar utløysingsforhold og mekanismar, skredrørsle, utløpsdistanse og avsetting (Bargel et al. 2011; Norem & Sandersen 2014). Vidare i denne oppgåva vil berre jord- og flaumskred verte diskutert, sidan dette er dei aktuelle skredtypane i studieområdet.

I Noreg er det anbefalt å bruka omgrepa jord- og flaumskred som synonym for dei tidlegare presenterte engelske omgrepa *debris slide* (jordskred), *debris flow* og *debris flood* (flaumskred). Dette er for å tilpassa omgrepa meir til norske forhold, og for å gjere kommunikasjon lettare utanfor fagmiljøet (Bargel et al. 2011). NVE presenterar følgjande definisjon: «Jordskred og



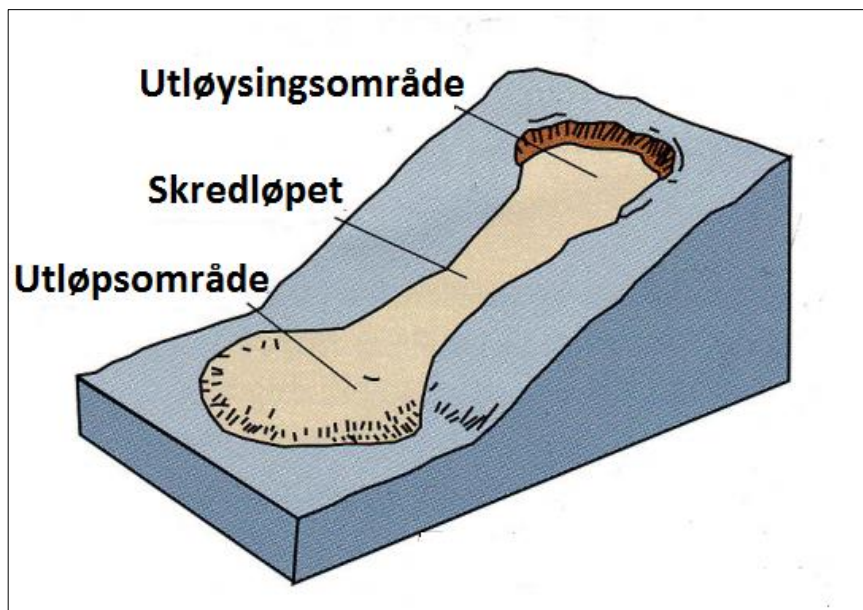
flomskred er raske, flaumliknande skred av vassmetta lausmassar i bratte skråningar og elveløp» (NVE 2013). Det er ofte vanskeleg å skilje mellom desse to ulike typane av lausmasseskred, og ei nøyaktig klassifisering kan vera vanskeleg fordi det er glidande overgangar mellom desse to skredtypane. I teorien er det skilt mellom jord- og flaumskred på grunn av ulikskapar når det kjem til utløysingsforhold og mekanismar, skredrørsle og avsettingsformer, der skilnadene hovudsakleg er basert på ulikt vassinnhald i skredprosessen (Cruden & Varnes 1996; Bargel et al. 2011). Sjå Tabell 2.4.

Tabell 2.4: Skilnad og samanlikning mellom jord- og flaumskred (Bargel et al. 2011).

	<b>Forhold i løsnemråde</b>	<b>Utløsningsmekanisme</b>	<b>Bevegelse og rekkevidde</b>	<b>Kjennetegn i avsetningsområde</b>
<b>Jordskred</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bratte, løsmassedekkede skråningar (&gt; 25-30°)</li> <li>• Utenfor bekker og elver</li> <li>• En del finmateriale i massene, men også stein, grus og sand blandet med vegetasjon.</li> <li>• Varierende vanninnhold.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Intens/langvarig nedbør og/eller snøsmelting.</li> <li>• Punktbrudd eller tversgående sprekk i vannmettede løsmasser</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Utglidning av vannmettede masser som kan vokse i omfang, både i lengde- og bredderetning.</li> <li>• Kan resultere i en massestrøm med stor rekkevidde.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Tungeformede rygger (lobes) og langsgående rygger (levéer) av grovmateriale langs skredbanen og nedenfor i skredbanen der terrenget flater ut</li> <li>• Vifte av grovt materiale i øvre del av vifta og finmateriale utover i bunnen av skråningen (ofte brattere enn flomskredviftene)</li> </ul>
<b>Flomskred</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bratte, flomstore elver og bekker eroderer i løsmassedekket.</li> <li>• Opptrer langs klart definerte elve- og bekkeløp og raviner, gjel eller skar der det vanligvis ikke er permanent vannføring.</li> <li>• Stort vanninnhold.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Flom pga. intens nedbør og/eller snøsmelting, eller dambrudd etter oppdemming av skredmasser, våt snø og vegetasjon.</li> <li>• Intens erosjon i sammenheng med svært stor vannføring danner en vannmettet sedimentstrøm</li> <li>• Masser tilføres også fra tilgrensende jordskred.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bølge av vann, sedimenter og organisk materiale som beveger seg raskt nedover i elveløpet.</li> <li>• Stor hastighet og tetthet.</li> <li>• Stort volum.</li> <li>• Svært stor rekkevidde.</li> <li>• Selve flommen kan fortsette mye lengre enn løsmassene.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Skredmasser kan avsettes som langsgående rygger (levéer) på sidene av skredløpet og som tunger (lobes) i fronten.</li> <li>• De groveste massene avsettes ved viftas rot (øverst på vifta), og gradvis finere masser avsettes utover i vifta (ofte jevnere overflate og en fremre front på flomskredvifte).</li> </ul>

Eit lausmasseskred vil laga ei skredbane i terrenget, uavhengig av kva type skred det er (Figur 2.30). Denne skredbana kan delast inn i tre hovuddelar som beskriv prosessane i skredet (Sandersen 2014):

- Utløysingsområdet (typisk helling 30-40°).
- Skredløpet (typisk helling 20-30°).
- Utløpsområdet (typisk helling < 15-20°).



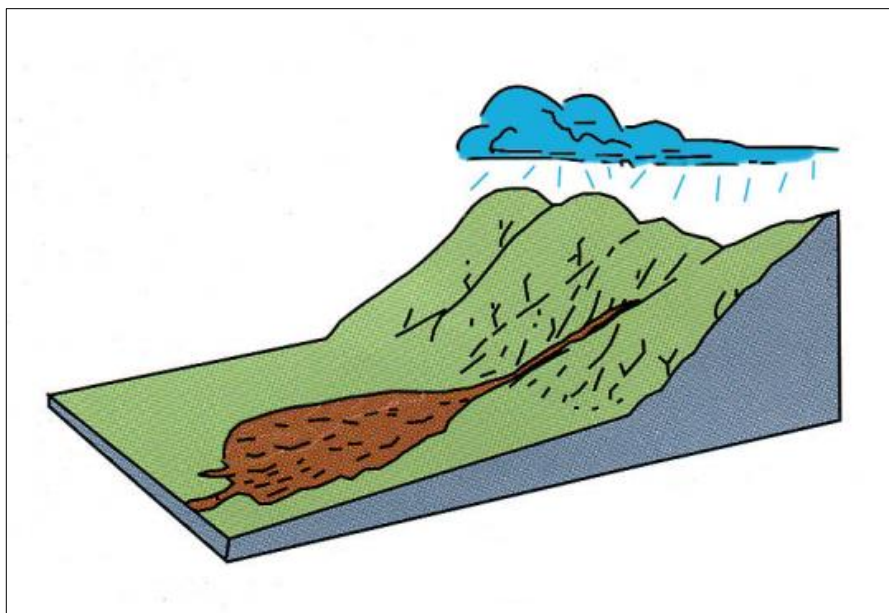
Figur 2.30: Inndeling av skredbana i utløysingsområde, skredløp og utløpsområde. Modifisert etter Highland (2004).

Utløysingsområdet er der skredet startar, og erosjon i lausmassedekket er hovudprosessen her. Det er her den største delen av massen i skredet kjem frå. I skredløpet er transport av massane den viktigaste prosessen, men dette fører også til at erosjon i skredbana og oppbygging av levée langs skredløpet vil skje. I utløpsområdet er avsetning av skredmassane hovudprosessen, sidan skredbana flatar ut og energien i skredet minkar. I typisk norske dalsider skuldast dei fleste raviner og vifteavsetningar at ulike typar av lausmasseskred har vore til stades, og ikkje erosjon og avsetning frå rennande vatn åleine (Norem & Sandersen 2014).

### 2.8.1 Flaumskred

Flaumskred er lausmasseskred med eit høgt vassinnhald, som gjer dei meir flytande eller flaumande i forma. Bratte bekke- eller elvelaup er difor typiske utløysingsområder for

flaumskred (Hungre et al. 2014). Flaumskred vil kunne utløysast ved låge hellingsgrader dersom store mengder vatn skulle vera til stades. For eksempel ved ekstreme nedbørsperiodar vil den kraftige auka av vatn føre til at flaumskred kan løysne i slake løp med helling heilt ned mot  $15^{\circ}$  (Norem & Sandersen 2014). Flaumskred kan også utløysast på andre måtar, for eksempel ved at ein naturleg demning vert brotn og ein får ei rask uttapping. Dette kan typisk skje ved at små jordskred i bratte sideskråningar til eit bekkeløp demmar opp løpet, og etter ei viss tid vil vasstrykket og erosjon bryte denne demninga (Sidle & Ochiai 2006). Skredbana til eit flaumskred vil i stor grad verte styrt av terrengformene i skråninga, slik som kanaliserte terrengformer (Figur 2.31). Slike skred vil vanlegvis ikkje spreie seg utover sidevegs dersom dei følger ei markert terrengform, og ofte vil skredaktiviteten føra til at små ryggar byggjer seg opp på begge sider av skredløpet. Dette vert kalla for levéer. Sidan flaumskred ofte følger definerte forseinkingar i terrenget så vil ofte fleire skred følge den same skredbana. Dette fører til stor erosjon, og mange stader kan ein sjå slike skredløp der skreda har erodert seg heit ned til berggrunnen. Eldre flaumskredhendingar er såleis mogleg å sjå ut frå terrengformene i ein skråning eller dalside. Dei vil ofte etterlata seg djupe raviner eller skredløp i øvre del av sida, og dersom det har gått fleire skred i det same løpet over tid så vil skredavsetningar bygga seg opp som ei vifte der terrenget vert så slakt at avsetning av massane startar (Sandersen 2014).

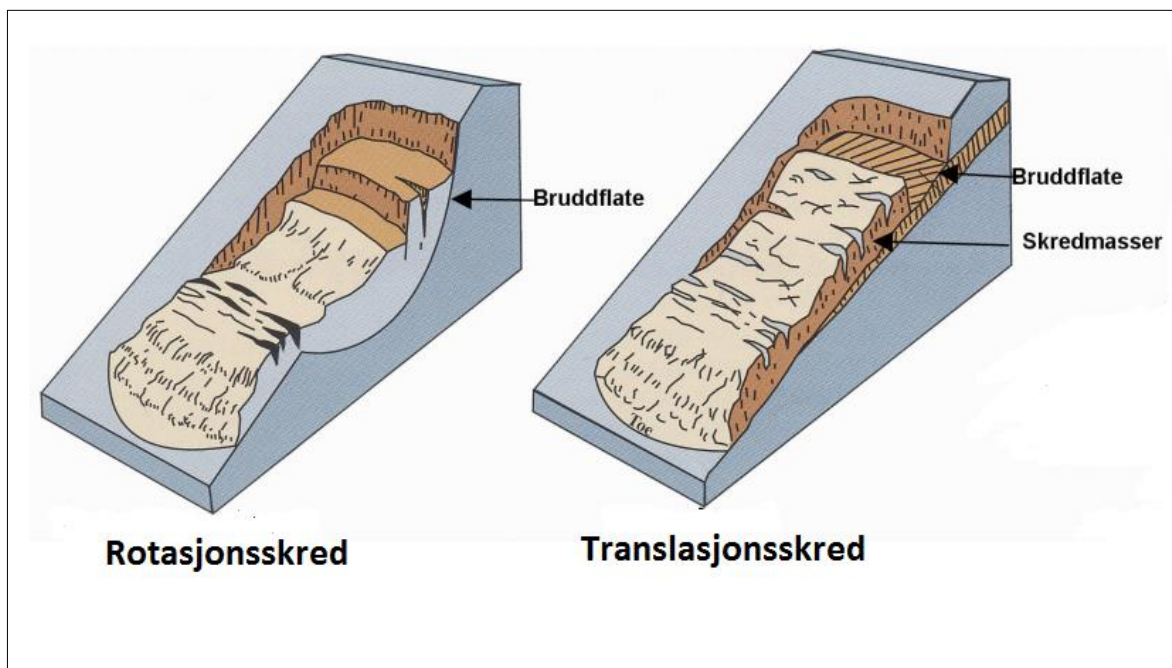


Figur 2.31: Flaumskred som følgjer definerte løp i terrenget. Modifisert etter Highland (2004).

## 2.8.2 Jordskred

Jordskred er skred som vert danna ved ei utgliding av lausmassar langs eit lag med redusert skjærstyrke. Skredmaterialet vil då begrensa seg til dei lausmassane som er over dette laget, og djupet på slike skred varierar i all hovudsak frå 0,2 – 1,0 meter (Norem & Sandersen 2014).

Jordskred er massebevegelsar med ei glidande rørsle, og i skredet kan ein definere eit glideplan eller svak sone som skil skredmaterialet frå det meir stabile underliggende materialet (Fannin & Rollerson 1993). Slike glideplan eller svake soner kan komma av lagdeling i lausmassane, tele og frost eller tidlegare oppsprekkingar og brot i materialet. Slike glidande skred i lausmassar kan delast opp i to hovudtypar, ut frå korleis skredet bevegar seg og løysnar på glideplanet, desse vert kalla for rotasjonsskred og translasjonsskred (Highland & Bobrowsky 2008) (Figur 2.32).



Figur 2.32: Rotasjon- og Translasjonsskred, modifisert etter (Highland 2004; Jørgensen et al. 2013)

Jordskred vert vanlegvis utløyst i skråningar der terrenghellinga er  $30^{\circ}$  eller meir. Men dersom materialet i skråninga er av ein slik karakter at vasstrykk (poretrykk) kan bygga seg opp, så vil skred ved dei rette forholda kunne utløysast i skråningar med helling ned mot 20 – 250 (NVE 2013). Ut frå erfaringar og studiar av jordskred så ser det ut som dei fleste jordskred vert utløyst i forseinkingar i terrenget, der vatn vil kunne akkumulere og sannsynet for eit høgt porevasstrykk i lausmassane er størst (Sidle & Ochiai 2006). Jordskred breiar seg ofte ut i ei pære eller trekantforma skredbane, der utløysingspunktet er smalt og skredbana vert breiare nedover

skråninga. Tjukkelsen, eller djupet, på eit jordskred vil variere, men i Noreg er jordskred typisk mellom 0,5-1,0 meter djupe. Dette har med oppbygginga og eigenskapane til lausmassane å gjera, men mange stader er lausmassedekket tynt, og tjukkelsen på skredet vil då avgrensa seg sjølv (Sandersen 2014).

## 2.9 Vilkår for lausmasseskred

For at lausmasseskred skal kunne utløysast må enkelte vilkår ligge til rette for at dette skal vere mogleg. Norem og Sandersen (2014) peikar på fire hovudvilkår som må vera til stades for at lausmasseskred kan utløysast:

1. Det må vera bratt nok.
2. Lausmassar må vera til stades.
3. Lausmassane må ha avgrensa eller dårleg stabilitet.
4. Det må vera ein utløysande faktor .

### 2.9.1 Geologiske faktorar

I Noreg har dei fleste dalsider, som ikkje er for bratte, eit lausmassedekke av større eller mindre mektigheit. Dette gjer at store delar av dalsidene også kan vera skredutsett. Lausmasseskred vil også vere aktuelt i mindre skråningar med lausmassedekke, slik som i terrassekantar, og i skredavsetningar eller områder med marine avsetningar (Sandersen 2014).

Eigenskapane til eit materiale har mykje å seie for stabiliteten. Friksjonsvinkelen til lausmassar er styrt av kornstorleiken og kornforma (Figur 2.14). I tillegg til friksjonen vil også kohesjon og kapillære krefter auke styrken og stabiliteten til eit materiale med bindande krefter (Picarelli 2009). Dette vil berre vere relevant i finkorna lausmassar som silt og leire. Porøsitet og permeabilitet vil styre vasslagringskapasiteten og dreneringsevna til materialet (Figur 2.16). Finkorna material er meir utsett for oppbygging av porevasstrykk på grunn av låg permeabilitet (Wang & Sassa 2003).

Jordartar som består av grovt materiale slik som grov sand og grus, har høg permeabilitet, og det vil derfor vanlegvis ikkje kunne bygge seg opp vasstrykk i materialet som kan føre til at eit skred vert utløyst. Skråningar med slike massar vil kunne stå stabilt ved høge hellingsgradar, men vil vere sårbare for store ytre påkjenningar slik som ekstrem nedbørsintensitet eller kraftige rystingar (Sandersen 2014). Meir finkorna jordartar, slik som silt og leire, kan ha kohesjon som

held korna saman i tillegg til friksjon, noko som er særleg til stades dess meir finkorna jordarten blir. Kohesjon vil styrke jordarten med ekstra bindande krefter, og i tillegg har finkorna jordartar kapillære krefter som også bind kornskjellettet saman. Dette fører til auka styrke i jordarten, og slike jordartar kan stå stabilt i svært bratte skråningar eller skjeringar (Duncan 1996).

Ved uttørking eller full vassmetting vil jordarten miste dei kapillære kreftene, noko som kan føre til at eit skred vert utløyst. Permeabiliteten i slike finkorna massar er også svært lav. Dette gjer at materialet held betre på vatn, og ein får eit auka porevasstrykk som vil motverke både kohesjonen og dei kapillære bindingskreftene. Dette svekkar stabiliteten kraftig, og skråningar med slikt fint materiale vil derfor vere meir skredutsette enn ein tilsvarande skråning med grovare materiale (Johnson & Sitar 1990).

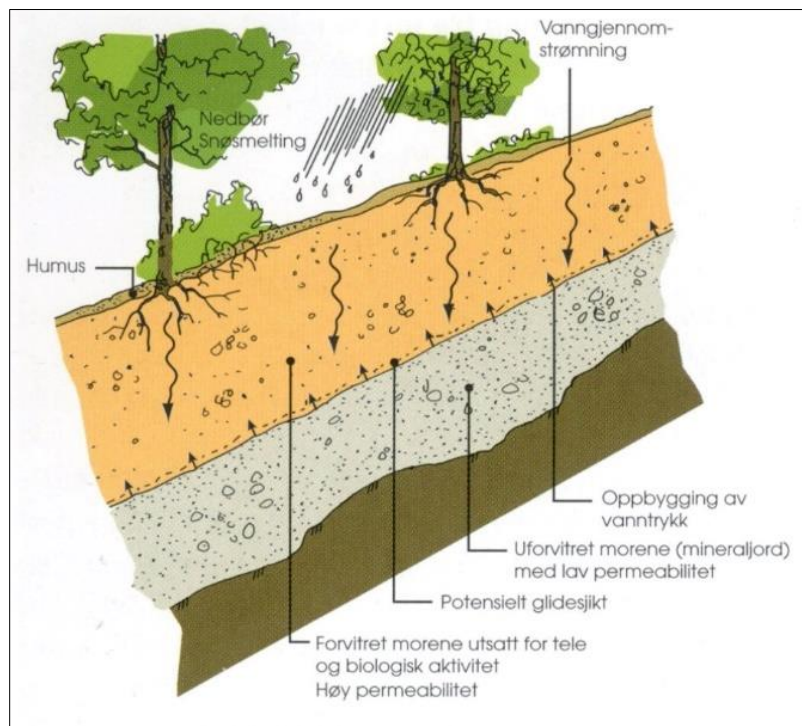
Glideplanet for lausmasseskred er vanlegvis lokalisert der det er ein markert skilnad i porøsitet, og derfor også permeabilitet. Dette kan vere mellom lausmassar og berggrunnen, eller mellom to lausmasselag med ulik porøsitet som følgje av pakkingsgrad eller kornfordeling (Montrasio et al. 2009).

Den øvste delen av eit lausmassedekke vil vera i kontinuerleg endring som følgje av at det er meir eksponert for ulike prosessar styrt av ytre faktorar. Denne delen vil til dømes verte påverka av frost, uttørking, vegetasjon og røter, biologisk aktivitet og menneskeleg aktivitet. Desse faktorene omarbeidar materialet og gjer at det får ein meir porøs struktur, noko som igjen aukar permeabiliteten. Øvst i eit lausmassedekke vil også ei utvasking finne stad, medan det lengre nede i lausmassedekket vil skje ei påfølgjande utfelling. Dette fører til ein auka porøsitet og permeabilitet i det øvre laget, medan utfellinga vil føra til at det djupare laget vert tett og mindre permeabelt (Sandersen 2014).

I eit lagdelt lausmassedekke der ein har ein betydeleg skilnad i permeabilitet, frå stor i det øvre laget til liten i det underliggende laget, vil vassinfiltrasjon gjennom det øvre permeable laget verte meir eller mindre stoppa ved overgangen til det lite permeable laget. Dette fører til at ved stor vassinfiltrasjon så vil ikkje vatnet verte drenert fort og godt nok vidare, og positive porevasstrykk vil kunne bygga seg opp i denne overgangen mellom laga (Chatwin et al. 1994). På grunn av prosessane som dannar denne lagdelinga så ligg ofte denne overgangen om lag på det same djupet som teledjupet her i Noreg, som generelt er på 0,5-1,0 meters djup (Sandersen



2014). Dette er eit eksempel på eit svært vanleg lausmassedekke i Noreg, og er typisk for tynne morenedekker som er vanleg i bratte skråningar og dalsider (Figur 2.33).



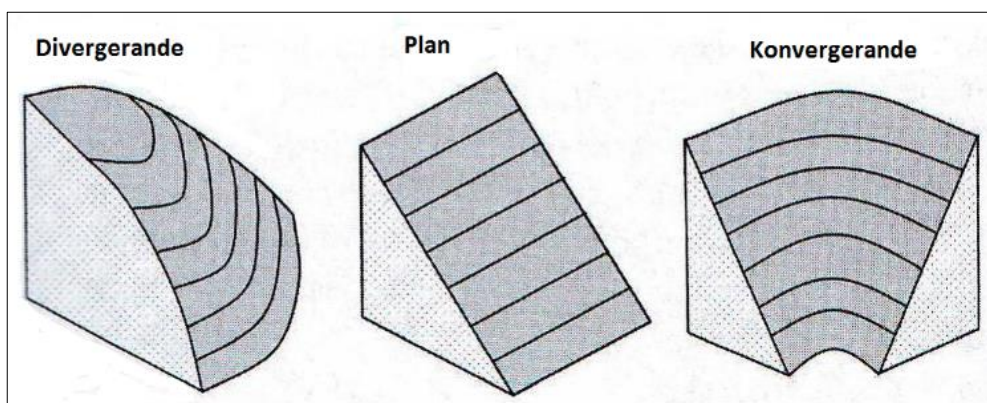
Figur 2.33: Jordprofil med typisk lagdeling for norsk morene. Det øvre laget har høg porøsitet og permeabilitet som følgje av aktive prosessar, medan det underliggende og uforvittra laget har låg porøsitet og permeabilitet (Sandersen 2014).

Korleis berggrunnen under lausmassane er har også innverknad på stabilitet gjennom tilførsel av vatn og om den gjer støtte til lausmassane. Lagdeling og sprekksett styrar vassgjennomstrøyminga i berget, og desse kan slik tilføra vatn til botn av lausmassedekket om orienteringa og plasseringa til desse dreneringsvegane er rett. Lagdeling eller strøk som følgjer skråningshellinga vil også ofte føra til ei jamn berggrunnsoverflate som gjer lite støtte til lausmassane og dannar slik eit godt glideplan. Meir ujamn berggrunnsoverflate og lag- eller strøketreningar som ikkje er parallelle med skråninga vil derimot kunne tilføra lausmassane støtte og derfor auke stabiliteten (Chatwin et al. 1994; Sandersen 2014).

## 2.9.2 Geomorfologiske faktorar

Helling er ein topografisk faktor, og det er fleire topografiske faktorar som er med på å påverke kor gunstige eller ugunstige forhold det er for at jord- eller flaumskred skal kunne utløysast (Norem & Sandersen 2014).

For at lausmassar skal kunne skli og skred verte løyst ut så må skråninga ha ei tilstrekkeleg helling til at dette er mogleg. Det er vanleg å definere skråningar brattare enn  $30^\circ$  som skråningar der det kan gå lausmasseskred. Særskilde forhold kan derimot føra til at skred også vert utløyst i skråningar med lågare hellingsvinkel, ned mot  $20^\circ$  (Bargel et al. 2011). Dette kan vera på grunn av finkorna materiale som gjer at porevasstrykk kan bygge seg lettare opp, tynt lausmassedekke som ligg på glatt berggrunn, områder utan forankrande vegetasjon eller som følgje av menneskelege inngrep som reduserar stabiliteten (Norem & Sandersen 2014). Skråningar som er svært bratte vil vere mindre utsett for lausmasseskred, fordi ustabile lausmassar allereie ha sklidd ut, og det ligg derfor stabile lausmassar, eller ingen lausmassar att (Sidle & Ochiai 2006).

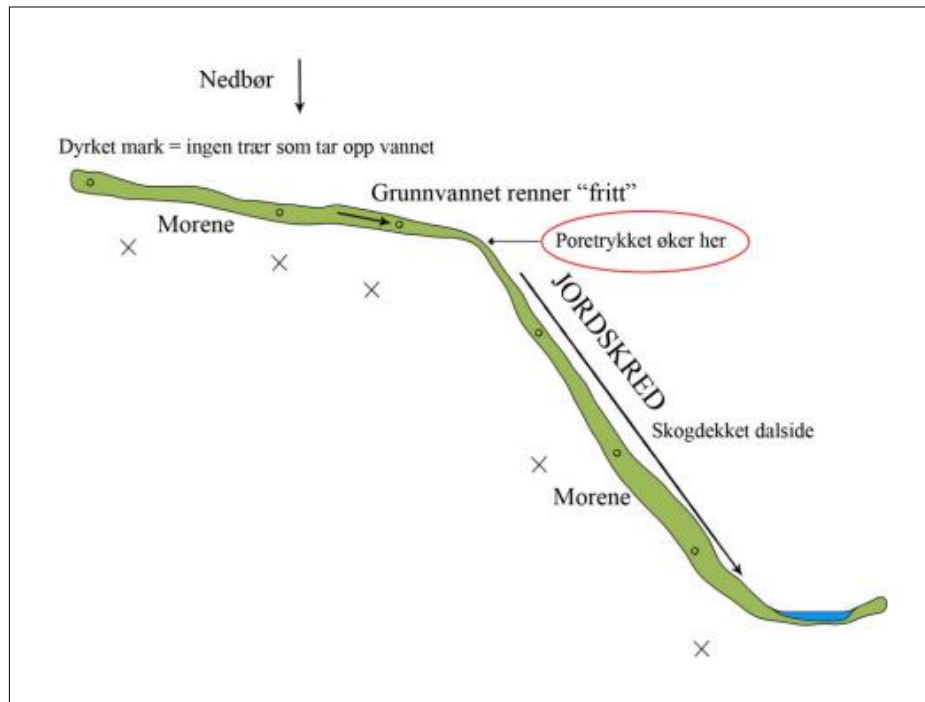


Figur 2.34: Ulike typar av skråningsform. Modifisert etter Sidle og Ochiai (2006)

Skråningsform har i følgje Sidle og Ochiai (2006) stor innverknad på korleis grunnvasstrøyminga og overflateavrenninga vert fordelt i terrenget. Ein konvergerande skråningsform vil samle vasstrøyminga i skråninga, og slik føre til vassmetting og eit auka porevasstrykk (Figur 2.34). Konvergerande skråningsformer er difor meir utsett for skredhendingar enn divergerande og plane skråningsformer.



Figur 2.35 viser ei dalside som går frå slakare til brattare helling og dannar slik ein terskel i terrenget. Knekkpunktet vil føra til redusert strøymingsareal for grunnvatnet, og vasstraumen vert bremsa opp. Dette vil auke poretrykket i lausmassane, og skred kan verte utløyst på undersida av terskelen (Bargel 2014).



Figur 2.35: Oppbygging av poretrykk ved endring i terrenghelling. Straumingsarealet for grunnvatnet minkar som følgje av hellingsendring, og høgare vassmetting oppstår (Bargel 2014).

### 2.9.3 Hydrologiske og hydrogeologiske faktorar

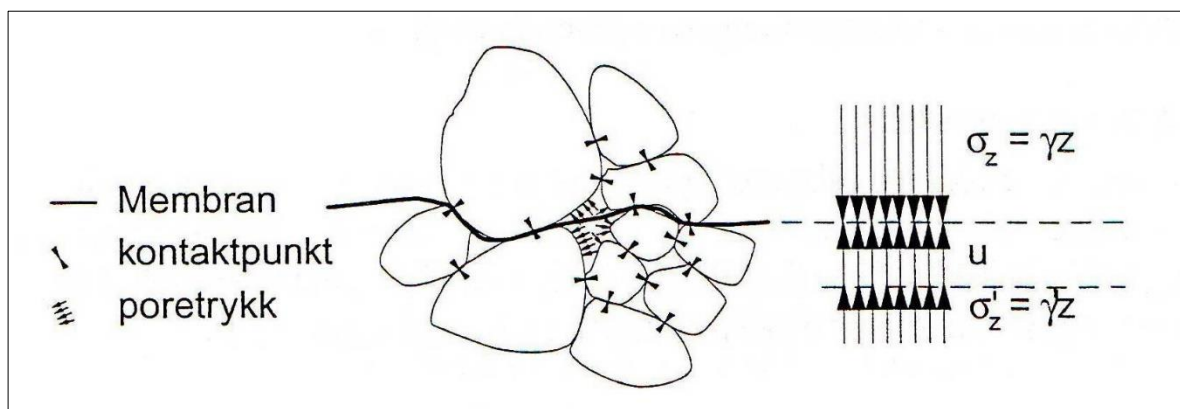
Jord- og flaumskred vert ofte utløyst i samband med vatn grunna erosjon frå vatn, flaum eller at vasstrykk byggjer seg opp i lausmassane. Dette er hovudgrunnen til at jord- og flaumskred oftast vert utløyst under spesielle vêrsituasjonar, som for eksempel ved intens nedbør eller kraftig snøsmelting (Sandersen 2014).

I delvis vassmetta jord over grunnvasspegelen, der vatn er til stades i porene som kapillært bunde vatn, vil undertrykk i porevatnet (kapillært sug) gi materialet auka styrke. Dette undertrykket vil forsvinne når grunnen vert vassmetta, og poretrykk vil oppstå i staden (Høeg 2014). På eit gitt djup i vassmetta lausmassar består den totale vertikale spenninga,  $\sigma$ , av

effektivspenninga,  $\sigma'$ , og porevasstrykket,  $u$ . Totalspenninga kan derfor uttrykkast ved (Emdal 2005):

$$\sigma = \sigma' + u \quad 2.1$$

Totalspenninga på eit gitt plan i ein vassmetta lausmasse vert fordelt på porevatnet og kornskjelettet. Kor stor del av totalspenninga porevatnet og kornskjelettet bær, avgjer forholdet mellom poretrykket og effektivspenninga. Figur 2.36 viser samanhengen mellom spenningane på eit plan illustrert med ein membran (Emdal 2005).



Figur 2.36: Samanhengen mellom totalspenning,  $\sigma$ , effektivspenning,  $\sigma'$ , og poretrykk,  $u$ , langs eit plan i ein kornstruktur (Emdal 2005).

Det er kjent at den vanlegaste utløysingsmekanismen for lausmasseskred er infiltrasjon av vatn i lausmassane som fører til eit auka porevasstrykk, og dermed svekka skjærstyrke i materialet (Montrasio et al. 2009). Skjærstyrken til materialet vert svekka ved at effektivspenninga minkar på grunn av eit auka porevasstrykk. Ved å omformulere og sette likning 2.1 inn i likninga for skjærstyrke med omsyn på effektiv spenningar, viser likning 2.2 korleis poretrykket svekkar styrken til materialet (Wu 1996):

$$\tau = c' + \sigma' \tan \varphi' = c' + (\sigma - u) \tan \varphi' \quad 2.2$$

Der  $\tau$  er skjærstyrke,  $c'$ , kohesjon og  $\varphi'$ , friksjonsvinkel er styrkeparametrar til materialet.

Auka porevasstrykk i lausmassar kan skje som følgje av intens nedbør, snøsmelting eller endring i grunnvassnivå. Værhendingar som fører med seg intens nedbør over korte tidsrom

eller meir moderat nedbør over lengre tid har ei nær samanheng med utløysing av lausmasseskred (Wieczorek 1996).

Grunne jordskred skjer ofte i bratte skråningar under intense periodar av nedbørshendingar, og terskelverdiar basert på kombinasjonen av intensitet og varigheit er nødvendig for å utløyse desse. Rask infiltrasjon av regn som fører til vassmetting av lausmassane og derfor ei midlertidig auke i porevasstrykket er den mest kjende og vanlege mekanismen som løyser ut lausmasseskred under nedbørshendingar. Lause og svake lausmassar er spesielt utsett for skred utløyst av intens nedbør, fordi det trengs ei mindre auke i porevasstrykket før skjærstyrken er svekka tilstrekkeleg mykje (Tsaparas et al. 2002).

### **Terskelverdiar av nedbør for utløysing av lausmasseskred**

Fare for poretrykksutløyste skred er avhengig av kor rask vasstilførselen er, og kor vassmetta jorda er frå før. Lausmasseskred kan verte utløyst ved langvarig og moderat nedbør over fleire døgn, eller ved kort og intens nedbør. Basert på undersøkingar av skredhendingar er det utvikla fleire formalar som kan bestemme ein terskelverdi for nedbør i løpet av eit gitt tidsrom som gir kritiske forhold. Caine (1980) utvikla den første formelen for terskelverdiar, basert på undersøkingar av skredhendingar frå heile verda:

$$I = 14,82 D^{-0,39} \quad 2.3$$

Der  $I$  er nedbørsintensiteten i mm/time og  $D$  er kor lenge nedbøren varar i timar.

Sandersen et al. (1996) såg på norske forhold for nedbørsmengder og utløysing av lausmasseskred, der han fann ein samanheng mellom døgnnedbør og gjennomsnittleg årsnedbør. Ut frå dette fann han terskelverdiar for utløysing av lausmasseskred ved at 8 % av den gjennomsnittlege årsnedbøren kom i løpet av eit døgn. For ein kortare periode på 12 timar fann han ein terskelverdi på 5 % av gjennomsnittleg årsnedbør. Desse verdiane vart funne ved bruk av følgjande formel (Sandersen et al. 1996):

$$P = 1,2D^{0,6} \quad 2.4$$

Der  $P$  gir kor stor prosentandel av årsnedbøren som må komme i løpet av tida  $D$  (timar) for å oppnå kritiske nedbørsmengder for utløysing av jordskred.

For å finna nedbørsmengda som tilsvara den kritiske nedbørsmengda gitt i prosent frå likning 2.4, kan verdien for årsmiddelnedbøren og  $P$  settast inn i følgjande likning (Sandersen et al. 1996):

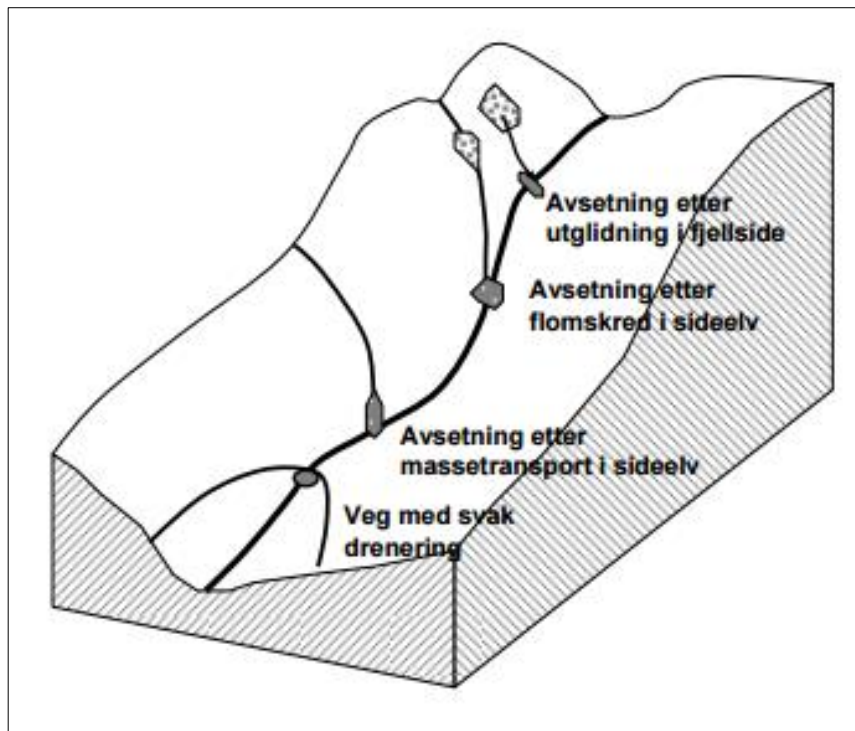
$$R = \frac{\text{Årsmiddelnedbør} * P}{100} \quad 2.5$$

$R$  gir kor mykje nedbør (mm) som må komme i løpet av tida  $D$  (timar) for å oppnå den kritiske nedbørsmengda  $P$  (%) for utløysing av jordskred.

Rask snøsmelting vil tilføra lausmassedekket betydelege mengder vatn. Horton (1938, som sitert i Wiczorek, 1996) undersøkte infiltrasjon og avrenning i lausmassedekket frå snøsmelting, og frå regn på snødekket. Han fann at snøsmelting kan føra til ei meir kontinuerleg tilførsle av vatn over ein lengre periode samanlikna med varigheita av infiltrasjon frå regn. Snøsmelting før og under nedbørshendingar er ein betydeleg bidragsytar til at skred vert utløyst (Wiczorek 1996).

Dei fleste stader har det over tid innstilt seg ei likevekt mellom dei nedbørsmengdene ein vanlegvis får på staden og kor mykje vasstilførsel lausmassane tåler før eit brot oppstår. Denne vasstilførselen kan ofte vera ein kombinasjon av nedbør og snøsmelting (Bakkehøi 1979).

Lausmasseskred og flaum er hendingar som ofte opptrer samstundes fordi begge er relatert til nedbør, avrenning og vassmetting av grunnen. Flaumskred oppstår vanlegvis i kanaliserte terrengformer og kan minne mykje om flaum i staden for eit skred, noko som er naturleg då desse hendingane som oftast inntreff samstundes i dei same områda. Lausmasseskred kan også demme opp vassveggar og vassdrag slik at store vassmengder vil byggje seg opp, eit brot i ei slik demming føra til kraftig flaum nedover vassdraget (Figur 2.37). Lausmasseskred som går ned i bekker eller elver vil også tilføra vatnet mykje volum og materiale slik at ein får flaumtilhøve, auka erosjon og utvikling til eit flaumskred (Highland 2004). I kanaliserte terrengformer vil store nedbørshendingar føre til eit høgt sedimentinnhald i bekker og vassdrag, og ofte utviklar dette seg til flaumskred (Wiczorek 1996).



*Figur 2.37: Oppdemming av kanaliserte terrengformer og dreneringsløp kan føre til utløsning av nye flomskred. Dette kan skje ved naturlige prosessar, eller menneskeleg påverknad (Norem & Sandersen 2014).*

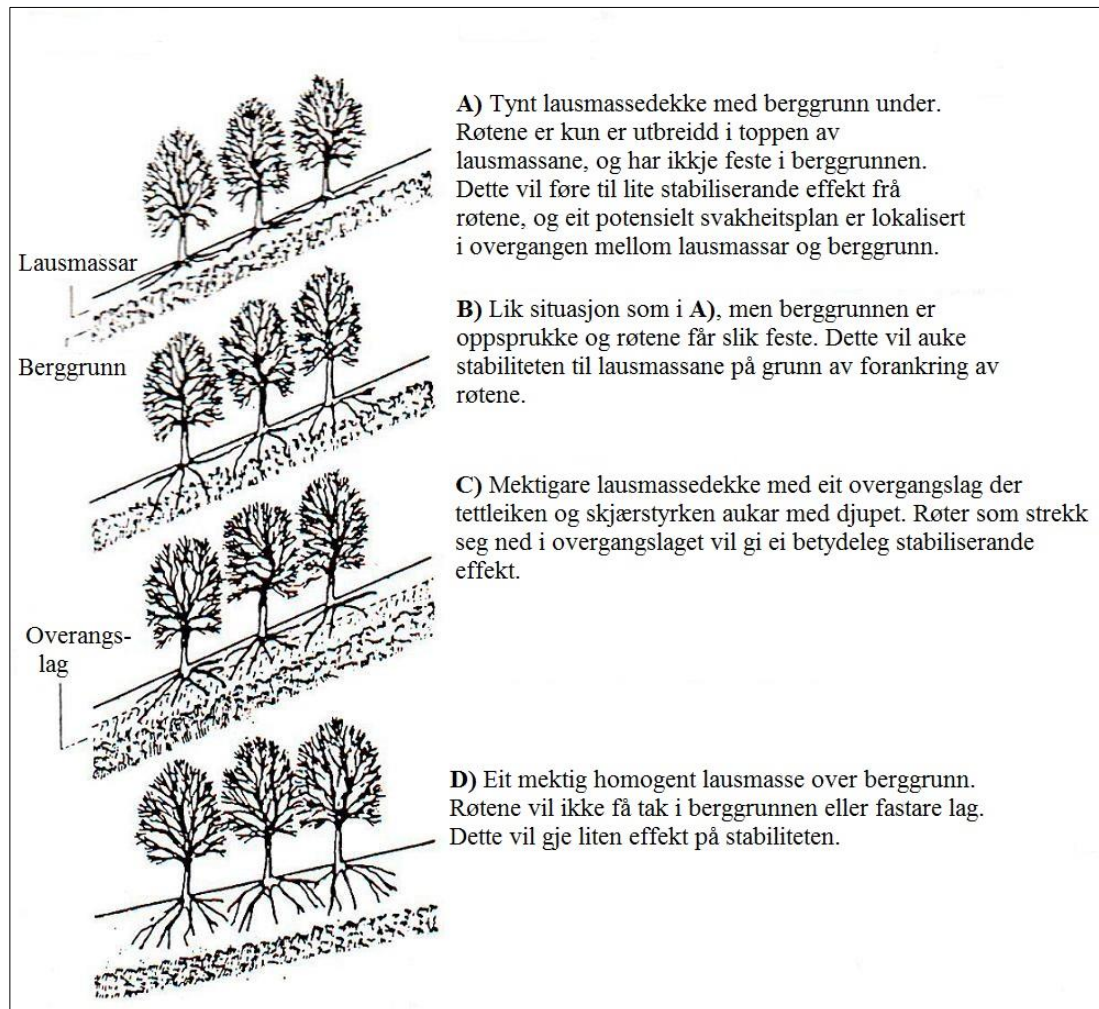
#### 2.9.4 Vegetasjon

Vegetasjon påverkar stabiliteten til lausmassar i ein skråning indirekte gjennom effekt på vassmetting og direkte gjennom forankring av materialet med røtene (Morgan & Rickson 1995).

Blad og tre kroner vil i første omgang hindre nedbør i å nå bakken direkte. Nedbør kan lande på vegetasjonen og seinare å renne ned på bakken, medan noko vil fordampe frå blada. Når nedbør når bakken under vegetasjon er sjansen for infiltrasjon større enn på uvegetert jord (Dingman 2008). Organisk materiale, rotvekst, nedbryting av røter og høgt biologisk aktivitetsnivå i jorda fører til eit meir porøst materiale, og høgare permeabilitet. Dette aukar infiltrasjonskapasiteten og vasslagringskapasitet, som kan føre til auka vassmetting. Vegetasjonen forbrukar og vatn gjennom fordamping og opptak i røtene. Dette førar til minskt vassmetting og poretrykk, noko som aukar skjerstyrke og motstand (Sandersen 2014).

Trær har djup effekt og kan bidra til styrking ned til djup på 3 m eller meir avhengig av rotforma og oppbygginga til treslaget. Røter som kryssar laggrenser eller plan som er potensielle

glideflater eller brotflater vil gje stor stabiliserande effekt gjennom forankring av lausmassane. Sjø Figur 2.38 for framstilling av stabiliserande effekt ved ulike lausmassedekker (Morgan & Rickson 1995). Rotsystem vil bidra til å auke skjærstyrken gjennom auka kohesjon, der bindande effekt mellom fiber og jord førar til adhesjon av jordpartiklar til røtene. Kohesjonen aukar kraftig ved høg rottettleik, noko som tilseier at vegetasjon vil ha størst effekt nær overflata der rottettleiken generelt er høgast, og jorda svakast (Zhou et al. 1998).



Figur 2.38: Røters påverknad for stabilitet i lausmassar med ulik mektigheit og oppbygging. Modifisert etter Morgan og Rickson (1995).

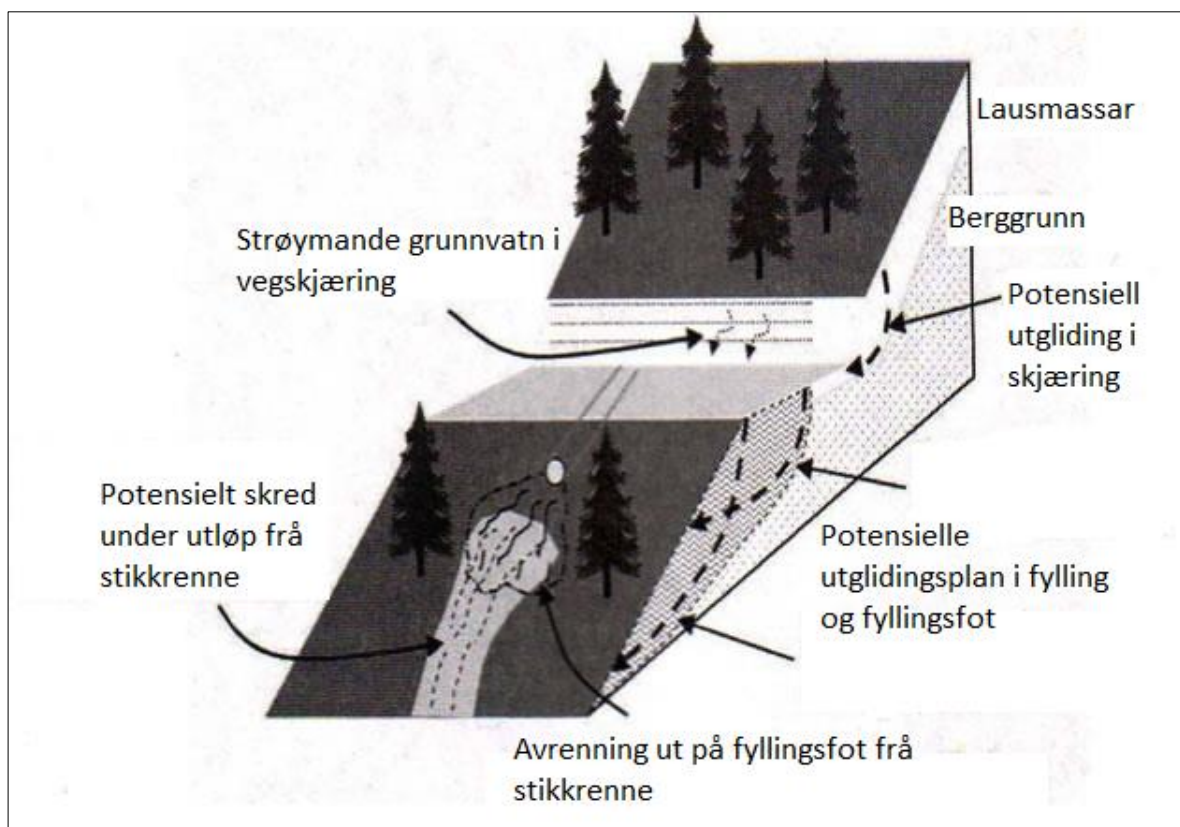
### 2.9.5 Menneskeleg påverknad

Menneskeleg påverknad gjennom inngrep i lausmassedekket, dreneringsveggar eller vegetasjonen kan påverke stabiliteten i ein skråning i stor grad. Den vanlegaste menneskelege påverknaden som aukar faren for jord- og flaumskred er endring av dei naturlege vassvegane



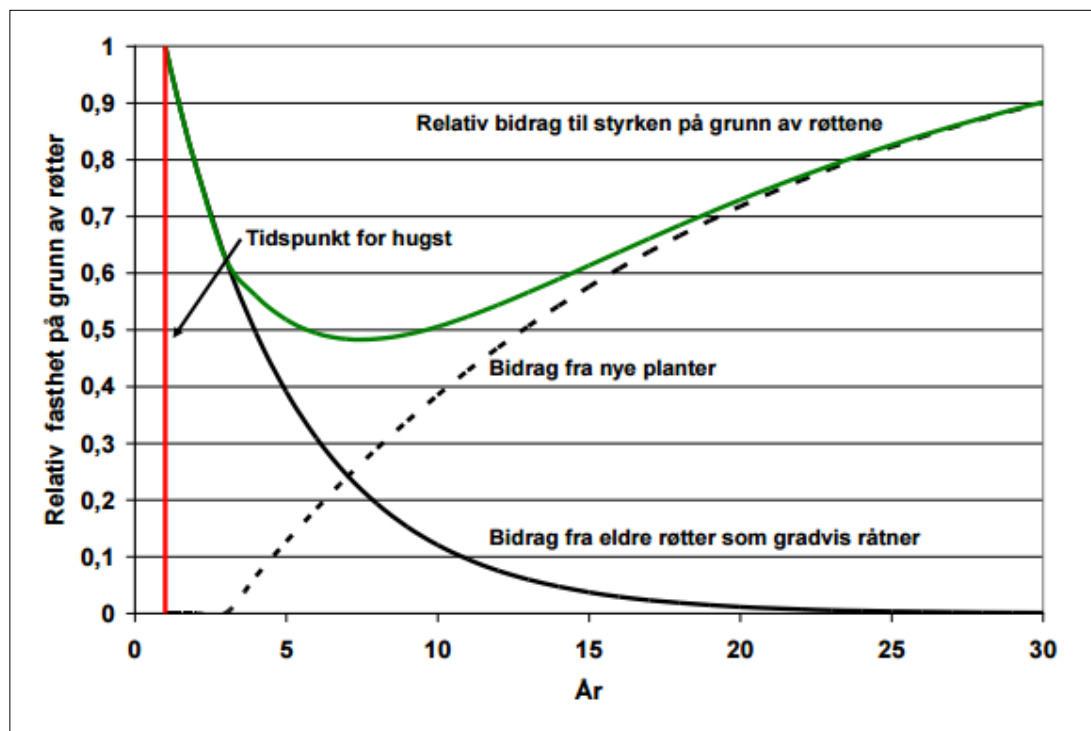
(Sandersen 2014). Samling og konsentrasjon av overflatevatn i ei skråning førar til større vassmengder enn det som er naturleg og som skråninga tåler. Dette kan føre til erosjon og auka porevasstrykk, som kan føre til utløyning av skred (Highland & Bobrowsky 2008).

Utbygging i skråningar med lausmassedekke vil både forstyrre den naturlege stabiliteten og dei naturlege dreneringsvegane. Ved bygging av veg i ein skråning vil dette verte utført ved å lage skjeringar og fyllingar. Dette vil både fjerne støtta der skjeringar vert utgreve, og påføre ekstra belastning der fyllingar vert danna. Begge desse prosessane minkar stabiliteten i skråninga. Dreneringa vil også verte endra, og tiltak som grøfter og stikkrenner må etablerast for å kontrollere overflatevatnet. Viss dimensjoneringa på desse tiltaka er for liten eller vatnet vert leda til eit ugunstig område vil stabilitetsproblem oppstå. Mest vanleg er auka erosjon eller oppdemming som førar til vassmetting (Sidle & Ochiai 2006). Figur 2.39 viser potensielle stabilitetsproblem som kan oppstå ved utbygging i skråningar.



Figur 2.39: Potensielle stabilitetsproblem ved skjæring og fylling i lausmasseskråning. Modifisert etter Sidle og Ochiai (2006).

Fjerning av vegetasjon ved hogst eller rydding til dyrka mark vil minke stabiliteten til lausmassar i ein skråning. Etter hogst vil dei røtene som står att rotne over tid. Dette førar til at dei bindande kreftene frå røtene minkar, og at styrken til lausmassane vert redusert. Holrom etter dei fjerna eller rotne røtene vil auke porøsiteten i lausmassane, og slik auke moglegheita for oppbygging av porevasstrykk (Morgan & Rickson 1995). Dersom fjerning av vegetasjon skjer gjennom hogst, vil ny tilvekst eller eventuell ny planting gradvis auke stabiliteten til skråninga ved at nye røter etablerer seg i lausmassane. Dersom fjerning av vegetasjon skjer gjennom rydding til dyrka mark, vil stabilitetsbidraget frå dei eldre røtene gradvis minke til det ikkje er noko stabiliserande effekt att. Forholdet mellom styrke frå røter og tid etter hogst er vist i Figur 2.40 (Norem & Sandersen 2014).



Figur 2.40: Grafen viser korleis stabilitetsbidraget frå røter minkar i tida etter hogst, og korleis ny tilvekst etter hogst bidreg til å styrke materialet (Norem & Sandersen 2014).

## 2.10 Skråningsstabilitet

Mange faktorar og forhold verkar inn på stabiliteten i ei skråning og kan skape ustabile forhold og i verste fall utløyse skred. Slike faktorar og forhold kan ha store lokale, regionale, nasjonale og internasjonale variasjonar, og det vil derfor her verte fokusert på relevante forhold og faktorar i Noreg og spesielt dei som er mest relevante i studieområdet.

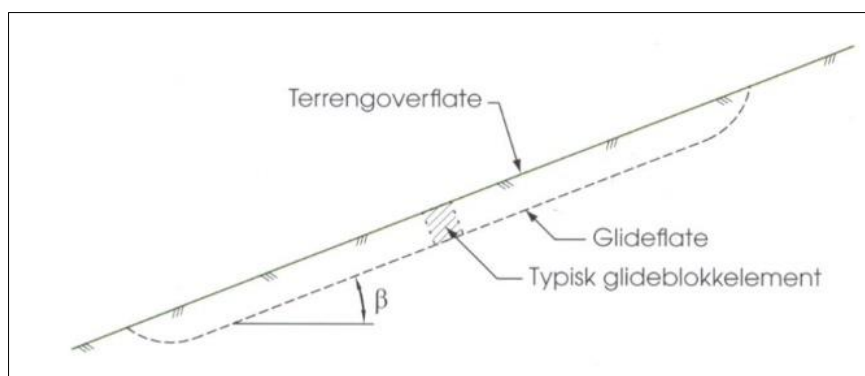


## 2.10.1 Generell skråningsstabilitet

Skråningsstabilitet og fare for utgliding vert vanlegvis analysert ved bruk av likevektsberekningar. Ved å definere eit glideplan med ei glideblokk som representerer forholda i ein skråning, kan ein ved hjelp av styrkeparametra til materialet analysere stabiliteten til skråninga ved likevektsberekning, sikkerheitsfaktor og skjærstyrke berekning (Høeg 2014).

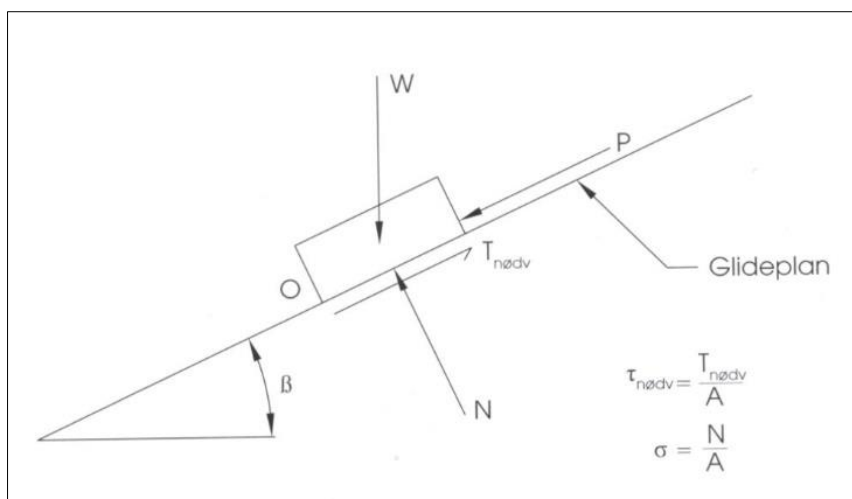
### 2.10.1.1 Likevektsberekning

I likevektsberekningar vert skråningsstabilitet analysert på det planet som er mest sannsynleg at vil gå i brot ved gliding, altså glideplanet (Figur 2.41). Ein må definere ein glidemasse som igjen vert delt opp i blokker der likevekt vert berekna for kvar av desse blokkene (Duncan 1996).



Figur 2.41: Prinsippskisse for stabilitetsberekning av skred i "uendeleg" lang skråning.  $\beta$  er skråningshellingsvinkelen (Høeg 2014).

Ved stabilitetsberekning på ei glideblokk i ein skråning vert kreftene som påverkar blokka nytta for å berekne likevekta (Figur 2.42).  $W$  og  $P$  er vekta av blokka frå gravitasjonskrafta som både verkar langs glideplanet og normalt på glideplanet.  $A$  er kontaktarealet mellom blokka og glideplanet.  $N$  er normalkrafta.  $T_{n\ddot{o}dv}$  er den nødvendige skjærmotstanden som trengs for å hindre utgliding.  $\beta$  er hellingsvinkelen til skråninga.  $\tau_{n\ddot{o}dv}$  er den nødvendige skjærspenninga for likevekt, og  $\sigma$  er normalspenninga (Høeg 2014).



Figur 2.42: Forenkla prinsippskisse av glideblokka nytta ved stabilitetsberekning for utgliding av skråning. Forklaring av parametra i teksten (Høeg 2014).

### 2.10.1.2 Sikkerhetsfaktor

Sikkerhetsfaktoren er definert som graden av skjærstyrke delt på skjærspenning nødvendig for likevekt i skråninga (Duncan 1996).

$$\text{Sikkerhetsfaktor} = F = \frac{\text{Skjærstyrke}}{\text{Skjærspenning nødvendig for likevekt}} \quad 2.6$$

$$F = \frac{c + \sigma \tan \varphi}{\tau_{nødv.}} \quad 2.7$$

Sikkerhetsfaktoren som er definert ved likning 2.7 over er eit generelt mål for kor lave styrkeparameterna  $c$  og  $\varphi$  må vere for at skred kan oppstå. Styrken til lausmassar er svært vanskeleg å fastsette, derfor er den overordna definisjonen (likning 2.6) best å nytte i praktiske tilfelle (Duncan 1996). Sikkerhetsfaktoren gir ein verdi for stabiliteten til ei skråning. Ein sikkerhetsfaktor på  $F=1$  er definert som grensa for likevekt, og verdar under  $F=1$  vil tyde på kritiske stabilitetsforhold, fordi summen av dei drivande kreftene er større enn summen av dei stabiliserande (Wu 1996).

### 2.10.1.3 Skjærstyrke

I likevektsberekningar er skjærstyrken til materialet antekt å vere fullt utvikla langs brotplanet ved brot. Dei grunnleggande prinsippa for styrkeparameter i materialet er brotkriteriet og effektivspenning (Wu 1996).

Mohr-Coloumb kriteriet er det benytta brotkriteriet for likevektsberekningar (Wu 1996):

$$\tau = c + \sigma \tan \varphi \quad 2.8$$

Der  $\tau$  er skjærstyrke,  $c$  er kohesjon,  $\sigma$  er normalspenning på glideplanet og  $\varphi$  er friksjonsvinkelen der friksjonskoeffisienten er  $\tan\varphi$ .

Skjærstyrken vert funnen ved målingar og seier noko om styrken til jorda i forhold til belastning. Ved å kombinere resultat frå likevektsberekning og måling kan ein definere sikkerheitsfaktoren,  $F$ , gitt av ligning 2.6 og 2.7 og dermed analysere kor godt jorda vil takle dei sannsynlege belastningane (Emdal 2005).

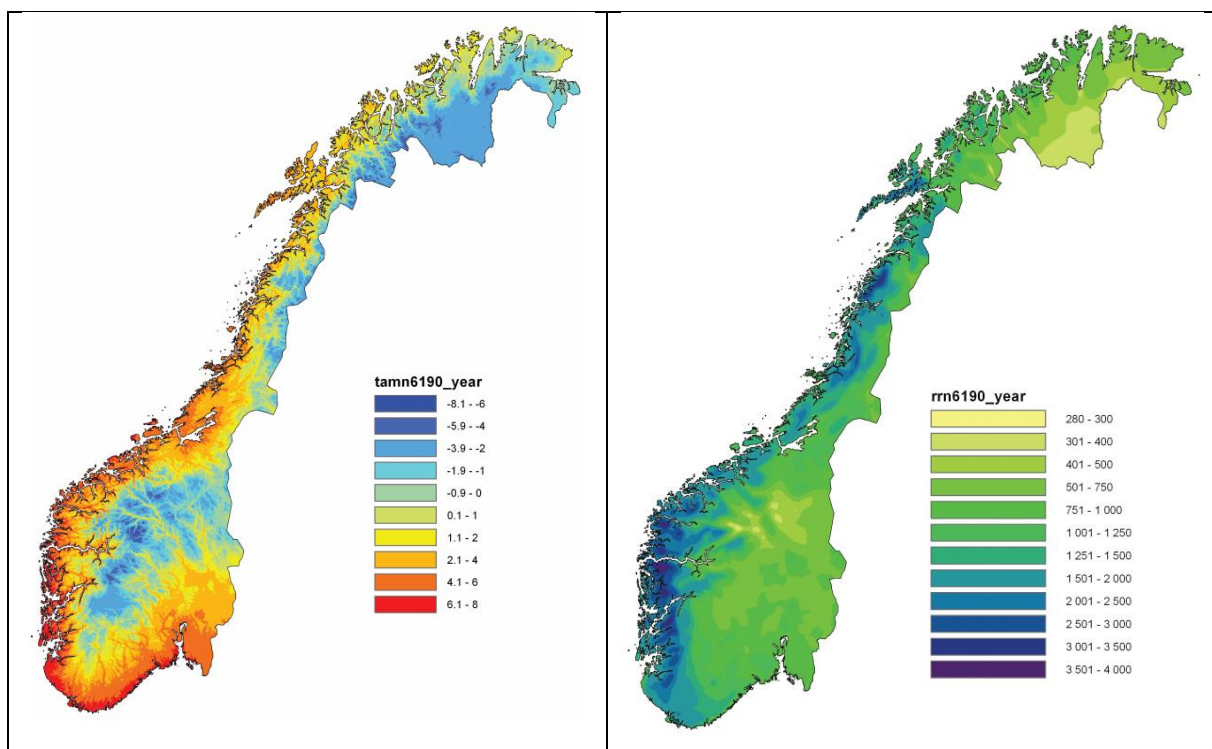
## 2.11 Klima

Klima er eit omgrep som brukast for å beskriva gjennomsnittsværet for eit område. Klimaet er basert på normalar, variasjonar og ekstreme verdiar for været i området ut frå målingar over eit lengre tidsrom. Normalar er middelveidiar frå målingar av ulike meteorologiske element i bestemte 30-års periodar. Desse periodane er bestemt gjennom internasjonale avtalar, og i dag er det normalane frå perioden 1961-1990 som vert brukt fordi dette er den siste standardnormalperioden (Hanssen-Bauer et al. 2009; met.no 2015a).

### 2.11.1 Klima i Noreg og Trøndelag

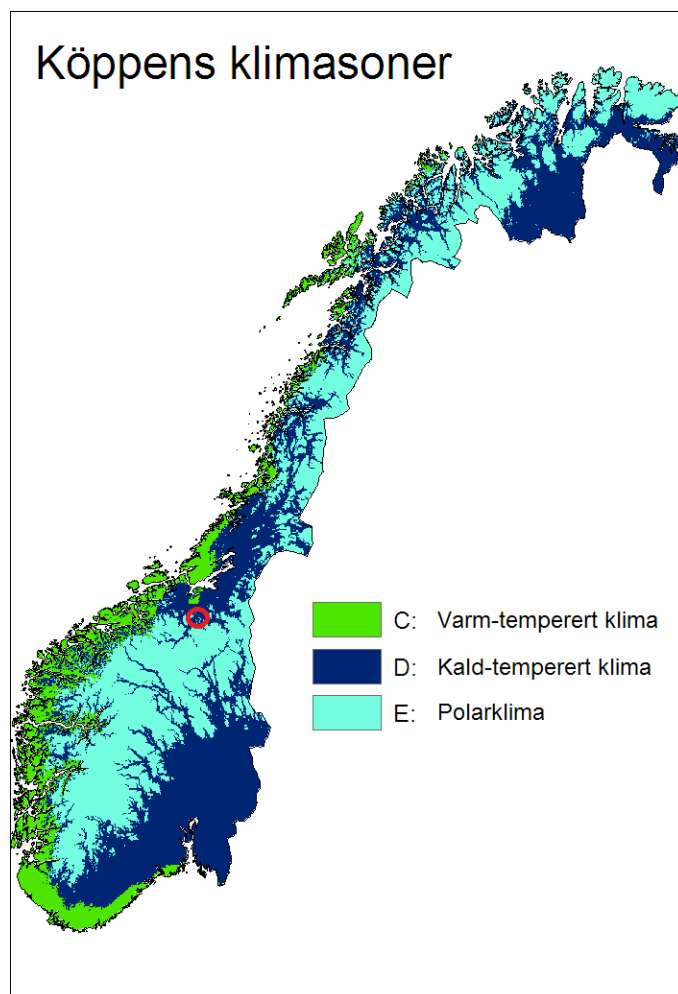
På grunn av den store geografiske utstrekkinga så varierar klimaet i Noreg svært mykje. Dette er naturlege variasjonar som kjem av at landet strekk seg over fleire breiddegrader og ulik geografisk plassering i forhold til kyst og fjell. Men generelt er klimaet i Noreg varmt i samanlikning med andre landområder på tilsvarande breiddegrader. Dette kjem av luft- og havstraumar frå vest som tilfører mykje varme. Årsmiddeltemperaturen for Noreg sett under eitt er på om lag  $+1$  °C, og gjennomsnittleg årsnedbøren er berekna til 1486 mm, men desse

verdiane vil ha store variasjonar om ein ser på bestemte delar av landet. Sjå Figur 2.43 (Hanssen-Bauer et al. 2009). Noreg kan grovt sett delast opp i områder med maritimt klima og kontinentalt klima. Det maritime klimaet er styrt av dei varme luft- og havstraumane frå Atlanterhavet i vest, noko som gir varmare vintrar og kaldare somrar i tillegg til meir nedbør. Store delar av Noreg ligg ved eller i nærleiken av kysten, og vil derfor ha eit maritimt klima. Men fjella som strekk seg gjennom Noreg hindrar i stor grad desse varme straumane, og gir innlandet eit meir kontinentalt og tørrare klima med kaldare vintrar og varmare somrar (Meteorologisk-institutt 2016b).



Figur 2.43: Syner årsmiddeltemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) og midlere årsnedbør (mm) i Noreg for normalperioden 1961-1990 (Hanssen-Bauer et al. 2009).

Trøndelag vert innan klimaomgrepet definert som ein kystregion fordi klimaet er sterkt påverka av havet. Nedbørssituasjonen er prega av vedvarande nedbør, og temperaturen er også styrt av havet med milde vintrar og relativt kjølege somrar. Innafor regionen varierar klimaet, men i eit større perspektiv er klimaet i heile regionen i hovudsak styrt av den nære plasseringa til hav (met.no 2015b). Figur 2.44 viser inndelinga av Noreg etter Köppens klimaklassifikasjon som baserar seg på temperatur- og nedbørsnormalar (Meteorologisk-institutt 2016b). Midtre Gauldal og Soknedal som er markert med raud ring på figuren har etter denne klassifikasjonen eit kald-temperert klima.



*Figur 2.44: Köppens klimasoner for Noreg. Midtre Gauldal er omtrentleg markert med raud sirkel (Meteorologisk-institutt 2016b).*

Normalar for temperatur og nedbør syner sesongvariasjonar, men klimaet kan karakteriserast som relativt nedbørsrikt og utan dei store variasjonane i temperatur og nedbør som følgje av påverknaden frå havet. Meteorologisk institutt (met.no 2015b) delar året opp i fire sesongar, der mars-mai er vinter, juni-august er sommar, september-november er haust og desember-februar er vinter. Våren vert kjenneteikna av store variasjonar, både når det kjem til temperatur og nedbør. Kyststrøka vert fort oppvarma og nedbørnormalen for perioden ligg opp mot 400 mm i desse områda. Trondheim sentrum er definert som kyststrøk i denne samanhengen. Nedbøren vil variera mellom snø og regn, men i låglandet vil regn prega nedbøren frå tidleg i perioden. Sommaren byr på høgare temperaturar langs Trondheimsfjorden, medan nedbørsmønsteret minner mykje om det ein har på våren. Om hausten vil ein få større skilnad i temperaturen i indre strøk og ved kysten. Kystområda held seg varme på grunn av havet som

er oppvarma i løpet av sommaren, og normalen ligg på mellom 8 og 10°C. Nedbørnormalen syner at enkelte områder får store mengder nedbør på hausten. Spesielt kyststrøka og dei nordlege delane er utsett, og normalen ligg på opp mot 800 mm nedbør. Om vinteren ligg temperaturnormalen for heile Trøndelag under 0°C, men kyststrøka og områda rundt Trondheimsfjorden har relativt sett ein høg temperatur gjennom heile sesongen. Desse områda får også mest nedbør, medan dei indre strøka er relativt tørre med 50-100 mm nedbør i denne perioden (met.no 2015b).

### 2.11.2 Klimaendring

Endring i klima er ein global prosess der meteorologiske element påverkar kvarandre i ulik grad over heile kloden. Klima må betraktast som noko globalt, men regionale ulikskapar er betydelege og klima kan slik analyserast på meir regionalt og lokalt nivå. Dette kapittelet vil i hovudsak ta føre seg endringar i det som kan betegnast som det norske klimaet, og då med eit spesielt fokus retta mot Trøndelag og studieområdet.

Ved å studere meteorologiske data som er tilgjengeleg frå år 1900 og framover er tydelege endringar i klimaet for Noreg observert. Hanssen-Bauer et al. (2009) viser at årsmiddeltemperaturen i Noreg har auka med om lag 0,8 °C dei siste hundre åra, der den mest betydelege auka er på våren. Denne temperaturauka har ført til ei generell auke i vassføring både på vinteren og våren, og ei tidlegare start på snøsmetinga. I det same tidsrommet har årsnedbøren også auka med nesten 20% i Noreg, der den største auka er observert på våren. I Trøndelagsområda er det derimot vinternedbøren som har auka mest medan den minste auka er i sommarnedbøren. Lied (2014) gir at det i perioden frå 1957 til 2010 har vore ein auking i hyppigheita og intensiteten på kraftige nedbørshendingar, både når det kjem til timesnedbør og nedbør i løpet av eit til ti døgn. Auken har vore størst i dei områda som allereie er mest nedbørsrike, og det vert forventat at denne trenden skal fortsetje framover. Klimadata viser også ei auke i gjennomsnittstemperaturen i Noreg, og dette vil føra til at meir av den også aukande nedbøren vil komma som regn og mindre som snø (Kronholm & Stalsberg 2009).

Det er internasjonalt vedteke at perioden frå 1961-1990 er referanseperioden som skal brukast til berekning av meteorologiske verdiar i dag, men Hanssen-Bauer et al. (2009) peikar på at dersom ein samanliknar denne perioden med ein nyare periode frå 1979-2008 vil ein sjå ei betydeleg endring og utvikling i klimaet. Dei slår fast at det i denne perioden har vore ei auke i

årsmiddeltemperaturen på 0,5 – 0,6 °C, og ei gjennomsnittleg auke i årsnedbøren på 5 % i alle landets regionar. Der temperaturauka har vore størst på vinteren og nedbørsauka har vore størst på vinteren og våren. Denne tydelege klimaendringa i seinare år er sannsynleg vis ein kombinasjon av naturlege variasjonar og menneskeleg aktivitet, og bør derfor få eit større fokus i berekningsmodellar med tanke på at det er venta at dei menneskeskapte endringane vil verte meir betydelege i dei kommande åra (IPCC 2007, sitert av Hanssen-Bauer mfl. 2009).

Hanssen-Bauer et al. (2009) har på bakgrunn av *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC 2007) sine globale klimamodellar også analysert klimautviklinga i Noreg fram til år 2100. Berekningane viser at det vert varmare i heile landet gjennom heile året. Årsmiddeltemperaturen kan auke med 2,3 – 4,6 °C, der den største auka vil skje i vintertemperaturen (Iversen et al. 2005). Nedbørsmengdene vil også auke i heile Noreg, og årsnedbøren vil i gjennomsnitt auke med 5 – 30 % fram mot år 2100. Berekningane tyder på at nedbøren vil auke over heile landet og gjennom alle årstidene, men det vart også funne at det i delar av Aust-, Sør- og Vestlandet kan forventast ei auke i vinternedbøren på heile 40 %. Denne nedbørsauka vil komma gjennom fleire dagar med mykje nedbør, og den gjennomsnittlege nedbørsmengda for slike dagar vil auke i heile landet og i alle årstidene (Hanssen-Bauer et al. 2009).

### 2.11.3 Skred og klima

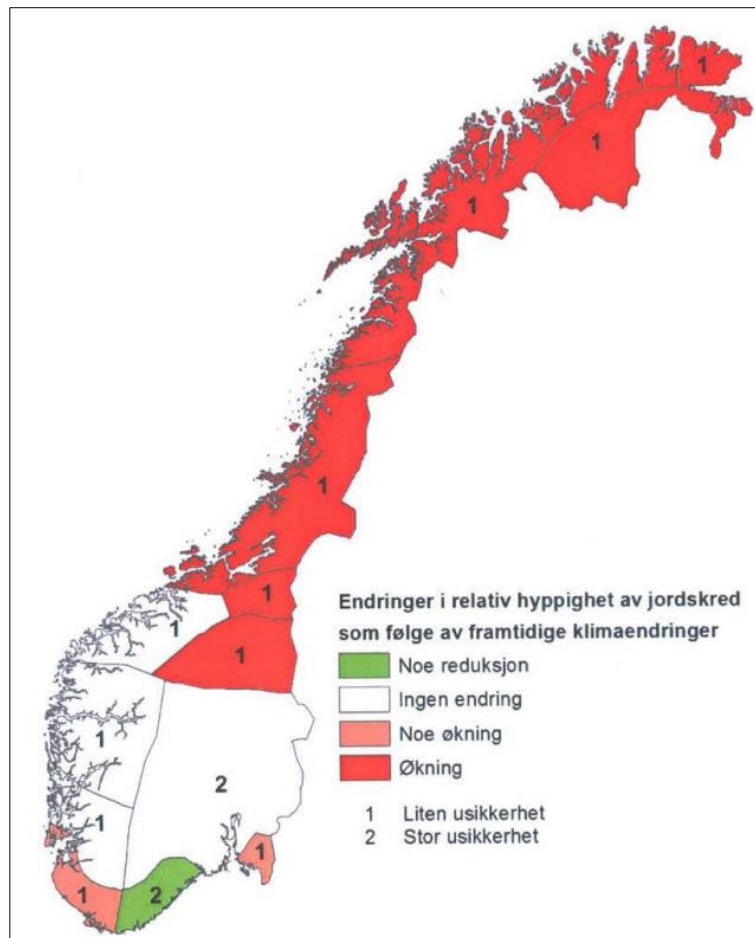
GeoExtreme prosjektet (GeoExtreme 2008) har blant anna teke føre seg korleis klimaendring dei neste 50 åra vil påverke skredaktiviteten i Noreg. Det er kjent at klima, vær og terrenghelling er hovudfaktorar for at jordskred skal utløyasast, der eit høgt porevasstrykk er ei vanleg utløyingsårsak, som gitt i delkapittel 2.9.3. Ut frå geologiske, hydrogeologiske og geografiske forutsetningar er det store lokale, regionale og nasjonale variasjonar i den kritiske mengda med vassmetting som trengs for utløyning av skred. Dette kan verte nådd ut frå intens nedbør over kort tid, etter lengre tid med jamn og mindre intens nedbør eller ved kraftig snøsmelting, ofte kombinert med tele i bakken (Kronholm & Stalsberg 2009)

GeoExtreme (2008) har gjennom analysar funne at det er ein relevant samanheng mellom nedbør og skred i Noreg, og nedbør kan seiast å vere den vanlegaste utløyande årsaka. Dei fann derimot ikkje grunn for å sei at det er signifikante regionale ulikskapar i utløyingsparametra. Observasjonar i prosjektet viser at nedbørsmengder over ein gitt

terskelverdi har vorte meir vanleg dei siste åra, men med store regionale ulikskapar (Jaedicke et al. 2008).

Ved bruk av regionaliserte klimamodellar er det sett på samanhengen mellom meteorologiske element, historiske skred og terrengforhold med tanke på skredhendingar. Det vart vist at kortvarig og intens nedbør var den mest vanlege utløyingsårsaka for jordskred (Jaedicke et al. 2008). Resultat for endring i hyppigheita av jordskred regionalt er vist i Figur 2.45. Endring i klima vil også påverke dei gitte generelle terskelverdiane. Forholda som påverkar skredfaren (geologiske, hydrogeologiske, geografiske og geomorfologiske) vil ikkje endre seg stort, men det som er vanlege forhold med tanke på vær og klima i dag vil endre seg, og ulik utvikling vil derfor føra til at påverknadsgraden vil endra seg. Områder som får meir nedbør enn før vil då også få ei auke i det normale porevasstrykket, noko som gjer at den kortvarige nedbørsmengda som trengs for å skape ustabile forhold vil verte redusert. Vidare vil auka temperatur føra til endring i vekstforhold for skog og vegetasjon. Denne endringa vil ha positiv påverknad på skredhyppigheita ved meir vegetasjon og høgare tregrense (Kronholm & Stalsberg 2009), som gitt i delkapittel 2.9.4.





Figur 2.45: Moglege endringar i jordskredaktivitet som følgje av klimaendringar (Kronholm & Stalsberg 2009).

Lausmassedekket i norske dalsider er i eit geologisk perspektiv ungt, og mange skråningar er bratte og står med lav sikkerheitsmargin fordi dei ikkje er ferdig utvikla i forhold til pågåande prosessar (Sandersen 2014). Dette lausmassedekket har til ein viss grad tilpassa seg klimaet etter istida, men når situasjonar med unormalt stor vassstilførsel inntreff, slik som ved ekstremvær, vil gunstige forhold for skred oppstå sidan lausmassedekket ikkje har tilpassa seg slike unormale forhold (Bakkehøi 1979). I framtida vil ekstreme vêrsituasjonar verte vanlegare i følgje klimaforskinga. Dette er situasjonar med meir nedbør, meir intens nedbør, raskare snøsmelting og auka temperaturar. Slike vêrtilhøve vil då føra til at aktiviteten av jord- og flaumskred aukar også, sidan det er vist at været og vatnet styrar mykje av skredaktiviteten (Bargel et al. 2011).

Befolkningsvekst og auka utbygging av bustader og infrastruktur gjer at områder som er eller kan verte utsett for skredfare er teke meir i bruk, og samfunnet er slik sett vorte meir sårbart for naturkatastrofar og konsekvensane ved ei skredhending kan som følgje av denne utbygginga nå større høgder i dag enn tidlegare.

## 2.12 Skred og samfunnskonsekvensar

Skred har stor innverknad på samfunnet, og dei sosio-økonomiske konsekvensane etter slike hendingar er stigande. Befolkningsvekst og utvikling fører til at stadig meir skredfarleg terreng vert teke i bruk til både busetnad og infrastruktur (Norem & Sandersen 2014). Dette fører til at skred kan påføra samfunnet tap, både i form av menneskeliv men også i form av materielle skadar. Forståing av skredfare, varsling og førebygging vert viktigare, spesielt sidan det er forventet at både skredproblema og skadane som følgjer av dette sett i eit stort perspektiv vil auke. Lied (2014) peikar på at årsaka til dette er tredelt, og at auka av problem knytt til skredhendingar skuldast:

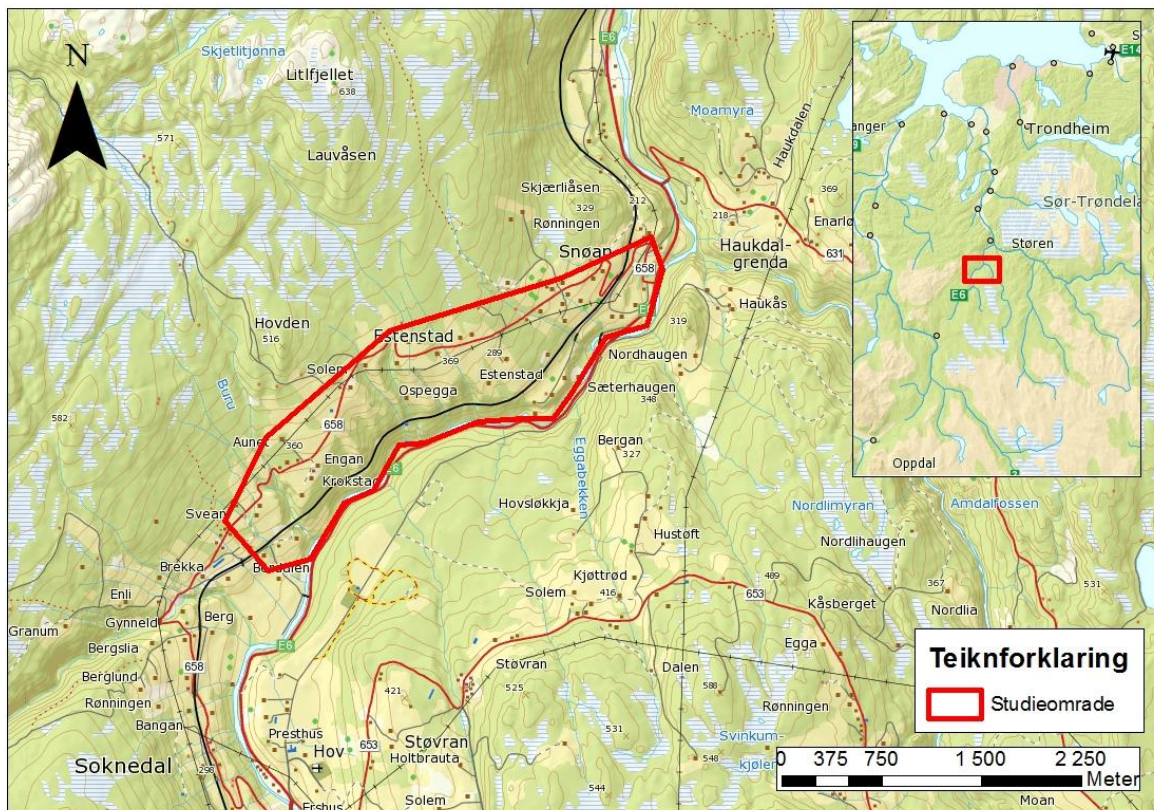
- Aukande bruk av areal som ligg i potensielt skredfarlege områder.
- Aukande avskoging av skredfarlege områder som fjellsider og skråningar.
- Klimaendringar som fører til auka nedbørsmengder og intensitet i mange skredutsette områder.

Auka kunnskap rundt skredfare har ført til at fleire skredutsette områder anten er sikra eller fråflytta, og ved fare for skred kan områder evakuerast og kommunikasjonssystem stengast. God kunnskap og planlegging kan i teorien sikra all busetnad og infrastruktur mot skredhendingar. I praksis er ikkje dette like lett, med tanke på den geografien me har i Noreg og dersom ein skal ta omsyn til økonomi (Lied 2014).

### 3 Områdebeskriving

Studieområdet ligg i dalføret som strekk seg sør-sørvest frå Støren mot Soknedal, i Midtre Gauldal kommune. Området der det vart utført feltundersøkingar ligg like nord for Soknedal sentrum, og omfattar dalsida mellom Berdalen og Snøan, frå elva Sokna og opp til fylkesveg 658. Avgrensinga av studieområdet er vist på Figur 3.1.

Dalbotnen stig frå omtrent 150 moh. ved Snøan opp til 230 moh. ved Soknedal sentrum. Sørtaustsida er bratt og prega av mykje fjell i dagen før den slakar ut og stig jamt frå rundt 200 moh. Nordvestsida stig jamnare, men også bratt oppover mot 300 moh. Denne sida er karakterisert av store lausmasseavsetningar og lite fjell i dagen. Opp frå dalbotnen ber dalsida tydelege preg av at elva har erodert seg ned i lausmassane, og skråninga er til tider svært bratt.



Figur 3.1: Kartutsnitt som viser avgrensinga til studieområdet (Statens kartverk 2016).

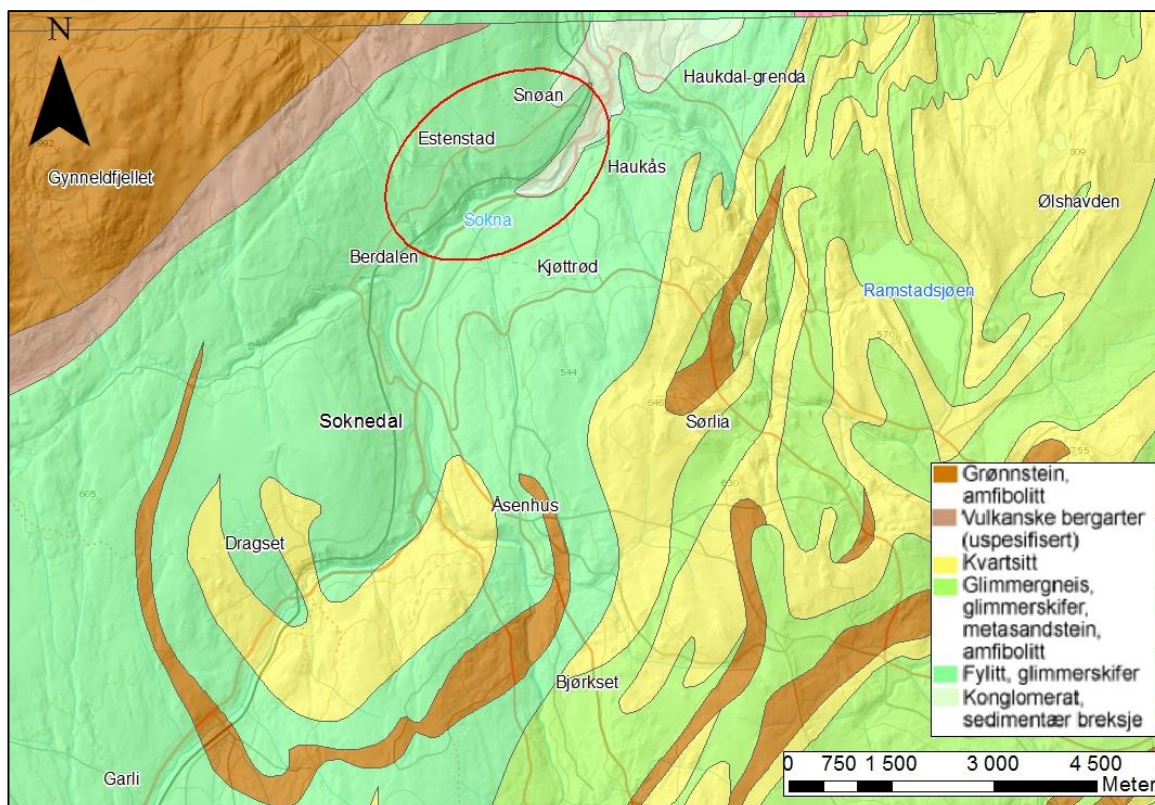
#### 3.1 Berggrunnsgeologi i Soknedal

Berggrunnen i Sør-Trøndelag og Midtre Gauldal er sterkt påverka av den kaledonske fjellkjededanninga, og består i hovudsak av ulike omdanna sedimentære og magmatiske

bergartar (Reite 1996). Lukking av havet mellom kontinenta Baltica og Laurentia førte til kollisjon og oppbygging av ei fjellkjede, der bergartar vart skjøve, folda og forkasta. Dette gjekk føre seg i Ordovicium og Silur, for 500 – 405 millionar år sidan (Fossen et al. 2007). Berggrunnen i Midtre Gauldal er danna av skyvedekker frå denne fjellkjedefoldinga, og er ein del av Trondheimsdekket (Wolff 1979).

Frå Norges geologiske undersøkelse (NGU) sine berggrunnskart ser ein at bergrunnen i Soknedal hovudsakleg består av fyllitt og glimmerskifer. På grunn av transport med bre eller vatn har også andre bergartar i området påverka samansetninga til lausmassane, dette gjeld hovudsakleg innanfor ein avstand på 0-2 km (Brattli 2014). Den lokale bergrunnen har derfor stor innflytelse på lausmassane i området. Mot vest har NGU kartlagt at bergrunnen går over til grønstein og amfibolitt, mot aust vert geologien meir kompleks. Her finns det både kvartsitt, grønstein, amfibolitt, glimmergneis, glimmerskifer, metasandstein og fyllitt i vekslende lag. Nord i dalbotnen, ved Snøan, er det kartlagt konglomerat og sedimentær breksje, og sør for Soknedal finn ein belte av kvartsitt og grønstein (Figur 3.2). Under feltundersøkingane vart denne berggrunnsgeologien bekrefta ved enkelte lokalitetar.





Figur 3.2: Berggrunnen i studieområdet (markert med raud ring) består i hovudsak av fyllitt og glimmerskifer, men andre bergarter (sjå teiknforklaring) i området har påverka samansetninga til lausmassane og (NGU 2015b).

Fyllitt og glimmerskifer er bergartar som er danna ved ulike metamorfosegradar av leirskifer. Bergartane består av mykje glimmermineral og er skifrige, noko som fører til at dei framstår som oppsprukne og svake i dagen (Prestvik et al. 1995). Høg oppsrekkingsgrad og svake mineral fører til at dei både forvitrar og vert eroderte lett. Dette skulle tilseie at lausmassane i området har eit høgt innhald av glimmermineral, spesielt i dei finkorna fraksjonane (Brattli 2014).

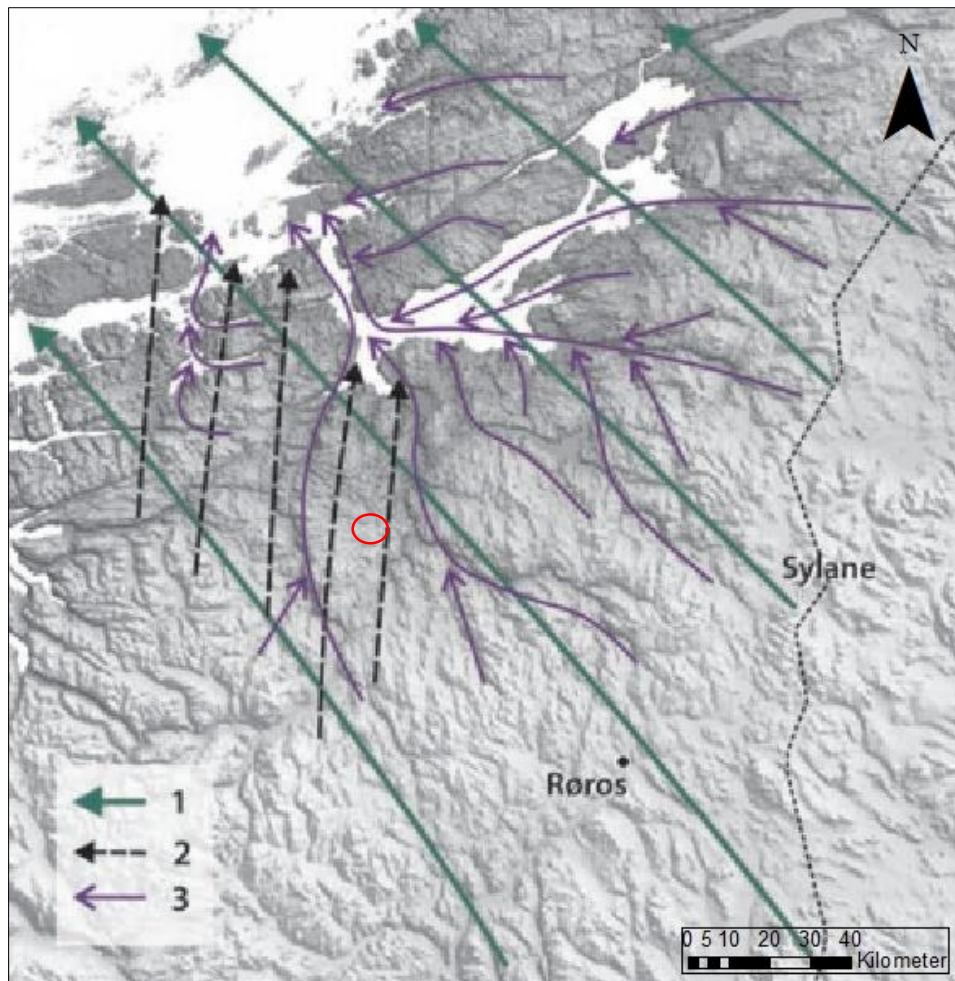
## 3.2 Kvartærgeologi i Soknedal

### 3.2.1 Isnedsmelting og brerørsle i Midtre Gauldal og Soknedal.

Med tanke på kvartærgeologien i Midtre Gauldal og Soknedal er det tida etter den siste maksimale isutbreiinga som er mest interessant. For om lag 15 000 år sidan var heile fastlandet dekkja av is i det som vert kalla siste istids maksimum 2 (Bargel et al. 2007). Isen smelta så ned og trakk seg innover fastlandet, før endring i klimaet bremsa tilbaketrekkinga og førte til nye

framrykk av isen. Denne perioden vert kalla for Yngre Dryas, og varte frå 11 000 til 10 000 år sidan. I Trøndelag hadde isen to framrykkingar i denne perioden som har sett spesielt tydelege spor i geologien. Tautratrinnet for 10 600 år sidan, og Hoklingentrinnet for 10 300 år sidan (Reite et al. 1999).

Rørsla til ein isbre lagar spor i det underliggande terrenget, slik som skuringsstriper i fjell og drumliner i lausmassar. Ut frå slike spor kan ein rekonstruera kva retning isen har bevega seg i, og korleis isen har bevega seg i ulike fasar av nedsmeltinga. I Midt-Noreg og Sør-Trøndelag hadde isen bevegelsesretning mot nordvest når den var på sitt største. Der terrenget har eit stort relieff vil dette påverke isrørsla, og dalar og fjordar vil styre isstraumane. I Trøndelag er derimot relieffet til terrenget mindre, og når isen var på sitt største bevega den seg derfor uavhengig av terrengformene her. Når isen smeltar mykje ned, så vil også mindre terrengformer påverke rørsla, og den følgde derfor dalføra i slutfasen av nedsmeltinga (Bargel et al. 2007). Figur 3.3 viser retninga til isrørsla i Trøndelag i tre ulike fasar av nedsmeltinga.



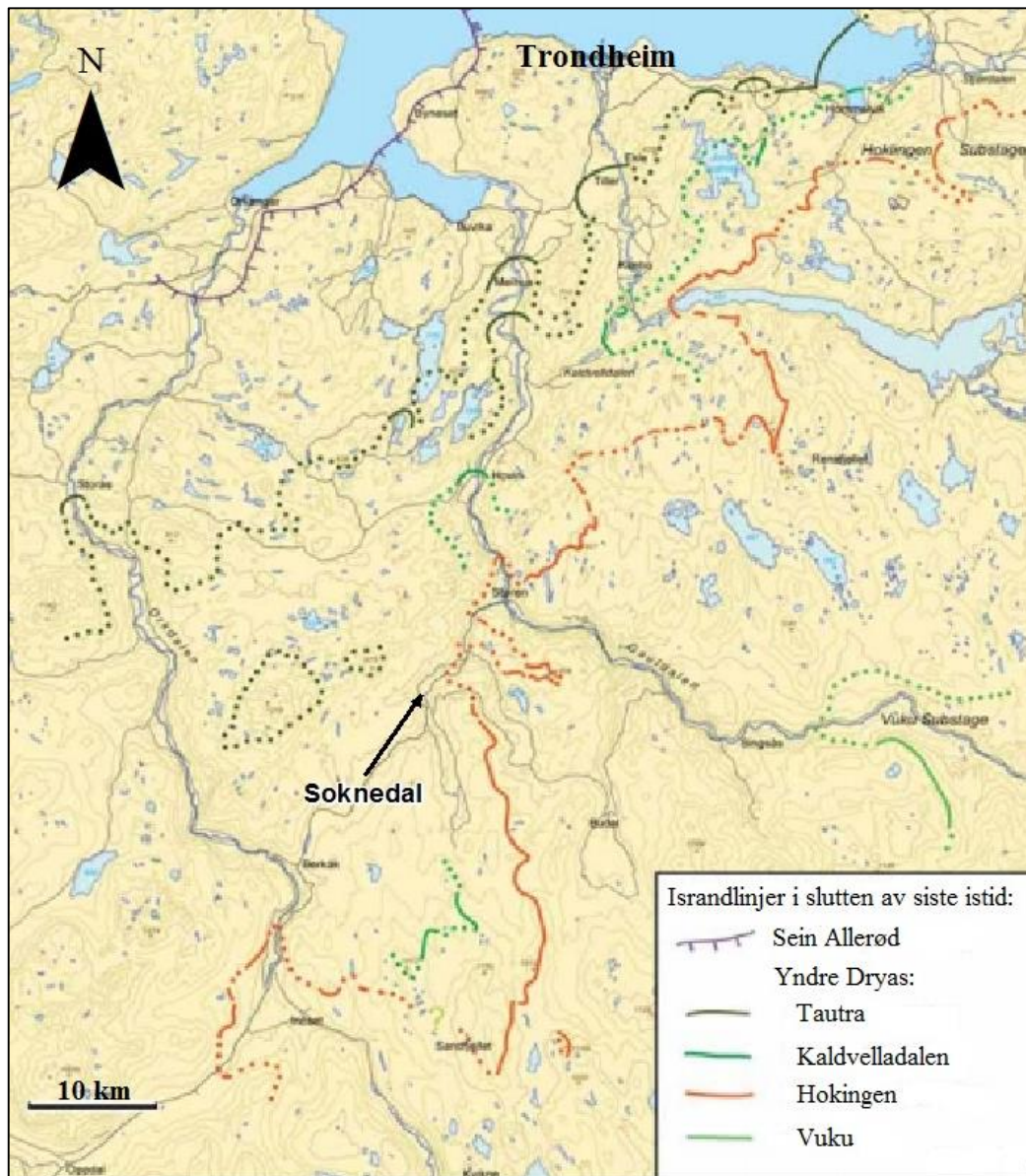
Figur 3.3: Isbevegeleseretning i Sør-Trøndelag, der 1 representerar den eldste fasen, og 3 den yngste. Studieområdet er markert med raud sirkel. Modifisert frå Rise et al. (2006).

Framrykka til isen i Yngre Dryas avsette fleire stader randavsetningar som kan følgjast i landskapet i dag. Tautratrinnet avsette store randavsetningar i Trondheimsområdet og nedre delar av Gauldalen, der både randmorener og breelvavsetningar er tydelege. Hoklingentrinnet kom etter ein periode der isen trekte seg tilbake att, og avsette randmorener og andre israndavsetningar som er særleg framtrede i Budalsområdet og i fjellområda mellom Støren og Selbusjøen (Reite 1996).

Studieområdet i Soknedal er plassert mellom avsetningane frå desse to trinna. Avdekking av glasiale lausmassar og avsetting av periglasiale lausmassar må derfor ha starta her i tidsrommet mellom desse to framrykka. Figur 3.4 viser israndlinjer for dei ulike trinna under nedsmeltinga av isen i Sør-Trøndelag. Desse linjene er basert på randavsetningar, og dei stipla linjene er



anteke randlinjer der tydelege spor manglar (Bargel et al. 2007). Ut frå figuren ser ein at isen kan ha strekt seg frå Budalen og øvre del av Gauldalen ned i Soknedalen og mot Støren. Ei slik bretunge kan ha demma opp dalføret der isen eigentleg var smelta ned, og slik danna ein bredemt sjø oppover og sørover mot dagens Soknedal.



Figur 3.4: Israndlinjer frå Sein Allerød og Yngre Dryas i Sør-Trøndelag. Stipla linjer viser anteke israndlinjer der konkrete avsetningar manglar. Soknedal og studieområdet er markert med pil. Modifisert etter Bargel et al. (2007).



Den vidare isnedsmeltinga fortsette så frå 10 000 år sidan, og vart berre avbrote av enkelte framstøyt i dalføra. Desse episodane danna berre avgrensa avsettingar som er lite samanhengande (Reite 1985).

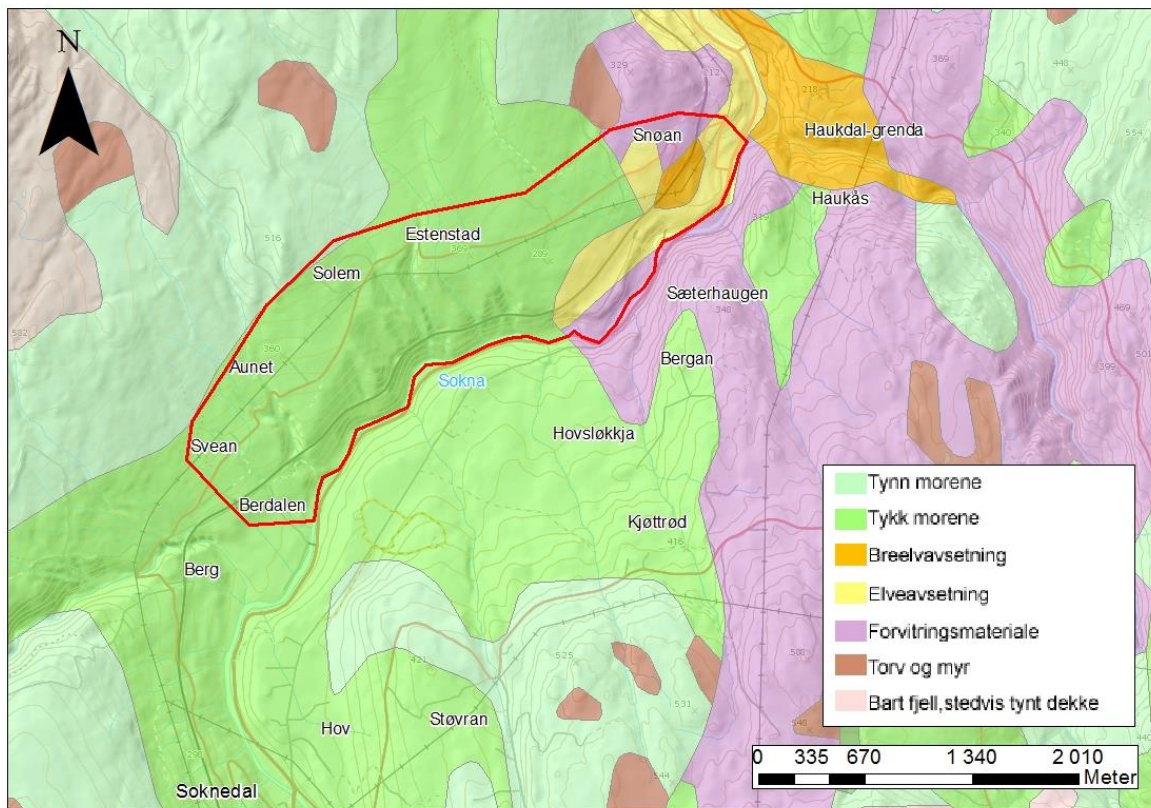
I slutfasen av nedsmeltinga låg isen i øvre delar av Gudbrandsdalen, Østerdalen og Jämtland (Sverige), og drenerte mot Trøndelag. Store mengder smeltevatn rann gjennom dalføra, og transporterte og avsette mykje materiale. Isen trakk seg så vidare tilbake over vasskillet, og fleire bredemte sjøar vart danna mellom restane av innlandsisen i aust og vasskillet i vest. På grunn av isdemninga i sør, fekk desse sjøane avløp og drenering over passområder mot nordvest. Dette førte til at store areal aust og sør for vasskillet framleis drenerte til Trøndelag og Midt Noreg over desse passområda. Store mengder vatn drenerte denne vegen, og transporterte med seg mykje material som vart avsett på vestsida av vasskillet. Isen smelta så raskt ned, og isdekket var heilt smelta vekk for 8500 år sidan (Bargel et al. 2007).

Etter kvart som isen smelta så byrja landet å heva seg på grunn av det reduserte trykket frå ismassane. Havet steig også som følgje av store mengder smeltevatn frå isen, og havet stod derfor høgt i det som er dagens terreng. Landhevinga fortsette etter at havnivået stabiliserte seg, og marine avsettingar vart slik eksponert på tørt land. I følgje dei kvartærgeologiske karta (NGU 2015a) er den marine grensa på 174 moh. ved Støren, og den modellerte grensa viser at havet kan ha nådd heilt opp til dalbotnen i studieområdet. Under dette nivået kan ein derfor finna marine sediment (Thoresen 2000).

### 3.2.2 Lausmassar

Kvartærgeologiske kart over området (NGU 2015a) viser at det i all hovudsak er morene i dalføret. Lausmassedekket er i følgje karta beståande av tjukt morenedekke som går over til tynt morenedekke oppover i dalsidene. Det er også kartlagt forvittringsmateriale på begge sider av dalen i den nordlege avgrensinga av studieområdet, i tillegg til innslag av både elveavsetningar og breelvavsetningar i dalbotnen (Figur 3.5). Studieområdet ligg like sør for avgrensinga til det kvartærgeologiske kartet «Støren» som er kartlagt i 1:50.000 målestokk (Reite 1985). Dette kartet og den tilhøyrande beskrivinga gir eit godt og detaljert bilde av kvartærgeologien innanfor kartbladet. Ei like god kartlegging er ikkje gjort for områda lenger sør, og då ikkje det aktuelle studieområdet for denne oppgåva. Kvartærgeologisk kart over Soknedal og nærområda er utgitt i målestokken 1:250.000, og er ein del av det

kvartærgeologiske fylkeskartet over Sør-Trøndelag (Reite 1996). I beskrivinga til dette kartet er det oppgitt at studieområdet berre er flyfototolka med feltkontroll.



Figur 3.5: Kvartærgeologisk kart over studieområdet (merka med raudt). Tjukke moreneavsetningar pregar området, med unntak av brelv- og elveavsetningar i den nordlege delen (NGU 2015a).

Denne oppgåva bygger på observasjonar av eit lausmassedekke med høgt innhald av finkora materiale i studieområdet. Dette er oppdaga gjennom tidlegare masteroppgåver (Thorsberg 2007; Brøto 2014), etter skredhendingar og gjennom rapportar frå blant anna Jernbaneverket (Jernbaneverket 2001). Kargrunnlaget frå NGU er derfor undersøkt nøye og brukt som ein rettleiar.

### 3.3 Landskapsformer og topografi

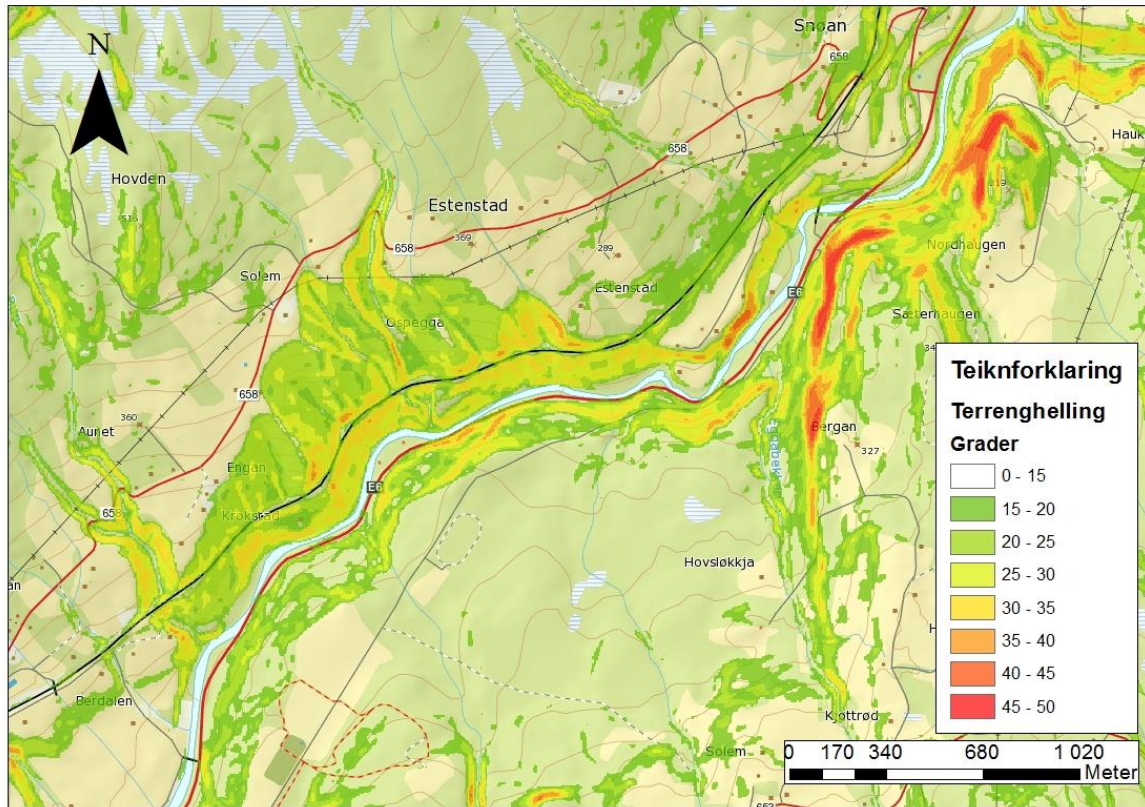
Landskapet i Midtre Gauldal og Soknedal er prega av både dei eldre berggrunnsformene og dei yngre kvartærgeologiske landskapsformene. Dagens landskap i dalføret er danna gjennom fleire fasar med både erosjon og avsetning, der lausmassedekket og erosjonsformer er resultatet frå den siste fasen i landskapsforminga (Reite 1985).



*Figur 3.6: Bildeutsnitt av studieområdet, der bildet er sett frå sør-vest mot nord-aust. Ein ser den markert nedskårne elvedalen og den slakare dalprofilen høgare i terrenget (Norgei3D 2016).*

Terrenget i Soknedal er dominert av Kwartære landformer, der store lausmasseavsetningar dannar tydelege landskapsformer som raviner og terrassar, og elva har skåre seg djupt ned til berggrunnen gjennom desse avsettingane (Figur 3.6). Ved å sjå på profilet til dalføret kjem også eldre landformer fram. Dalføret har eigentleg ein slak profil i utgangspunktet, som er danna ved erosjon i berggrunnen før lausmassane vart avsett. Denne slake profilen er tydeleg i øvre del av både aust- og vestsida av dalen, men erosjon frå elva Sokna har danna ein bratt V-dal ned i denne eldra dalforma (Reite 1985).





Figur 3.7: Terrenghellingskart for studieområdet. Raud farge indikerer brattaste helling (Statens-Kartverk 2016).

Studieområdet omfattar vestsida av dalen, der erosjon etter at isen smelta tilbake har danna ei bratt dalside ned mot elva, med helling på opp mot  $40^{\circ}$  -  $45^{\circ}$  (Figur 3.7). Dalsida har ei stor mektigheit med lausmassar, i motsetning til austsida, og erosjon frå vatn og skred har forma eit bratt terreng med djupe raviner mellom ryggformasjonar som står att. Figur 3.8 viser det midtre og brattaste partiet av dalsida over jernbana. Her ser ein tydeleg korleis terrenget endrar seg og vert brattare under fylkesvegen, ein ser og dei store ravinene som er erodert ut. Den overordna terrengforma som går frå slakare terreng for så å verte brattare er nok styrt av berggrunnen, men dei store ravinene er skåre ned i lausmassedekket, og i botnen av desse er det fleire plassar berg i dagen.

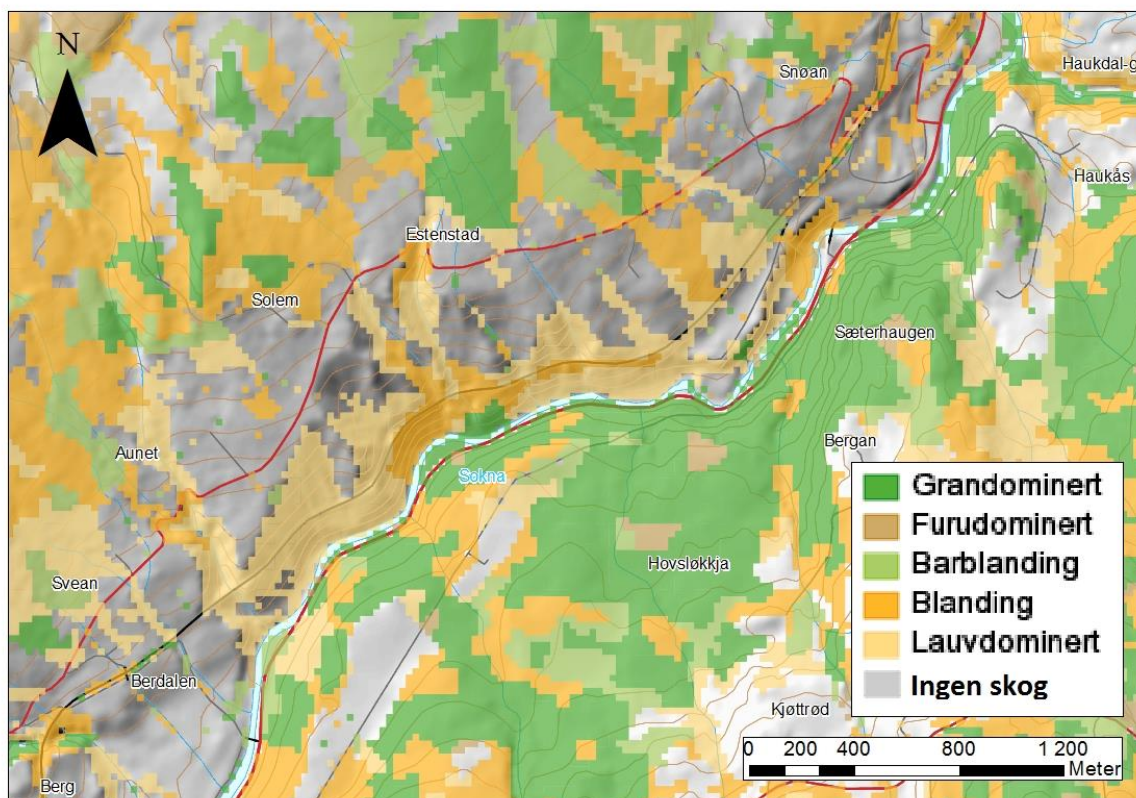


*Figur 3.8: Bilete av delar av studieområdet, teke frå austsida av dalen mot nordvest. Terrenget er prega av opne områder med dyrka mark og djupe bekkedalar/raviner med skog. Til venstre kan spor etter skredhendinga i mars 2012 skimtast, og ein kan også skimte jernbana like under (Foto: Jørgen Langeland, 28.10.2015).*

### 3.4 Vegetasjon

Vegetasjonen i Soknedal består i all hovudsak av dyrka mark eller skog. På austsida av dalen er skogen dominert av barskog, der gran er det dominerande treslaget. På vestsida av dalen er det meir blandingsskog, men i studieområdet er det lauvskog som er dominerande (Figur 3.9).





*Figur 3.9: Fordeling av skogtypar i studieområdet. Lauvskog dominerar i det bratte partiet på vestsida, medan granskog er mykje meir utbreiddt på austsida. Område med gråleg farge er i all hovudsak dyrka mark, men også noko terreng vil vera myr (NIBIO 2016).*

I følge Jernbaneverket (2000, som sitert av (Brøto 2014)) er dei dominerande treslaga i studieområdet bjørk og or, og den resterande vegetasjonen består av gras, bregner og andre typar små vekstar. Skog og annan vegetasjon er hovudsakleg til stades nedanfor jernbana og i bekkedalane/ravinene i studieområdet, medan den øvre delen i stor grad er dominert av dyrka mark (Figur 3.8). Nedanfor jernbana er skogen svært tett og det er mindre småvegetasjon på bakken, noko som gjer at jordoverflata er meir eksponert. I skogområda over jernbana er skogen meir open, og det er eit stort innslag av småvegetasjon på bakken (Figur 3.10). Dette kjem av at desse områda er brukt som beitemark.



*Figur 3.10: Bilde av typisk vegetasjonsdekke i bekkedal/ravine i øvre del av studieområdet. Bilete er frå lokalitet 279 (Foto: Jørgen Langeland, 16.09.2015).*

## 3.5 Klima og lokale meteorologiske målingar

### 3.5.1 Klima i Midtre Gauldal og Soknedal.

Klimatisk er Trøndelag definert som ein kystregion. Klimaet er sterkt påverka av havet (Hanssen-Bauer et al. 2009). Midtre Gauldal og Soknedal er derimot plassert i innlandet av Trøndelag, og påverknaden frå havet vert mindre her. Noreg kan delast inn i ulike klimasoner etter Köppens klimaklassifisering, som baserar seg på temperatur- og nedbørnormalar. Figur 2.44 viser inndelinga av Noreg etter dette klassifiseringssystemet. Midtre Gauldal og Soknedal er her plassert i det som kallast eit kald-temperert klima. Dette klimaet er definert ved at temperaturen i den kaldaste månaden er under  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , og at temperaturen i den varmaste månaden er over  $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Meteorologisk-institutt 2016b).



Klimaet i Noreg kan også delast inn i hav-, kyst- og innlandsklima, ut frå kor stor påverknad havet har på klimaet (Hanssen-Bauer et al. 2009). Soknedal er eit sidedalføre til Gauldalen som strekk seg langt inn i landet, og ut frå plassering og topografi kan derfor klimaet i Soknedal karakteriserast som eit innlandsklima. Dette er ein grov karakteristik, og om ein ser på lokale klimanormalar for området så er det også tydeleg prega av kystklimaet. Lokal og regional topografi spelar ei stor rolle for klimaet, og i Soknedal kan klimaet derfor karakteriserast som eit overgangsklima mellom innlands- og kystklima (Meteorologisk institutt 2016).

### 3.5.2 Lokale målestasjonar

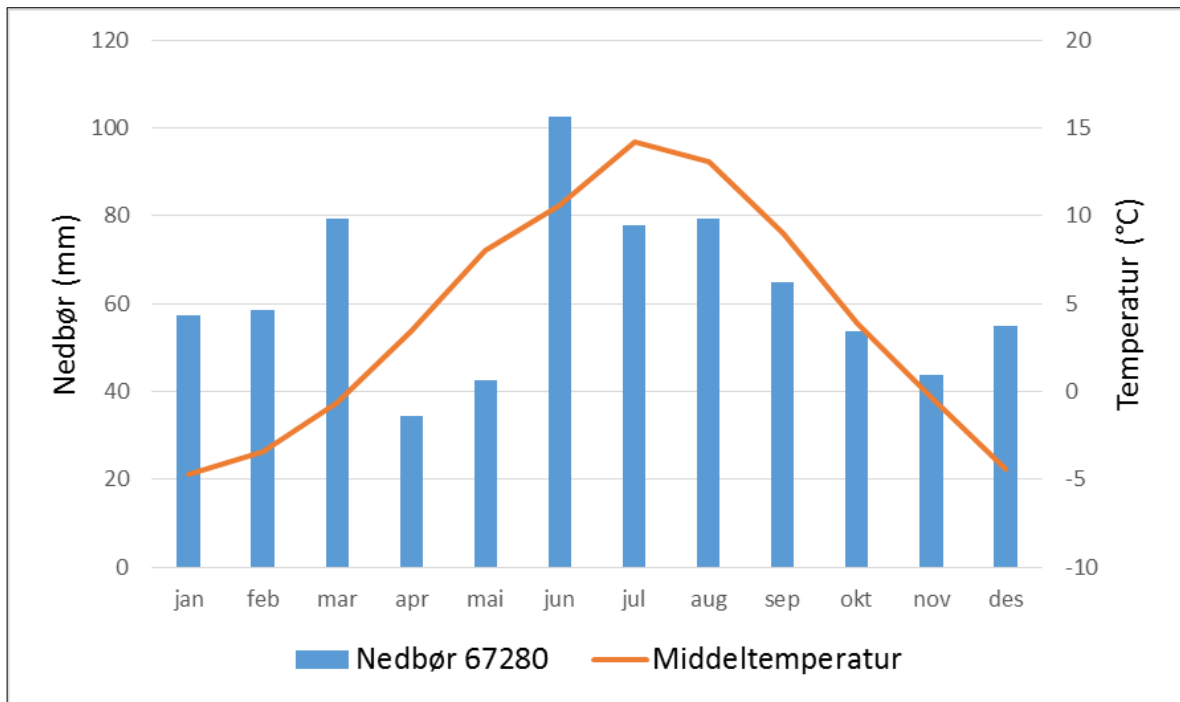
Klima- og værdata for eit område kan studerast ved hjelp av data frå meteorologiske målestasjonar plassert i området. For studieområdet i denne oppgåva er målestasjonen ved Jernbanestasjonen i Soknedal (67280) den næraste og mest relevante. Denne har vore i drift sidan desember 2007 og kan difor ikkje nyttast for å studere klima og klimautvikling, då normalane baserar seg på 30 års periodar. Det vart derfor nytta målestasjonar ved Støren for analyse av månadsnormalar for normalperioden 1961-1990. I databasen er det tre ulike målestasjonar ved Støren som har vore i drift i ulike tidsrom (Tabell 3.1). Alle stasjonane var derfor nytta i analysen for at heile normalperioden skulle verte dekkja. Stasjon 67255 Støren har i følgje databasen aldri vore i drift. Denne stasjonen gir interpolerte verdiar for nedbør og temperatur, men sidan ingen av dei andre stasjonane viser temperatur så vart derfor også denne stasjonen inkludert.

*Tabell 3.1: Oversikt over meteorologiske målestasjonar i nærleiken av studieområdet (Meteorologisk institutt 2016).*

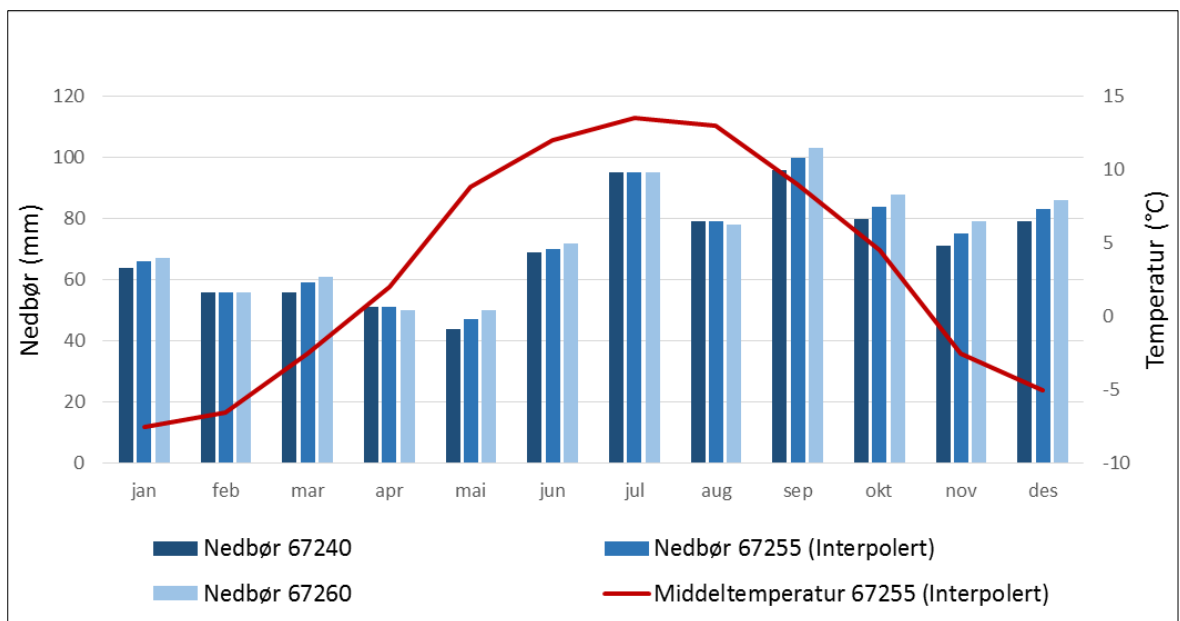
Stasjon	Namn	I drift frå	I drift til	Høgde	Breiddegrad	Lengdegrad
<b>67240</b>	Støren Vårvoll	Sept. 1987	Jan. 2007	65 moh.	63,0452	10,2911
<b>67255</b>	Støren	-	-	90 moh.	63,03	10,28
<b>67260</b>	Støren 2	Jan. 1960	Okt. 1986	82 moh.	63,0333	10,2833
<b>67280</b>	Soknedal	Des. 2007	I drift	299 moh.	62,9535	10,1788

Den mest relevante målestasjonen for studieområdet er 67280 i Soknedal. Denne har berre vore i drift sidan desember 2007, men ved å hente ut nedbør- og temperaturdata for heile driftsperioden kan ein få eit innblikk i det gjennomsnittlege været for studieområdet (Figur 3.11).





Figur 3.11: Månadleg gjennomsnittsnedbør og middeltemperatur for Soknedal 67280 i perioden 2008 - 2015 (Meteorologisk institutt 2016).

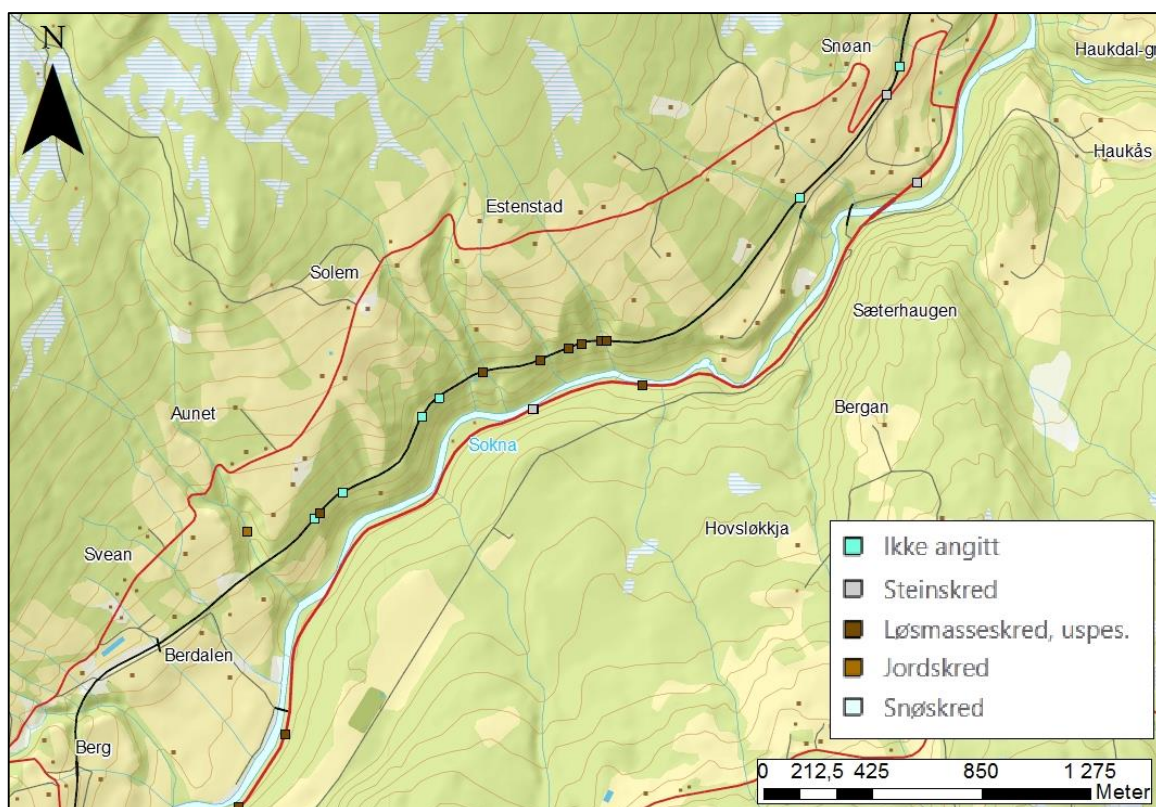


Figur 3.12: Månadsnormalar for nedbør og middeltemperatur basert på måledata frå meteorologiske stasjonar (Meteorologisk institutt 2016).

Månadsnormalar for nedbør og temperatur er vist i Figur 3.12. Dei meteorologiske data er basert på månadsnormalar frå normalperioden 1961 – 1990 for stasjonane 67240, 67260 og 67255, som alle ligg ved Støren.

### 3.6 Tidlegare skredhendingar i studieområdet

Studieområdet har vore prega av mykje stabilitetsproblem og skredhendingar, spesielt i samband med utbygging av jernbana og drifta av denne. Jernbanetraseen er lagt gjennom det som kan definerast som den mest skredutsette delen av området, og det er då spesielt i det brattaste partiet av dalsida at dei største problema med stabilitet og skred har oppstått. Dette kjem både av dei naturlege forholda i området, men også på grunn av at det bratte terrenget førte til at jernbana måtte byggast ved hjelp av skjeringar og store utfyllingar. Mange av dei registrerte skredhendingane er utglidingar og grunne skred i desse fyllingane og skjeringane, men det er også registrert fleire naturlege skred i området. I følgje data på registrerte skred (Figur 3.13) er det lausmasseskred som er den mest vanlege skredforma i området (Jernbaneverket 2001; Skrednett 2015).



Figur 3.13: Registrerte skredhendingar i Soknedal. Området er tydeleg spesielt utsett for lausmasseskred (Skrednett 2015).

Jernbana er svært utsett i det aktuelle området på grunn av plasseringa til linja i terrenget. Jernbaneverket har derfor gjort mykje arbeid for å kartlegge skredproblema og sikre jernbana mot desse. I «Hovedplan for rassikring Soknedal» (Jernbaneverket 2001) peikar Jernbaneverket på at denne delen av Soknedal alltid har vore skredutsett. Både under anleggstida og i ettertid har skred og utglidingar påført jernbana skadar og problem. Det er både registrert stabilitetsproblem som skred og utglidingar i fylling og skjering langs bana, men også skred i sideterreng over og under linja har skapt problem. I følge Jernbaneverket (2001) er snøsmelting utan tele i bakken og intens nedbør hovudsakleg årsakene til skredhendingane, men det er også vist at kraftig opptining av tele etter snøsmeltinga har ført til stabilitetsproblem. Desse klimatiske faktorane kombinert med dei geologiske forholda, terrenget og bratte skjeringar og fyllingar har ført til hyppige skredhendingar i området langs jernbana. Jernbaneverket har registrert skredhendingar som påverkar jernbana sidan 1953, men mangelfull rapportering kan tyda på at skredfrekvensen i området sannsynlegvis er høgare enn det Jernbaneverket har data på (Jernbaneverket 2001). Datagrunnlaget viser at stein- og jordskred opptrer hyppigast i månadene mars-mai og oktober til desember.

Brøto (2014) tek føre seg skredhendinga den 12. og 13. mars 2012 som førte til store skader på infrastrukturen, spesielt jernbana som var stengt i lang tid etterpå. Brøto analyserer årsakene til skredhendinga og kjem fram til at kombinasjonen av kraftig nedbør og snøsmelting var hovudårsaka til at skredet vart utløyst. Brøto peikar på at det øvre jordlaget er porøst medan dei djupare lausmassane er hardpakka og lite permeable. Stor tilførsel av vatn gjennom nedbør, snøsmelting og opptining av tele førte til ei kraftig auke av poretrykket i dei øvre jordmassane. Dette reduserte skjærstyrken betrakteleg, og det oppstod eit brot med ei påfølgjande utgliding på om lag 1,5 m djup. Skredområdet ligg på dyrka mark og har ei helling på 20 grader. Lite vegetasjon kombinert med det lite permeable laget, og mogleg tele i bakken, førte til at dei store mengdene med vatn verken vart teke opp eller drenert vekk effektivt nok. Auka poretrykk, som følgje av vassmettinga, førte då til at eit skred vart utløyst sjølv om hellingsgraden til skråninga er relativt låg.

## 4 Metode

For å oppnå måla i oppgåva og svara på problemstillinga er det utført litteraturstudium, feltundersøkingar, laboratorieanalysar og digitalt arbeid i dataprogrammet ArcGis.

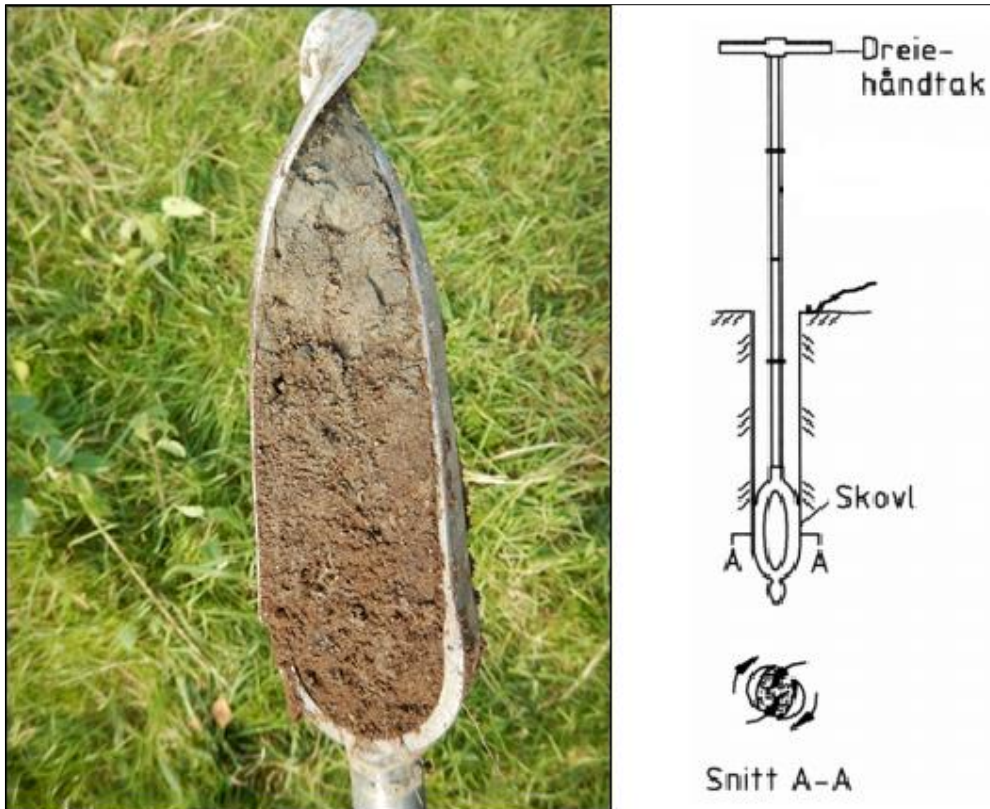
### 4.1 Feltundersøkingar

Feltundersøkingane vart utført frå juli 2015 til og med oktober 2015. Feltarbeidet bestod i hovudsak av kartlegging av overflatelausmassane i det gitte studieområdet. Det vart også grave eit stort snitt ved hjelp av gravemaskin på ein lokalitet saman med Hilde Dalen Jordet, masterstudent i geologi ved NTNU.

#### 4.1.1 Kartlegging

Kartlegging av lausmassedekket i studieområdet vart gjort med feltundersøkingar. Feltundersøkingane vart i hovudsak utført åleine, med unntak av ein feltdag saman med hovudrettleiar Terje H. Bargel frå NTNU/NVE. Utstyret som vart nytta i felt var handhelt GPS (Garmin 60CSx), Suunto vinkelmålar, elektronisk kart, skovlbor, probestang, spade, fotoapparat og feltbok. Studieområdet har stor utstrekking, der den sørlege delen mot Soknedal ikkje er like relevant når det kjem til skredproblematikk. Undersøkingane vart derfor avgrensa til dei mest relevante områda, og kartlegginga tok føre seg området frå Berdalen til Snøan, ei strekke på om lag 4 kilometer.

Feltundersøkingane vart gjort med fokus på å kartlegge dei øvre sedimentlaga og utbreiinga til desse. Dette vart for det meste gjort ved bruk av skovlbor (Figur 4.1) og probestang, noko som avgrensa undersøkingane til dei øvste 1,0 - 1,5 metrane av lausmassedekket. Det vart også grave enkelte snitt der dette var ønskeleg eller hensiktsmessig fordi forholda låg godt til rette for det. Materialet vart undersøkt med omsyn på kornfordeling, rundingsgrad, pakkingsgrad og lagdeling. Alle lokalitetar der undersøking vart utført er plotta på GPS, og notat tilhøyrande lokaliteten vart ført i feltbok. Jordprøvar vart også samla inn frå lokalitetar der dette var mogleg og hensiktsmessig.



Figur 4.1: Figur viser skovlbor med kjerne av prøvemateriale og prinsippskisse for skovlboring. Skovlbor som vart nytta under feltarbeid gir ei kjerne på 18 cm. Biletet er frå lokalitet 331 (Foto: Jørgen Langeland, 08.10.2015). Prinsippskissa er modifisert frå Håndbok R211 - Feltundersøkingar (Vegdirektoratet 2014b).

Alle feltundersøkingane vart lagt til dagar med godt vær, slik at sikta skulle vere god og for å unngå mykje fuktigheit i terrenget og lausmassane. Unntaket var feltdagen der det vart utført graving av storskala snitt. Denne dagen var det lett nedbør, men det påverka ikkje undersøkingane eller forholda noko nemneverdig.

#### 4.1.2 Storskala snitt

Den 18.09.2015 vart det i saman med masterstudent Hilde Dalen Jordet ved NTNU og geoteknikkar Margareta Viklund frå Jernbaneverket grave eit storskala snitt med gravemaskin ved garden Ljøsegga i Soknedal (Figur 4.2). Snittet vart grave på toppen av eit felt med dyrka mark som strekk seg sør-søraust frå garden Ljøsegga og ned mot elva. Snittet vart utført på lokalitet 287, sjå Figur 5.10. Snittet var om lag 2 m djupt og 4 m breitt, og gravinga vart stoppa når gravemaskina støtte på eit svært hardpakka lag. Profilet vart studert med omsyn på material, lagdeling og pakkingsgrad/konsolidering. Prøvar til laboratorieanalyse vart teke ut, det vart



samla jordprøvar til kornfordeling frå tre ulike djup, og større prøvar til skjærbokstest frå to ulike djup.



Figur 4.2: Bilde frå storskala snitt på Ljøsegga, lokalitet 287. Gravemaskin vart nytta for å få snittet stort og djupt nok. Meterstokken som skala er 2 m (Foto: Det venstre biletet er teke av Jørgen Langeland, og bilete til høgre er teke av Hilde Dalen Jordet, 18.09.2015).

## 4.2 Laboratorieanalysar

Laboriearbeidet vart utført i Ingeniørgeologisk laboratorium og Oppredningslaboratoriet ved Institutt for Geologi og Bergteknikk (IGB) ved NTNU i løpet av hausten 2015. Her vart det utført analysar av jordprøvar og skjærbokstest av utvald materiale. Overingeniør Gunnar Vistnes stod for rettleiing, og senioringeniør Erik Larsen bidrog under finstoffanalysen ved laserdiffraksjon.

Målet med laboratorieanalysane var å finne konkrete verdiar for nokre av eigenskapane til materialet i studieområdet, for å kunne bruke desse som verifisering og støtte til dei tolkingane som vart gjort i felt. Kornfordelingsanalyse ( $\geq 0,063$  mm) og finstoffanalyse ( $< 0,063$  mm) vil vera med på å kunne fastsetje meir nøyaktig kva materiale som er i studieområdet ut frå



kornstorleik og sortering, og er viktige parameter når det kjem til vurderingar om kvifor området er så skredutsett. Skjærbokstesten vil også bidra til vurderingar rundt skredproblemet ved at verdiar for skjærstyrke og friksjonsvinkel kan verte fastsett.

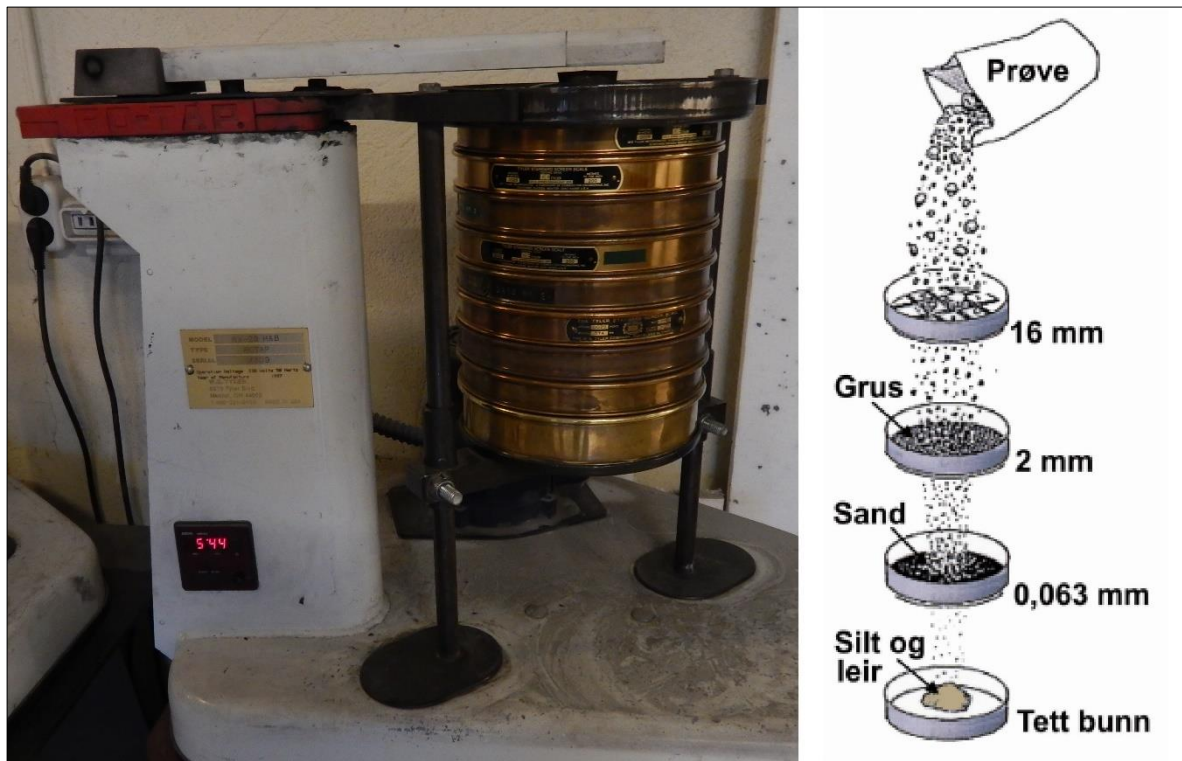
#### 4.2.1 Kornfordeling

Det vart utført kornfordelingsanalysar på eit utval av prøver frå feltarbeidet. På grunn av omfanget og tidsbruken ved ein kornfordelingsanalyse, vart kun 12 prøvar analysert i laboratoriet. Desse vart utvald på bakgrunn av relevant plassering i forhold til terrengformer, relevans i forhold til skredfare og med tanke på god fordeling utover studieområdet. Dei prøvane som vart henta i skredsår, eller i forbindelse med eldre skred vart sett på som mest relevante.

Under innsamling av prøvane vart større fraksjonar som blokk og stein av praktiske årsakar utelatt når desse fraksjonane var til stades. Kornfordelinga representerer derfor ikkje dei grovaste fraksjonane. Dette vart gjort fordi så grovt materiale vil påverke kornfordelinga i stor grad, og det er anbefalt at partiklar større enn 19,0 mm vert sikta ut før uttak av gjennomsnittsprøve (Neeb 1992). Skovlboret har også begrensingar når det kjem til å hente opp større fraksjonar. Innhald av fraksjonane stein og blokk vart visuelt vurdert under feltundersøkingane.

Kornfordelingsanalysane vart utført i henhold til Statens vegvesen sine standardar for laboratorieundersøkingar, og det var Håndbok R210 og delkapittel 14.43: *Korngradering* som vart nytta som referanse (Vegdirektoratet 2014a).

Det vart først teke ut ein representativ delprøve av den innsamla prøven i henhold til framgangsmåten i delkapittel 14.431: *Gjennomsnittsprøve* (Vegdirektoratet 2014a). Det vart nytta splitteapparat for å ta ut den representative delprøven. Prøven vart så våtsikta, for å vaske finstoff av større korn og for å skilje material over og under 0,063 mm. Deretter vart materialet tørka og så samla i to fraksjonar, over 0,063 mm og under 0,063 mm. Materialet over 0,063 mm vart tørrsikta i siktemaskin (Figur 4.3) for å finne vektprosent av dei ulike fraksjonane, i samsvar med framgangsmåte frå delkapittel 14.432: *Kornfordeling* (Vegdirektoratet 2014a). Til siktinga vart sikter med maskevidde på 16, 8, 4, 2, 1, 0.5, 0.25, 0.125 og 0.063 mm nytta, og kvar siktesats var sikta i 20 min.



Figur 4.3: Til venstre er siktemaskina på Oppredningslaboratoriet ved IGB, som vart nytta under kornfordelingsanalysane (Foto: Jørgen Langeland). Til høgre er prinsippsskisse for sikting av materiale for kornfordelingsanalyse vist (Jørgensen et al. 2013).

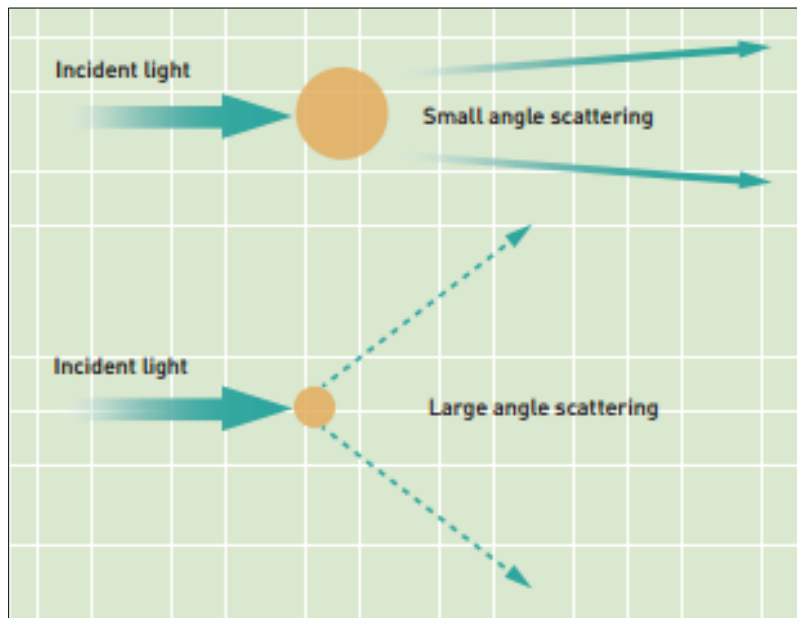
Målet med analysane var å bestemme kornfordeling og lausmasstype, og slik gje støtte til felttolking av lausmassane. Dette vart gjort ved å sjå på innhaldet av dei ulike fraksjonane og sorteringa til materialet. Kornfordelingskurver kan brukast til å bestemme lausmasstype og avsettingsforhold ut frå forma til kurvene, som beskrive i delkapittel 2.4.1, og er ein av dei mest brukte metodane for klassifisering (Jørgensen et al. 1997). Figur 2.8 viser eksempel på klassifisering av lausmasstypar ut frå kornfordelingskurve.

Feilkjelder for kornfordelingsanalysen er hovudsakleg knytt til menneskelege årsakar. Tap av materiale under våtsikting og tørking er mest relevant, men også unøyaktigheit ved målingar og føring av data kan føre til feil. Korn som er kitta saman vil kunne føre til ei grovare kornfordeling enn det som er reelt. Dette vart forsøkt hindra ved å utføre våtsikting først, der materialet var løyst opp i vatn. Tap av finstoff som svevestøv vil også forekomme, men vil vere av eit avgrensa omfang.

## 4.2.2 Finstoffanalyse ved laserdiffraksjon

Analyse av finstoffet ( $<0,063$  mm) frå våtsiktinga vart utført ved bruk av laserdiffraksjonsapparat. Finstoffet vart først splitta ned til ei ønska prøvemengde ved hjelp av framgangsmåte frå delkapittel 14.431: *Gjennomsnittsprøve (Vegdirektoratet 2014a)*. Splitteapparat med tilpassa storleik vart nytta, og det vart teke ut ein representativ prøve på 10 g. Finstoffanalysen vart utført med apparat av typen *Malvern Mastersizer 3000* i Oppredningslaboratoriet ved IGB.

Apparatet nyttar laserdiffraksjon til å bestemme storleiken på partiklane i prøven. Storleiken vert analysert ved at partiklane vert halde i suspensjon i ei prøvevæske ved omrøring, og apparatet pumpar så kontinuerleg prøven gjennom ei spalte. Her vert ein laserstråle sendt gjennom prøven, og apparatet målar laserstrålens brytning og refleksjon for å berekne storleiken til dei ulike partiklane (Malvern 2016). Apparatet brukar Mie-teori for lysbryting når den skal berekne storleiken på partiklane. Denne teorien beskriv korleis laserstrålen vert bøygd av med ulike brytningsvinklar ut frå storleiken på partikkelen som lyset bryt mot. Store partiklar vil gje ein låg brytningsvinkel på lyset, medan små partiklar vil gje store brytningsvinklar (Figur 4.4). Når bølgelengda og polariseringa til lyset er kjend, vil apparatet berekne den sfæriske diameteren til partiklane (Beckman-Coulter 2011).



Figur 4.4: Prinsippsskisse for lysbryting når lys med kjend bølgelengd og polarisering treff partiklar med ulik storleik (Malvern 2016).

Under analysen vart framgangsmåten som er utarbeida på laboratoriet nytta. Dette er prosedyre nr. 108, som er tilgjengeleg på Oppredningslaboratoriet ved IGB. Analysen vart utført med *Kaolonite (RI 1.533)* som måleparameter, og ei blanding av 475 ml deionisert vatn og 25 ml 10 % Natrium metafosfat vart nytta som prøvevæske. Apparaten delte automatisk opp i storleiksklassar, under denne analysen vart det nytta 90 storleiksklassar mellom 0,01 µm og 976,47 µm.

Ei vesentleg feilkjelde ved laserdiffraksjonsanalyse, der materialet er i suspensjon i ei prøvevæske, er at partiklane kan fnokke og danne større partiklar. For å unngå dette vart det brukt dispergeringsmiddel (10 % Natrium metafosfat) i prøvevæska, i tillegg til ultralydfunksjon i apparaten.

### 4.2.3 Skjærbokstest

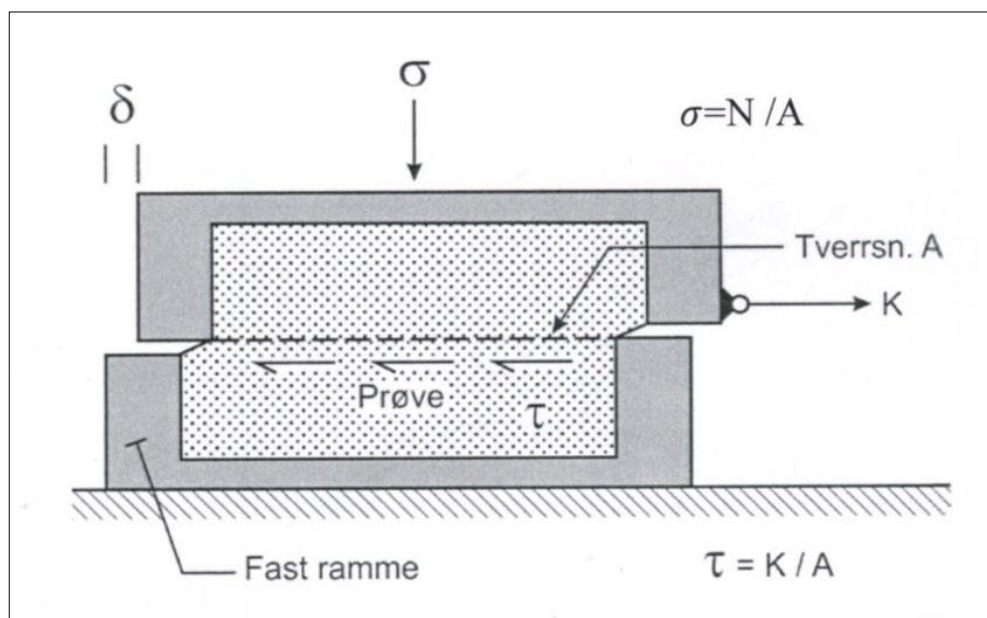
Det vart utført skjærbokstest den 21.10.2015, med materiale frå storskala snitt (Figur 4.2) som vart gjort saman med Jernbaneverket og masterstudent Hilde Dalen Jordet. Her vart tre ulike lag under eit overliggande organisk lag studert. Skjærbokstesten vart utført på materiale frå det øvste laget, Prøve 1.1, som strakk seg frå 30-80 cm djup i snittet. Det vart ikkje utført skjærbokstesting av dei to underliggande laga på grunn av svært høg konsolidering/pakningsgrad. På grunn av den høge konsolideringa vart det tolka dit hen at eit skred i desse laga og på eit slikt djup er lite sannsynleg, og skjærstyrken til dette materialet vart derfor mindre interessant. Materialet i prøven var som følgje av konsolideringa også samankitta til klumpar, noko som truleg ville ført til unøyaktige resultat ved ein skjærbokstest.

Forsøka vart utført i bergmekanisk laboratorium ved IGB, med apparaten *Testconsult SB2010*. Dette er ein storskala automatisk skjærboks (Figur 4.5), med innvendige mål på 305\*305\*150 mm (Testconsult 2014). Gjennom skjærbokstest av lausmassar kan ein finne skjærstyrken til materialet, og vidare friksjonsvinkelen og kohesjonen til materialet. Skjærstyrke er beskrive nærare i delkapittel 2.10.1.3, og definert ved likning 2.8 (Wu 1996):

$$\tau = c + \sigma \tan \varphi \quad 2.8$$

Der  $\tau$  = Skjærspenning,  $c$  = Kohesjon,  $\sigma$  = Normalspenning og  $\varphi$  = Friksjonsvinkel.

Dei oppnådde resultatane i forsøket kan ein plote som maksimalt oppnådd skjærspenning mot normalspenning i eit diagram. Ut frå kurva kan ein då finne friksjonsvinkelen og kohesjonen ved bruk av likning 3.1.



Figur 4.5: Prinsippkisse for skjærboks med med prøve.  $\sigma$  = normalspenning,  $\tau$  = skjærspenning,  $\delta$  = horisontal forskyving,  $K$  = påført kraft og  $N$  = normallast (Brattli 2014).

Framgangsmåten for skjærbokstesten vart basert på stipendiat Øystein Lid Opsal ved IGB sin framgangsmåte for storskala skjærbokstesting. Denne framgangsmåten er utarbeida og bestemt ved å ta utgangspunkt i fleire ulike standardar, og ut frå desse utvikle ein testprosedyre som fungerer best mogleg for det utstyret som er tilgjengeleg og for det materialet som skal testast. To standardar vart vektlagt spesielt i dette tilfellet: *BS 1377-7 1990* og *ASTM D3080/D3080M-11*. Framgangsmåte og utviklinga av denne vil bli publisert seinare i forbindelse med stipendiat Øystein Lid Opsal sitt Ph.d.-arbeid.

Preparering av prøven til skjærbokstesten vart gjort ved først å dele den totale prøvemengda ned til to like store og representative delprøvar. Dette vart gjort ved hjelp av splitteapparat. Deretter vart den utvalde delprøven sikta gjennom sikt med maskevidde på 16 mm, for å fjerne fragment som er for store for skjærboksen (20 mm er anbefalt maksimal partikkelstorleik). Delprøven vart så turka i varmeskap ved 105 °C i 24 timar.

Ved utføring av skjærbokstest vart prosedyren som er beskrevet i «Operation manual: SB2010 – Automatic Large Scale Shear Box» frå Testconsult brukt som rettleiing. Det vart først utført ein konsolideringstest og deretter ein skjærttest. Normallast og skjærhastigheit må bestemast for testing i skjærboks, og det var ønska å utføre skjærttesten med så låg normallast som mogleg for å gjenskapa like forhold som i felt. Skjærboksapparatet på bergmekanisk laboratorium ved IGB er erfaringsmessig lite nøyaktig dersom ein brukar 50 kPa eller mindre som normallast. Det vart med bakgrunn i dette bestemt å utføre testane med 100, 200 og 300 kPa normallast. Differansen på 100 kPa mellom kvar test vart bestemt for å sikre ei god spreiding i testverdiar slik at grafen som er basis for testresultata vart best mogleg.

Det vart utført tre testar der materialet vart teke ut av skjærboksen og omrørt mellom kvar test. Kvar test starta med ein konsolideringstest før sjølve skjærttesten starta. Konsolideringstesten vart utført med ei normallast på 400 kPa i alle tre testane. Skjærttestane vart utført med ulik normallast kvar gong, henholdsvis 100, 200 og 300 kPa. Alle skjærttestane vart gjennomført med ei skjærhastigheit på 2,0 mm/min, og vart køyrt til ei skjærlengde på 40 mm var oppnådd (maksimal skjærleng for apparatet er 50 mm).

### 4.3 Klimadata

Klimastatistikk som nedbør- og temperaturdata er henta frå [eklima.no](http://eklima.no), som nyttar Meteorologisk institutt sine data frå meteorologiske målestasjonar (Meteorologisk-institutt 2016a). Frå målestasjon 67280 i Soknedal vart middeltemperatur og gjennomsnittleg månadsnedbør for perioden 2008 – 2015 henta. For å vise månadsnormalar for nedbør og temperatur i normalperioden 1961 – 1990 vart data frå målestasjonane 67240 Støren Vårvoll, 67255 Støren og 67260 Støren 2 nytta. Dette er dei næraste stasjonane til studieområdet som har lange nok måleseriar for å berekne månadsnormalar. Normalane frå stasjon 67260 Støren 2 vart også nytta for å finna påreknede maksimale nedbørsverdiar og returperiodar.

### 4.4 Litteratur og kartstudiar

Teoridelen i denne oppgåva er resultatet av eit litteraturstudium der relevant teori om blant anna skred og kvartærgeologi inngår. Skredteorien legg vekt på lausmasseskred, med eit spesielt fokus på nedbørsutløyste skred i finkorna materiale. Kvartærgeologiteorien tek føre seg grunnleggande prosessar for korleis dagens landskap er blitt danna, både med tanke på erosjon

og avsetning. Eit hovudfokus er retta mot prosessar i samband med istider og korleis isbrear har forma landet og påverka andre landformande prosessar. Det er også inkludert teori om eigenskapane til lausmassar. Det er nytta artiklar, rapportar, fagbøker og internettsider som kjelder.

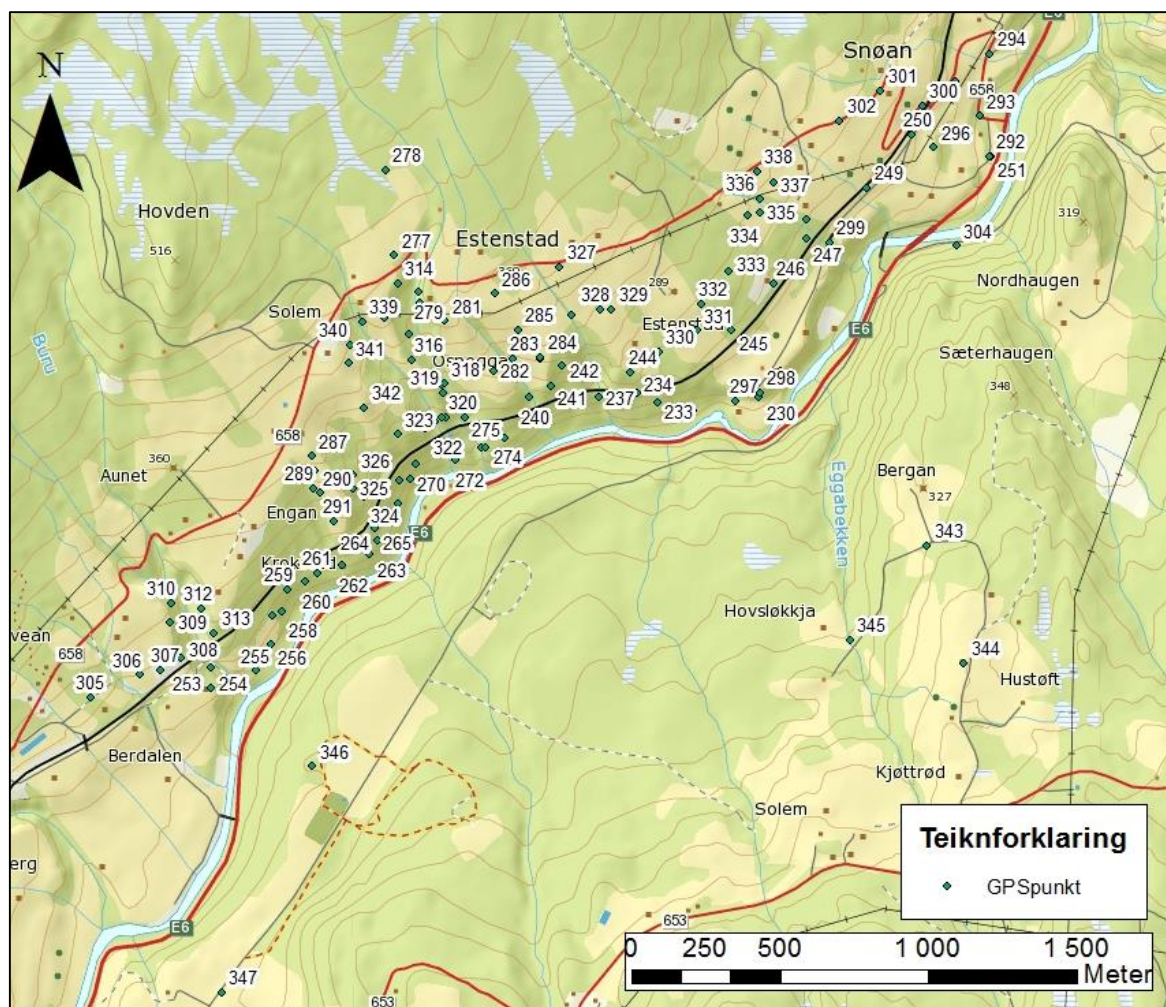
I denne oppgåva vart også dataprogrammet ArcGIS frå *Environmental Systems Research Institute* (ESRI) nytta til kartstudier og for å produsere ulike kart. Applikasjonen *ArcMap 10.2* vart nytta for produksjon av kart, medan *ArcCatalog 10.2* vart nytta for å lagre data. Det vart laga hellingskart og ulike kartutsnitt, der bakgrunnskart og høgdedata frå Statens kartverk (2016) vart nytta, i tillegg til informasjon frå Meteorologisk institutt (2016), NGU (2015a, 2015b), Skrednett (2015) og Norsk Institutt for Bioøkonomi (NIBIO) (2016). Lokaltetar frå feltundersøkingane er også presenter på kart ut frå GPS-punkt. Data frå GPS-einheiten vart først overført ved hjelp av applikasjonen *Map Source, versjon 6.13.5 (Garmin Ltd.)*, og deretter til *ArcMap* ved applikasjonen *DNRGPS versjon 6.1.0.6 (Minnesota Department of Natural Resources)*.



## 5 Resultat

### 5.1 Feltundersøkingar

Figur 5.1 viser eit kartutsnitt der alle lokalitetane som vart undersøkt er markert. Det vart utført undersøkingar på til saman 123 lokalitetar, som er nummerert frå 224 – 347. Nummereringa startar på 224 på grunn av tidlegare bruk og innstillingar på GPS, som var lånt frå NVE. Undersøkingane på dei ulike lokalitetane varierte, men sedimenta vart enten undersøkt ved skovlboring eller ved å grave eit snitt i lausmassedekket (Figur 4.1 og Figur 4.2).



Figur 5.1: Kartutsnitt over studieområdet som viser alle undersøkte lokalitetar i løpet av feltarbeidet (Statens kartverk 2016).

Det vart samla inn materialprøver til laboratorieanalyse ved enkelte av lokalitetane. Nærare beskriving av prøvelokalitetar følgjer i delkapittel 5.2, Tabell 5.1.

Feltundersøkingane viste eit lausmassedekke med store fellestrekk. Materialet i studieområdet er prega av eit gjennomgåande høgt innhald av silt og sand. Kornfordelinga varierar i området, men sand og silt er dei dominerande kornstorleikane. Materialet har ei viss sortering, og i felt vart kornstorleikar frå silt til blokk registrert. Rundingsgraden til større korn var i all hovudsak kantrunda. Materialet viste store skilnader i pakkingsgrad. Topplaget var hovudsakleg laust pakka, og i heile området viste materialet ei kraftig auke i pakkingsgrad ved eit djup på mellom 0,8 – 1,10 m.

Materialet kan grovt delast inn i tre grupper etter observerte eigenskapar og lokalisering i felt (Figur 5.5):

- **Material 1.**

Observert i terrenget som to lag med ulik pakkingsgrad, der overgangen mellom laga var gradvis. Det øvste laget har middels pakkingsgrad, som aukar nedover mot overgangen mellom desse to laga. Sand og til dels silt er dei framtrekande kornstorleikane. Inneheld også grov sand, grus og stein, framstår som lite sortert. Grove korn framstår som kantrunda ved visuell undersøking, jamfør Figur 2.12 i og fargen er brun til beige.

Auke i pakkingsgrad vert observert samtidig som materialet endrar farge til meir gråleg. Ved overgangen mellom laga har materialet høg pakkingsgrad og grå til gråblå farge (Figur 5.2). Dette laget vert observert som meir finkorna, og silt er den dominerande kornstorleiken. Materialet framstår som meir sortert enn det ovanfor, men det er betydeleg innslag av sand, grus og stein i dette laget også. Det grove materialet framstår også her som kantrunda ved visuell undersøking.

Undersøkingane i dette materialet begrensa seg til om lag 1,0 – 1,2 m djup, på grunn av den høge pakkingsgraden til materialet.

I ravinesidene og i skredsår vert det observert at det øvste laget i nokre tilfelle ikkje er til stades. Her er det grålege laget observert i toppen. Pakkingsgraden er noko redusert på overflata, men dette verkar å ikkje strekke seg noko djupare enn 0,1 – 0,2 m. Pakkingsgraden er høg under dette nivået. Lagdelinga er i hovudsak funne på dyrka mark, slakare skråningar og på ryggar.





*Figur 5.2: Snitt av Material 1, der overgangen mellom laga er markert med stipla raud linje. Bilete er frå lokalitet 333, og snittet er om lag 60 cm høgt (Foto: Jørgen Langeland, 08.10.2015).*

- **Material 2.**

Er i materialsamansetning svært likt som det grålege laget i Material 1. Det er hovudsakleg eit høgt innhald av silt og fin sand, men sand, grus og stein var også til stades. Pakkingsgraden er middels høg, og aukar nedover. Grovare korn og material er kantrunda, og materialet har ein grå til gråblå farge (Figur 5.3). Material 2 er hovudsakleg observert nedanfor jernbana og i dei brattare partia. Materialet verkar meir forstyrta av to grunnar. Det er enkelte stader tydelege spor etter menneskeleg påverknad, i form av arbeid, fyllingar og tilført masse som stein og blokk. Terrenget er også prega av små ryggar og kanaliserte terrengformer som tyder på skredaktivitet og erosjon som følge av vassføring.





*Figur 5.3: Snitt av Materiale 2 i skredkant. Biletet er frå lokalitet 270 (Foto: Jørgen Langeland, 20.08.2015).*

- **Material 3.**

Materialet er laust pakka, med noko aukande pakkingsgrad djupare nedover. Materialet har ein grovare samansetning enn Material 1, og består generelt av sand til grus. I snitt vert det observert tendensar til gradering nedover i jordprofilen, der materialet i hovudsak vert finare nedover. Materialet framstår like vel ikkje som godt sortert, det er innslag av både stein og blokk på dei fleste lokalitetane (Figur 5.4). Det grove materialet er runda til godt runda ved visuell undersøking. Fargen på materialet var i hovudsak lys brun til beige.





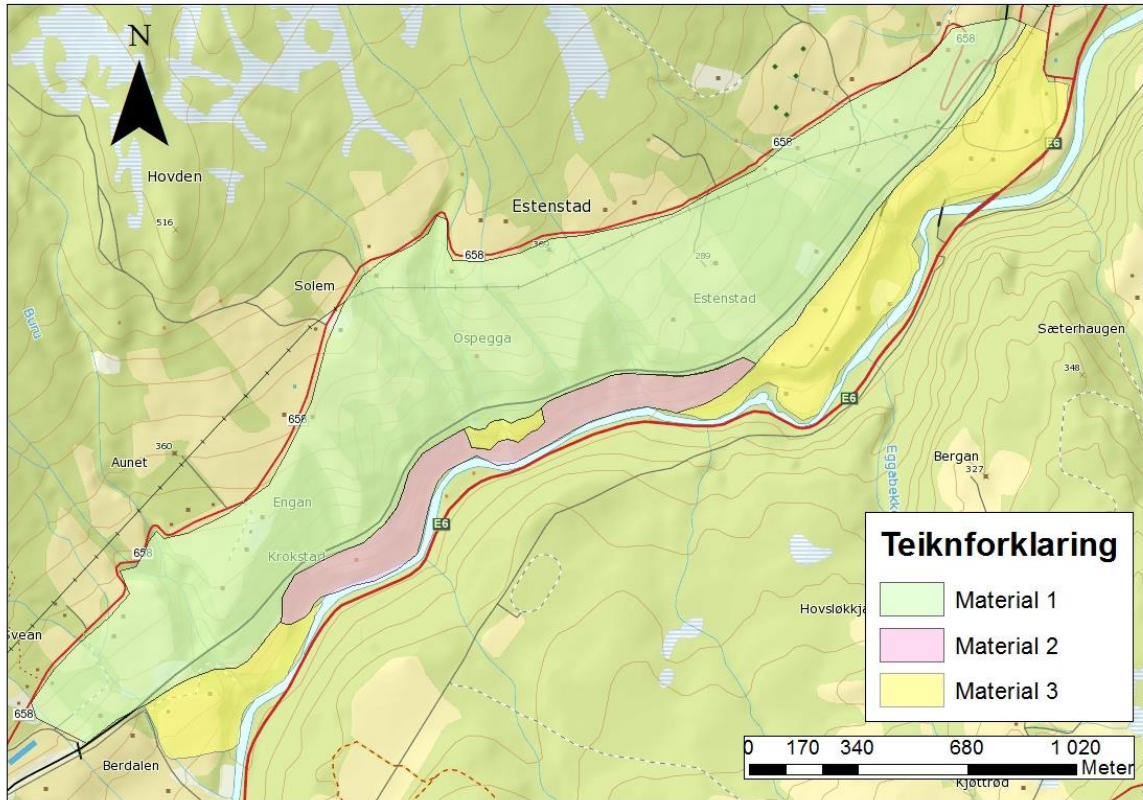
*Figur 5.4: Snitt i Material 3, lokalitet 292. Grovt og godt runda materiale i overflata og meir finkorna og sortert djupare. Meterstokk som skala, snittet er 0,7 m djupt (Foto: Jørgen Langeland, 24.09.2015).*

Utbreiinga til sedimenta og dei tre definerte materialtypane er vist i Figur 5.5. Utbreiinga til Material 1 er hovudsakleg i partiet ovanfor jernbana. Dette området er prega av dyrka mark med store raviner og ryggformasjonar mellom. Terrenget er bratt oppover frå jernbana før det slakar ut opp mot fylkesvegen og toppen av dalsida.

Material 2 er lokalisert nedanfor jernbana, og i den bratte delen av dalsida (Figur 3.7). Terrenget er prega av små kanaliserte terrengformer og oppstikkande ryggar.

I nord- og sørenden av studieområdet er Material 3 lokalisert. Dette materialet er observert i slakare terreng med terrasseliknande former.

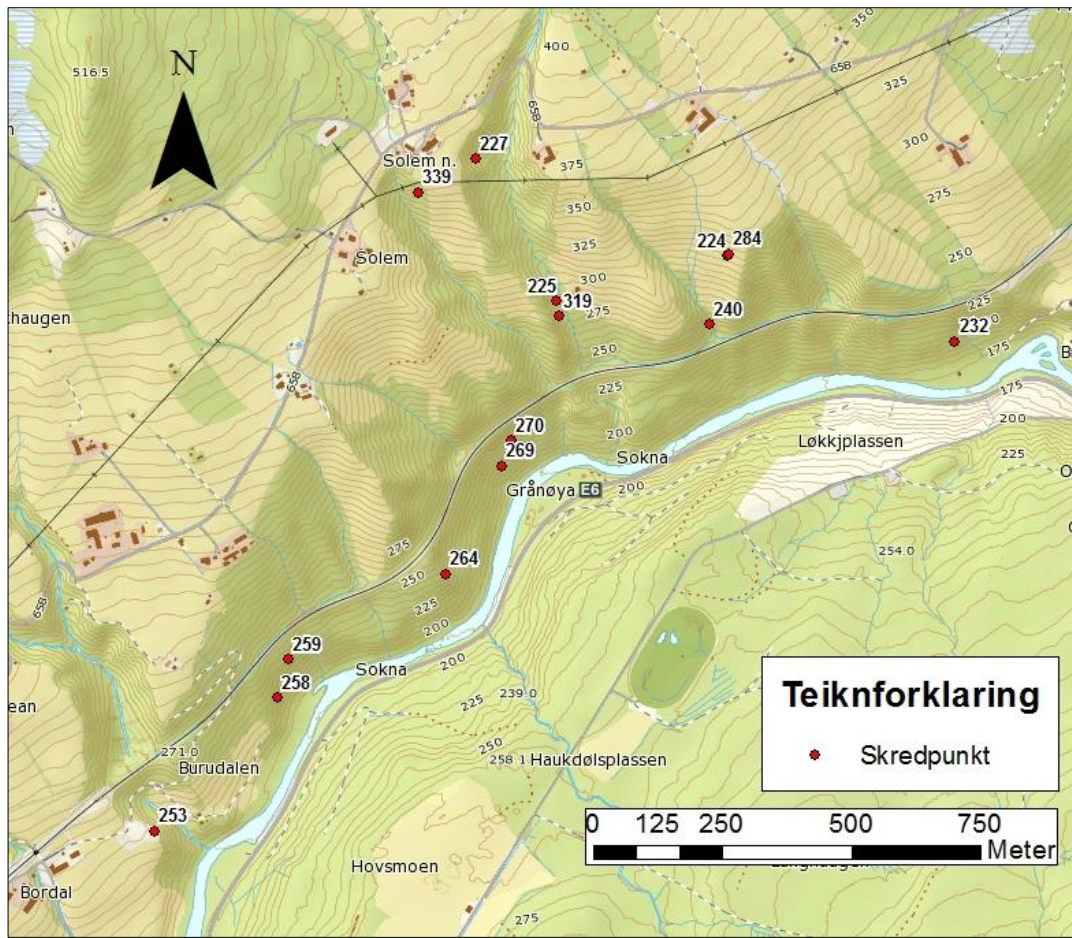
Materialinndelinga er basert på framtrekande systematiske trekk ved lausmassane som vart observert under feltundersøkingane. Inndelinga på Figur 5.5 viser hovudtrekka rundt fordelinga av materialtypane i studieområdet.



Figur 5.5: Forfattarens tolkingar av utbreiinga til dei tre definerte materialtypane, basert på feltundersøkingane. Modifisert etter Statens Kartverk (2016).

Det vart observert fleire skredsår og spor etter tidlegare skredhendingar i terrenget under feltundersøkingane (Figur 5.6). Skredsåra vart observert i dei brattare partia av studieområdet, slik som i ravinesidene og nedanfor jernbana. Sjå terrenghellingskart (Figur 3.7).





Figur 5.6: Kartutsnitt frå studieområdet som viser punkt der det vart registrert tidlegare skredhendingar under feltarbeidet. Modifisert etter Statens kartverk (2016).

### 5.1.1 Storskala snitt

Eit storskala snitt vart gjennomført med gravemaskin for å komma djupast mogleg ned i lausmassane, noko som gav betre observasjonar av fordelinga av material nedover i grunnen (Figur 5.7). Snittet vart grave i området som er definert av Material 1, på lokalitet 287 (Figur 5.1). Snittet viser det same jordprofilet som beskrive for Material 1, i delkapittel 5.1:

- 0.0 - 0.3 m: Matjord og torv.
- 0.3 – 0.8 m, Prøve 1.1: Sandig materiale. Nokså ukonsolidert laus sand, grov sand, grus og stein. Stein opp til  $\text{Ø} = 6\text{-}7$  cm. Mykje røter og spor etter utfellingar nedover i jordprofilen. Lys brun til beige farge.
- 0.8 – 1.90 m, Prøve 1.2: Overkonsolidert lag med alt frå finstoff til stort innslag av blokk,  $\text{Ø} =$  opp til 50 cm. Grå til mørk grå farge.
- 1.90 m – botn, Prøve 1.3 : Svært overkonsolidert materiale. Gråblå til blå farge. Ser ut som eit meir homogent materiale utan store blokker. Tilsynelatande sortert og fint, men enkelte stein vart funne. Så hardt at gravemaskin sleit med å komme nedover. Sannsynlegvis grovare enn først antekte på grunn av at stein såg ut som klumpar med



finstoff. Materialet er kun observert i samband med dette snittet, og er ikkje observert i samband med Material 1 på andre lokalitetar.



*Figur 5.7: Storskala snitt med laggrenser og djup teikna inn med raudt (Foto: Hilde dalen Jordet).*

## 5.2 Laboratorieanalysar

### 5.2.1 Kornfordeling

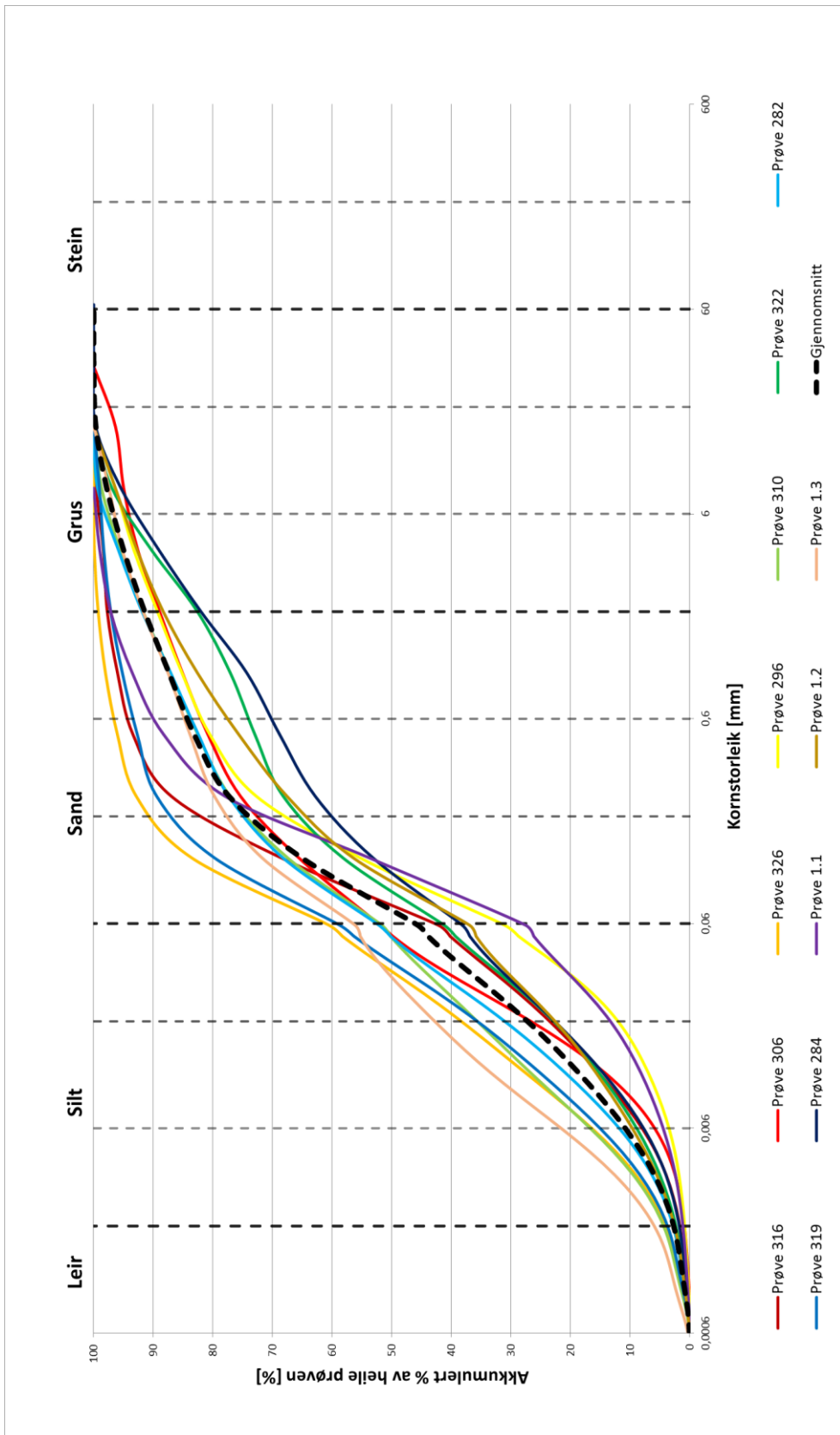
Tabell 5.1 beskriv djup, innsamlingsmetode og prøvelokalitetar for kornfordelingsanalyse i laboratoriet. Sedimentprøvane vart teke på lokalitetar som var relevante på grunn av plassering, terrengform, endring i materiale eller på grunn av nylege skredhendingar. Prøvane vart preparert og analysert av forfattaren på Oppredningslaboratoriet ved IGB.

Tabell 5.1: Beskriving av prøvelokalitetar og innsamlingsmetode, sjå også Figur 5.10.

Prøvenr.	Djup (m)	Innsamlingsmetode	Beskriving av lokalitet
<b>282</b>	0,2 – 0,5	Skovlbor	Ryggformasjon på dyrka mark
<b>284</b>	0,2 – 0,7	Gravd snitt	Skredsår frå mars 2012
<b>296</b>	0,3 – 0,5	Skovlbor	Terrasseform, dyrka mark
<b>306</b>	0,2 – 0,4	Gravd snitt	Dyrka mark like over terrasseform
<b>310</b>	0,3 - 0,6	Gravd snitt	Ryggform i ravine
<b>316</b>	0,6 – 0,9	Gravd snitt	Ryggform i topp av ravineside
<b>319</b>	0,2 – 0,8	Gravd snitt	Toppen av ravineside, skredsår
<b>322</b>	0,5 – 0,7	Skovlbor	Ravineside med skog
<b>326</b>	0,6 – 0,8	Skovlbor	Ravineside med skog
<b>1.1</b>	0,3 – 0,8	Storskala snitt med gravemaskin, lokalitet <b>287</b> .	Dyrka mark, øvst i skråningsside
<b>1.2</b>	0,8 – 1,9		
<b>1.3</b>	1,9 – 2,0		

Figur 5.8 viser kornfordelingskurver for alle prøvane som vart analysert. Den svarte stipla kurva viser gjennomsnittet av alle prøvane. Kornfordelingskurvene er sett saman av resultat frå tørrsikting og finstoffanalyse ved laserdiffraksjon. Dette vart gjort ved å rekne om resultatata frå finstoffanalysen ved bruk av eit forholdstal, slik at alle data var innanfor den totale prøvemengda representert ved 100 %.

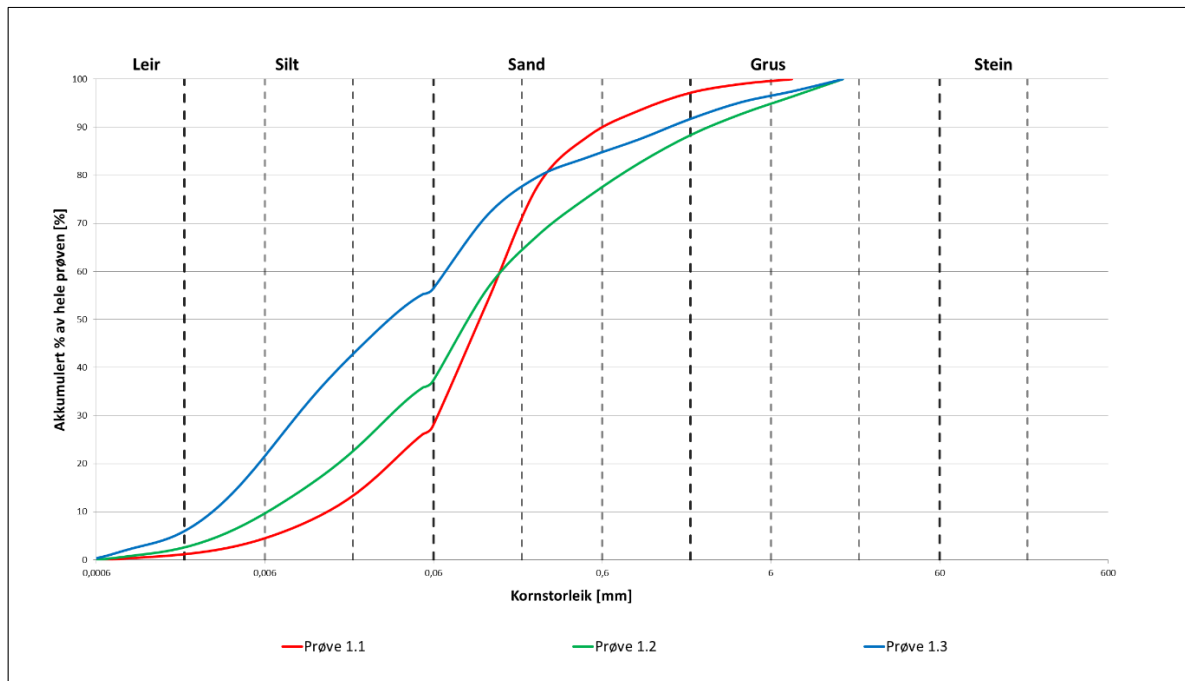
Kornfordelingskurvene viser at kornstorleikane silt og sand dominerar i sedimentprøvane. Kurvene på Figur 5.8 viser at prøvane inneheld fraksjonane leir til grus, og materialet er derfor dårleg sortert.



Figur 5.8: Kumulative kornfordelingskurver frå utvalde prøvelokalitetar, gjennomsnittskurve er også inkludert.

Figur 5.9 viser kornfordelingskurvene til dei tre laga i det store snittet utført på lokalitet 287 (Figur 5.1 og Figur 5.7). I figuren viser Prøve 1.1 til laget frå 0,3 – 0,8 m, Prøve 1.2 viser til laget frå 0,8 – 1,9 m og Prøve 1.3 viser til laget frå 1,9 m og til botn.

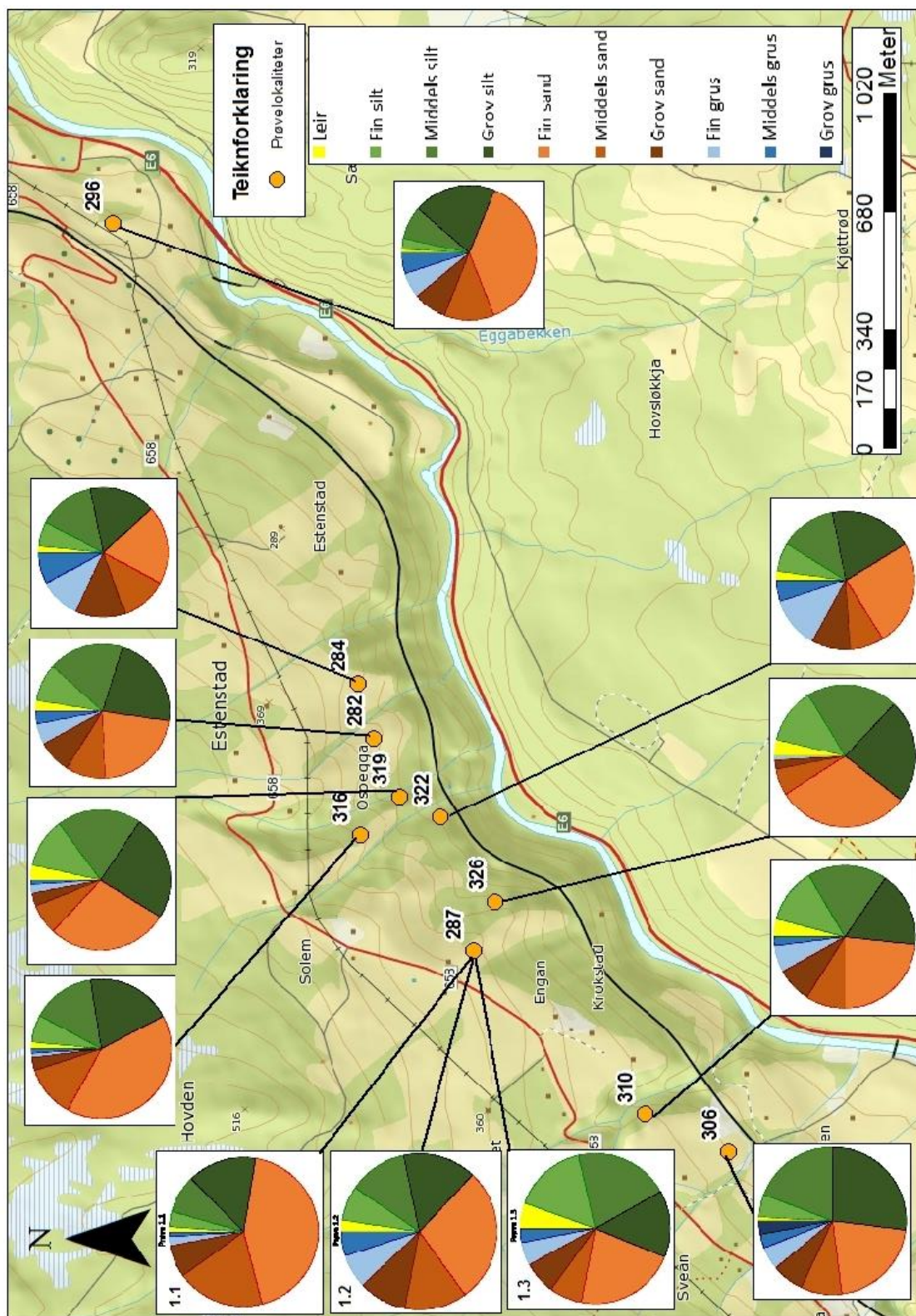
Kurvene viser korleis finstoffmengda (<0,06 mm) aukar nedover i jordprofilen, ettersom finstoffinnhaldet i Prøve 1.3 er betydeleg høgare enn i Prøve 1.1 og 1.2. Kurvene viser også at sorteringa er dårleg i heile jordprofilen.



Figur 5.9: Kumulative kornfordelingskurver frå dei tre ulike laga i det storskala snittet, der 1.1 er det øvste laget og 1.3 er det nedste.

For å gje ei oversikt over kor prøvematerialet er henta og korleis kornfordelinga er i studieområdet, vert sektordiagram med kornfordeling presentert på kartutsnitt med prøvelokalitetar i Figur 5.10. Sektordiagramma viser den prosentvise kornfordelinga til prøvematerialet, og Tabell 5.2 viser prosentinnhaldet i tabellform.





Figur 5.10: Oversiktskart over prøvelokaliteter og kornfordelinga på lokalitetane. Gul farge er leir, grønt er silt, raudt er sand og blått er grus. Sjå teiknforklaring for meir detaljert inndeling (Statens kartverk 2016).



Tabell 5.2: Innhald av dei ulike kornstorleikane i kvar prøve. Mengda er vist i %, der det er runda av til næraste heile tal. Sjå Figur 5.10 for plassering av prøvelokalitetar og sektordiagram. Prøve 1.1 – 1.3 er frå lokalitet 287.

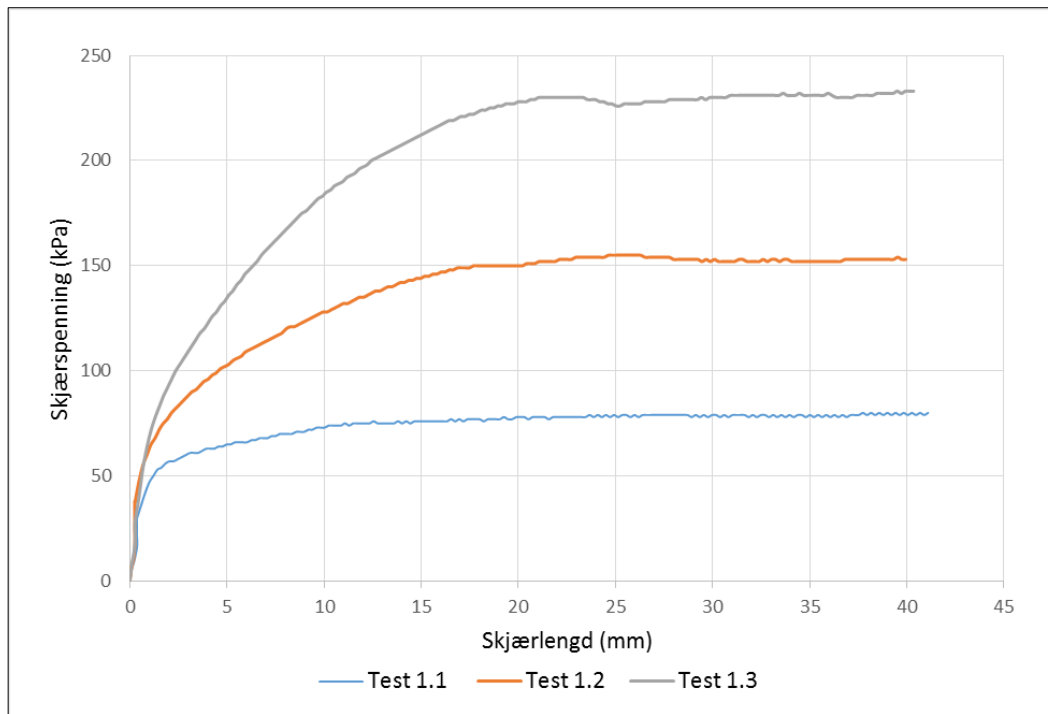
Kornstorleik	Prøve ( % )											
	282	284	296	306	310	316	319	322	326	1.1	1.2	1.3
<i>Leir</i>	3	1	1	1	4	1	3	2	4	1	3	6
<i>Fin Silt</i>	9	5	2	5	13	6	12	7	13	3	7	16
<i>Middels silt</i>	18	12	8	19	18	15	20	13	21	8	12	20
<i>Grov silt</i>	22	14	20	27	17	20	24	19	23	15	15	14
<i>Fin sand</i>	22	18	38	21	23	41	28	25	30	44	28	22
<i>Middels sand</i>	10	8	12	9	9	12	7	8	6	19	13	7
<i>Grov sand</i>	8	10	8	7	8	3	3	9	2	7	10	7
<i>Fin grus</i>	5	10	6	5	6	1	2	12	1	2	7	5
<i>Middels grus</i>	3	7	5	3	2	1	1	5		1	5	3
<i>Grov grus</i>		15		3								

### 5.2.2 Skjærbokstest

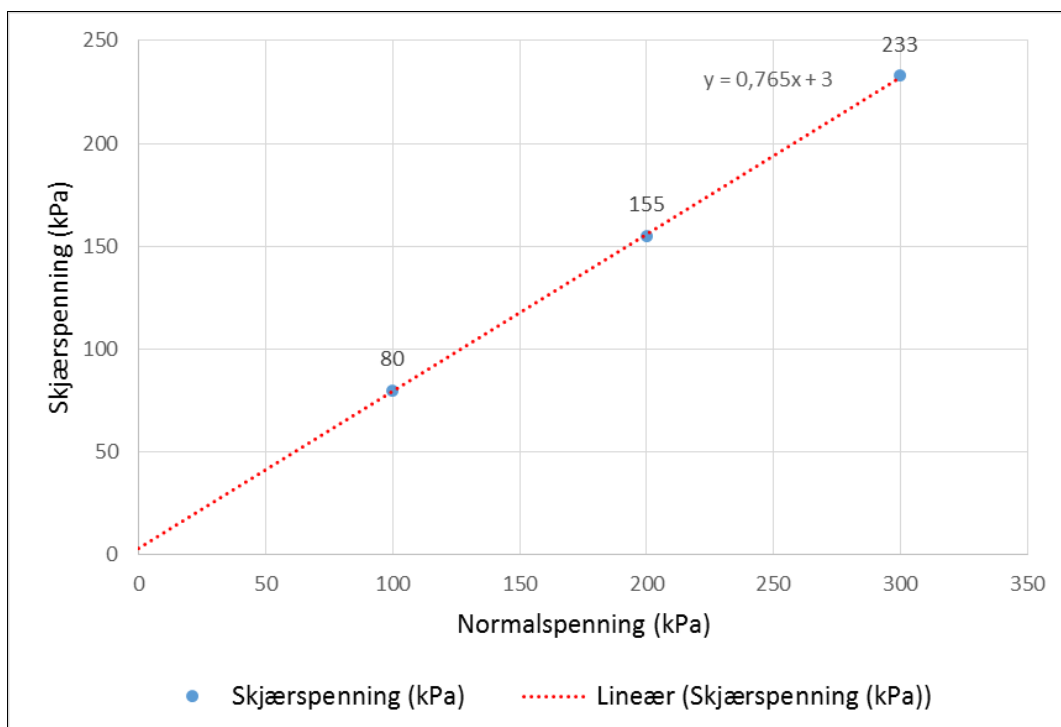
Resultata frå skjærbokstesten er vist i Figur 5.11 og Figur 5.12.

Maksimal skjærstyrke vert funne frå kurver i Figur 5.11, som viser skjærlengd og skjærspenning ved tre skjærbokstestar med ulik normalspenning, sjå delkapittel 4.2.3. Det høgaste punktet på kurva gir maksimal skjærstyrke for materialet ved den gitte normalspenninga. Toppunkta frå Figur 5.11 vart nytta til å plote skjærspenning mot normalspenning i Figur 5.12. Den lineære linja mellom dei tre punkta frå testane gir friksjonsvinkel og kohesjon.

Punkta i Figur 5.12 har god lineær tilpassing, dette tyder på gode testresultat. Der linja kryssar aksen for skjærspenning (Y-aksen), finn ein kohesjonen til materialet,  $c = 3$  kPa. Vinkelen til den lineære linja gir friksjonsvinkelen til materialet,  $\varphi = 37,4^\circ$ .



Figur 5.11: Deformasjon i forhold til skjærspenning under skjærbokstesting med tre ulike normalspenninger.



Figur 5.12: Skjærspenning plotta mot normalspenning under skjærbokstest. Linja gir kohesjon,  $c = 3 \text{ kPa}$ , og friksjonsvinkel,  $\phi = 37,4^\circ$ , for det testa materialet.

Tabell 5.3: Samanliknbare testverdiar frå skjærboksforsøk på morenemateriale frå Ljøsegga i Soknedal og Joberget i Granvin, Hordaland. Verdiar frå Joberget er henta frå Langåker (2014), og verdiar frå Storglaciären er henta frå Iverson et al. (1994).

Prøve	Normalspenning (kPa)	Maks. skjærspenning (kPa)	Friksjonsvinkel	Kohesjon (kPa)
<b>287</b>	100	80	37,4°	3
<b>Prøve 1.1</b>	200	233		
<b>Joberg1</b>	100	103	42,7°	9,5
	200	194		
<b>Joberg2</b>	100	102	42,5°	15
	200	100		
<b>Joberg W1</b>	100	104	39,5°	20
	200	184		
<b>Joberg W2</b>	100	93	38,9°	15
	200	177		
<b>Storglaciären</b>	100	55	31°	5

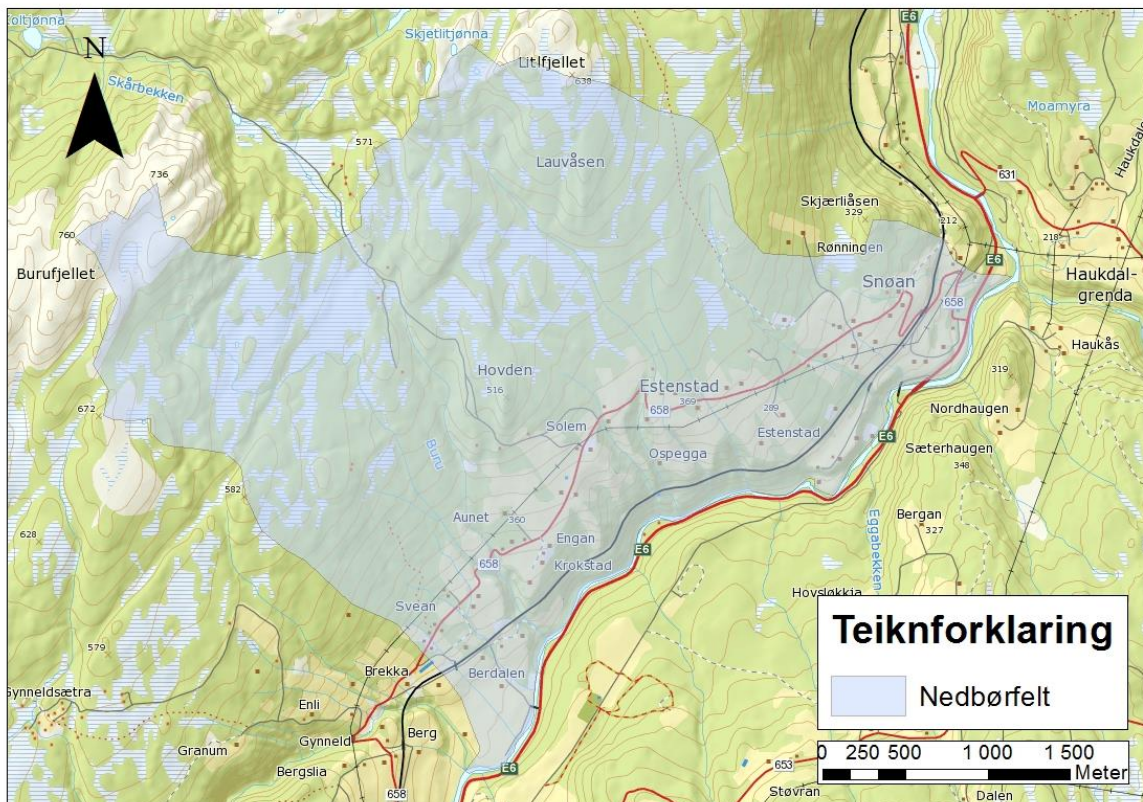
Ved normallast på 100 kPa vart det funne ein skjærstyrke på 80 kPa i Prøve 1.1 frå lokalitet 287 i Soknedal. Ved skjærbokstesting av overkonsolidert botnmorene frå Joberget i Granvin kommune, Hordaland fylke, fann Langåker (2014) at skjærstyrken ved 100 kPa normallast varierte mellom 93 – 104 kPa med eit gjennomsnitt på 100,5 kPa i. Dette inkluderte test av tørre og vassmetta prøvar. Iverson et al. (1994) fann ein residual skjærstyrke på 55 kPa ved 100 kPa normallast under in-situ målingar av botnmorene ved Storglaciären i Sverige.

Dei mekaniske eigenskapane ved ein lausmasse som vert nytta i stabilitetsanalyse (likning 2.8) er styrkeparametrane friksjonsvinkel og kohesjon (Lebourg et al. 2004). Ved testing av Prøve 1.1 frå lokalitet 287 vart ein friksjonsvinkel på 37,4° funne, og ein kohesjon på 3,0 kPa. Langåker (2014) fann ein gjennomsnittleg friksjonsvinkel og kohesjon på høvesvis  $39,2^{\circ} \pm 0,3^{\circ}$  og  $17,5 \pm 2,5$  kPa ved testing av botnmorene frå Joberget. Iverson et al. (1994) utførte skjærttest i laboratoriet på botnmorene frå Storglaciären i Sverige, og fann ein friksjonsvinkel på 31° og kohesjon på 5 kPa. Lebourg et al. (2004) viser ved treaksiale forsøk at gjennomsnittlege verdiar for friksjonsvinkel og kohesjon i morenemateriale høvesvis kan variere frå 20° - 36° og 0 – 80 kPa.

Dette bekreftar at morenar har store variasjonar i mekaniske eigenskapar, noko som stemmer godt overeins med den store variasjonen i samansetninga til morenar og korleis dette påverkar eigenskapane (sjå delkapittel 2.5.1).

## 5.3 Nedbørsdata

Figur 5.13 viser nedbørfelt som drenerar til studieområdet. Storleiken på området er 11,4 km<sup>2</sup>. Årleg avrenning frå området i normalperioden 1961-1990 er 20,66 liter/sekund/km<sup>2</sup> (NVE 2016b).



Figur 5.13: Nedbørfelt som har avrenning til studieområdet. Modifisert frå nedbørfelt REGINE (NVE 2016a).

### 5.3.1 Terskelverdiar

Kritiske nedbørmengder for utløysing av jordskred basert på årsmiddelnedbøren er vist i Tabell 5.4. Berekning av kritisk nedbørmengd er basert på likningar frå Sandersen et al. (1996), der likning 2.7 og 2.8 presentert i delkapittel **Feil! Fant ikke referanseskilden.** er nytta.

Det er berekna kritisk nedbørmengd ut frå klimadata som er presentert i delkapittel 3.5.2. Data frå målestasjonar ved Støren og Soknedal er nytta.

Tabell 5.4: Beregning av terskelverdiar for døggnedbør basert på årsmiddelnedbør (Sandersen et al. 1996).

Namn	Stasjon	Årsmiddelnedbør (mm)	Kritisk nedbørmengd (% av årsmiddelnedbør)	Kritisk nedbørmengd (mm/døgn)
<b>Støren</b>	67240	840	8,07	67,788
<b>Vårvoll</b>				
<b>Støren 2</b>	67260	885	8,07	71,4195
<b>Støren</b>	67255	865	8,07	69,8055
<b>Soknedal</b>	67280	749,5	8,07	60,48465

### 5.3.2 Pårekelege maksimale nedbørsverdiar og returperiodar

Tabell 5.5 viser pårekelege maksimale nedbørsverdiar i løpet av eit nedbørsdøgn for stasjon 67260 Støren 2. Tabellen viser resultat for beregning med både GUMBEL- og NERC-modellen, og returperiodar for verdiane er også presentert. Beregninga er delt opp i årsverdi og sesongar der:

- Vinter: Desember, Januar og Februar.
- Vår: Mars, April og Mai.
- Sommar: Juni, Juli og August.
- Haust: September, Oktober og November.

Kritisk 1 døggnedbør, 71,4 mm (8,07 % av gjennomsnittleg årsnedbør), er ut frå berekningane estimert til å ha ein returperiode på 500 år for stasjon 67260 ved bruk av både NERC- og GUMBEL-modellen. Om ein nyttar dei same berekningane til å sjå på stasjon 67280 Soknedal, som er nærast området, er det estimert at kritisk 1 døggnedbør vil ha ein returperiode på 100 år med GUMBEL-modellen, og om lag 50 år med NERC-modellen. Dette betyr at kritiske mengder av 1 døggnedbør for utløysing av skred kan forekomme i Soknedal i løpet av 50 år.

Tabell 5.5: Påreknede maksimale nedbørsverdiar i løpet av eit nedbørsdøgn for stasjon 67260 (Meteorologisk-institutt 2016a).

Returperiodar (År)	Metode	Årsverdi	Vinter	Vår	Sommar	Haust
5	GUMBEL	38	27	28	29	35
10	GUMBEL	43	33	33	32	40
25	GUMBEL	50	41	39	37	48
50	GUMBEL	55	47	43	41	53
100	GUMBEL	60	52	48	44	59
500	GUMBEL	71	65	58	52	71
1000	GUMBEL	76	71	63	56	76
5	NERC	38	27	28	29	35
10	NERC	43	31	32	33	40
25	NERC	52	38	39	40	48
50	NERC	59	43	45	46	55
100	NERC	67	50	52	53	63
500	NERC	91	70	72	74	85
1000	NERC	104	80	82	85	97
<b>PMP</b>	NERC	202	166	170	173	193



## 6 Diskusjon

### 6.1 Kvartærgeologi

Frå feltundersøkingar og laboratorieanalysar vart det samla data om lausmassane og utbreiinga til lausmassane i studieområdet. Dette vert her diskutert med omsyn på materialeigenskapar, klassifikasjon av lausmasstype, avsetningsmiljø og landskapsformer.

Tolkingar og analysar som er presentert og diskutert i dette kapitlet er basert på den teorien som er presentert i kapittel 2, der delkapittel 2.1 - 2.5 er mest relevant.

#### 6.1.1 Lausmassar

Feltundersøkingane og kornfordelingsanalysane viser at materialet i studieområdet har klare fellestrekk, og i hovudsak er nokså likt frå lokalitet til lokalitet. Kornfordelingskurvene (Figur 5.8) frå alle prøvelokalitetane viser god samling og lik utforming. Frå kurvene kan ein klassifisere materialet i studieområdet som siltig sand og sandig silt (Tabell 2.1), og karakterisere materialet som lite sortert (Jørgensen et al. 1997). Feltundersøkingane viste at kornforma i stor grad er kantrunda, og at fargen på materialet varierar frå lys brun til gråleg. Det vart observert ei varierande pakkingsgrad av materialet, der topplaget i hovudsak var laust pakka samt at pakkingsgraden auka nedover i jordprofilen

Ut frå variasjonar i kornfordeling, kornform, pakkingsgrad, lagdeling og farge vart lausmassane i studieområdet delt inn i tre materialtypar: Material 1 – 3. Denne inndeling vart gjort ut frå nemnde variasjonar og observerte systematiske trekk når det kom til fordelinga av desse variasjonane i studieområdet. Sjå delkapittel 5.1 for beskriving av materialtypene og Figur 5.5 for utbreiing.

Material 1 vert karakterisert av ei tydeleg lagdeling mellom eit laust pakka topplag og eit underliggende lag med høg pakkingsgrad. Kornfordelingskurvene i Figur 5.9 viser ei endring i kornfordeling mellom laga i dette materialet, der mengda av finstoff ( $<0,06$  mm) aukar nedover i jordprofilen, samt at Prøve 1.1 skil seg ut med ei litt brattare kurve i sandfraksjonen. Lausmassane i Material 1 viser systematiske fellestrekk i heile utbreiinga, og det kan derfor tolkast at materialet er avsett under like forhold. Årsaka til variasjonen mellom dei to laga kan anten skuldast avsetningsforhold eller seinare prosessar som har påverka materialet. Faktorar som har ført til eit meir porøst topplag kan vere aktive prosessar som påverkar materialet etter

avsetting, slik som fryse-tineprosessar, utturking, utvasking, rotaktivitet frå vegetasjon, biologisk aktivitet og forvitring. Det øvste laget kan også ha vorte avsett som utsmeltingsmorene oppå botnmorena, og slik få ein lausare pakningsgrad og høgare porøsitet (Figur 2.22).

Material 2 har lik samansetning som det underliggende laget i Material 1 når det kjem til kornfordeling, sortering, farge og kornform. Feltundersøkingane viste at lausmassar med systematiske fellestrekk som er definert for Material 2 har utbreiing i området nedanfor jernbana, i det brattaste partiet av dalsida (Figur 5.5). Observasjonar frå feltundersøkingane tydar på at lausmassane i Material 2 er betydeleg forstyrre i samanlikning med Material 1. Terrenget i området der Material 2 er observert er bratt (Figur 3.7), og terrengformene tydar på høg skredaktivitet og erosjon. I dei øvre delane av området, som ligg like under jernbana, er det også observert stor påverknad frå menneskeleg aktivitet i samband med bygging av jernbana. Utfyllingar har tilført materiale nedover i dalsida, og dette materialet skil seg betydeleg frå dei stadeigne lausmassane. Dette er hovudsakeleg observert som kanta blokk og stein, og er tolka som sprengstein frå utfyllingane.

Material 3 skil seg frå Material 1 og 2 ved lausare pakningsgrad og meir runda kornform. Material 3 har og eit høgare innhald av sand og grus fraksjon. Den todelte lagdelinga vart heller ikkje observert i Material 3. Utreiinga til Material 3 vart hovudsakleg kartlagt til slakare terreng i nord- og sørenden av studieområdet (Figur 5.5), og terrengformene der materialet vart observert hadde terrasseliknande former. Det er ut frå dette tolka at Material 3 er avsett under andre forhold enn Material 1 og 2. Eigenskapane til materialet tyder på at det er påverknad av rennande vatn og avsettingsforhold som ikkje fører til høg pakningsgrad.

### 6.1.2 Klassifisering

Inndelinga av lausmassane i Material 1, 2 og 3 er basert på systematiske fellestrekk ved materialeigenskapane. Dette vert nytta til å klassifisere lausmassane etter klassifikasjonsmetodar presentert i delkapittel 2.4.1, der metodane frå Figur 2.8 og Tabell 2.1 vert nytta.

Material 1 kan ut frå kornfordelingskurvene (Figur 5.8) klassifiserast som dårleg sortert siltig sand til sandig silt. Frå feltundersøkingane er det observert at materialet er kantrunda, og har i

hovudsak høg pakkingsgrad. Ut frå dette er det tolka at materialet kan klassifiserast som sandig til siltig morene. Det underliggende laget med høg pakkingsgrad kan vidare tolkast til å vere botnmorene ut frå det høge innhaldet av finkorna materiale og høg pakkingsgrad. Det lausare pakka topplaget er tolka til å anten vere utsmeltingsmorene (ablasjonsmorene), eller botnmorene som seinare er påverka av aktive prosessar som har endra eigenskapane til materialet (Figur 5.2). Kornfordelinga til topplaget skil seg lite frå det underliggende laget, og det er derfor mest sannsynleg at det er seinare prosessar som har påverka dette laget og ikkje avsetningsforhold. Material 1 kan derfor klassifiserast som botnmorene. Sjå delkapittel 2.5.1 for nærare forklaring.

Material 2 kan frå feltundersøkingane (Figur 5.3) klassifiserast som dårleg sortert siltig sand til sandig silt. Korna er kantrunda, og materialet har i hovudsak høg pakkingsgrad. Ut frå dette kan det tolkast at Material 2 er avsett som siltig til sandig botnmorene. Feltundersøkingane viste at materialet er betydeleg forstyrra, og terrengformene tyder på høg skredaktivitet og erosjon. Materialet er også observert i det som kan karakteriserast som utløpsområde (Figur 2.30) for skred i dalsida (Figur 3.7 og Figur 5.5). Det er derfor vidare tolka at Material 2 i hovudsak er skredmateriale.

Material 3 kan frå kornfordelingskurvene (Figur 5.8) klassifiserast som siltig sand. Feltundersøkingane viste runda til godt runda korn, tendensar til gradering ved oppfining nedover i jordprofilen (Figur 5.4) og hovudsakleg laus pakkingsgrad. Ut frå dette kan det tolkast at materialet er meir påverka av vatn enn Material 1 og 2. På grunn av den dårlege sorteringa er det vidare tolka at materialet sannsynlegvis er erodert morenemateriale. Material 3 kan derfor klassifiserast som fluvialt påverka morenemateriale, sidan det ikkje er tilstrekkeleg sortering eller lagdeling til at det kan tolkast som fluviale eller glasifluviale avsetningar. Sjå delkapittel 2.5.2 og 2.5.4 for nærare forklaring.

### 6.1.3 Avsetningsmiljø

Ut frå klassifiseringa av materialet i delkapittel 6.1.2 vert det her presentert tolkingar for mogleg avsetningsmiljø som har danna lausmassane i studieområdet.

Det materialet som har størst utbreiing i studieområdet (Material 1) er tolka som botnmorene, og dette tilseier at ein isbre har vore til stades og prega avsetningsmiljøet. Den Kvartære historia

til studieområdet er nærare presentert i delkapittel 3.2. I følge blant anna Reite (1996) og Rise et al. (2006) har brebevegelsen i Sør-Trøndelag endra seg gjennom tre fasar av isnedsmeltinga (Figur 3.3). Terrenget i Soknedal har eit lågt relieff, og vil ikkje ha påverka isbevegelsen før i slutten av nedsmeltingsfasen. I forseinkinga som Soknedal utgjer i terrenget kan botnmorene ha vorte avsett frå breen når denne var av stor mektigheit og hadde retning nordover. Det strekk seg ein fjellformasjon om lag parallelt med Soknedal. Denne har eit meir betydeleg relieff, med blant anna Gynneidfjellet på 992 moh., og vil kunne ha ført til ein obstruksjon for breen og bresålen. I delkapittel 2.5.1 er det presentert teori om danning av støt- og lesidemorener der ein bre støter på oppstikkande formasjonar (Figur 2.23). Lausmassane i Soknedal kan slik ha vorte avsett som støtsidemorene frå ein bre med nordleg bevegelsesretning som følgje av trykksmelting. Dette vil forklara den høge pakkingsgraden til materialet, dei store mektigheitane, og det til dels usorterte materialet som inneheld fraksjonar frå leir til blokker.

Thorsberg (2007) presenterar ein teori om danning av ein bredemt sjø i Soknedal i slutten av siste istid. Breen kom frå aust og gjekk ned til Soknedal frå Budalen, og førte til ei oppdemming like nord for Snøan. Dette stemmer bra med Figur 3.4 der anteke israndlinjer er teikna inn. Ein bredemt sjø ville derimot ført til meir jamn avsetning av sortert finkorna materiale i heile dalføret, og avsetningane skulle vore tilnærma like på begge sider av dalen. Avsetning i innsjøar fører også til lagdeling i materialet. Sjå delkapittel 2.5.3 for nærare forklaring. Lausmassane i studieområdet viser ikkje ei slik lagdeling, og har eit betydeleg innslag av grovare fraksjonar. Dersom ein isbre munnar ut i ein slik innsjø vil grovare materiale kunne avsettast ved utsmelting direkte frå bresålen, og bresjøavsetningar kan også bli forstyrre i ettertid gjennom erosjon frå vatn og skred. Ut frå feltundersøkingane og laboratorieanalysane er det derimot tolka dit at eit slikt avsetningsmiljø som Thorsberg (2007) føreslår er lite sannsynleg i studieområdet.

Ein lateral bresjø på eine sida av breen, i dette tilfellet den vestre, vil kunne føra til ei mektig og finstoffrik lausmasseavsetning. Dalen har ein smal munning i nord, der fjell står for innsnevringa, og ein «propp» av is kan slik ha ført til at smeltevatn kunne bygge seg opp og danna ein liten innsjø langs kanten mellom isen og dalsida (Figur 2.24). Dette vil kunne forklare den ujamne lausmassefordelinga i dalføret. Ein slik innsjø vil også vere av mindre utstrekking og omfang enn om heile dalen var demma opp. Mindre areal vil kunne føra til høgare energi frå ulike innløp rundt innsjøen, og slik vil innsjøen kunne få høgare energinivå. Dette vil igjen føra til meir turbulente avsetningsforhold og varv vil ha mindre moglegheit til å bygge seg opp. Finstoff som leir og finsilt vil også kunne verte haldt i suspensjon og frakta vidare slik at det

ikkje vart avsett i innsjøen. Dette kan forklare at materialet består av mykje silt og fin sand til sand.

Kameterrasser vert danna av smeltevassselver som renn mellom kanten av breen og dalsida (delkapittel 2.5.2). Dersom hellinga på breen er slak vil dette vere rolege vassdrag der materiale kan avsettast. Smeltevatnet vil erodere og transportere med seg materiale frå breen og tidlegare avsettingar. Når hellingsgraden er liten og energien i vatnet er låg vil dette materialet avsettast. Dalbotnen er også ganske slak, noko som fører til at overflata på ein bre også vil ha ei slak helling her. Desse forholda kan ha ført til at det rann ei roleg smeltevasselv på vestsida av ein bre i dette dalføret. Denne elva kan ha avsett materiale og slik danna kameterrasser eller liknande avsettingsformer. Slike avsettingsformer kan bli forstyrre av utglidingar og erosjon når isen smeltar ned, og føra til ei blanding av materialet der avsettingsformer som for eksempel lagdeling vert øydelagt.

#### 6.1.4 Landskapsformer

Fleire ulike landformer er til stades i området. Berggrunnen er den eldste landforma og viser spor etter betydeleg erosjon, mest sannsynleg frå is, men også frå vatn i seinare tid. Dalprofilen er open og slak i den øvre delen av dalsida, medan dalbotnen er trong og bratt. Dette tydar på fleire fasar med erosjon, der den siste fasen har vore elvenedskjæring. Sjå delkapittel 2.3 for nærare forklaring.

Som diskutert av Thorsberg (2007) er det fleire framtrédande terrasseformer i Soknedal. Desse kan vere eit resultat etter både avsetting og erosjon (delkapittel 2.3.1). Ut ifrå feltundersøkingane vart det ikkje funne ein særleg god korrelasjon mellom desse terrasseformene, noko det burde ha vore om dei var danna ved deltautbygging eller som botn i ein innsjø. Terrasseformene er ut ifrå undersøkingane mest sannsynleg danna ved erosjon i etterkant av at dei vart avsett, men avsettingsforholda har vore viktige for å bygge opp slike store mektigheiter med lausmassar.

Frå feltundersøkingane og kartstudie er det tydeleg at erosjon har danna dalføret slik det ser ut i dag. Etter at breen avsette materialet og seinare smelta tilbake har aktive prosessar frå vatn og massebevegelse endra landskapet. Skred og vatn har erodert ut dei tydelege ravineformene i vestsida, og det eroderte materialet er frakta vidare. Material 3 som er tolka til fluvialt påverka

morenemateriale er sannsynlegvis danna av erodert morene som er avsett igjen. Ut frå dei kvartærgeologiske karta (NGU 2015a) sine modellerte grenser for havnivå, så strakk havet seg eit stykke inn i studieområdet heilt i dalbotnen. Det er ikkje observert hav og fjordavsetningar i studieområdet, men dei nordlegaste terrasseformene der Material 3 er kartlagt kan ha vorte avsett på ei elveslette som låg nærare havnivået (Figur 5.5).

Ved å sjå på området og terrengformene i stor skala, kan ein sjå andre landskapstrekk som dominerer i det store biletet. Forsenkinga som utgjer Soknedal går nordaust gjennom terrenget, mellom dei djupare og meir markerte dalføra Orkdal og Gauldal, med vassdraga Orkla og Gaula. I denne skalaen vert Soknedal ei lite markert forseinking i terrenget (lavt relieff), og ein bre med ei viss mektigheit har nok ikkje fått påverka bevegelsen sin i stor grad av dette dalføret. Det ein ser tydelegast i dag er spor etter erosjon frå vatn, og i studieområdet ser ein dette ved den markerte elvedeskjæringa og det ravinerte terrenget i lausmassane i vestsida av dalen. Dette støttar opp om at materialet i studieområdet er avsett som botnmorene, for så å verte utsett for erosjon etter at isen smelta ned. Terrengformene i dalføret kan derfor karakteriserast som erosjonsformer og ikkje avsetningsformer.

## 6.2 Skred

Presenterte data frå feltundersøkingar og laboratoriearbeid vert i følgjande kapittel diskutert med omsyn på stabilitet og forhold som gir fare for utløyning av lausmasseskred.

Dei tolkingar og vurderingar som vert presentert i det følgjande kapittelet er basert på teori presentert i kapittel 2, der delkapittel 2.6 - 2.11 er mest relevant.

### 6.2.1 Lausmassar og geologi

Lausmassedekket i studieområdet består av ei stor mektigheit med finkorna morenemateriale. Dei dominerande kornstorleikane er silt og fin sand. Det er vist at det er ein samanheng mellom oppbygging av porevasstrykk og kornstorleik for utløyning av lausmasseskred. Wang og Sassa (2003) fann at høge porevasstrykk lettare oppstår i finkorna materiale som fin sand, enn i grov sand. Dette har med permeabiliteten å gjere, der grovare materiale lettare drenerar ut vatn.



Kornfordelingsanalysane (Figur 5.8) viser at materialet i studieområdet har eit høgt innhald av silt og sand. Dette gjer at materialet har ei gunstig samansetning for oppbygging av porevasstrykk som vil svekke skjærstyrken til materialet og skape ustabile forhold.

Frå feltundersøkingane er det også observert ei lagdeling med eit porøst topplag og eit underliggende lite porøst lag i store delar av studieområdet. Som følgje av porøsiteten er det stor forskjell i permeabiliteten til dei to laga, der det underliggende laget er tilnærma impermeabelt. Skred vert ofte utløyst i overgangen mellom to lag med ulik permeabilitet, der vatn vil bygge seg opp på laggrensa og skape høge porevasstrykk. Det impermeable laget hindrar vatn i å drenere nedover i grunnen, og strøymingsarealet vert slik avgrensa til topplaget. Dette fører til raskare vassmetting ved stor tilførsel av vatn, og porevasstrykk kan derfor også lettare verte bygd opp. Skilnaden i porøsitet mellom dei to observerte laga kan anten stamme frå avsettingsforhold, eller frå sekundære prosessar etter avsetting. Der skredsår er observert ved feltundersøkingane viser skredkantane at det er det øvste laget som i all hovudsak har sklidd ut, og at det underliggende laget har fungert som glideplan. Dette tydar på at lagdelinga og skilnaden i permeabilitet som er til stades i studieområdet er ein betydeleg faktor for utløysing av lausmasseskred, slik som vist i Figur 2.33.

Materialet frå lokalitet 287 visar lågare verdiar for både skjærstyrke, friksjonsvinkel og kohesjon enn dei som det vart samanlikna opp mot i Tabell 5.3. Dette kan tyde på at materialet derfor er meir ustabil enn andre morenar. Resultata kan også ha ein samanheng med at det testa prøvematerialet frå lokalitet 287 er frå det øvste og laust pakka laget. Dette var betydeleg meir porøst enn det underliggende laget, noko som kan komme av avsettingsforhold eller sekundære prosessar. Det er også viktig å påpeike at materialet frå lokalitet 287 ikkje representera in-situ forhold. Prøvematerialet vart sikta, turka og omrørt før testing, noko som kan føre til endringar i materialeigenskapane samanlikna med in-situ forhold.

Materialet frå lokalitet 287 viser ein friksjonsvinkel som tilseier at materialet skal kunne stå stabilt ved hellingar opp mot 37°. Det er målt hellingsvinkel ned i 20° ved skredhendingar i studieområdet, noko som tydar på andre utløysande faktorar enn hellingsvinkel. Kohesjonen og skjærstyrken til materialet frå lokalitet 287 viser relativt låge verdiar samanlikna med andre presenterte data (Tabell 5.3), og det er sannsynleg at vidare svekking av desse styrkeparametrane er ein av hovudårsakene til at skred kan verte utløyst med lågare hellingsvinkel enn friksjonsvinkelen. Ut frå tidelegare undersøkingar (Jernbaneverket 2001;

Brøto 2014) er det vist at vassmetting av lausmassane gjennom nedbør og snøsmelting er definert som dei hovudsaklege utløyningsårsakene i studieområdet. Vassmetting av materialet førar til oppbygging av porevasstrykk som vil redusere skjærstyrken til materialet gjennom minska normalspenning, og slik også redusere skråningsstabiliteten (likning 2.8).

### 6.2.2 Geomorfologiske faktorar

Jord- og flaumskred kan utløysast der terrenget er bratt nok, og dei fleste skred vert utløyst i terreng med ei helling over  $25^\circ$  (Sandersen 2014). Terrenghellingskartet (Figur 3.7) viser at deler av studieområdet er brattare enn dei teoretiske hellingsvinklane for utløysing av lausmasseskred. Skred kan også verte utløyst ved lågare hellingsgradar på grunn av påverknad frå ulike forhold som stor tilførsel av vatn og fjerning av vegetasjon eller andre menneskelege inngrep. Terrenghforma vil påverke korleis grunnvatn og overflatevatn strøymer. Konvergerande skråningar samlar vatn, og fører slikt til auka vassmengde og fare for vassmetting. Dalsida har fleire parti med konvergerande form, dette er spesielt tydeleg ved dei store ravinene (Figur 3.8). Det er også i desse kanaliserte terrenghformene flest spor etter skredhendingar er observert.

Den øvre delen av dalsida er markert slakare inn mot fylkesvegen, dette gir dalsida eit «knekkpunkt» der det vert brattare mot elva. Slike hellingsendringar kan ofte føre til utløysing av jordskred ved at terrenget dannar ein terskel der grunnvassig samlar seg opp og skapar auka porevasstrykk (Bargel 2014).

### 6.2.3 Klima

Soknedal har eit overgangsklima mellom kontinentalt og maritimt klima. Området er ikkje spesielt nedbørsrikt, men har jamt med nedbør gjennom året der hausten utmerkar seg som mest nedbørsrikt (Figur 3.12). Middelttemperaturen er under frysepunktet i vinterhalvåret og tele og islinsedanning i grunnen vil derfor kunne oppstå. Påreknelege maksimale nedbørsverdiar i løpet av eit nedbørsdøgn (Tabell 5.5), som overstig berekna terskelverdiar for utløysing av skred i området (Sandersen et al. 1996), har ein returperiode på 500-, 100- og 50 år avhengig av statistisk modell og målestasjon.

### 6.2.4 Vegetasjon

Vegetasjonen i studieområdet er hovudsakleg lauvskog, og vegetasjonen er lokalisert i ravinene mellom områda med dyrka mark. Røter frå vegetasjon har ei bindande effekt på lausmassar

dersom røtene og vegetasjonen er intakt. Det er ikkje skogsdrift i dalsida, og hogst vil derfor ikkje påverke vegetasjonen i stor grad. Områda med dyrka mark har kun grasdekke som vegetasjon. Her vil ikkje røter ha nokon bindande effekt på materialet, og det er heller ikkje noko overflatevegetasjon som vil beskytte lausmassane frå nedbør. Skredet i 2012 vart utløyst i ei av dei bratte skråningane med dyrka mark. Desse områda vil vere utsett i periodar med mykje tilførsel av vatn, fordi det finkorna materialet lett kan verte vassmetta og ikkje har noko vegetasjon som gir forankring.

### 6.2.5 Menneskeleg påverknad

Områda med dyrka mark er til dels også utsett for menneskeleg påverknad. Dette er hovudsakleg i dei øvre og slakare partia, der jordbruk har ført til eit meir porøst topplag. Dei bratte skråningane med dyrka mark har for stor helling til at noko aktivt jordbruk vert utført her, og er kun nytta til beite.

Fordelt utover i dalsida går det fleire mindre vassdrag og bekkefar. Desse kjem frå dei høgareliggande områda vest for studieområdet, som drenerar til elva Sokna gjennom studieområdet. Desse vassvegane er betydeleg påverka av menneske. Både jordbruk, fylkesveg og jernbane er påverka av vatnet, og det er gjort tiltak for å kontrollere kor vatnet skal renne. Dette er gjort på ein tilstrekkeleg måte ved fylkesvegen og i områda med dyrka mark, der grøfting og stikkrenner er etablert, og slik kontrollerer den normale vasstraumen. Om desse tiltaka er tilstrekkelege ved større og meir uvanlege hendingar, som flaum ved mykje nedbør og snøsmelting, er usikkert. Den største utfordringa med tanke på vatn er det jernbana som har. Denne går i det bratte partiet av dalsida. Jernbana er derfor også bygd ved utgraving av skjeringar i lausmassane og utbygging av fyllingar. Dette forstyrrar dei naturlege vassvegane, og store tiltak er utført for å prøve å kontrollere vatnet i dalsida. Tidlegare arbeid (Jernbaneverket 2001; Brøto 2014) har påvist at dimensjoneringa og utføringa av desse drenerings- og sikringstiltaka ikkje har vore god nok, og dette har då også vorte belyst som årsak til skredhendingar og utglidingar i området.

## 6.3 Oppsummering

I studieområdet er det dei bratte partia med dyrka mark som sannsynlegvis er mest utsett for store skred og utglidingar som kan ha direkte påverknad på Dovrebana og E6. Dette er hovudsakleg på grunn av materialet, den avgrensa vegetasjonen og stor tilførsel av vatn.

Materialet er finkorna, som i heile studieområdet, og jordbruk kombinert med lite beskyttelse frå vegetasjon har ført til eit porøst og permeabelt topplag over eit fast og impermeabelt lag under. Dette legg forholda godt til rette for stor vassmetting og oppbygging av poretrykk i det øvste laget sidan vatnet ikkje vil drenere raskt nok nedover i grunnen. Finkorna materiale gir lett oppbygging av kritiske poretrykk, og skjærstyrken i materialet vil slik verte betydeleg svekka. Tele og islinsedanning i grunnen vil kunne føre til impermeable islag lengre oppe i jordprofilet i vinterhalvåret. Dette avgrensar strøymingsarealet enno meir, og ved stor tilførsel av vatn vil vassmetting kunne oppstå svært lett. I desse områda er det berre gras som vegetasjon. Dette gir liten forankring av materialet, og vil verken hindre eller forbruke mykje vatn.

Studieområdet har eit større nedbørsfelt i dei høgareliggende områda mot vest (Figur 5.13). Dette tilfører dalsida mykje vatn gjennom overflateavrenning og grunnvasstrøyming, både frå nedbør og snøsmelting i vinterhalvåret. Det skredutsette området kan slik få tilført store mengder vatn sjølv ved moderate nedbørsmengder.

Sjølv om dei dyrka områda ikkje er svært bratte, så vil forholda med finkorna materiale, lite vegetasjon og vatn føre til at skred kan utløyasast. Lite til ingen vegetasjon vil ikkje gje skred nokon motstand, og dei kan derfor gå langt, auke i storleik, og dermed påføre store skadar.

Frå feltarbeid vart det oppdaga at det har gått flest skred i dei bratte ravineskråningane. Her er det også hovudsakleg fint materiale, og stort sett mykje brattare enn på dei dyrka områda. Stor og tett vegetasjon vil både forankre material og fange opp noko av nedbøren.

Fleire skred har løysna like under knekkpunkt i overkant av ravineskråning, og har sannsynlegvis fått tilført mykje vatn frå overliggande opne områder. Skreda her får avgrensa rekkevidde på grunn av terrengformene og nokså korte skråningar ned til botnen av ravinane. Skreda vil heller ikkje kunne utgjere stor direkte fare for infrastruktur og busetnad, sidan dette ikkje finns i desse forseinkingane. Desse skreda vil heller utgjere stor indirekte fare for infrastruktur. Skred i ravineskråningane vil kunne demme opp vassdraga i botnen av ravinane dersom dei vert store nok. Dette kan vidare føre til nye flaumskred ved at store mengder vatn samlar seg opp og bryt igjennom demningane. Flaumskreda vil følgje i dei kanaliserte terrengformene, der dei vil erodere og auke i storleik. Dei kanaliserte terrengformene går heilt ned i dalbotnen, og kryssar derfor jernbana. Flaumskred vil kunne krysse elva og nå opp til europavegen dersom dei vert store nok. Hellingsgraden i botnen av ravinane er nokså låg i

toppen av dalsida, men også desse vert brattare ned mot jernbana og elva, og vil slik kunne halde flaumskred i bevegelse med høg fart langt nedover.

Oppdemming og tetting av dreneringsvegar slik som stikkrenner og liknande vil kunne føre til større utglidingar i både fyllingane og skjæringane langs jernbanesporet. Det vart observert at eit betydeleg drenerings og sikringsarbeid er i gang langs strekninga. Dette vil kunne forhindra nye utglidingar som er eit resultat av oppdemming og tette dreneringsvegar.

## 7 Konklusjon

Feltundersøkingar og laboratorieanalysar tyder på at materialet i studieområdet hovudsakeleg er finkorna botnmorene, der silt og sand er dei dominerande kornstorleikane. Materialet er påverka i ulik grad etter avsetning, og ei inndeling i tre materialtypar er gjort etter framtrekande systematiske trekk i materialet.

Lausmassedekket i området visar ein todelt lagdeling, mellom eit permeabelt topplag og eit impermeabelt botnlag. Lausmassane er utsett for vassmetting ved nedbør og snøsmelting på grunn av det finkorna materialet og det avgrensa strøymingsarealet som følgje av lagdelinga. Vassmetting vil føre til auka porevasstrykk, og overgangen mellom laga er spesielt utsett for oppbygging av porevasstrykk.

Terrenget i studieområdet har jamn bratt hellingsgrad i tillegg til fleire lokale skråningar med særst høg hellingsgrad. Jamn tilførsel av vatn gjennom grunnvassig og overflateavrenning frå det overliggande nedbørfeltet førar til eit lausmassedekke med jamt innhald av vatn sjølv utan store nedbørshendingar. Større areal med dyrka mark i bratte skråningar gjer lausmassedekket meir utsett for infiltrasjon av nedbør og overflatevatn. Desse faktorane gjer området sårbart for forhold som svekker stabiliteten i lausmassane, og førar til eit skredutsett område.

Finkorna materiale gir gunstige forhold for oppbygging av porevasstrykk. Det er funne frå skjærbokstesting at materialet har høg friksjonsvinkel, tilnærma ingen kohesjon og lågare skjærstyrke enn samanlikna morenar. Finkorna material som vert utsett for auka poretrykk vil fort få svekka skjærstyrke og stabilitet. Lagdeling i lausmassedekket mellom eit permeabelt topplag og eit impermeabelt underliggende lag vil redusere strøymingsarealet for vatn i grunnen, og poretrykket kan lett bygge seg opp på ei slik grense mellom to lag med ulik permeabilitet.

Tydelege spor og registrerte skredhendingar er klare bevis for at området er utsett for lausmasseskred. Arbeidet med oppgåva har vist at ein av hovudårsakane til at området er skredutsett kan vera det finkorna og lagdelte materialet som er utsett for oppbygging av høge porevasstrykk.



Endring i klima er estimert å føra til auka episodar med uvanleg stor nedbørsmengder som igjen vil føra til auking av jord- og flaumskredhendingar. Forventa klimaendringar i Noreg vil føra til meir nedbør gjennom fleire nedbørsdagar og fleire ekstremnedbørsepisodar. Auka generell vassmetting av lausmassane som følgje av auka nedbør, vil føre til lågare terskelverdiar for skredutløysande nedbørsmengder. Auka temperatur vil også føra til meir nedbør som regn, og raskare snøsmelting på våren. Som følgje av dette er det forventa at jord- og flaumskredaktiviteten frå Trøndelag og nordover vil auke. Samanstilling av moglege skredutløysande årsaker og eigenskapane til materialet, har vist at dette også vil kunne gjelde for studieområdet.

## 7.1 Vidare arbeid

- For betre kvartærgeologisk forståing av området bør utvida undersøkingar utførast.
- For å få ei betre forståing av lausmassane og avsettingsforhold bør begge sider av dalføret kartleggast, i tillegg til områda sørover forbi Soknedal sentrum.
- Med omsyn på skredfaren i området kan sikringsarbeid utførast. Dette vil i all hovudsak omhandla betre dreneringsforhold.
- Overvaking av grunnvasstilhøva vil kunne hjelpe til å identifisere periodar med ustabile forhold, og betre skredvarsling for området.

## 8 Referansar

- Anleggsteknikk. (u.å). Tilgjengeleg frå: [http://bokasnettressurs.no/asset/309/1/309\\_1.pdf](http://bokasnettressurs.no/asset/309/1/309_1.pdf): Byggenæringens forlag AS (lest 14.11.2015).
- Bakkehøi, S. (1979). *Ekstreme vær-situasjoner som fører til skred*. Rapport (Norges geotekniske institutt : trykt utg.), b. 58302-16. Oslo: Norges Geotekniske Institutt. 20 s.
- Bargel, T. H., Lagerbäck, R., Nenoen, K., Bergstrøm, B., Huttunen, T., Johansson, P., Kejonen, A., Korpijaakko, M., Mäkinen, K., Olsen, L., et al. (2007). Beskrivelse til kvartærgeologiske kart over Midt-Norden. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Bargel, T. H., Fergus, Å. T., Devoli, G., Orvedal, K., Peereboom, I., Øydvin, E. K., Stalsberg, K., Sletten, K., Fischer, L., Rubensdotter, L., et al. (2011). Plan for skredfarekartlegging – Delrapport jordskred og flomskred. Rapport nr. 16/2011. Tilgjengeleg frå: [http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011\\_16.pdf](http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_16.pdf) (Henta: 01.09.2015): NVE. 62 s.
- Bargel, T. H. (2014). *Skråningsprosesser Del 1 - 5. Forelesningsnotat frå TGB 4200 Ingeniørgeologi Løsmasser - Videregående kurs*. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet. Upublisert manuskript.
- Beckman-Coulter, I. (2011). LS 13 320 Laser Diffraction Particle Size Analyzer Instructions For Use [Online]. (lest 28.01.2016).
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & Glaciation*. 2. utgåve utg. London: Hodder Education. 802 s.
- Brattli, B. (2009). *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*. Tredje utg. Trondheim: Institutt for geologi og bergteknikk NTNU.
- Brattli, B. (2014). *Ingeniørgeologi Løsmasse Kompendium*. Første utg. Trondheim: Institutt for geologi og bergteknikk NTNU.
- Brøto, M. Å. (2014). *Skadeskredet 13. og 14. mars 2012 i Soknedal, Midtre Gauldal kommune*. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk. 112 s.
- Caine, N. (1980). The Rainfall Intensity: Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 62 (1/2): 23-27.
- Chatwin, S. C., Howes, D. E., Schwab, J. W. & Swanston, D. N. (1994). *A Guide for Management of Landslide-Prone Terrain in the Pacific Northwest*, b. 2. utg. Victoria, British Columbia: Research Program - Ministry of Forest. 220 s.
- 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*, s. 36-75. Washington, District of Columbia, United States of America: Transportation Research Board.
- Dingman, S. L. (2008). *Physical Hydrology*. 2. utg. USA: Waveland Press, Inc. 646 s.
- Duncan, J. M. (1996). Soil slope stability analysis. I: Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation, Special Report 247*, s. 337-371. Washington, District of Columbia, USA: Transportation Research Board.
- Easterbrook, D. J. (1982). Characteristic Features of Glacial Sediments. I: Scholle, P. A. & Spearing, D. (red.) *Sandstone Depositional Environments*, s. 1-10. Tulsa, Oklahoma: The American Association of Petroleum Geologists.
- Emdal, A. (2005). *Introduksjon ti Geoteknikk*. Trondheim: Institutt for bygg, anlegg og transport, NTNU. 188 s.
- Fannin, R. J. & Rollerson, T. P. (1993). Debris flows: some physical characteristics and behaviour. *Canadian Geotechnical Journal*, 30: 71-81.

- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. & Andersen, A. (2007). En fjellkjede blir til. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) *Landet blir til: Norges geologi*, s. 178-229. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- GeoExtreme. (2008). *Endringer i klima og skredfare de neste 50 år*. Tilgjengeleg frå: [http://www.geoextreme.no/files/PDF/GeoExtreme\\_folder.pdf](http://www.geoextreme.no/files/PDF/GeoExtreme_folder.pdf) (lest 07.12.2016).
- Haldorsen, S. (1978). Glacial comminution of mineral grains. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 58: 241-243.
- Haldorsen, S. & Krüger, J. (1990). Till Genesis and Hydrogeological Properties. *Nordic Hydrology*, 21: 81-94.
- Hanssen-Bauer, I., Drange, H., Førland, E. J., Roald, L. A., Børsheim, K. Y., Hisdal, H., Lawrence, D., Nesje, A., Sandven, S., Sorteberg, A., et al. (2009). Klima i Norge 2100 - Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpasning. 128 s.
- Highland, L. (2004). Landslide Types and Processes. Tilgjengeleg på: <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/> (Henta: 09.01.2016): U.S. Geological Survey. 4 s.
- Highland, L. M. & Bobrowsky, P. (2008). *The landslide handbook - A guide to understanding landslides*. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, Circular 1325.
- Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11 (2): 167-194.
- Høeg, K. (2014). Skredmekanismer og stabilitetsberegninger. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *SKRED - Skredfare og sikringstiltak - praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper* s. 139-164. Oslo: NGI og Universitetsforlaget.
- IPCC. (2007). Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. I: Pachauri, R. K. & Reisinger, A. (red.). Geneve, Sveits. 104 s.
- Iversen, T., Benestad, R., Haugen, J. E., Kirkevåg, A., Sorteberg, A., Debernard, J., Grønås, S., Hanssen-Bauer, I., Kvamstø, N. G., Martinsen, E. A., et al. (2005). RegClim: Norges klima om 100 år - Usikkerhet og risiko. Tilgjengeleg frå: <http://regclim.met.no/> (Henta: 17.01.2016). 12 s.
- Iverson, N. R., Jansson, P. & Hooke, R. L. (1994). In-situ measurement of the strength of deforming subglacial till. *Journal of Glaciology*, 40(136): 497-503.
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L. H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., Kronholm, K., Vikhamar-Schuler, D., Isaksen, K., Sletten, K., et al. (2008). Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8: 893-904.
- Jernbaneverket. (2001). Hovedplan rassikring Soknedal - Dovrebanen, strekning Bjørset bru - Støren (km 482-500): Jernbaneverket. 26 +5 s.
- Johnson, K. A. & Sitar, N. (1990). Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation. *Canadian Geotechnical Journal*, 27 (6): 789-801.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Haldorsen, S. (1997). *Kvartærgeologi*. 2. utg. Oslo: Landbruksforlaget. 248 s.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Prestvik, O. (2013). *Norske jordarter*. Tilgjengeleg frå: [http://www.bioforsk.no/ikbViewer/Content/114780/Norske\\_jordarter.pdf](http://www.bioforsk.no/ikbViewer/Content/114780/Norske_jordarter.pdf).
- Kronholm, K. & Stalsberg, K. (2009). Klimaendringer gir endringer i skredhyppigheten. *Klima 2009 - 3*: 34-36.
- Langåker, M. Ø. (2014). *Joberget tunnel - Analysis of stability and support design for tunneling soil*. Trondheim: Norges teknisk- naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk.
- Lebourg, T., Riss, J. & Pirard, E. (2004). Influence of morphological characteristics of heterogeneous moraine formations on their mechanical behaviour using image and statistical analysis. *Engineering Geology*, 73 (1-2): 37-50.

- Lied, K. (2014). Innledning og historikk. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *SKRED, skredfare og sikringstiltak, praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*, s. 1-12. Oslo: NGI og Universitetsforlaget.
- Malvern. (2016). Mastersizer 3000-3000E IESMAT Brochure. (lest 28.01.2016).
- Mangerud, J. (2004). *Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, b. Vol.1 Europe. Amsterdam: Elsevier.
- Marshak, S. (2008). *Earth - Portrait of a Planet*. 3. utg.: W. W. Norton & Companies, Inc.
- Martinsen, O. J. & Nøttvedt, A. (2007). Av hav stiger landet. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) *Landet blir til: Norges geologi*, s. 440-477. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- met.no. (2015a). *Hva er klima?* Tilgjengeleg frå: [http://met.no/Klima/Hva\\_er\\_klima/](http://met.no/Klima/Hva_er_klima/) Meteorologisk institutt (lest 11.01.2016).
- met.no. (2015b). *Regionalt klima: Trøndelag*. Tilgjengeleg frå: [http://met.no/Tr%C3%B8ndelag.b7C\\_wljKYY.ips](http://met.no/Tr%C3%B8ndelag.b7C_wljKYY.ips) Meteorologisk institutt (lest 11.01.2016).
- Meteorologisk-institutt. (2016a). *Klimastatistikk*. Tilgjengeleg frå: <http://eklima.no> Meteorologisk institutt (lest 25.01.2016).
- Meteorologisk-institutt. (2016b). *Meteorologisk leksikon*. Tilgjengeleg frå: <https://metlex.met.no/wiki/Hovedside>: Meteorologisk institutt (lest 14.01.2016).
- Montrasio, L., Valentino, R. & Losi, G. L. (2009). Rainfall-induced shallow landslides: a model for the triggering mechanism of some case studies in Northern Italy. *Landslides*, 6: 241-251.
- Morgan, R. P. C. & Rickson, R. J. (1995). *Slope stabilization and erosion control: A bioengineering approach*. Silsoe College, Cranfield University, UK: E & FN SPON. 274 s.
- Neeb, P.-R. (1992). *Byggeråstoffer : kartlegging, undersøkelse og bruk*. Trondheim: Tapir. 374 s.
- NGU. (2015a). *Løsmasser - Nasjonal løsmassedatabase*. Tilgjengeleg frå: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> (Nytta frå januar 2015- februar 2016): Norges Geologiske Undersøkelse.
- NGU. (2015b). *Berggrunn - Nasjonal berggrunnsdtabase*. Tilgjengeleg frå: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> (Nytta frå februar 2015 - januar 2016): Norges Geologiske Undersøkelse.
- NIBIO. (2016). *Skogoglandskap.no*. <http://www.skogoglandskap.no/kart/SAT-SKOG>: Norsk institutt for bioøkonomi (lest 26.01).
- Norem, H. & Sandersen, F. (2014). Flom- og sørpeskred - Håndbok V139. I: vegvesen, S. (red.). Oslo: Statens vegvesen.
- Norgei3D. (2016). *Norge i 3D med Norkart Virtual Globe*. Tilgjengeleg frå: <http://norgei3d.no/> Norkart (lest 28.01).
- NVE. (2013). Faktaark: Jordskred og flomskred - 2013/05. Tilgjengeleg frå: [http://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013\\_05.pdf](http://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013_05.pdf) (Henta den: 10.01.2016). 8 s.
- NVE. (2016a). *Kartdata fra NVE - WMS Tjenester*. Tilgjengeleg frå: [http://gis3.nve.no/kartkatalog/metadatabg\\_wmstjenester.html](http://gis3.nve.no/kartkatalog/metadatabg_wmstjenester.html): Norges vassdrags- og energidirektorat (lest 06.01).
- NVE. (2016b). *NVE Nedbørfelt (REGINE)*. Tilgjengeleg frå <http://gis3.nve.no/link/?link=nedborfelt>: Norges vassdrags- og energidirektorat (lest 07.02.2016).

- Olsen, L., Fredin, O. & Olesen, O. (2013). *Quaternary Geology of Norway*. Geological Survey of Norway Special Publication, b. 13. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse. 173 s.
- Picarelli, L. (2009). Understanding to Predict. I: Sassa, K. & Canuti, P. (red.) *Landslides - Disaster Risk Reduction*, s. 63-88. Berlin: Springer-Verlag.
- Powrie, W. (2004). *Soil mechanics : concepts and applications*. 2. utg. London: Spon Press.
- Prestvik, T., Johnsen, S. O., Moseid, T. & Rueslåtten, H. (1995). *Videregående geologi*. Østlands-Postens Boktrykkeri A.S., Larvik: Vett & Viten AS.
- Reite, A. J. (1985). *Støren. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1621 III - M 1:50 000*. Skrifter. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Reite, A. J. (1996). *Sør-Trøndelag fylke - Kvartærgeologisk kart 1:250.000 - Veiledning til kartet*. 2. utg. Skrifter 96. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Reite, A. J., Sveian, H. & Erichsen, E. (1999). *Gråsteinen 5: Trondheim fra istid til nåtid, - landskaphistorie og løsmasser*. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Rise, L., Bøe, R., Sveian, H., Lyså, A. & Olsen, H. A. (2006). The deglaciation history of Trondheimsfjorden and Trondheimsleia, Central Norway. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 86: 419-438.
- Sandersen, F., Bakkehøi, S., Hestnes, E. & Lied, K. (1996). The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. i *Senneset, K. (red.) Landslides: Proceedings of the seventh international symposium on landslides. Trondheim 17-21 juni 1996*: 97-114.
- Sandersen, F. (2014). Løsmasse- og flomskred. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (red.) *SKRED, skredfare og sikringstiltak, praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*, s. 77-93. Oslo: NGI og Universitetsforlaget.
- Schanche, S. (2014). Sikkerhet mot skred i bratt terreng: Kartlegging av skredfare i arealplanlegging og byggesak. NVE Veileder 2014/8. I: Schanche, S. (red.). *NVE Veileder*. Tilgjengeleg på: [http://publikasjoner.nve.no/veileder/2014/veileder2014\\_08.pdf](http://publikasjoner.nve.no/veileder/2014/veileder2014_08.pdf) (Henta den: 08.01.2016). 45 s.
- Segar, D., Hilmo, B. O. & Lauritsen, T. (1996). Oppfølgende grunnvannsundersøkelser i Midtre Gauldal kommune - Rapport nr.: 96.066. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse. 120 s.
- Selmer-Olsen, R. (1954). *Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet*. Norges geologiske undersøkelse (trykt utg.), b. 186. Oslo: I kommisjon hos Aschehoug.
- Selmer-Olsen, R. (1977). *Ingeniørgeologi Del II - De løse jordlag*. 2. utg. Trondheim: Tapir forlag. 289 s.
- Selmer-Olsen, R. (1980). *Ingeniørgeologi Del I - Generell geologi*. 3. utg. Trondheim: Tapir forlag. 281 s.
- Sidle, R. C. & Ochiai, H. (2006). *Landslides - Processes, Prediction, and Land Use*. Water Resources Monograph 18. Washington, DC, USA: American Geophysical Union. 312 s.
- Skrednett. (2015). *Nettbasert karttjeneste - Skredhendingar*. Tilgjengeleg frå: <http://atlas.nve.no/SilverlightViewer/Viewer.html?Viewer=NVEAtlas&runWorkflow=StartupQuery&mapServiceId=54&layerName=Skredtype> (Brukt gjennom 2015 og starten av 2016).
- Soldal, O. & Grønlie, A. (1991). Grunnvatn i Midtre Gauldal kommune - Rapport nr.: 91.117. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse. 12 s.
- Statens-Kartverk. (2016). *Kartverkets åpne WMS-tjenester*. Tilgjengeleg frå: <http://kartverket.no/kart/gratis-kartdata/WMS-tjenester/>: Statens kartverk (lest 04.01).



- Testconsult. (2014). *SB2010 Large scale shearbox*. Tilgjengeleg frå: <http://www.testconsult.co.uk/itemdetail.aspx?id=13&dept=test-equipment-sales>: Testconsult (lest 28.01).
- Thoresen, M. K. (2000). *Kvartærgeologisk kart over Norge, tema: Jordarter*. 2. utg. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 63 s.
- Thorsberg, O. A. (2007). *Bredemt sjø i Soknedal under isavsmeltingen?* Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Geografisk institutt, Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse. 68 s.
- Tsaparas, I., Rahardjo, H., Toll, D. G. & Leong, E. C. (2002). Controlling parameters for rainfall-induced landslides. *Computers and Geotechnics*, 27: 1-27.
- Vegdirektoratet. (2014). Vedlegg 1: Jordartsklassifisering. I: Vegvesen, S. (red.) *Håndbok R210: Laboratorieundersøkelser*, s. 5. Tilgjengeleg frå: [http://www.vegvesen.no/attachment/185231/binary/964098?fast\\_title=H%C3%A5ndbok+R210+Laboratorieunders%C3%B8kelser+%2813+MB%29.pdf](http://www.vegvesen.no/attachment/185231/binary/964098?fast_title=H%C3%A5ndbok+R210+Laboratorieunders%C3%B8kelser+%2813+MB%29.pdf) (Brukt frå november 2015 - januar 2016): Vegdirektoratet.
- Vegdirektoratet. (2014a). *Laboratorieundersøkelser - Håndbok R210*. 14.4 Løsmasser, fjell og steinaterialer - 14.43 Korngradering. Tilgjengeleg frå: [http://www.vegvesen.no/attachment/185231/binary/964098?fast\\_title=H%C3%A5ndbok+R210+Laboratorieunders%C3%B8kelser+%2813+MB%29.pdf](http://www.vegvesen.no/attachment/185231/binary/964098?fast_title=H%C3%A5ndbok+R210+Laboratorieunders%C3%B8kelser+%2813+MB%29.pdf) (Brukt frå oktober - desember 2015): Vegdirektoratet.
- Vegdirektoratet. (2014b). *Feltundersøkelser - Håndbok R211*. Tilgjengeleg frå [http://www.vegvesen.no/attachment/111560/binary/964097?fast\\_title=H%C3%A5ndbok+R211+Feltunders%C3%B8kelser%2C+retningslinjer+%2813+MB%29.pdf](http://www.vegvesen.no/attachment/111560/binary/964097?fast_title=H%C3%A5ndbok+R211+Feltunders%C3%B8kelser%2C+retningslinjer+%2813+MB%29.pdf) (Henta 23.01.2016): Vegdirektoratet.
- Vorren, T. O. & Mangerud, J. (2007). Istider kommer og går. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (red.) *Landet blir til: Norges geologi*, s. 478-531. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Wang, S. & Sassa, K. (2003). Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology*, 69: 109-125.
- Wieczorek, G. F. (1996). Landslide Triggering Mechanisms. I: Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation, Special Report 247*, s. 76-90. Washington, District of Columbia, USA: Transportation Research Board.
- Wolff, F. C. (1979). *Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kart Trondheim og Østersund 1:250 000*. Skrifter 31, b. Nr. 353. Oslo: Universitetsforlaget.
- Wu, T. H. (1996). Soil strength properties and their measurement. I: Turner, A. K. & Schuster, R. L. (red.) *Landslides: Investigation and Mitigation, Special Report 247*, s. 319-336. Washington, District of Columbia, USA: Transportation Research Board.
- Zhou, Y., Watts, D., Li, Y. & Cheng, X. (1998). A case study of effect of lateral roots of *Pinus yunnanensis* on shallow soil reinforcement. *Forest Ecology and Management*, 103 (2-3): 107-120.
- Øydvin, E. K., Devoli, G., Bargel, T. H., Wiig, T., Taurisano, A., Berg, H., Eikenæs, O., Lyche, E., Fergus, T., Kvakland, M. R., et al. (2011). Plan for skredfarekartlegging – Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. Rapport nr. 14/2011. Tilgjengeleg frå: [http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011\\_14.pdf](http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_14.pdf) (Henta: 01.09.2015): NVE. 92 s.



## Vedlegg A – Datagrunnlag for kornfordelingskurver

Tabell A 1: Datarunnlag for kornfordelingskurver frå lokalitetar 282, 284, 296, 306, 310 og 316.

Kornstorleik [µm]	Akkumulert % av heile prøven [%]					
	Prøve 282	Prøve 284	Prøve 296	Prøve 306	Prøve 310	Prøve 316
0,523	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,594	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
0,675	0,07	0,03	0,00	0,00	0,25	0,03
0,767	0,24	0,12	0,04	0,00	0,60	0,12
0,872	0,51	0,28	0,12	0,05	1,06	0,27
0,991	0,82	0,48	0,22	0,14	1,56	0,47
1,125	1,15	0,69	0,33	0,25	2,03	0,67
1,279	1,46	0,90	0,45	0,38	2,47	0,87
1,453	1,78	1,11	0,56	0,50	2,92	1,07
1,651	2,13	1,35	0,68	0,65	3,43	1,29
1,875	2,56	1,63	0,81	0,82	4,05	1,55
2,131	3,10	1,96	0,97	1,03	4,82	1,88
2,421	3,74	2,36	1,14	1,29	5,76	2,28
2,750	4,50	2,84	1,34	1,61	6,86	2,75
3,125	5,37	3,39	1,57	2,01	8,12	3,32
3,550	6,37	4,03	1,84	2,49	9,52	3,99
4,034	7,50	4,77	2,15	3,09	11,08	4,78
4,583	8,76	5,62	2,52	3,83	12,78	5,69
5,207	10,16	6,58	2,95	4,72	14,60	6,73
5,916	11,70	7,65	3,45	5,80	16,52	7,90
6,722	13,35	8,84	4,02	7,06	18,52	9,19
7,637	15,11	10,13	4,67	8,54	20,57	10,60
8,677	16,97	11,53	5,38	10,23	22,64	12,09
9,858	18,91	13,02	6,15	12,15	24,71	13,68
11,20	20,93	14,60	7,00	14,30	26,75	15,33
12,73	23,02	16,26	7,92	16,67	28,76	17,03
14,46	25,19	17,99	8,94	19,27	30,74	18,80

<b>16,43</b>	27,45	19,80	10,06	22,07	32,69	20,62
<b>18,66</b>	29,80	21,68	11,34	25,07	34,64	22,50
<b>21,21</b>	32,25	23,64	12,79	28,23	36,60	24,48
<b>24,09</b>	34,81	25,65	14,47	31,51	38,59	26,55
<b>27,37</b>	37,46	27,69	16,39	34,85	40,61	28,72
<b>31,10</b>	40,15	29,73	18,55	38,17	42,65	30,98
<b>35,33</b>	42,83	31,73	20,94	41,41	44,66	33,31
<b>40,15</b>	45,44	33,62	23,50	44,47	46,62	35,66
<b>45,61</b>	47,91	35,36	26,12	47,29	48,48	37,98
<b>51,82</b>	50,18	36,91	28,71	49,80	50,19	40,19
<b>58,88</b>	52,20	38,21	31,13	51,97	51,71	42,24
<b>125</b>	68,23	53,12	55,26	65,56	67,43	68,48
<b>250</b>	77,34	62,82	72,69	75,36	77,12	86,95
<b>500</b>	82,42	68,79	80,49	80,83	82,52	93,40
<b>1000</b>	87,08	74,30	85,18	85,11	87,09	96,00
<b>2000</b>	91,90	82,03	89,31	88,96	91,72	97,74
<b>4000</b>	95,87	89,09	93,29	92,62	95,59	98,39
<b>8000</b>	99,36	95,43	96,38	94,98	98,68	99,58
<b>16000</b>	100,00	99,67	100,00	96,36	100,00	100,00
<b>31500</b>		100,00		100,00		
<b>63000</b>						

Tabell A 2: Datarunnlag for kornfordelingskurver frå lokalitetar 319, 322, 326, 287

<b>Kornstorleik [µm]</b>	<b>Akkumulert % av heile prøven [%]</b>					
	<b>Prøve 319</b>	<b>Prøve 322</b>	<b>Prøve 326</b>	<b>Prøve 1.1</b>	<b>Prøve 1.2</b>	<b>Prøve 1.3</b>
<b>0,523</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
<b>0,594</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,33
<b>0,675</b>	0,14	0,06	0,12	0,05	0,19	0,76
<b>0,767</b>	0,41	0,21	0,38	0,14	0,39	1,31
<b>0,872</b>	0,80	0,44	0,77	0,25	0,63	1,89
<b>0,991</b>	1,23	0,70	1,22	0,38	0,87	2,43
<b>1,125</b>	1,65	0,98	1,68	0,50	1,11	2,91
<b>1,279</b>	2,04	1,24	2,12	0,62	1,35	3,39
<b>1,453</b>	2,43	1,51	2,56	0,75	1,62	3,94

<b>1,651</b>	2,88	1,81	3,07	0,90	1,96	4,62
<b>1,875</b>	3,44	2,16	3,69	1,07	2,36	5,49
<b>2,131</b>	4,14	2,59	4,46	1,27	2,85	6,55
<b>2,421</b>	4,98	3,09	5,39	1,50	3,41	7,79
<b>2,750</b>	5,98	3,67	6,47	1,77	4,05	9,23
<b>3,125</b>	7,11	4,32	7,71	2,08	4,77	10,84
<b>3,550</b>	8,40	5,05	9,11	2,44	5,58	12,64
<b>4,034</b>	9,82	5,87	10,66	2,85	6,46	14,61
<b>4,583</b>	11,38	6,77	12,38	3,32	7,43	16,74
<b>5,207</b>	13,08	7,75	14,25	3,84	8,46	19,00
<b>5,916</b>	14,89	8,82	16,27	4,43	9,56	21,37
<b>6,722</b>	16,80	9,97	18,40	5,07	10,72	23,80
<b>7,637</b>	18,80	11,19	20,63	5,78	11,92	26,26
<b>8,677</b>	20,87	12,48	22,93	6,54	13,16	28,71
<b>9,858</b>	23,00	13,85	25,26	7,36	14,45	31,11
<b>11,20</b>	25,17	15,28	27,62	8,24	15,77	33,44
<b>12,73</b>	27,38	16,78	29,97	9,20	17,15	35,66
<b>14,46</b>	29,64	18,37	32,32	10,23	18,59	37,79
<b>16,43</b>	31,96	20,06	34,68	11,37	20,12	39,84
<b>18,66</b>	34,36	21,86	37,08	12,63	21,73	41,81
<b>21,21</b>	36,87	23,77	39,53	14,03	23,45	43,74
<b>24,09</b>	39,50	25,82	42,08	15,57	25,27	45,64
<b>27,37</b>	42,24	27,98	44,72	17,24	27,16	47,50
<b>31,10</b>	45,07	30,24	47,44	19,03	29,08	49,32
<b>35,33</b>	47,96	32,56	50,22	20,88	30,98	51,05
<b>40,15</b>	50,84	34,88	52,99	22,74	32,78	52,65
<b>45,61</b>	53,65	37,15	55,70	24,53	34,43	54,07
<b>51,82</b>	56,33	39,30	58,26	26,17	35,85	55,27
<b>58,88</b>	58,79	41,26	60,59	27,59	37,00	56,19
<b>125</b>	79,70	58,15	83,51	53,69	56,42	71,72
<b>250</b>	89,42	68,19	92,85	77,93	67,56	79,74
<b>500</b>	92,68	72,95	96,01	88,24	75,64	83,84
<b>1000</b>	95,19	77,07	98,02	93,52	82,59	87,52
<b>2000</b>	97,15	82,62	99,25	97,17	88,35	91,74
<b>4000</b>	98,31	90,33	99,90	99,00	92,75	95,21

<b>8000</b>	99,04	96,94	100,00	100,00	96,36	97,44
<b>16000</b>	100,00	100,00			100,00	100,00
<b>31500</b>						
<b>63000</b>						

## Vedlegg B – Rådata frå skjærbokstest

Tabell B 1: Rådata frå skjærbokstestar på prøve 1.1 frå lokalitet 287.

<b>Prøve 1.1 a</b> Vertikal last: 100 kPa Maksimal skjærspenning: 80 kPa		<b>Prøve 1.1 b</b> Vertikal last: 200 kPa Maksimal skjærspenning: 155 kPa		<b>Prøve 1.1 c</b> Vertikal last: 300 kPa Maksimal skjærspenning: 233 kPa	
Skjærlengd [mm]	Skjærspenning [kPa]	Skjærlengd [mm]	Skjærspenning [kPa]	Skjærlengd [mm]	Skjærspenning [kPa]
0	0	0	0	0	0
0,11	6	0,10	7	0,10	8
0,21	9	0,20	11	0,20	13
0,31	13	0,26	17	0,27	19
0,38	17	0,26	23	0,27	24
0,37	21	0,26	29	0,27	28
0,37	24	0,26	33	0,47	40
0,37	27	0,26	36	0,68	54
0,37	29	0,26	37	0,89	64
0,37	30	0,26	38	1,10	72
0,37	30	0,26	38	1,31	78
0,37	30	0,26	38	1,52	83
0,37	30	0,26	38	1,73	88
0,37	30	0,26	38	1,94	92
0,37	30	0,26	38	2,15	96
0,58	36	0,26	38	2,36	100
0,79	42	0,26	37	2,57	103
1,00	47	0,46	47	2,78	106
1,21	50	0,67	55	2,99	109
1,42	53	0,88	60	3,20	112
1,63	54	1,09	65	3,41	115
1,84	56	1,30	68	3,62	118
2,05	57	1,51	72	3,83	120
2,26	57	1,72	75	4,04	123
2,47	58	1,93	77	4,25	126
2,68	59	2,14	80	4,46	128
2,89	60	2,35	82	4,67	131
3,10	61	2,56	84	4,88	133
3,31	61	2,77	86	5,09	136
3,52	61	2,98	88	5,3	138
3,73	62	3,19	90	5,51	141
3,94	63	3,4	91	5,72	143
4,14	63	3,61	93	5,92	146
4,35	63	3,82	95	6,14	148

4,56	64
4,77	64
4,98	65
5,19	65
5,40	66
5,61	66
5,82	66
6,03	66
6,25	67
6,46	67
6,67	68
6,88	68
7,09	68
7,30	69
7,51	69
7,72	70
7,93	70
8,14	70
8,35	70
8,56	71
8,77	71
8,98	71
9,19	72
9,40	72
9,61	73
9,82	73
10,03	73
10,24	74
10,45	74
10,66	74
10,87	74
11,08	75
11,29	74
11,50	75
11,71	75
11,92	75
12,13	75
12,34	75
12,55	76
12,76	75
12,97	75
13,18	75
13,39	75
13,60	75
13,81	76
14,02	75
14,23	76
14,44	75
14,65	76

4,03	96
4,24	98
4,45	99
4,66	101
4,87	102
5,08	103
5,32	105
5,53	106
5,74	107
5,95	109
6,16	110
6,37	111
6,58	112
6,79	113
7,00	114
7,21	115
7,42	116
7,63	117
7,84	118
8,05	120
8,26	121
8,47	121
8,68	122
8,89	123
9,10	124
9,31	125
9,52	126
9,73	127
9,94	128
10,15	128
10,36	129
10,57	130
10,78	131
10,99	132
11,20	132
11,41	133
11,61	134
11,82	135
12,03	135
12,24	136
12,45	137
12,66	138
12,87	138
13,08	139
13,29	140
13,5	140
13,71	141
13,92	142
14,13	142

6,34	150
6,55	152
6,77	155
6,97	157
7,18	159
7,39	161
7,60	163
7,81	165
8,02	167
8,23	169
8,44	171
8,65	173
8,86	175
9,07	176
9,28	178
9,49	180
9,70	182
9,91	183
10,12	185
10,33	186
10,54	188
10,75	189
10,96	190
11,17	192
11,38	193
11,59	194
11,80	196
12,01	197
12,22	198
12,43	200
12,64	201
12,85	202
13,06	203
13,27	204
13,48	205
13,69	206
13,90	207
14,11	208
14,32	209
14,53	210
14,74	211
14,95	212
15,16	213
15,37	214
15,58	215
15,79	216
16,00	217
16,21	218
16,42	219



14,86	76
15,07	76
15,28	76
15,49	76
15,70	76
15,91	76
16,12	76
16,33	76
16,54	77
16,75	76
16,96	77
17,17	76
17,38	77
17,59	77
17,80	77
18,01	77
18,22	76
18,43	77
18,64	77
18,85	77
19,05	77
19,26	78
19,47	77
19,68	77
19,89	78
20,1	78
20,31	78
20,52	77
20,73	78
20,94	78
21,15	78
21,36	78
21,57	77
21,78	78
21,99	78
22,20	78
22,41	78
22,62	78
22,83	78
23,04	78
23,25	78
23,46	78
23,67	79
23,88	78
24,09	79
24,30	78
24,51	79
24,72	78
24,93	79

14,34	143
14,55	143
14,76	144
14,97	144
15,18	145
15,39	145
15,60	146
15,81	146
16,02	147
16,23	147
16,44	148
16,65	148
16,86	149
17,07	149
17,28	149
17,49	149
17,70	150
17,91	150
18,12	150
18,33	150
18,54	150
18,75	150
18,96	150
19,17	150
19,38	150
19,59	150
19,80	150
20,01	150
20,22	150
20,43	151
20,64	151
20,85	151
21,06	152
21,27	152
21,48	152
21,69	152
21,90	152
22,11	153
22,32	153
22,53	153
22,74	153
22,95	154
23,16	154
23,37	154
23,58	154
23,79	154
24,00	154
24,21	154
24,42	154

16,63	219
16,84	220
17,05	221
17,26	221
17,47	222
17,68	222
17,89	223
18,10	224
18,31	224
18,52	225
18,73	225
18,94	226
19,15	226
19,36	227
19,57	227
19,78	227
19,99	228
20,20	228
20,41	228
20,62	229
20,83	229
21,04	230
21,25	230
21,46	230
21,67	230
21,88	230
22,09	230
22,30	230
22,51	230
22,72	230
22,93	230
23,14	230
23,35	230
23,56	229
23,77	229
23,98	229
24,19	228
24,40	228
24,61	227
24,82	227
25,03	226
25,24	226
25,45	227
25,66	227
25,87	227
26,08	227
26,29	227
26,50	228
26,71	228

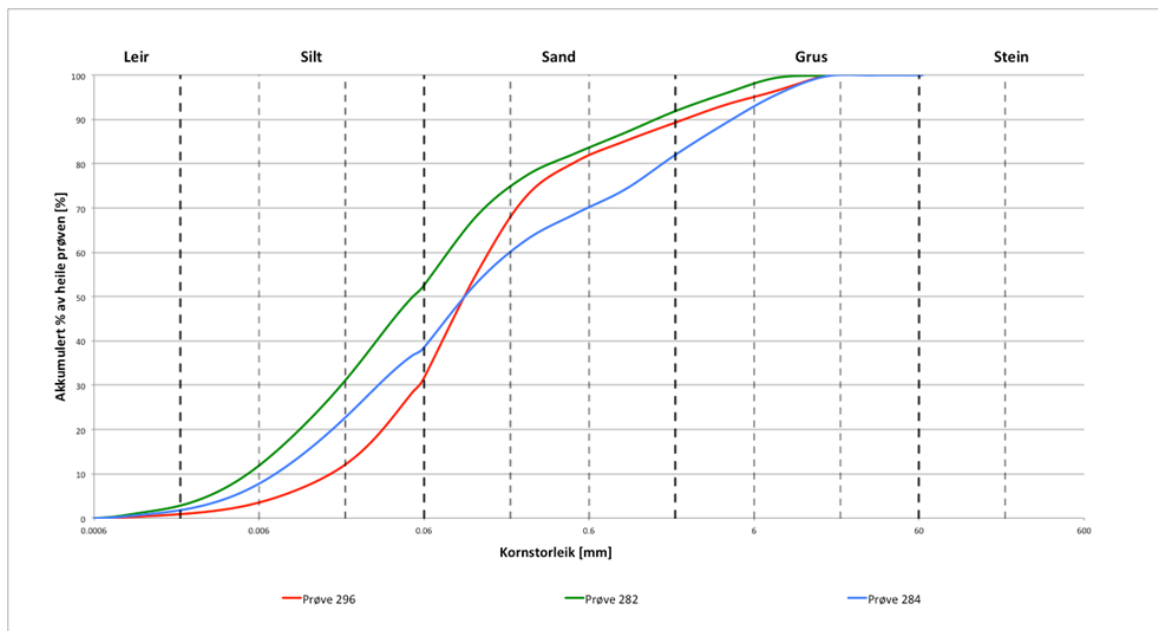
25,14	78
25,35	79
25,56	79
25,77	78
25,98	79
26,19	78
26,4	79
26,61	79
26,82	79
27,03	79
27,24	79
27,45	79
27,66	79
27,87	79
28,08	79
28,29	79
28,5	79
28,71	79
28,92	78
29,13	79
29,34	78
29,55	79
29,76	78
29,97	79
30,18	79
30,39	78
30,6	79
30,81	78
31,02	79
31,23	79
31,44	79
31,65	79
31,86	78
32,07	79
32,28	78
32,49	79
32,7	79
32,91	78
33,12	79
33,33	78
33,54	79
33,75	78
33,96	79
34,17	78
34,38	79
34,59	79
34,8	78
35,01	79
35,22	78

24,63	155
24,84	155
25,05	155
25,26	155
25,47	155
25,68	155
25,89	155
26,1	155
26,31	155
26,52	154
26,73	154
26,94	154
27,15	154
27,36	154
27,57	154
27,78	154
27,99	153
28,2	153
28,41	153
28,62	153
28,83	153
29,04	153
29,25	153
29,46	152
29,67	153
29,88	152
30,09	153
30,30	152
30,51	152
30,72	152
30,93	152
31,14	152
31,35	153
31,56	153
31,77	152
31,98	152
32,19	152
32,4	152
32,61	153
32,82	152
33,03	153
33,24	153
33,45	152
33,66	153
33,87	153
34,07	152
34,28	152
34,49	152
34,7	152

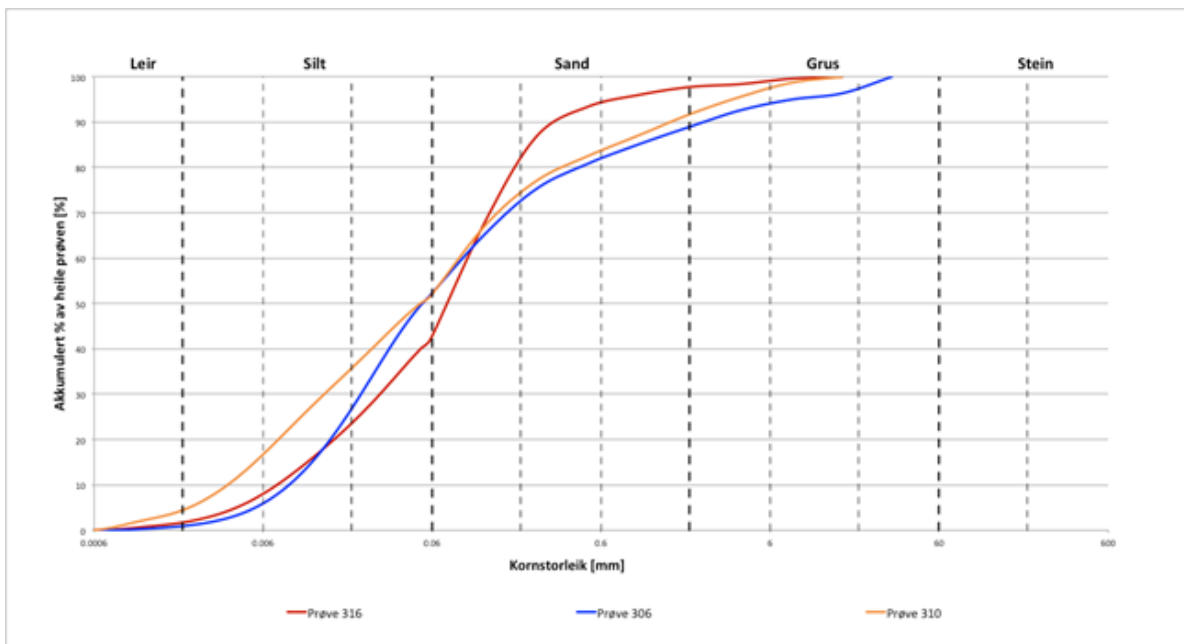
26,92	228
27,13	228
27,34	228
27,55	228
27,76	229
27,97	229
28,17	229
28,38	229
28,59	229
28,80	229
29,01	229
29,22	229
29,43	230
29,64	229
29,85	230
30,06	230
30,27	230
30,48	230
30,69	230
30,9	231
31,11	231
31,32	231
31,53	231
31,74	231
31,95	231
32,16	231
32,37	231
32,58	231
32,79	231
33,00	231
33,21	231
33,42	231
33,63	232
33,84	231
34,05	231
34,26	231
34,47	232
34,68	231
34,89	231
35,1	231
35,31	231
35,52	231
35,73	231
35,94	232
36,15	231
36,36	230
36,57	230
36,78	230
36,99	230



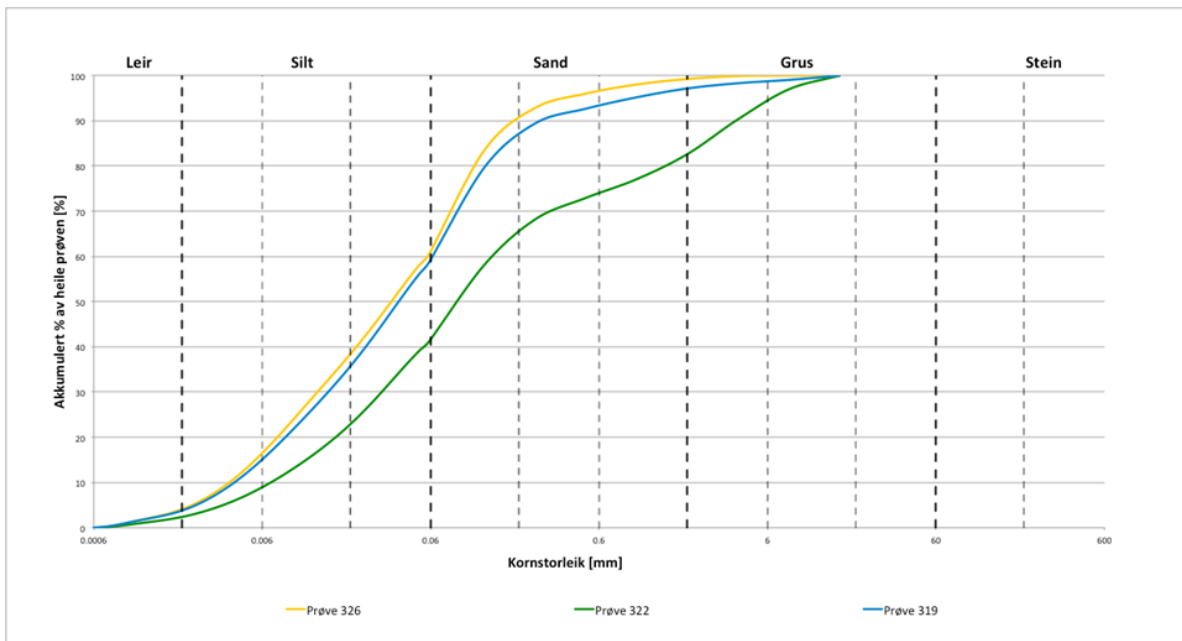
## Vedlegg C – Kornfordelingskurver



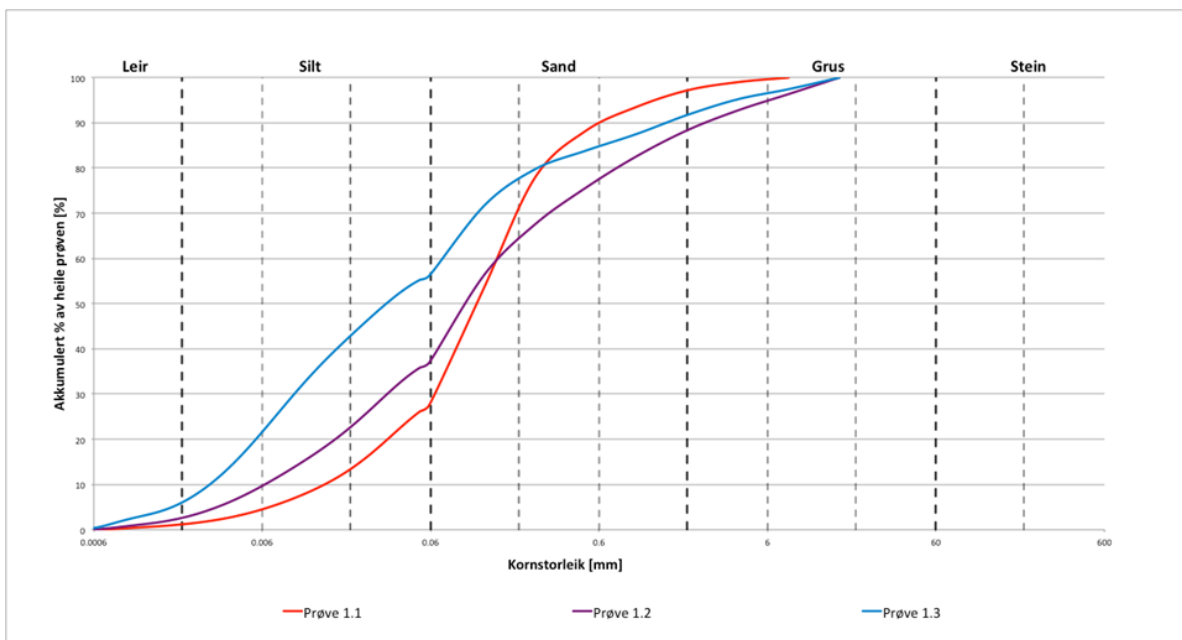
Figur C 1: Kornfordelingskurver for prøvar: 296, 282, 284.



Figur C 2: Kornfordelingskurver for prøvar: 316, 306 og 310.



Figur C 3: Kornfordelingskurver for prøvar: 326, 322 og 319.



Figur C 4: Kornfordelingskurver for prøvar: 1.1, 1.2 og 1.3.

