

Kjersti Dahle Hetland

Skred i strandsonen: studie av skredet i Leksvik

June 2019



Norwegian University of
Science and Technology

Skred i strandsonen: studie av skredet i Leksvik

Kjersti Dahle Hetland

Civil and Environmental Engineering

Submission date: June 2019

Supervisor: Jean-Sébastien L'Heureux

Norwegian University of Science and Technology
Department of Civil and Environmental Engineering

Sammendrag

Den 20.juni 2018 gikk det et stort skred i Leksvik i Trøndelag. Hendelsen inntraff i strandsonen og spredte seg over 1,3km på svært kort tid. Studier av batymetrisk kart avslører at det er flere skredgroper langs strekningen. Dette indikerer at hendelsen ikke har skjedd som ett sammenhengende skred, men som flere skred knyttet sammen av en felles skredkant. Denne antagelsen er utgangspunktet for rapporten.

Initialskredet er identifisert til å være forårsaket av anleggsarbeid i strandkanten ved Hjelopen, like øst for Leksvik. Rapportens hovedmål går ut på å studere hvorvidt det er rimelig å anta at initialskredet har forårsaket nye grunnbrudd og hva som eventuelt har vært det neste steget i skredsekvensen. Problemstillingen tilnærmes ved å gjøre stabilitetsanalyser på skråningen ved Hjelopen. Analysene krever god forståelse av grunnforholdene og til det formålet undersøkes feltdata fra refleksjonsseismikk, geotekniske grunnundersøkelser og kjerneprøver. Viktige faktorer for utvikling og begrenning av skredet diskuteres på bakgrunn av tolkede feltdata, klimadata og topografiske forhold.

For å studere skredsekvensen har det blitt vurdert ulike skråningssituasjoner ved Hjelopen. Udrenerte analyser er gjort i lamellemetodeprogrammet 'Slide' og i endelig elementmetodeprogrammet 'Plaxis 2D'. I simuleringen benyttes både Mohr-Coulomb og NGI-ADP-jordmodell, sistnevnte for å ta hensyn til anisotropi i jorden. Inndata for samtlige analyser er udrenerte skjærstyrkeparametere. Skjærstyrkeforholdet i sjøbunnsleiren er bestemt med utgangspunkt i tolket feltdata og er videre modellert etter SHANSEP-prinsippet.

Initialskredet provoseres frem ved å belaste skråningen med et fyllingsarbeid. Ved å fremprovosere et grunnbrudd som ligner det virkelige initialskredet i Leksvik oppnås verdifull informasjon om skjærstyrkeforholdene, som benyttes for videre analyser. Dette oppnås ved aktiv udrenert skjærstyrke like under 6 kPa i toppen av leiren og med økende verdier med dybde.

Skredutviklingen studeres med utgangspunkt i to hypoteser. Hypotese 1 forutsetter fremoverrettet utvikling av initialskredet, mens hypotese 2 antar at skredets andre steg har vært en sideveis utbredelse langs strandsonen. For hypotese 1 blir sikkerhetsfaktor lik eller under 1 for samtlige simuleringer. Ved testing av hypotese 2 medfører simuleringene ingen betraktelig nedgang i skråningssikkerheten, der den mest kritiske situasjonen resulterer i $FoS = 1,13$. Med bakgrunn i resultatene fra hypotesetestingen kan det konkluderes at fremoverrettet utvikling av initialskredet er det mest sannsynlige steg nummer to i skredsekvensen i Leksvik.

Simuleringene må ansees som vesentlige forenklinger av virkeligheten, da de ikke tar hensyn til tredimensjonale effekter ved tap av sidefriksjon som følge av initialskredet. En ytterligere svakhet ved simuleringene er at ingen av analysene tar hensyn til leirens påviste sprøbruddegenskaper. Da hypotesetesten konkluderer med fremoverrettet bruddutvikling, eksisterer det en sannsynlighet for at skredhendelsen skyldes progressiv bruddutvikling.

Abstract

On the 20th of June 2018, a large landslide took place in Leksvik, in Trøndelag. The incident occurred on the shoreline and spread over 1,3km in a very short time. Investigations of bathymetric maps reveal that there are several slide scars along that distance. This indicates that the incident did not happen as one, large landslide, but as several slides connected by a common slide escarpment. This is the principle assumption of this report.

The initial slide is identified to be caused by construction work on the shoreline of Hjelopen, just east of Leksvik. The main objective of this report is to study whether it is reasonable to assume that the initial slide has caused new landslides, and what may have been the next step in the sliding sequence. The problem is approached by doing stability analysis on the shore slope at Hjelopen. The analyses require a good understanding of the soil conditions and for that purpose, field data from reflection seismics are examined, as well as geotechnical soil investigations and core samples. Important triggering and limiting factors of the slide is discussed based on interpreted field data, acquired climate data and the topographical conditions.

Various slope situations have been evaluated to study the slide sequence at Hjelopen. Undrained analyses are carried out in the limit equilibrium slope stability program 'Slide' and the finite element method program 'Plaxis 2D'. In the simulations both Mohr-Coulomb and NGI-ADP soil model are used, the latter used to account for soil anisotropy. Input data for all analyses are undrained strength parameters. The shear strength condition in the seabed is determined based on interpreted field data and is modelled based on the SHANSEP-principle.

The initial slide is provoked by loading the slope, simulating a filling. By provoking a slide that resembles the real initial slide in Leksvik, one will achieve valuable information about the shear strength conditions, which is later used for further analyses. This is achieved by defining active undrained shear strength in the top of the clay layer as just below 6 kPa, with increasing values with depth.

The slide development is studied based on two hypotheses. Hypothesis 1 suggests a forward movement of the initial slide, while hypothesis 2 assumes that the second stage of the slide sequence as a lateral spread along the shoreline. For hypothesis 1 the calculated safety factor is equal to or below 1 for all simulations. Simulations testing hypothesis 2 does not lead to any significant decrease in the safety of the slope. The most critical situation for hypothesis 2 results in FoS = 1,13. Considering the results from the testing of the hypothesis it can be concluded that a forward rotating development of the slide is the most likely to be step number to in the slide development in Leksvik.

The simulations must be regarded as containing significant simplifications of the real slide event, as they do not account for three-dimensional effects or loss of side friction, due to the initial slide. Another weakness in the simulations is that none of the analyses take into account the clay's demonstrated brittle properties. As the hypothesis test concludes with forward development, there is a chance that the sliding incident is in fact due to progressive development.

Forord

Denne rapporten er skrevet for Geoteknisk avdeling ved Norges teknisk-vitenskapelige universitet (NTNU). Jeg vil takke min hovedveileder, Jean-Sebastien L'Heureux, først og fremst for å ha introdusert meg for et spennende felt innen geoteknikk og geologi.

Jeg vil også takke de andre professorene på Geoteknisk avdeling, for deres interesse for faget og alt de gjør for at studentene skal trives.

Videre vil jeg også sende en takk til mine kontorkolleger og samboere. Dette året hadde ikke vært det samme uten dere. Takk for faglige og ikke faglige diskusjoner, gode og dårlige kopper kaffe, og alle latterkulene.

Til slutt vil jeg gi en ekstra takk til familien, særlig til mamma og pappa, for all deres støtte gjennom mine år på skolebenken. Det tar jeg ikke for gitt.

Innhold

Kapittel 1	7
Innledning	7
1.1 Bakgrunn	7
1.2 Problemstilling	8
1.3 Omfang, begrensninger	8
1.4 Metode	8
1.5 Oppbygning av oppgaven	9
Kapittel 2 Litteraturstudie – Skred i strandsonen	10
2.1 Skredkarakteristikker	10
2.2 Utløsningsmekanismer	14
2.2.1 Naturlige utløsningsfaktorer	14
2.2.2 Menneskelig aktivitet	16
2.3 Kartlegging av undersjøiske skred	18
2.3.1 Batymetriske målinger	18
2.3.2 Refleksjonsseismikk	18
2.3.3 Geotekniske undersøkelser	19
2.4 Eksempler på skred langs norske fjorder	20
2.4.1 Finneidfjord, Nordland	20
2.4.2 Trondheimsfjorden, Trøndelag	20
2.4.3 Orkdalsfjorden, Trøndelag	21
2.4.4 Reisavik, Troms	23
Kapittel 3 Teori	25
3.1 Skjærstyrke	25
3.1.1 Udrenert skjærstyrke, S_u	25
3.1.2 Effekt av anisotropi på skjærstyrke	29
3.1.3 Drenert skjærstyrke	35
3.2 Analyseverktøy	37
3.2.1 PLAXIS 2D	37
3.2.2 Slide2	39
3.2.3 ArcMap	39
Kapittel 4 Skredet i Leksvik	41
4.1 Skredhendelsen	41
4.1.1 Områdebeskrivelse – Leksvik, Indre Fosen kommune	41

4.1.2	Hendelsesforløpet	41
4.1.3	Grunnundersøkelser av skredområdet	43
4.2	Tolkning av grunnundersøkelser	44
4.3.1	Hjelopsanden	47
4.3.2	Hjelopen	47
4.3.3	Fjæravollen	49
4.3.4	Køysan	51
4.3	Årsaker og begrensninger for skredutvikling	52
4.3.1	Topografi	53
4.3.2	Erosjon	53
4.3.3	Vannstandsni ^v å, klima og nedbør	54
4.3.4	Poretrykk	56
4.4.5	Anleggsvirksomhet	56
5.7	Progressiv bruddutvikling	57
Kapittel 5	Analyse og modellering	59
5.1	Analyse	59
5.1.1	Manipulert initialscred	61
5.1.2	Videreutvikling av skred: Hypotese 1	63
5.1.3	Videreutvikling av skred: Hypotese 2	65
5.2	Geotekniske parametere	67
5.2.1	Skjærstyrke	67
5.2.2	Modellering av skjærstyrke	72
5.2.3	Materialvalg	74
Kapittel 6	Resultater	76
6.1	Manipulert initialscred	76
6.1.1	Udrenert analyse: konstant skjærfasthet	76
6.1.2	Udrenert analyse: skjærfasthet økende med dybde	82
6.2	Videre utvikling	89
6.2.1	Hypotese 1	89
6.2.2	Hypotese 2	91
Kapittel 7	Diskusjon	93
7.1	Manipulert initialscred	93
7.1.1	Konstant skjærfasthet	93
7.1.2	Skjærfasthet økende med dybde	96
7.2	Videre utvikling	99
7.2.1	Hypotese 1	99

7.2.2 Hypotese 2	101
Kapittel 8 Konklusjon og videre arbeid	103
Litteratur	105

Kapittel 1

Innledning

1.1 Bakgrunn

Skred som opptrer på sjøbunnen har vært et interessefelt i Norge over lang tid, både på grunn av at så mange er bosatt langs kysten og i forbindelse med utredning av oljefelt på havbunnen. Avsetningshistorien til Norge, med store mengder kvartærgeologisk materiale, kombinert med kupert terreng og bratte fjellsider, gjør at forholdene er tilrettelagt for betydelige løsmasseskred. Dette gjelder også på sjøbunnen. Mange skred har oppstått i strandsonen i Norge og hatt alvorlige konsekvenser. Skredene har påført mange kystmiljø enorme skader, både i form av materielle ødeleggelser og tap av menneskeliv. Ved tilstedeværelse av kvikkleire har disse skredhendelsene vist seg å bli ytterligere dramatiske.

Topografiske forhold og lang kystlinje medfører at Norge flere steder har bebyggelse og infrastruktur tett opp til strandsonen. Ifølge ferske tall fra SSB (SSB, 2018) er andelen av strandsonen som er påvirket av bygninger, infrastruktur eller dyrket mark over 31%. Som følge av utvidelse av veinettet og avvikling av fergeruter, er det sannsynlig at det kan bli økt anleggsaktivitet innenfor eller i direkte nærhet til strandsonen.

Historisk sett er utløsende faktorer for skred i strandsonen knyttet opp til både naturlige forhold og menneskelige inngrep. Et kjennetegn ved undersjøiske skred er at de ofte blir svært omfattende, både i lengdeutstrekning langs strandlinjen og i volum mobiliserte skredmasser.

Skredet i Leksvik 20.juni 2018 fant sted i strandsonen. Hendelsen ble først oppdaget av en gravemaskinfører, som arbeidet med et fyllingsarbeid i strandkanten. Størstedelen av skredet gikk under vann, men flere steder ble deler av strandlinjen dratt ned i sjøen, og her kan skredkanten observeres på land. I likhet med mange skred i strandsonen ble Leksvikskredet svært stort og strakk seg over 1,3km. Utløsningsmekanismen til skredet er antatt å være en kombinasjon av naturlige forhold og anleggsarbeidet i strandkanten. Det interessante aspektet videre ligger i hvorfor det kunne bli så stort og hvordan utviklingen, sideveis langs strandlinjen, har foregått. En utfordring tilknyttet dette er mangel på tilstrekkelig informasjon, både om grunnforhold og topografi.

For å kunne sikre mot potensielt farlige situasjoner i fremtiden er det av stor viktighet å kartlegge faktorer som bidrar til utbredelsen av skred i marine miljøer. Til det er det helt nødvendig med god kartlegging, både i form av geotekniske grunnundersøkelser og geofysiske målinger på sjøen og på land.

1.2 Problemstilling

Det overordnede målet med denne rapporten er å få en økt forståelse for utbredelsen av skredet i Leksvik. For å ta fatt på den oppgaven er det nødvendig å diskutere en rekke geotekniske problemstillinger tilknyttet skredutviklingen. Først er det nødvendig å kartlegge hva slags grunnforhold som var tilstede og muliggjorde sideveis skredutvikling langs strandlinjen. Det er også interessant å finne ut hvilke faktorer som har vært begrensende for denne utviklingen.

Videre er det ønskelig å besvare om det er rimelig å forvente at skredet har utviklet seg stegvis, og hvorvidt er det grunn til å tro at det første skredet utløste et neste skred. Et helt konkret mål for å studere spredningsmekanismen er å studere hva som eventuelt kan ha vært skredsekvensens andre steg.

1.3 Omfang, begrensninger

Undersøkelsene i denne rapporten bunner i et forholdsvis åpent og omfattende spørsmål, som beskrevet i avsnittet over. En naturlig begrensning for rapporten blir derfor hvor detaljert hvert aspekt av problemstillingen blir angrepet og hvor dypt hver diskusjon kan gå.

Helt konkrete begrensninger ved oppgaven er at det fokuseres sterkt på innhentet feltdata. Grunnboringene og grunnundersøkelsene kommer fra Trøndelag og dermed vil ikke funn fra denne rapporten være representativt for strandsoneskred i andre miljøer. Andre hendelser som har funnet sted i områder under marin grense og med normalkonsolidert sjøbunnsleire kan i større grad sammenlignes med denne rapporten.

I analysekapittelet er det lagt stor vekt på analyser i programmet Plaxis 2D og til en viss grad er rapporten for lite kritisk til beregningsresultatene derfra. En øvrig begrensning er at det kun modelleres to skråningsprofiler, som begge befinner seg på et lite område innenfor skredstrekningen (Hjelopen). Øvrige områder påvirket av skredet blir ikke tatt hensyn til i simuleringene. Helt konkret gjelder dette for Fjæravollen, vest i skredområdet. Her er det funnet materiale med sprøbruddsegenskaper på sjøbunnen og det er påvist kvikkleire på land, men det blir ikke tatt hensyn til i modellene.

1.4 Metode

Grunnforholdene i Leksvik er studert gjennom geotekniske grunnundersøkelser, i form av sonderingsprofiler fra grunnboringer (borlogger) og kjerneprøver testet i laboratorium. Skredområdet er drøftet ved hjelp av batymetriske kart og avlesning av seismiske profiler.

Empiriske forhold er benyttet for beregninger av skjærstyrke, for de områdene der det mangler grunnundersøkelser av høy kvalitetsklasse.

Grunnforholdene er vurdert ved stabilitetsberegninger i udrenerte analyser, for ulike skjærstyrkesituasjoner. Til det benyttes numeriske beregningsverktøy; Slide (RocScience Inc.) og Plaxis 2D (Plaxis, Bentley Systems Inc.).

1.5 Oppbygning av oppgaven

Herunder følger en leserveileder for rapporten:

- Kapittel 1: Introduksjon
- Kapittel 2: Litteraturstudie av skred i strandsonen. Inkluderer historiske skredhendelser i norske fjorder
- Kapittel 3: Teorikapittel i to deler. Kapittel 3.1 omhandler skjærstyrke og anisotropifaktorer. Kapittel 3.2 beskriver verktøyene benyttet for analyse og modellering.
- Kapittel 4: Skredet i Leksvik. Inneholder områdebeskrivelse og informasjon spesifikt tilknyttet skredhendelsen (4.1), tolkning av skredområdet (sjøbunnskarakteristikk og geotekniske grunnundersøkelser) (4.2) og tolkning av faktorer som har bidratt til skredutvikling (4.3).
- Kapittel 5: Analysekapittel. Et delkapittel beskriver skråningsmodellene og plan for analyser (5.1). Det andre delkapittelet tar for seg geotekniske parametere, herunder skjærstyrke og input-data for stabilitetsvurderinger (5.2).
- Kapittel 6: Resultater
- Kapittel 7: Diskusjon
- Kapittel 8 Konklusjon og anbefalinger for videre arbeid

Kapittel 2

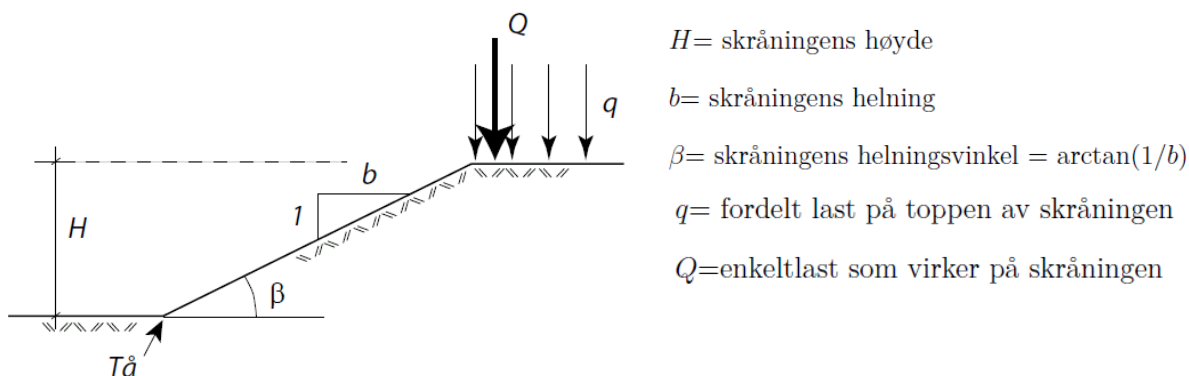
Litteraturstudie – Skred i strandsonen

Kapittel 2 er en rent litteraturstudie av skred i strandsonen. Kapittel 2.1 tar for seg skredkarakteristikker ved skred på sjøbunnen, herunder skredmorfologi og egenskaper ved sprøbruddmateriale. Kapittel 2.2 omhandler utløsningsmekanismer for strandsoneskred og kapittel 2.3 beskriver metoder for å kartlegge dem. Siste del av litteraturstudiet, kapittel 2.4, tar for seg tidligere strandsoneskred langs norske fjorder.

2.1 Skredkarakteristikker

Begrepet undersjøiske skred brukes for å beskrive en skrånende massebevegelse av geologisk materiale, fra grunnere til dypere regioner av sjøen (Bobrowsky og Highland, 2013). Det kan også beskrive prosesser som begynner på land og fortsetter ut i sjøen, eller der skred initieres på sjøbunnen og forplanter seg inn på land (L'Heureux *et al.*, 2011). Dette kapittelet tar for seg karakteristikker ved skred i strandsonen, herunder mekanismer for brudd og skredområdets morfologi. Begrepet morfologi brukes om former på en overflate og gjelder i dette tilfellet om formasjoner på sjøbunnen dannet ved skredaktivitet, som definert av Hampton *et al.* (1996).

I hovedsak oppstår undersjøiske skred i fjorder, elvedelta og undersjøiske daler, samt på kontinentalskråningen og ved vulkanske øyer og rygger (Hampton, Lee og Locat, 1996). Alle disse miljøene har til felles at det er en helning på sjøbunnen og at gravitasjonskrefter virker på sedimentene nedover i skråningen. Når drivende krefter overgår de stabiliserende kreftene, dvs. når skjærkrefter overskrider skjærstyrken i grunnen, kan skråningen gå til brudd og skred utløses (Hampton, Lee og Locat, 1996).



Figur 2.1: Skisse av en teoretisk skråning og begrepene som brukes for å beskrive karakteristikker ved en skråning. Illustrasjonen er hentet fra pensumlitteratur til NTNU-emnet «TBA4105 Geoteknikk beregningsmetoder» (Emdal, Grande og Nordal, 2015)

Massebevegelse på sjøbunnen opptrer i stor grad likt som på land. De vanligste prosessene man ser for undersjøiske skred er utglidning, spredning og flyteskred (Locat og Lee, 2002). Som presentert av Elverhøi i 2002 har imidlertid skredmasser under vann en tendens til å være av større volum og til å bli transportert enda lenger enn på land. Dette er tilfellet selv ved svært slake skrånninger, enten på kontinentalsokkelen eller i marbakken ved strandkanten (Elverhøi *et al.*, 2002; De Blasio *et al.*, 2006). Storeggaskredet utenfor Mørkekysten er det største undersjøiske skredet som er blitt kartlagt, og her er skråningshelningen funnet til å være under 1° (Bugge, Belderson og Kenyon, 1988).

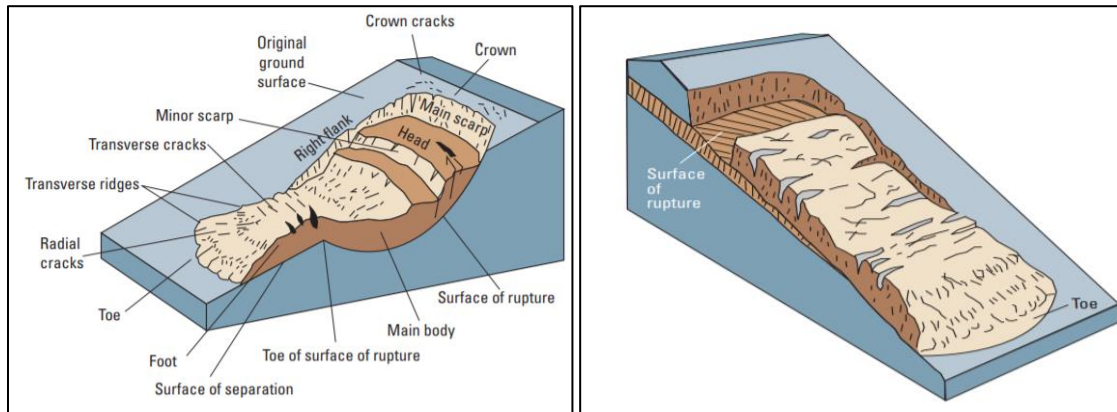
Ved skred på fjord- og havbunnen er det en endring i massetransporten fra skredet starter og til massene avsettes. Ved første skråningsbrudd vil begynnende masseforflytning skje som skredblokker. Lenger ut på sjøbunnen oppfører massene seg som et flomskred («debris flow»). Dette kan særlig oppstå i områder med store sand- og siltavsetninger, slik som i strandsonen, ved elveutløp og på dypere vann (Hansen *et al.*, 2013). Fastheten på disse massene varierer i stor grad og kan transporteres over lange avstander og med stor hastighet. Mange skred i norske fjorder er kategorisert som flyteskred i sandige materialer (Høeg *et al.*, 2014). Materiale fra flyteskred vil avsettes når topografi, friksjon og andre forhold begrenser hastigheten og spredningen tilstrekkelig. Noe av massene vil deretter fortsette videre ut på sjøbunnen som turbiditetsstrøm. Her kan materialet ansees å ha gått over i en flytende tilstand, der massene beveger seg som en «sky» av partikler. Massene avsettes deretter gradvis, avhengig av kornstørrelse. Denne utviklingen, fra bruddet løsner til turbiditetsstrømmer utvikles, er illustrert i Figur 2.4.

Videre blir karakteristikker og mekanismer for skred i fjordmiljøer vedlagt, da disse er relevante for rapportens problemstilling. Fjorder er dannet ved breerosjon. Da isen trakk seg tilbake i mellomglasiale perioder, og etter siste istid, etterlot den daler, som senere har blitt fylt opp av havet. På grunn av isens eroderende effekt er en karakteristikk ved fjorder at dybden er større innerst i fjorden, der erosjonen fra breen var størst (Dahl og Brattli, 2008). Sedimentene en vanligvis finner i norske fjorder er hav- og fjordavsetninger, hovedsakelig bestående av silt og leir. Spesielt rundt Oslofjorden-Romerike og i Trondheimsfjorden har det på grunn av isstrømmer og dalfører blitt store avsetninger av marine masser (Dahl og Brattli, 2008). De største ishavsavsetningene i norske fjorder finner man i innløp eller i bukter, og det hovedsakelig her strandsoneskredene skjer (L'Heureux *et al.*, 2007).

Isens tilbaketrekning medførte landhevning og en endring i relativt havnivå, slik at marine leirer ble liggende over havnivå. Når disse massene utsettes for ferskvann fra bekker, smeltevann eller nedbør vaskes det bindende saltet i leiren ut, som resulterer i sensitive og kvikke leirer. Skred som skjer langs norske fjorder sammenfaller ofte med tilstedeværelse av kvikkleire (L'Heureux *et al.*, 2011).

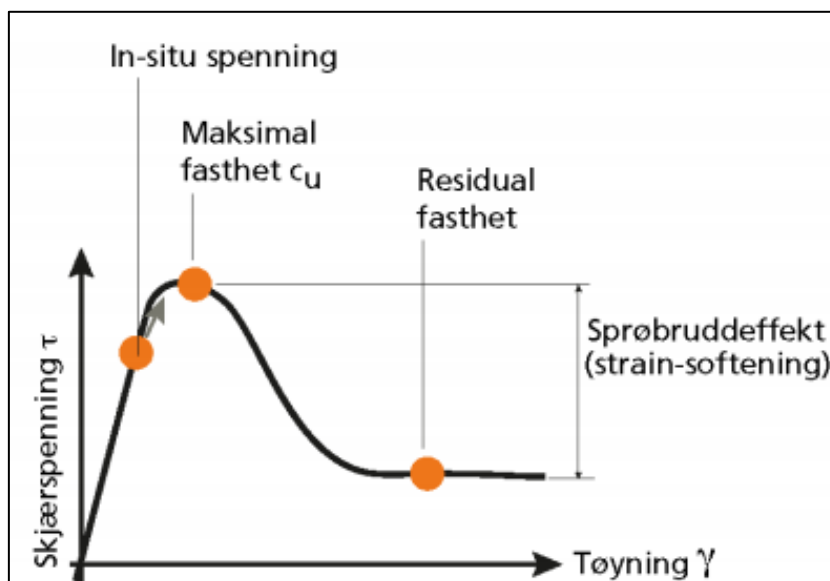
Skredmorfologi benyttes til å kategorisere hva slags skred som har gått, ofte på bakgrunn av skredgrop og utløpskanal, samt område for masseavsetning (Hampton, Lee og Locat, 1996). Av typen skredgroper som blir dannet på sjøbunnen finnes hovedsakelig to kategorier, skålformet og flakformet skredgrop (Hansen *et al.*, 2013). Disse er illustrert i Figur 2.2. Skålformet grop er et resultat av rotasjonsskred, som innebærer at skredmassene glir ut i en rotasjonsbevegelse. Slike skred finner en som regel i homogene materialer, som tillater en sirkulær glideflate. Dette etterlater skredsår som er

konkave i formen og kan bli svært dype (Hansen *et al.*, 2013). For materialer som er heterogene kan svake lag i sedimentene være styrende for utglidningen. Massene glir da i en translasjonsbevegelse langs det kritiske planet og etterlater flakformede bruddflater (Hampton, Lee og Locat, 1996). Slike utglidninger kalles flakskred eller translasjonsskred og disse kan oppstå uten forvarsel og utvikles svært hurtig (L'Heureux, 2012).



Figur 2.2: Engelsk nomenklatur for skredmekanismer. Figur hentet fra Highland & Bobrowsky (2008) s.5, presentert av Varnes i 1978 (Varnes, 1978).
Skålformet skredgrop til venstre, flakformet til høyre

Når bruddutviklingen skjer bakover og oppover i skråningen kalles det retrogressive, eller bakovergripende, skred (Hampton, Lee og Locat, 1996). Skred som utløses i strandsonen kan gjennom retrogresjon «spise» seg innover land og utgjøre en fare for bebyggelse og infrastruktur. Bakoverrettet utvikling skjer ved at skredmassene fra første grunnbrudd sklir ut som kraftig omrørt leire. Skredgropen etterlater en bratt skrent i bakkant som kan, om den er tilstrekkelig ustabil, medføre et nytt skred. Denne utviklingen stanser når bakkanten er stabil nok til å ikke fortsette bruddutviklingen. Retrogressive skred er vanligvis funnet i sensitive leirer og er ofte tilfellet for områder med sprøbruddmateriale (L'Heureux, 2012).



Figur 2.3: Definisjon av sprøbruddmateriale. Hentet fra NVEs veileder 7-2014 «sikkerhet mot kvikkleireskred» (2014)

Sprøbruddmaterialer er jordmasser som har sprøbruddegenskaper, hvilket kan forklares med utgangspunkt i kurven i Figur 2.3. Materialet har relativt stiv oppførsel ved begynnende tøyninger. På toppen av kurven når materialet sin maksimale skjærfasthet, S_u . For høyere tøyninger enn dette synker skjærstyrken betraktelig. Dette er definisjonen på sprøbruddsoppførsel, det er det plutselige tapet i skjærstyrke som medfører brudd. Ved videre belastning og økte tøyninger vil skjærstyrken synke betraktelig, helt til det når tilstand for omrørt skjærstyrke S_{ur} . Når materialer med slike egenskaper avlastes vil de ikke gå tilbake til tidligere tilstand og vil ikke få igjen sin «gamle» skjærfasthet.

Et annet navn på sprøbrudd er progressive brudd. Disse kan ofte gjenkjennes av en karakteristisk pæreformet skredgrop (NVE, 2014). Det er nødvendig å påpeke at materialer med sprøbruddegenskaper ikke er ensbetydende med kvikkleiremateriale. Ifølge NVEs kvikkleireveileder kan progressive brudd oppstå i materialer der omrørt skjærfasthet mindre eller lik 2 kPa og sensitiviteten er høyere enn 15. Videre for denne oppgaven legges det til grunn at sprøbruddmateriale er angitt av $S_r \leq 2,0$ kPa og at kvikkleire defineres ved $S_r < 0,5$ kPa.

2.2 Utløsningsmekanismer

Dette kapitlet tar for seg ulike mekanismer som kan være bakenforliggende for skred i strandsonen. En skiller gjerne mellom naturlige årsaker og skred som resultat av menneskelig aktivitet. Da bygnings- og sprengningsarbeider i strandsonen ofte er utløsende faktor for skredhendelser, er naturlige prosesser som regel en nødvendig forhåndsbetingelse for å svekke skråningsstabiliteten (L'Heureux *et al.*, 2011). Kompleksiteten ved undersjøiske skred er stor og mange faktorer og miljøer kan ha en medvirkende rolle til utglidning (Hampton, Lee og Locat, 1996). En skisse over vanlige årsaker til skred i strandsonen er vist i Figur 2.4.

2.2.1 Naturlige utløsningsfaktorer

Skrånende sjøbunn og svake lag i sedimentene er ofte gjentakende betingelser for undersjøiske skred (Hampton, Lee og Locat, 1996). Utover dette kan naturlige prosesser føre til destabilisering av skråninger, men også være utløsende faktorer for skred. Rask sedimentasjon, poreovertrykk og erosjon er typiske destabiliserende faktorer, mens jordskjelv og kraftige bølger kan redusere fastheten samt øke spenningene tilstrekkelig til å utløse skred (Høeg *et al.*, 2014). Dette delkapitlet går nærmere inn på destabiliserende faktorer.

Avsetning, erosjon og poretrykk

I marine miljøer vil det kontinuerlig foregå prosesser som medfører endringer på sjøbunnen, tilførsel av nye sedimenter og erosjon av den eksisterende sjøbunnen skjer uavbrutt og har påvirkning på sjøbunnens lagtykkelse og helning. Dette påvirker stabiliteten, som beskrevet av Hampton, Lee og Locat (1996). Dersom dypvannsstrømmer eroderer i foten av en skråning og det samtidig avsettes sedimenter på toppen av skråningen vil det gi økte skjærspenninger slik at skråningsstabiliteten reduseres.

I områder med stor tilførsel av løsmasser kan avsetningshastigheten bli svært høy. Dersom sedimentasjonen skjer så hurtig at porevannet ikke får tid til å dreneres kan porevannet bli bærende for deler av den påførte lasten. Det resulterer i et poreovertrykk, hvilket innebærer at poretrykket overskrider hydrostatisk poretrykk (Hampton, Lee og Locat, 1996). Særlig gjelder dette for hurtig sedimentering av lavpermeable materialer, slik som leire. Overtrykket medfører at effektivspenninger og skjærstyrken i materialet ikke utvikles i takt med økt last fra sedimenttilførselen, hvilket vil redusere skråningsstabiliteten. Tillates denne destabiliseringen å bygges opp vil skråningen nå et kritisk punkt, som avlastes med et skred (Høeg *et al.*, 2014).

Hydrologi og klima

Hydrologi og klima er viktige faktorer for strandsonestabilitet. Herunder er endringer i vannstand er et viktig moment, da det er kjent at flere skred utløses ved lavvann enn ved høyvann, som presentert av Steven L. Kramer (Kramer, 1988). Store mengder nedbør og flom kan øke vannstanden, medføre økt poretrykk og dermed true skråningsstabiliteten. Flere skredhendelser i strandsonen har oppstått etter perioder med mye nedbør og snøsmelting (Longva *et al.*, 2003; L'Heureux *et al.*, 2010).

Store bølger som skyller inn på relativt grunt vann i strandsonen gir trykkvariasjoner, som igjen kan bygge opp poretrykket og svekke fastheten i materialene (Hampton, Lee og Locat, 1996). Strømmer som virker eroderende er også en stabilitetstrussel - dette innebefatter både dypvannstrømmer som eroderer i skråningsfoten, samt erosjon fra bekker og elver fra land (NVE, 2014).

Artesisk trykk er en annen hydrologisk faktor som kan virke destabiliserende på sjøbunnen. Der det eksempelvis finnes grovt morenemateriale overdekket av leirige, impermeable sedimenter, kan det bygges opp artesiske forhold og et overtrykk i sedimentene, som reduserer effektivspenningene (L'Heureux *et al.*, 2010).

Spor av poreovertrykk og artesiske trykk kan identifiseres på batymetrisk data. I leire vil områder med slike egenskaper avdekke synlige, forholdsvis små, groper («pockmarks») ved studie av skyggerelieff. I tilfeller der en ikke har poretrykksmålinger kan batymetri benyttes som et verktøy for å studere poretrykksforholdene i grunnen (L'Heureux, 2013)

Svake lag

Svake lag i sjøbunnssedimentene har vist seg å ofte være en nødvendig betingelse for skred, som beskrevet av Longva i 2003 (L'Heureux *et al.*, 2011). Slike svake lag har geotekniske egenskaper som skiller dem fra omkringliggende sedimenter. Høyere vanninnhold og plastisitet er ofte funnet for slike lag. Lavere udrenert skjærstyrke (S_u) og høyere sensitivitet (S_t) er også kjennetegn på disse svake lagene (L'Heureux *et al.*, 2012).

Gass og gasshydrater

Tilstedeværelse av gass i sjøbunnssedimentene kan endre materialenes geotekniske egenskaper. Gassen kan være løst i sedimentenes porevann eller danne gassbobler som migrerer gjennom lagene, og kan forekomme som gasshydrater (Høeg *et al.*, 2014). Dersom mengden gass som dannes på sjøbunnen er større enn hva som kan løses i porevannet, kan det oppstå gassovertrykk og fri gass strømmer opp gjennom sedimentene. Når disse boblene strømmer ut på sjøbunnen kan det sees på seismikken som diffuse soner (Høeg *et al.*, 2014). I porøse sedimenter kan gassen migrere lett, men i lavpermeable lag vil det være vanskeligere. I finkornede jordarter vil gass kunne øke kompressibiliteten, sprekke opp jordarten og svekke den udrenerte skjærstyrken (Sills og

Wheeler, 1992). Ved grunnundersøkelser på sjøbunnen kan «blowouts» forekomme dersom en borer i slike tette lag med underliggende gasslommer.

Gasshydrater er krystaller av vann og metan, og i visse miljøer kan det dannes naturlige gasshydrater i sedimentene. Miljøet som forutsettes er 300-500m dyp og svært lav sjøvannstemperatur (Høeg *et al.*, 2014). Dersom det er tilstrekkelig reduksjon i trykk eller økning i temperatur kan hydratkrySTALLene smelte og gå over til vann og fri gass. Det er først når krystallene smelter og volumet utvides at gasshydrater utgjør en geofare og kan føre til skredutvikling på sjøbunnen (Sills og Wheeler, 1992).

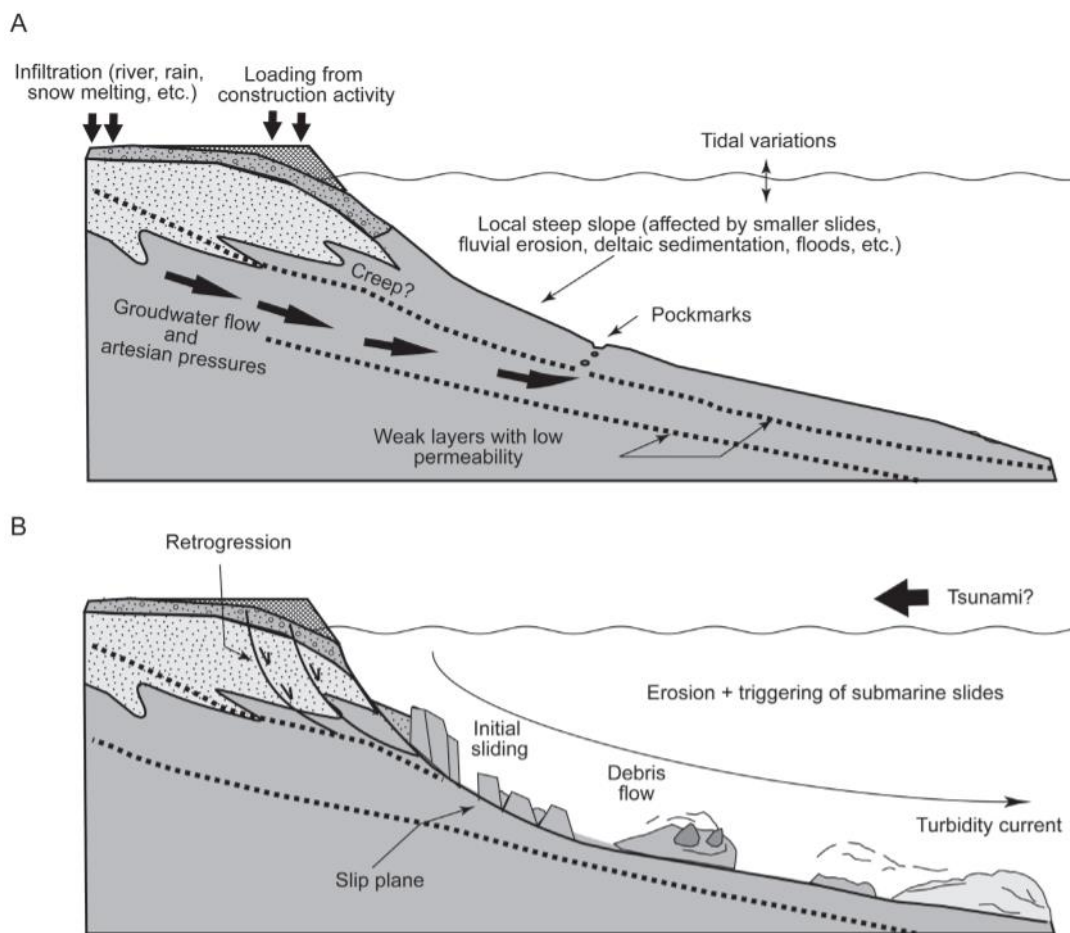
Jordskjelvaktivitet og rystelser

Rystelser fra jordskjelv kan påvirke stabiliteten i den grad at det vil pakke sedimentene på sjøbunnen tettere sammen. Ettersom porevannet da følgelig må transporteres ut av materialet fører dette til et poreovertrykk i leirer i et korttidsperspektiv. Det etterlater et materiale med reduserte effektivspenninger og lavere skjærstyrke (Høeg *et al.*, 2014). Jordskjelvrystelser kan også utløse undersjøiske skred ved å fungere som den aktive triggeren for skredet. Det er imidlertid i svært liten grad etablert en sammenheng mellom jordskjelv og skred i norske fjorder (L'Heureux *et al.*, 2011).

2.2.2 Menneskelig aktivitet

Flere skred i nyere tid har blitt klassifisert som menneskegenererte (L'Heureux *et al.*, 2011). I strandsonen der det foregår byggearbeider i form av mudring eller fyllinger kan dette endre spenningsforholdene og poretrykket i sjøbunnen. Sprengning nærme strandsonen kan virke direkte skredutløsende eller påvirke poretrykksforholdene ved å «riste» sedimentene.

Mange skred inntreffer om våren, hvilket kan skyldes at store mengder smeltevann fra snøsmelting virker eroderende på sjøbunnskråningen. En annen mulig årsak til at mange skredhendelser registreres om våren er at dette er tiden da mange byggeprosjekter er i oppstart (L'Heureux *et al.*, 2012). Til sammenligning er det i et studie av 28 ulike skred ikke blitt registrert en eneste hendelse i juli, en måned da det er byggestopp i mange firmaer og prosjekter (L'Heureux *et al.*, 2011).



Figur 2.4: A) Kjente årsaker til skred i strandsonen. Illustrerer effekten av flere av faktorene diskutert i kapittel 2.2.1 (L'Heureux *et al.*, 2010)

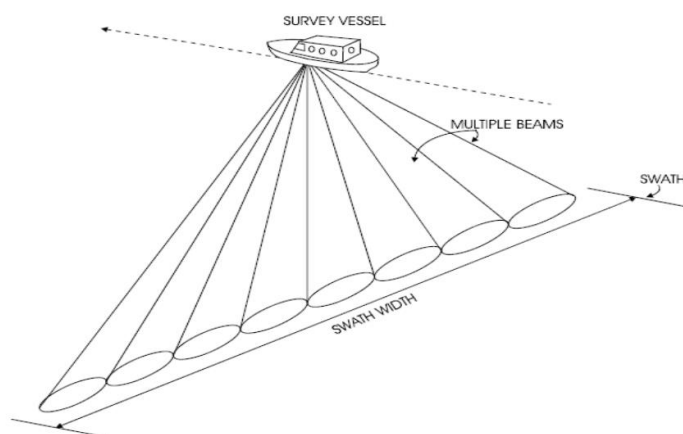
B) Illustrerer blant annet utviklingen av massetransporten langs sjøbunnen

2.3 Kartlegging av undersjøiske skred

2.3.1 Batymetriske målinger

Batymetriske kart er viktige verktøy for å studere forholdene på sjøbunnen. For å avdekke sjøbunnstopografien nyttes skip eller fly. Fra skip brukes multistråleekklodd som sender lydbølger ut i flere retninger. De returnerte signalene kommer tilbake til loddet fra forskjellige retninger basert på hvor på sjøbunnen de har truffet. Disse signalene inneholder data om hvordan topografien ser ut i det aktuelle feltet. Alle signalene blir så lagt sammen for å lage et batymetrisk kart (Hansen *et al.*, 2013).

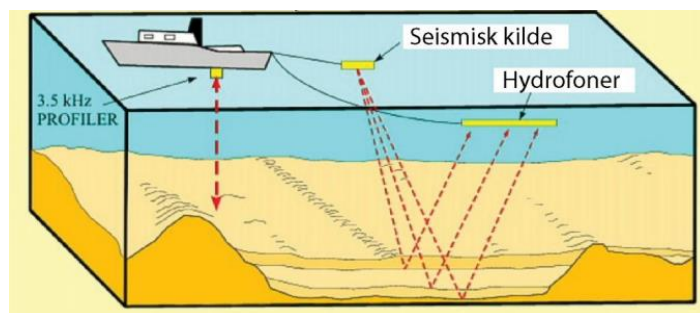
Flybåren LIDAR (Light Detection And Ranging) sender ut lysbølger i det grønne og infrarøde spekteret. De infrarøde returbølgene kartlegger topografi over vannoverflaten, mens batymetrisk LIDAR sender ut vannpenetrerende grønne bølger, for å kartlegge sjøbunnen.



Figur 2.5: Prinsippkisse for batymetriske målinger fra skip, ved bruk av multistråleekklodd. Hentet fra NGU-rapport 22/2013 (Hansen *et al.*, 2013).

2.3.2 Refleksjonsseismikk

Seismikk brukes for å kartlegge lagdeling og variasjon i lagtykkelse på sjøbunnen. Ut fra et skip sendes seismiske bølger som forplanter seg i sedimentene på sjøbunnen. Ulike materialer vil ha ulik tetthet, og i overgangen mellom to materialer vil den seismiske bølgen reflekteres opp igjen mot vannoverflaten. De reflekterte signalene plukkes opp av hydrofoner som ligger i kabler bak skipet eller langs skroget (Hansen *et al.*, 2013). Eksempelskisse for refleksjonsseismikk er vist i Figur 2.6.



Figur 2.6: Eksempel på refleksjonsseismikk. Seismiske bølger sendes ut fra en kilde. Når lydimpulsen treffer et nytt medium reflekteres signalet til hydrofoner som taues i en kabel etter båten. Slik kan man kartlegge tykkelse på lag (Hansen *et al.*, 2013)

2.3.3 Geotekniske undersøkelser

For å kartlegge lagdeling og materialegenskapene til sedimenter i strandsonen brukes flere typer feltundersøkelser. På sjøbunnen blir disse testene tatt fra skip eller flyterigger. Totalsondering og trykksondering (CPTU) er gode metoder for undersøkelser av grunnforhold på sjøbunnen. Totalsonderinger er særlig mye brukt i praktisk geoteknikk. Metoden kombinerer prinsippene for dreietrykksondering og bergkontrollboring og er spesielt godt egnet i sedimenter med skiftene forhold og for å gi informasjon om dybde til berg. Trykksondering (CPTU) er en grunnbøringsmetode som registrerer spissmotstand, sidefriksjon og poretrykk som funksjon av dybde. CPTU benyttes gjerne etter totalsonderinger peker på grunnforhold som bør undersøkes nærmere, for eksempel ved mistanke om svært bløte leirer eller kvikkleire. Vingebor blir også benyttet ved grunnundersøkelser på sjøbunnen. Det brukes helst for å bestemme den udrenerte skjærstyrken der det er identifisert leirer med lav skjærstyrke ved bestemte dybde.

Etter gjennomførte grunnbøringer kan resultatene tolkes med sonderingsprofil. Totalsonderingsprofiler gir god indikasjon på lagdeling i jorden, men den største fordelen med totalsondering er å kunne identifisere dybde til berg (Sandven *et al.*, 2017). CPTU-profil kan brukes til å observere variasjoner i jordegenskapene, herunder endringer i stivhetsegenskaper og poretrykk. CPTU er derfor svært nyttig for å identifisere lagdeling i grunnen og muligheten for å lokalisere eventuelle drenerende lag (Sandven *et al.*, 2017)

Den sikreste metoden for å hente informasjon om sedimentene på fjordbunnen er prøvetaking (Hansen *et al.*, 2013). Gjennom tester på laboratoriet kan en klassifisere jordtype, hvilket kan gi viktig informasjon om lagdeling i sedimentene og for å identifisere eventuelle svake lag. Kjernene som hentes fra sjøbunnen kan også gi informasjon om sedimentasjon. Ved å datere tidligere skredhendelser kan man se informasjon om sedimentasjon også i sammenheng med andre datasett, slik som ending i havnivå og klima (Høeg *et al.*, 2014).

2.4 Eksempler på skred langs norske fjorder

2.4.1 Finneidfjord, Nordland

I 1996 gikk et skred i strandsonen i Finneidfjord. Det er estimert at 1 million m³ løsmasser ble mobilisert og hendelsen endte fatalt, da fire personer mistet livet. Skredet ble initiert på fjorden, i den bratteste delen av skrånningen, og forplantet seg også 150 m inn på land, ved bakoverrettet utvikling (L'Heureux *et al.*, 2012; Hansen *et al.*, 2013). På land er topografien skrånende ned mot fjorden. Grunnundersøkelser gjort forut for skredhendelsen registrerte bløte, sensitive leirer, med innslag av silt, underliggende et sandlag med opptil 5m tykkelse. Det ble påvist kvikkleire i leira, og mektigheten på leirlaget var økende ned mot strandlinjen (Longva *et al.*, 2003).

Skredet er tolket å ha gått som et kombinert flakskred og bakoverrettet kvikkleireskred. Denne utviklingen skyldtes tilstedeværelsen av et svakt lag i sjøbunnsedimentene, som muliggjorde et translasjonsbrudd langs det svake planet. En kvikkleiresone kollapset som følge av initialbruddet, hvilket medførte at et kvikkleireskred forplantet seg innover på land. Poreovertrykk fra kraftig nedbør er antatt å være en viktig forhåndsbedingelse for hendelsen, mens menneskelig aktivitet (fylling og sprengning i strandkanten) er konkludert med å være den utløsende årsaken (Longva *et al.*, 2003). Sprengningsarbeid i strandkanten er også tolket til å være utløsende årsak for andre skred i samme område i 1987 og 2006 (Hansen *et al.*, 2013).

Finneidfjordskredet i 1996 er et eksempel på det voldsomme omfanget som kan komme av skred i strandsonen. Særlig ved kvikkleireforekomster kan konsekvensene bli katastrofale. Hendelsen er også en svært viktig påminnelse om hvordan svakere lag i stratigrafien spiller en enorm rolle for stabilitet i strandsonen. Slike lag er knyttet opp mot tidligere skredaktivitet i leire på land, der skredmasser har blitt liggende på sjøbunnen. Med svakt hellende marbakke kan massene akkumulere på sjøbunnen over tid, og utgjøre glideplan for fremtidige strandsoneskred (Hansen *et al.*, 2013; L'Heureux *et al.*, 2012).

2.4.2 Trondheimsfjorden, Trøndelag

Trondheim har hatt flere store skredhendelser i strandsonen; Illsvika (1950), Brattøra (1888) og Lade (1990) (L'Heureux *et al.*, 2010). Som andre miljøer langs norske fjorder er sjøbunnen her preget av fjord- og havavsetninger, med glasimarine leirer. Norsk SOSI-standard (2006) definerer glasimarine avsetninger som finkornede jordarter, som er avsatt i havet med nærhet til isbreer. De finnes ofte i store avsetninger på kontinentalsokkelen, i fjorder og i strandsonen.

Skredet ved Brattøra i April 1888 medførte store ødeleggelser i havne- og jernbaneområdet i Trondheim, og tok livet av en person. Hendelsen oppstod ved lavvann og førte til en flodbølge som gikk innover mot land. Skredets glideplan er identifisert som et 0,75m tykt bløtt leirlag ved ca. 6m dybde. Store nedbørsmengder fra snøsmelting og regn i forkant av ulykken medførte økt poretrykk i sjøbunnsedimentene. Dette førte

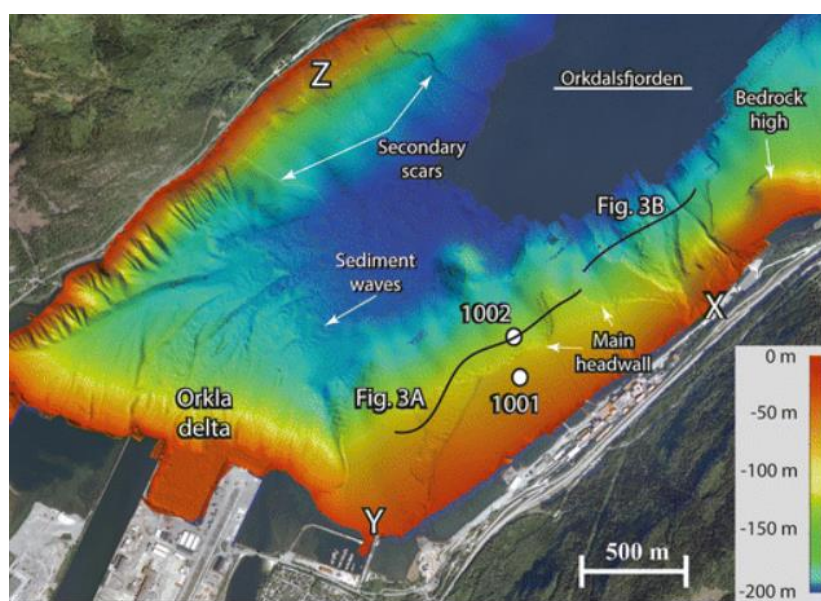
igjen til lavere effektivspenninger og dermed destabilisering av skråningen. Det var gjort fyllingsarbeid langs strandsonen tidligere samme året og dette antas å være triggeren for hendelsen (L'Heureux *et al.*, 2010).

I oktober 1950 gikk et skred i Illsvika, vest for Trondheim sentrum. På det høyeste var skredkanten 20m høy, helt innerst ved strandkanten. Batymetriske bilder avslørte pockmarks på sjøbunnen, samt distinkte spor av erosjon fra en bekk i forlengelse av Nidelva. Grunnundersøkelser i etterkant av skredhendelsen avdekket et svakt lag i stratigrafien og påviste at skråningsfoten lå på leire, dekket av 1-2m sand (L'Heureux *et al.*, 2010). Fyllingsarbeid antas å være den utløsende årsaken for grunnbruddet (Hansen *et al.*, 2013).

Det siste skredet som er registrert i dette området gikk i april 1990. En svært våt vår med unormalt mye nedbør er antatt å ha påvirket skråningsstabiliteten. De utløsende faktorene er tolket til å være fyllingsarbeid langs strandsonen noen dager før skredet, samt vibrasjoner fra sprengningsarbeid, kun få timer før skredhendelsen (L'Heureux *et al.*, 2010).

2.4.3 Orkdalsfjorden, Trøndelag

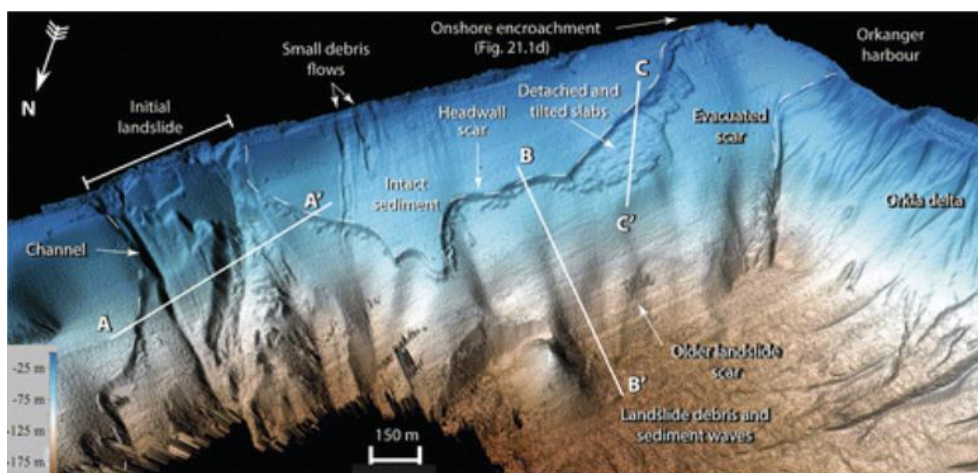
En tidlig morgen i mai 1930 gikk et skred i strandsonen i Orkanger, innerst i Orkdalsfjorden. Hendelsen bestod av flere nærliggende skred, som ble utløst med kort tids mellomrom. Totalt skredvolum var på over 18 millioner m³. Ved havneområdet i Orkanger forplantet skredet seg innover på land og genererte en 15m høy flodbølge. Utfallet ble svært dramatisk, med store materielle skader og ett dødsfall. Skredet oppstod i etterkant av et fyllingsarbeid i strandsonen. Dette, i kombinasjon med naturlige årsaker i form av bratt marbakke og kraftig lavvann, er tolket å være årsakene til skredet (L'Heureux *et al.*, 2014).



Figur 2.7: Det totale skredområdet etter skredet i Orkdalsfjorden (L'Heureux *et al.*, 2014)

I tilknytning til denne oppgaven er det særlig interessant å studere hvordan skredet forplantet seg. Initialskredet, som oppstod ved et konstruksjonsområde for en fylling, tok med seg omtrent 500m av strandsonen. Lokasjonen kan sees på Figur 2.7, posisjon X. Noen få minutter senere og 2km sørvest for initialskredet oppstod enda et brudd, innerst ved Orkanger. Ytterligere ~700m av strandsonen forsvant ned i fjorden og dro med seg brygger og deler av havnen, se posisjon Y på Figur 2.7. Like etter gikk flere skråningsbrudd på motsatt side av fjorden, gitt av posisjon Z. (L'Heureux *et al.*, 2014). Flere steder har skredet beveget seg retrogressivt innover land. Marbakken er preget av å være forholdsvis bratt langs store deler av området, med over 25° helning mot foten av skråningen. Nærmere strandlinjen er skråningen mye slakere, og der skråningshelningen er så lav som 6° har den bakovergrepene prosessen stanset.

Batymetri avslører en sammenhengende skredkant, som strekker seg fra initialskredet frem til havneområdet i Orkanger. Sjøbunnen langs hele denne strekningen er sterkt preget av masseutglidninger, som en kan følge om lag 500 m ut i fjorden. Ved hjelp av batymetri er det identifisert flere skredgroper og skredblokker på sjøbunnen, i tillegg til spor av bekker og mindre flomskred. Dette, sammen med øyenvitneobservasjoner, tyder på at skredet ikke har gått som en stor, sammenhengende masse, men er sammensatt av flere skred (L'Heureux *et al.*, 2014).



Figur 2.8: Batymetri fra skredområdet i Orkdalsfjorden. En kan se initialskredet med tydelige spor av massetransport og erosjonskanaler. Mindre flyteskred fra strandlinjen, samt skredmasser langs skredkanten, kan også observeres. Figur hentet fra L'Heureux *et al.*, Figur 21.2 (L'Heureux *et al.*, 2014)

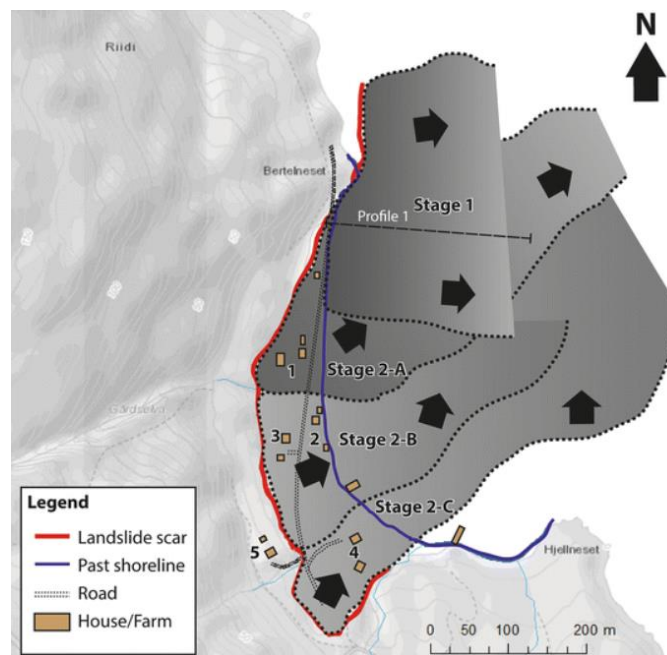
En kombinert grunnundersøkelse i nyere tid peker på et leirlag, med overliggende sandige fjordsedimenter, som fungerende glideplan for skredet i 1930. Studier av batymetri og seismikk fra sjøbunnen har identifisert dette leirlaget under de gamle skredmassene. Laget kan følges oppover langs skråningen, helt opp til skredkanten (L'Heureux *et al.*, 2014). For flere tilfeller av skred i norske fjorder, både i Trondheim (L'Heureux *et al.*, 2007; L'Heureux *et al.*, 2010) og Finneidfjorden (Vardy *et al.*, 2012; L'Heureux *et al.*, 2012; Longva *et al.*, 2003), har leirlag i sedimentene opptrådt som glideplan, og resultert i store flakskred på sjøbunnen. Disse leirholdige lagene har blitt

identifisert som avsetninger fra tidligere kvikkleireskred på land. I publikasjonen om skredet i Orkdalsfjorden fra 2013 (L'Heureux *et al.*, 2014) blir det på bakgrunn av marine sedimenter på land, i kombinasjon med en historie av kvikkleireskred i området, tolket dithen at leirlaget på sjøbunnen også her må stamme fra et eldre kvikkleireskred med utløp på sjøbunnen.

For å beskrive skredutviklingen har man tatt utgangspunkt i initialskredet, som oppstod etter et fyllingsarbeid, noe øst for Orkanger. En mulig forklaring for hvorfor bruddet kunne fortsette bortover strandlinjen begynner med de første masseutglidningene. Da initialbruddet oppstod resulterte dette i kraftig erosjon lokalt på sjøbunnen, også ned i dypere lag, der det fantes marine isbreavsetninger. Med tilstrekkelig erosjon kan den påfølgende avlastningen ha gitt økte tøyninger i nærliggende leirer, og dermed svekket stabiliteten i skråningen til vest, og ført til et nytt grunnbrudd her. Grunnet fjelltopografien ble denne prosessen stanset mot å fortsette østover. Erosjon og tøyningsakkumulasjon i leiren er en mulig årsak til sideveis og trinnvis bruddutvikling. En ytterligere potensiell forklaring for det store omfanget av skredet er forutsatt at leiren var av sprøbruddmateriale, som tillot progressiv bruddutvikling langs strandlinjen. Denne teorien kan dog ikke verifiseres før en har mer geotekniske data tilgjengelig (L'Heureux *et al.*, 2014).

2.4.4 Reisavik, Troms

I mai 1959 gikk et skred i Sokkelvik, i en bukt i Reisafjorden i Troms. Ni personer mistet livet som følge av hendelsen. En periode med svært mye nedbør og snøsmelting er ansett å være viktige premisser for hvorfor skredet kunne gå. Det er også antatt at tre lokale bekker har erodert sjøbunnen tilstrekkelig til å destabilisere massene til en viss grad. I tillegg ble det registrert lavvann kort tid før hendelsen. Selv om alle disse faktorene er kjente omstendigheter som muliggjør skred, er ingen av dem antatt å være direkte årsak i dette tilfellet. I forbindelse med veiarbeid i nærheten ble en 7,5m høy fylling bygget kun seks måneder forut for skredhendelsen. Dette anleggsarbeidet er ansett som hovedårsaken til skredet (L'Heureux, Nordal og Austefjord, 2017).



Figur 2.9: Oversiktsbilde av skredområdet i Reisavik. De ulike stadiene og pilene tegnet inn illustrerer hendelsesforløpet og glideretningen på massene (L'Heureux, Nordal og Austefjord, 2017)

Fjordbunnen i Reisavik var slakt skrånende før skredhendelsen, med helning på kun 4-5°. Skredet etterlot en 600m lang og 12m høy skredkant. Grunnundersøkelser fra denne skredkanten viste et 3m sandlag over bløt, sensitiv leire (L'Heureux, Nordal og Austefjord, 2017). Ved tolkning av batymetriske målinger fra 2006, samt øyevitneobservasjoner fra 1959, avdekkes det at skredet har skjedd i to steg. Massene har deretter beveget seg gradvis sørover langs strandsonen og spredt seg inn på land ved retrogresjon (L'Heureux, Nordal og Austefjord, 2017).

I mai 2015 inntraff enda et skred i Reisafjorden, denne gangen ved Sørkjosen. I tillegg til å rive med seg en fylling og omtrent 100m av en molo, forsvant 1km av strandsonen ned i fjorden. Skredmassene var hovedsakelig preget av sand og silt, men i deler av det påvirkede området gikk skredet også ned i lag av leire og siltig leire. Leiren har vist seg å ha noe kvikke egenskaper, som kan være en årsak for hvorfor utfallet ble så stort (Nordal, L'Heureux og Strand, 2017).

Kapittel 3

Teori

3.1 Skjærstyrke

Naturlige skråninger som blir utsatt for tilstrekkelig destabiliserende forhold kan gå til brudd, hvilket kan skje enten drenert eller udrenert. Drenerte og udrenerte forhold i geoteknisk sammenheng beskriver hvorvidt porevannet i et jordelement tillates å strømme ut. For lavpermeable jordarter forhindres porevannet i å forlate materialet, hvilket gir udrenert tilstand. Når slike materialer opplever en hurtig lastendring medfører dette en økning i poretrykk og resulterer i poreovertrykk. I det motsatte tilfellet, for materialer med høy permeabilitet, kan porevannet trenge gjennom jorden uten hindring. Langsom økning i belastning av slike jordarter vil gi fullt drenert tilstand. Tiden for drenering vil avhenge av materialets egenskaper og det er nødvendig å påpeke at fullt drenerte eller udrenerte forhold er to ytterpunkter. Situasjoner i virkeligheten vil ofte finne seg et sted imellom, med delvis drenerte forhold (Sandven *et al.*, 2017).

Skredet i Leksvik forplantet seg svært raskt. Det er å forvente at porevannet i leira ikke fikk tid til å strømme ut og bruddet gikk udrenert. I påfølgende delkapitler blir det gjennomgått teori for skjærfasthet. Med bakgrunn i skredhendelsen i Leksvik er hovedfokus på udrenert skjærstyrke, men drenert tilstand blir også drøftet.

For referanser til laboratorieforsøk henvises det til norsk standard Eurokode 7 Del 2 (NS-EN 1997-2:2007+NA:2008).

3.1.1 Udrenert skjærstyrke, S_u

I kohesjonsjordarter med lav permeabilitet er volumendring ved belastninger forhindret, på grunn av porevannet som ikke kan strømme ut. Skjer lastendringen raskt nok vil den nye lasten gå over i poretrykk og ikke generere skjærstyrke (Statens vegvesen, 2009). Udrenert skjærstyrke (S_u) defineres som den skjærstyrken som ikke påvirkes av belastning eller store tøyningssendringer og kan kalles 'spenningsuavhengig'. Dette er i det minste gjeldende for bløte, normalkonsoliderte leirer i et korttidsaspekt (Sandven *et al.*, 2017). For leire i strandsonen av forholdsvis åpne fjorder kan det antas at tilførsel av nytt materiale er konstant og at sedimentasjon har foregått kontinuerlig siden ismeltingen. Med det er det rimelig å forvente tilnærmet normalkonsoliderte forhold, der dagens leire aldri har opplevd større last enn hva den gjør i dag.

Med bakgrunn i teorien fra avsnittene over kan man si at udrenerte tilfeller vil være kritisk for skråninger som opplever en hurtig pålastning, slik som ved fyllingsarbeid.

Derfor benyttes totalspenningsanalyser (C_u -analyser) for stabilitetsvurderinger i slike forhold, selv om det kan ta opptil flere uker før en leire opplever betydelig poretrykksendring (Nordal, 2018). Over tid, når porevannet har strømmet ut av jordvolumet, har effektivspenningene blitt høyere enn for initialtilstanden. Det medfører at sikkerheten etter fyllingsarbeider vil øke i et langtidsperspektiv.

På totalspenningsbasis defineres udrenert skjærstyrke ved Mohr-Coulombs bruddkriterium i henhold ligning 4.1 og Figur 3.1 (Sandven *et al.*, 2017). Bruddkriteriet er gitt av maksimal skjærspenning og fører til at brudd vil oppstå når belastning av jordvolumet overskrider materialets maksimale skjærfasthet.

$$\tau_{max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \tau_f = s_u \quad 3.1$$

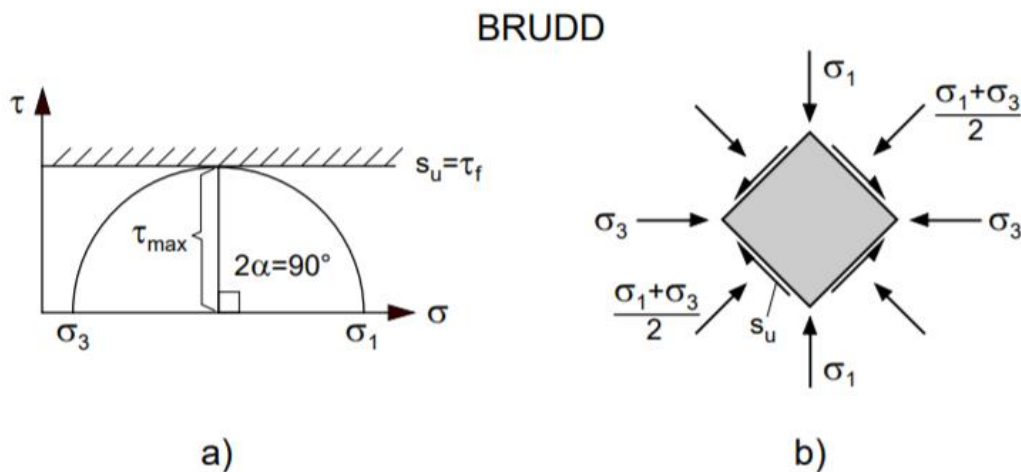
τ_{max} = maksimal skjærspenning

σ_1 = største totalhovedspenning

σ_3 = minste totalhovedspenning

τ_f = skjærspenning ved brudd

s_u = udrenert skjærstyrke [kPa]

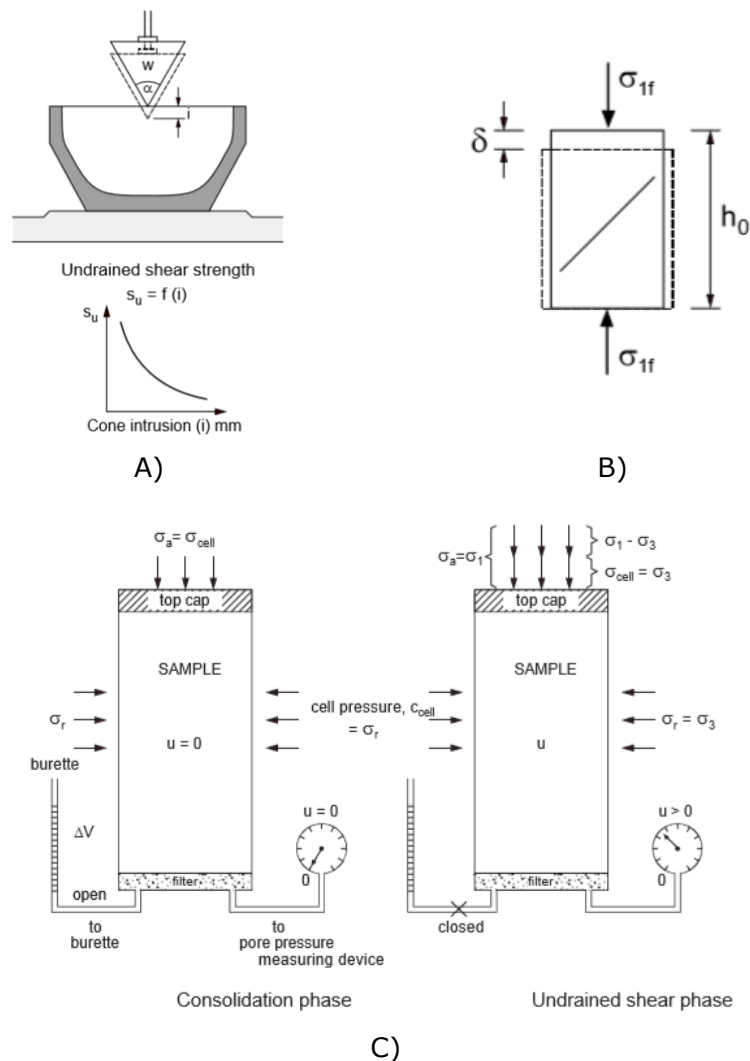


Figur 3.1: Figurer hentet fra NTNUs pensumlitteratur til faget «TBA4105 Geoteknikk beregningsmetoder» (Emdal, Grande og Nordal, 2015)

- a) Bruddkriterium fra totalspenningsbasis
- b) Kritisk bruddelement

Bestemmelse av skjærfasthet

Vurdering av udrenert skjærstyrke er særlig relevant for leirer og fin silt, da det kan være avgjørende i spørsmål om blant annet stabilitet og bæreevne. En rekke metoder for feltundersøkelser og laboratorietester kan gi informasjon om skjærstyrkeforholdene i grunnen. I felt kan udrenert skjærstyrke måles ved vingebooring og CPTU (trykksondering). Sistnevnte gir også informasjon om poretrykket i sonderingsprofilen. Konusforsøk, enaks- og treaksforsøk, samt skjærboksforsøk, er tester som kan utføres på laboratoriet, for bestemmelse av skjærstyrke. Ut fra oppnådde verdier kan jordarten klassifiseres, som oppgitt i Tabell 3.1. Fra omrørt og uomrørt skjærstyrke kan leire videre klassifiseres på bakgrunn av sensitivitet, ($S_t = S_u / S_r$), se Tabell 3.2.



Figur 3.2: Prinsippskisser av laboratorietester for bestemmelse av udrenert skjærstyrke. Skisser hentet fra pensumlitteratur til NTNU-emnet «TBA4110 Geoteknikk, felt og laboratorieundersøkelser» (Sandven *et al.*, 2017)

A) Konustest (falling cone test)

B) Enaksialtest (uniaxial test)

C) Treaksialtest (triaxial test) – viser konsolideringsfase og udrenert skjærfase

Tabell 3.1: Klassifisering av jordtype basert på S_u (Sandven et al., 2017)

Jordtype	Skjærstyrke	S_u [kPa]
Svært bløt	Svært lav	< 12,5
Bløt	Lav	12,5 – 25
Medium fast	Medium høy	25 – 50
Fast	Høy	50 – 100
Svært fast	Svært høy	> 100

Tabell 3.2: Klassifisering av jordtype basert på S_t

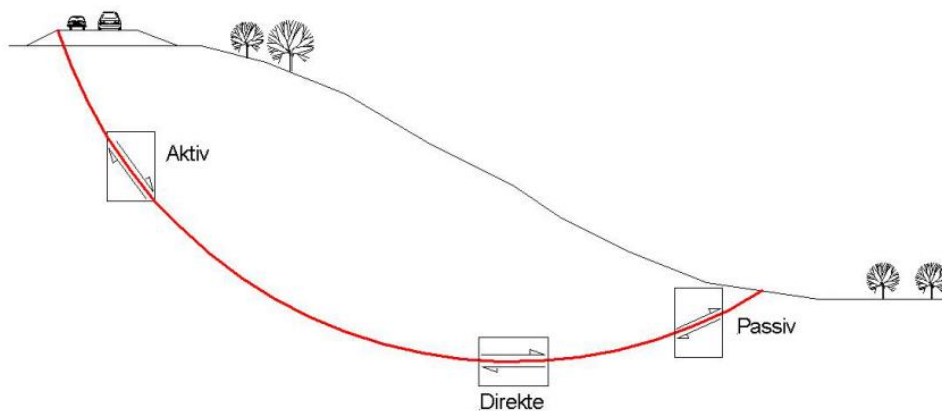
Jordtype	Skjærstyrke	S_t (-)
Lite sensitiv	Lav	< 8
Medium sensitiv	Medium	8 – 30
Svært sensitiv	Høy	> 30

3.1.2 Effekt av anisotropi på skjærstyrke

Anisotropi innebærer at et materiale har egenskaper som varierer i ulike retninger. I geoteknikk vil anisotropi i leirer innebære at fysiske egenskaper, slik som stivhet og styrke, er avhengig av hvilken retning materialet er belastet i (Thakur *et al.*, 2014). Anisotropi kan også komme fra en iboende egenskap i leiren, og med det menes hvordan lagdeling og kornstrukturen i er bygget opp (Wang, Shen og Ye, 2008; Thakur *et al.*, 2014).

Skjærstyrken vil variere etter hva slags tøyningssendring leiren får, i forhold til retningen på de overnevnte faktorene (in-situ spenninger, spenningshistorikk og mineralogi). For eksempel vil belastningene fra en fylling medføre hovedspenningene i underliggende leire roterer i forhold til spenningssituasjonen uten fylling, som gir ulik respons avhengig av hvor på bruddlinjen man ser. Skjærstyrken deles derfor inn i aktiv, direkte og passiv skjærstyrke (Fauskerud *et al.*, 2012; Zdravković, Potts og Hight, 2002).

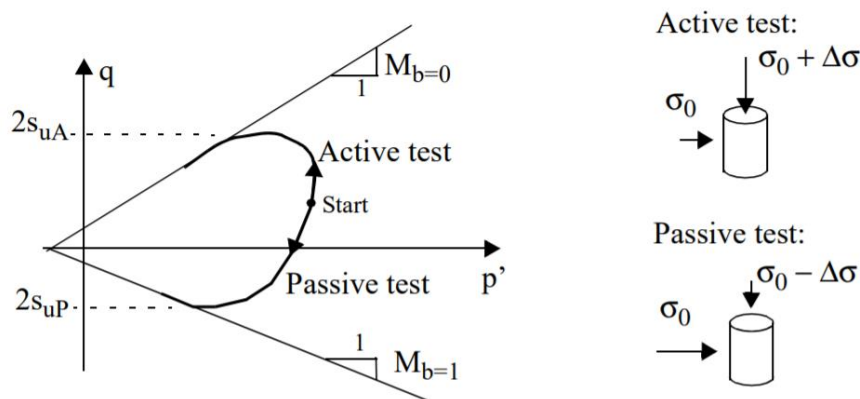
Figur 3.3 illustrerer en naturlig skråning med en fylling på toppen. Figuren illustrerer at langs den antatte bruddflaten vil skjærstyrken endres, som følge av anisotropi – forskjellig styrke i forskjellig retning. På grunn av dette må ulik skjærstyrke i en beregningsmodell benyttes langs skjærflaten (henholdsvis aktiv, direkte og passiv skjærstyrke).



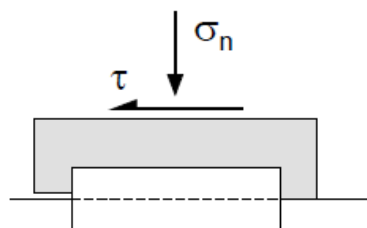
Figur 3.3: Illustrasjon av anisotrop spenningstilstand i en skråning, med en vegfylling på toppen av skråningen (Fauskerud *et al.*, 2012).

Treaksialt skjærforsøk i laboratorium benyttes for å bestemme skjærstyrke, samt å vise at udrenert skjærstyrke er forskjellig avhengig av hvilken tilstand leiren befinner seg i (aktiv-, direkte-, eller passiv tilstand) (Nordal, 2018). Verdier for disse, S_{uA} , S_{uD} og S_{uP} , finner man henholdsvis ved aktiv eller passiv treaks, eller ved direkte skjær i skjærboks. Når konsolideringsfasen er ferdig (Figur 3.2) vil man i et aktivt treaksforsøk øke vertikalspenningen, mens horisontalspenningen (celletrykket) holdes konstant. For det passive forsøket øker man horisontalspenningen og holder samtidig vertikalspenningen konstant. Alternativt for passivt treaksialt forsøk kan vertikalspenningen reduseres, mens celletrykket forblir uendret. Prinsippet for treaksforsøk er illustrert i

Figur 3.4.



Figur 3.4: Prinsippsskisse for aktiv og passiv treaksforsøk. Hentet fra pensumlitteratur for NTNU-emnet «TBA4105 Geoteknikk beregningsmetoder» (Emdal, Grande og Nordal, 2015)



Figur 3.5: Prinsippsskisse for skjærboksforsøket (direkte skjær). Hentet fra pensumlitteratur for NTNU-emnet «TBA4105 Geoteknikk beregningsmetoder» (Emdal, Grande og Nordal, 2015)

Empiri tilsier at direkte skjærstyrke S_{uD} ligger et sted mellom aktiv- og passiv skjærstyrke ($S_{uA} > S_{uD} > S_{uP}$) (Nordal, 2018). Fra erfaring har man kommet frem til et forhold mellom initiell effektiv vertikalspenning σ_{vo}' og udrenert skjærstyrke, som ofte benyttes ved overslag. Disse forholdene (ligning 3.2, 3.3, 3.4) understreker hvordan udrenert skjærstyrke varierer med lastretningen og fremhever viktigheten av å ta hensyn til anisotropiforhold ved skråningsproblematikk.

$$S_{uA} = 0,3 \cdot \sigma_{vo}' \quad 3.2$$

$$S_{uD} = 0,2 \cdot \sigma_{vo}' \quad 3.3$$

$$S_{uP} = 0,1 \cdot \sigma_{vo}' \quad 3.4$$

I Naturfareprosjektets rapport 77/2014 (Oset *et al.*, 2015) blir det foreslått en rangering av data ved valg av karakteristisk S_{uA} -profil. Treksforsøk på en leirprøve i laboratorium har høyeste rangering, gitt at en har tilgang på prøver av god kvalitet (kvalitetsklasse 1). Dernest rangeres CPTU (trykksondering) som nummer to på listen. Dersom en hverken har tilgang på gode treksprøver eller resultater fra trykksondering, skal en vektlegge erfaringsverdier fra SHANSEP-forhold. SHANSEP-prinsippet forklares nærmere senere i dette delkapittelet. Til slutt på rangeringslisten finner man øvrige felt- og laboratorietester. Rangeringen er oppsummert i følgende liste (Oset *et al.*, 2015):

1. Treksforsøk (god kvalitet – kvalitetsklasse 1)
2. Trykksondering (CPTU – anvendelsesklasse 1)
3. Erfaringsverdier (SHANSEP)
4. Konusforsøk/Enaksforsøk/Vingeboring

De fleste relativt bløte leirer har anisotrope spenningsforhold (Zdravković, Potts og Hight, 2002). Graden av anisotropi vil imidlertid variere. Generelt viser leirer med lav plastisitet ($I_p < 10-15\%$) høyere grad av anisotropi enn høyplastiske leirer (Fauskerud *et al.*, 2012). Plastisitet beskriver en leires tilstand, på lik linje med tørr, fast eller smuldrende, og flytende leire, beskrevet av Atterberg i 1913 (Sandven *et al.*, 2017). Plastisitetsindeksen I_p gis av differansen mellom flytegrense (w_L) og plastisitetsgrense (w_P):

$$I_p = w_L - w_P [\%] \quad 3.5$$

I flere områder i Norge, både i Trøndelag og langs Oslofjorden, er leiren preget av sprøbruddegenskaper, som følge av den geologiske historien. Dette svarer til sensitive, lavplastiske leirer, med relativt høy grad av anisotropi. Ved analyse av kritiske glideflate og skjærfasthet i slike områder er det derfor helt nødvendig å ta anisotropieffekten i betraktning.

ADP-analyse

Ved vurdering av stabilitet i geotekniske problemstillinger og prosjektering i udrenerte leirer er det som beskrevet i 4.2 gunstig å anerkjenne effekter fra anisotropi. ADP-modeller (Active, Passive, Direct simple shear) er utviklet på bakgrunn av dette og kan benyttes i elementmetodeprogrammer, som beskrives i kapittel 3.2. ADP-modeller er elasto-plastiske og bruker stivhetsanisotropi og skjærstyrker fra direkte-, aktiv- og passiv treakstest som input-parametere (Grimstad, Andresen og Jostad, 2012). Tabell 3.3 oppsummerer input-parametere som benyttes i ADP-modeller. Videre i denne oppgaven blir en ADP-modell benyttet for stabilitetsberegninger av marbakken i Leksvik. I kapittel 5.2 oppgis verdier for de enkelte parametere.

Tabell 3.3: Parametere i ADP-analyse

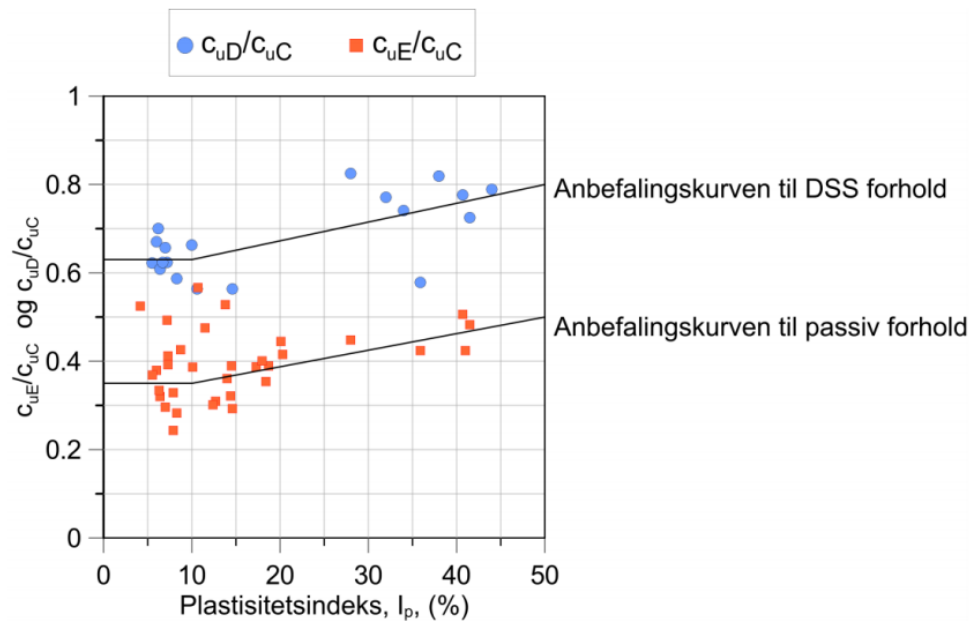
S_u^C	Aktiv skjærstyrke
S_u^{DSS}	Direkte skjær
S_u^E	Passiv skjærstyrke
γ_f^C	Direkte bruddtøyninger
γ_f^{DSS}	Bruddtøyninger fra aktiv treakstest
γ_f^E	Bruddtøyninger fra passiv treakstest

Dersom det ikke foreligger jordprøver av høy kvalitet for gjennomføring av treakstest, kan ADP-faktorer benyttes i beregninger (Thakur *et al.*, 2014). Foreslåtte verdier er basert på systematiske treakstest, med det formålet å finne korrelasjoner mellom S_{uD}/S_{uA} og S_{uP}/S_{uA} . Resultatene fra dette er oppsummert i Tabell 3.4, som gir en oversikt over anbefalte ADP-faktorer.

Tabell 3.4: ADP-faktorer (Thakur *et al.*, 2014)

I_p	S_{uD} / S_{uA}	S_{uP} / S_{uA}
$I_p < 10\%$	0,63	0,35
$I_p > 10\%$	$0,63 + 0,00425 \cdot (I_p - 10)$	$0,63 + 0,00375 \cdot (I_p - 10)$

Plastisitetindeks, I_p , er valgt som hovedparameter for anbefalingen. Figur 3.6, hentet fra Naturfareprosjektets rapport 14/2014 (Thakur *et al.*, 2014), viser at det er størst spredning i korrelasjonsdata for lavplastiske leirer. Ved bruk av ADP-faktorer for beregninger beskrevet i denne rapportens kapittel 5 benyttes verdier i henhold til Tabell 3.4.



Figur 3.6: ADP-faktorer plottet mot plastisitetsindeks, I_p (Thakur et al., 2014). For leirer med lav plastisitet er det størst spredning i korrelasjonen

SHANSEP

SHANSEP, en forkortelse av «stress history and normalized stress engineering parameters», er en metode for å estimere udrenert skjærstyrke og er mye brukt i ingeniørsammenheng i Norge (Thakur *et al.*, 2016)

$$S_{uA} = \alpha \cdot OCR^m \cdot \sigma'_{v0} \quad 3.6$$

Ligning 3.6 beskriver hvordan udrenert skjærstyrke kontrolleres av spenningshistorikk og grad av overkonsolidering (OCR), i tillegg til massetetthet og poretrykk (σ'_{v0}), samt to konstanter (α og m). Konsolideringsgraden beskriver hva slags spenningstilstand leiren har vært utsatt for, sammenlignet med dagens tilstand. Dersom en leire har vært utsatt for store overliggende spenninger tidligere (for eksempel store trykkspenninger fra overliggende is) vil dagens leire «huske» dette. Disse betegnes som overkonsoliderte leirer (OC-leirer). Normalkonsoliderte leire (NC-leirer) er definert av $OCR = 1$ og kan defineres som at den spenningstilstanden de er utsatt for i dag er den største de har vært utsatt for. Verdien av disse konstantene vil følgelig variere i ulike leirer. Tabell 3.5 (Oset *et al.*, 2015) oppgir verdier for SHANSEP-parametere i norske forhold, både for unge, NC-leirer og leire som er noe aldret.

Tabell 3.5: Erfaringsbaserte verdier for SHANSEP-parametere i henhold til konsolideringsgrad, for norske leirer

Type forsøk	Ung leire (OCR = 1)	Aldret leire (OCR = 1,2-1,4)
Aktiv – kompresjon	0,25 – 0,30	0,30 – 0,38
Direkte skjær	0,18 – 0,22	0,22 – 0,28
Passiv - ekstensjon	0,10 – 0,16	0,12 – 0,20

Basert på empiri kan øvre og nedre grenser for norske, sensitive leirer beskrives med noen enkle forhold (Thakur *et al.*, 2014). Følgende forhold benyttes som dimensjonerende for skjærstyrkeforholdene i videre kapitler i denne oppgaven:

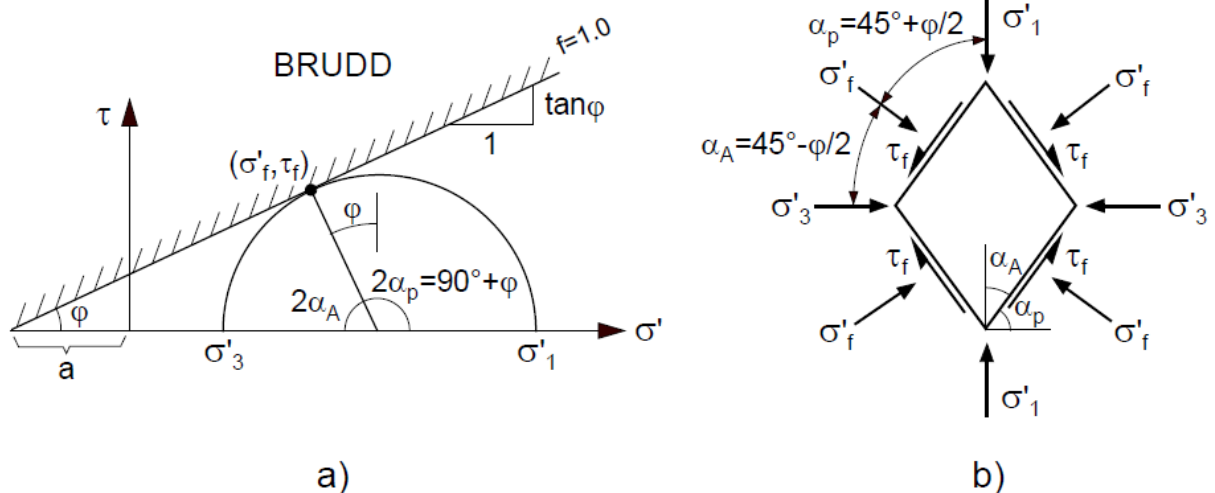
$$S_{uA} = 0,25 \cdot OCR^{0,65} \cdot \sigma'_{v0} \quad (\text{nedre verdier}) \quad 3.7$$

$$S_{uA} = 0,30 \cdot OCR^{0,70} \cdot \sigma'_{v0} \quad (\text{mellomliggende verdier}) \quad 3.8$$

$$S_{uA} = 0,35 \cdot OCR^{0,75} \cdot \sigma'_{v0} \quad (\text{øvre verdier}) \quad 3.9$$

3.1.3 Drenert skjærstyrke

Hovedvekten av kapittel 3 har til nå omhandlet udrenerte parametere for skjærstyrke. Udrenert tilstand er et korttidstilfelle, der poretrykk bygges opp og forhindrer volumendring i leira. For langtidstilfellet har overflødig porevann tid til å strøkke ut av leira og etterlater dermed leira drenert. For stabilitetsanalyser av drenerte forhold benyttes beregninger på effektivspenningsbasis, med udrenerte input-parametere a (attraksjon) og φ (friksjonsvinkel). Figur 3.7 illustrerer Mohr-Coulombs bruddkriterium på effektivspenningsbasis.



Figur 3.7: Mohr-Coulombs bruddkriterium på effektivspenningsbasis, hentet fra pensumlitteratur for NTNU-faget «TBA1405 Geoteknikk beregningsmetoder» (Emdal, Grande og Nordal, 2015)
a) Mohr Coulombs bruddkriterium på effektivspenningsbasis
b) Kritisk bruddelement

Ved utgravning i en skråning er første respons i skråningen at poretrykket synker. Avlastningen av masser etterlater et poreundertrykk og umiddelbart medfører dette høyere sikkerhetsfaktor for skråningen. Senere må dette undertrykket jevnes ut. Med tid øker poretrykket, ved at vann strømmes inn for å utligne undertrykket, slik at likevekten gjenopprettes. Dette leder til lavere effektivspenninger.

Ettersom utligning av poretrykk kan ta svært lang tid benyttes a - φ -analysen (effektivspenningsanalyser) i langtidstidsvurdering av stabilitet. Dersom skråningen etter mange år utsettes for kraftig poreovertrykk, enten som følge av snøsmelting eller mye nedbør, kan det lede til at skråningen raser ut (Emdal, Grande og Nordal, 2015). Dette da som følge av at effektivspenningene reduseres, som følge av poreovertrykket, og belastningen blir større enn kapasiteten.

Tiden for denne prosessen varierer i stor grad mellom ulike leirer. For enkelte leirer vil dissipasjon av porevann ta lang tid, i visse tilfeller flere år (Nordal, 2018). Londonleire er et eksempel der utligningen av poretrykk tar svært lang tid, og en kan oppleve å få brudd mange år etter utgravning (Skempton, 1977). I norske, normalkonsoliderte leirer tar dette betydelig kortere tid.

3.2 Analyseverktøy

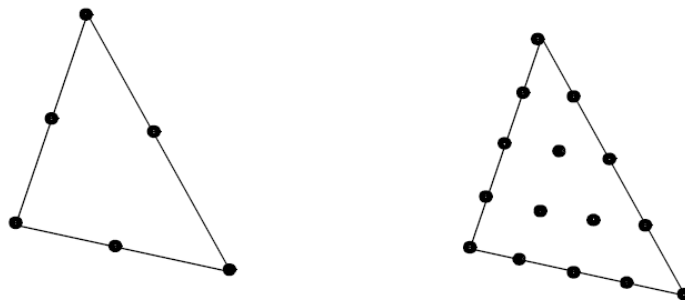
I tilknytning til denne oppgaven benyttes en rekke programvarer for beregninger og analyser. De enkelte programmene og teorien bak dem vil bli forklart nærmere i dette kapitlet. For å studere sjøbunnsstopografi før og etter skred brukes GIS-verktøyet ArcMap (3.2.3). Til stabilitetsberegninger benyttes elementmetodeprogrammet Plaxis 2D (3.2.1) og et program som er basert på prinsippet om likevekt, Slide (3.2.2).

Delkapitlene 3.2.1 – 3.2.3 er gir i hovedsak en bruker-praktisk og ikke metodeteoretisk beskrivelse av programmene og metodene de bygger på.

3.2.1 PLAXIS 2D

Plaxis et endelig elementmetodeprogram for numerisk beregning og analyse av geotekniske problemstillinger. Hovedprinsippet for elementmetoden ligger i å dele inn den aktuelle komponenten i elementer, det være seg om man ser på et jordvolum i geoteknikk eller en konstruksjonsdel av et annet materiale. Hvert element består av et sett med noder, og i Plaxis 2D er elementene trekantede, bestående av 6 eller 15 noder. Hvert enkelt element tildeles ulike egenskaper som defineres gjennom input-parametere og gjennom valg av materialmodell. Gjennom matematiske og numeriske prosesser vil elementene til sammen utgjøre de totale egenskapene for hele strukturen, og avgjøre oppførselen til jordvolumet eller konstruksjonsdelen (Nordal, 2018).

I stabilitetsanalyser i denne rapporten benyttes en plan tøyingsmodell med 15 noder. En slik modell regnes som en god todimensjonal tilnærming, når utstrekning i en retning er vesentlig større enn i de to andre retningene.



Figur 3.8: Trekantede elementer med 6 noder (venstre) og 15 noder (høyre). Hentet fra pensumlitteratur fra NTNU-emnet «TBA 4116 Geotechnical Engineering Advanced Course» (Nordal, 2018)

I Plaxis 2D kan brukeren definere materialparametere og geometri for problemstillingen, samt sette grunnvannsnivå, påføre ytre laster og eventuelle konstruksjoner. Simuleringen foregår gjennom å utføre beregninger i ulike faser. I en initialfase beskrives nulltilstanden, før nye faser kalkuleres, for påsatte laster eller andre forandringer.

I nulltilstanden beskrives initialspenninger og til det brukes enten K_0 -prosedyre eller «gravity-loading»-prosedyre. Når initialspenningene er etablert kan kalkulasjoner utføres i øvrige faser. For videre simulering kan man blant annet velge elasto-plastisk deformasjonsanalyse gjennom «plastic»-prosedyre. Elasto-plastiske beregningsfaser er ifølge PLAXIS-manualen godt egnet for de fleste geotekniske problemstillinger. Konsolidering blir ikke tatt hensyn til i plastic-kalkulasjoner, men finnes som et eget valg for beregningsmetode. Utover plastiske- og konsolideringsberegninger kan man også velge dynamiske analyser, samt egne analyser for å studere poretrykk.

I tillegg til de overnevnte beregningsprosedyrene er det også ofte interessant å benytte «safety»-prosedyren. I sikkerhetsfaser beregnes en global sikkerhetsfaktor gjennom styrkereduksjon (c - ϕ -reduksjon). Styrkereduksjonsprinsippet går ut på at ytre laster holdes konstante, samtidig som det skjer en gradvis reduksjon av styrken til jordmaterialene. Denne reduksjonen fortsetter frem til brudd oppstår og en får ut en sikkerhetsfaktor, FoS. Sikkerhetsfaktoren er et forholdstall mellom tilgjengelig skjærstyrke og den minste skjærstyrken som behøves for å holde skråningen stabil, gitt av ligning 3.10. For udrenerte analyser, uavhengig av spenning σ , gjelder ligning 3.11.

$$FoS = \frac{\tau_f}{\tau} \quad 3.10$$

$$FoS = \frac{s_u}{\tau} \quad 3.11$$

Numeriske beregningsmetoder har en klar fordel ved å kunne gi brukeren svært mange resultater fra en og samme simulering. Det koster i form av omfang av beregninger og dermed tidsbruken for analyse, men gir til gjengjeld svært mye informasjon. Selv med relativt få input-parametere kan en analyse gi resultater i form av forskyvninger og deformasjoner, samt kritisk glideflate og sikkerhetsfaktor for skråningen (Zhang *et al.*, 2013). Med elementmetodeprogrammer behøver man ikke gjøre antagelser om form eller plassering av kritisk bruddflate i stabilitetsvurderinger (Griffiths og Lane, 1999). Som forklart i avsnittet over vil PLAXIS gi global likevekt av jordvolumet, frem til det når kollapsstadiet. Sikkerhetsfaktor blir da automatisk gitt av analysen, sammen med kritisk bruddsirkel, uten at brukeren selv må komme med antagelser i forkant. Det er likevel av avgjørende betydning at brukeren studerer resultatet kritisk og sammenholder resultatene opp mot håndberegninger eller resultat fra stabilitetsmetoder.

NGI-ADP i PLAXIS 2D

PLAXIS har en rekke innebygde modeller som simulerer materialers oppførsel. For å ta hensyn til anisotrope forhold i udrenerte leirer og silt kan en velge NGI-ADP-modellen. I skråninger med horisontale lag kan en benytte NGI-ADP for alle faser i PLAXIS, inkludert i K_0 -initialfaser, før eventuelle laster eller geometriendringer påføres i påfølgende beregningsfaser. Dette er ikke tilfellet dersom jordlagene i modellen har en vinkel. For skråninger som ikke er horisontale anbefales det at initialspenninger etableres med «gravity-loading». Da kan ifølge PLAXIS-manualen ikke NGI-ADP benyttes. En annen materialmodell som tillater likevektsjustering av initialspenningene må derfor benyttes i initialfasen, slik som Mohr-Coulomb (Brinkgreve, Kumarswamy og Swolfs, 2018). For videre beregning kan deretter NGI-ADP benyttes som jordmodell for øvrige faser.

3.2.2 Slide2

Rocscience er firmaet bak en rekke 2D- og 3D-programvarer for ingeniørformål, herunder også geotekniske. Programmet er et verktøy for å studere skråningsstabilitet.

Analyse av glideflater i Slide baseres på lamellemetoden og bruker ulike metoder for likevektsberegninger. Brukeren kan velge å benytte seg av flere innebygde metoder for utregning, både Janbu (Janbu, 1976), Bishop og Spencer. Lamellemetoden går ut på å dele opp bruddsirkelen eller bruddlegemet i lameller. Bidraget fra hver lamelle brukes i en likevektsberegning, der en finner forholdet mellom de drivende og stabiliserende kreftene som virker på legemet (Emdal, Grande og Nordal, 2015). Forholdstallet angir sikkerhet mot utglidning av skrånningen, FoS. Disse metodene gir ingen informasjon om deformasjon, kun om sikkerhet mot kapasitetsbrudd.

Fordelen med programvarer som Slide er at det baseres på et godt etablert prinsipp for beregning, som det er lang erfaring og tradisjon for å bruke. Det er enkel og rask gjennomførbar metode, som krever relativt få input-parametere. På en annen side er metoden basert på antagelsen om at jorden kan deles inn i lameller, hvilket i seg selv er en betydelig forenkling. Dette medfører noen mindre gode egenskaper. En negativ side ved programvarer basert på lamellemetoden er at den overser spennings- og tøynings effekter. Brukeren får heller ikke informasjon om eventuelle deformasjoner i skrånningen. Metoden er godt egnet som en rask kontroll av situasjonen og/eller som bruk av kontroll av rimelighetsvurderinger opp mot resultater oppnådd med mer nøyaktige (og brukerkrevende) metoder, som FEM-metoder (Plaxis).

3.2.3 ArcMap

ArcMap er et verktøy under ArcGIS («geographic information systems»), som eies og driftes av GIS-firmaet Esri. Programmet benyttes for å arbeide med kartdata og geografisk informasjon. ArcGIS kan benyttes for å lage og redigere egne kart, eller studere og analysere eksisterende geografiske målinger. I et kartlag kan man blant annet legge inn høydekoter og topografiske kart, enkeltkoordinater og flyfoto. Kort sagt kan programmet ta inn alle geografiske datafiler. Å studere romlig informasjon med GIS-

verktøy muliggjør bedre forståelse for områder som er utsatt for skred og erosjon, eller der en mistenker at slike prosesser er igangsatt.

I denne rapportens kapittel 4.2 blir grunnundersøkelser fra skredområdet i Leksvik tolket. ArcMap benyttes i den forbindelse til å studere data om sjøbunnens topografi og karakteristikk etter skred, i form av et skyggerelieff. Metode for innhenting av batymetrisk kartdata er beskrevet i kapittel 2.3.1. Skyggerelieff en tredimensjonal kartrepresentasjon av et terreng eller en overflate. Skyggene en ser på kartet er kastet fra hvordan de ulike formasjonene i 3D ville kastet skygge med ved 40° solhøyde (Kartverket, 2019).

Kapittel 4

Skredet i Leksvik

Følgende kapittel beskriver skredhendelsen i Leksvik, som fant sted 20.juni 2018. Gjennomførte grunnundersøkelser og tolkning av skredområdet blir gjort i delkapittel 4.2. I delkapittel 4.3 drøftes faktorer som kan ha bidratt til den enorme spredningen av skredet, men også faktorer som har vært begrensende for videreutvikling langs strandsonen.

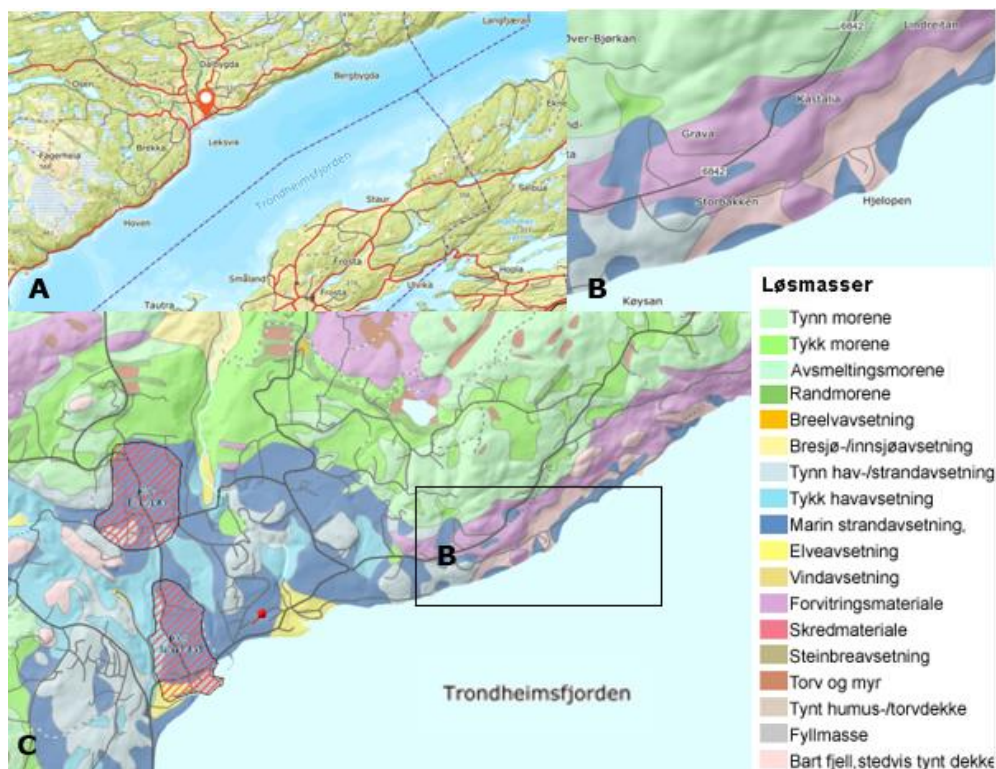
4.1 Skredhendelsen

4.1.1 Områdebeskrivelse – Leksvik, Indre Fosen kommune

Leksvik ligger i Indre Fosen kommune, på nordsiden av Trondheimsfjorden. Tettstedet befinner seg i et forholdsvis kupert område, med høyeste punkt 602 moh. Berggrunnen er skrånende mot fjorden. Deler av Leksvik befinner seg under marin grense (160 moh) og to kvikkleiresoner er registrert i området. Leksvik er preget av marine strandavsetninger og havavsetninger over berg.

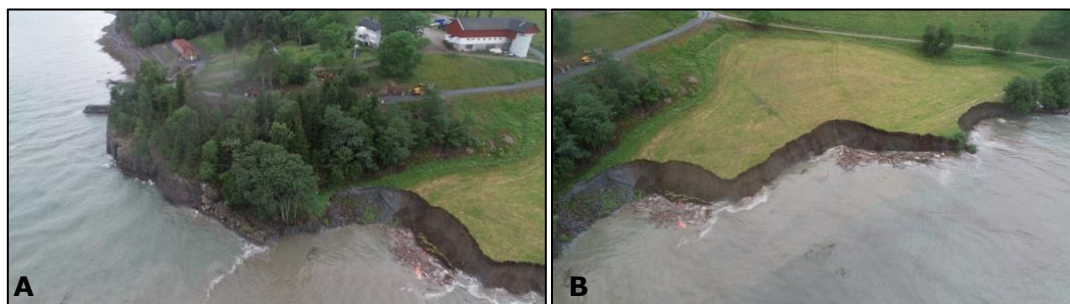
4.1.2 Hendelsesforløpet

Onsdag 20.juni 2018 gikk et skred like øst for Leksvik. Skredet gikk i strandsonen og strakk seg over ca. 1,3 km, mellom Køysan i vest og Hjelopsanden i øst. Nødetater og NVE ble varslet da skredet inntraff og om lag 100 mennesker fordelt på 35 boliger ble evakuert. Kroveien og andre områder med nærhet til skredområdet ble stengt av sikkerhetsmessige hensyn, inntil området ble ansett som stabilt. Ingen mennesker ble skadet som følge av hendelsen.



Figur 4.1: A) Lokasjon for Leksvik, kart fra www.norgeskart.no B) Kvartærgeologisk kart for det aktuelle skredområdet C) Kvartærgeologisk kart for Leksvik. Løsmassekartene er hentet fra www.ngu.no

Store deler av skredet gikk under vann, men flere steder har det også tatt med seg deler av strandlinjen. Ved Hjelopen i øst er skredkanten synlig på land og er omtrent 5m høy. Deler av et jorde mellom Hjelopen og Hjelopsanden er tatt av skredet. Dette kan sees i Figur 4.2 (B). I forbindelse med utbygging av en molo til en småbåthavn ved Hjelopen ble det gjort fyllingsarbeid i strandkanten da skredet ble utløst. Deler av moloen som ikke lå på fjell ble tatt av skredet og en gravemaskin ble dratt ut på sjøen. På Figur 4.2 (A) kan Smiberget sees, med skredkanten til øst og strandlinjen, med deler av gjenstående molo, mot vest.



Figur 4.2: Bilder av skredkanten ved Hjelopen. Bildene er hentet fra www.NRK.no

4.1.3 Grunnundersøkelser av skredområdet

For å kartlegge skredområdet er det gjort grunnundersøkelser i form av batymetrisk kartlegging, total- og trykksonderinger, poretrykksmålinger og seismiske refleksjonsmålinger.

Batymetrisk kartlegging etter skredet ble gjennomført av SeaScan, ved bruk av multistråleekkolodd av typen GeoSwath+ (250 kHz). For å kontrollere skredets utvikling over tid ble det gjort flere målinger av sjøbunnen i timene etter skredhendelsen, henholdsvis etter 6, 24 og 48 timer. Datainnsamlingen viste ikke tegn på ytterligere bevegelse på sjøbunnen to døgn etter skredet, ifølge NGI (2018). Geofysiske undersøkelser i form av høyoppløselig refleksjonsseismikk er gjennomført over et stort område langs kysten i Leksvik for å kartlegge sedimenter og lagdeling på sjøbunnen.

Grunnundersøkelser i området er utført av Multiconsult. Det er gjort totalsonderinger på land og i sjøen, flere steder langs skredområdet og videre vestover. Der det er funnet leire er det utført trykksondering (CPTU) og tatt opp prøveserier for laboratorieundersøkelser. Laboratorietester er også gjennomført av Multiconsult. I neste delkapittel blir data fra de ulike undersøkelsene gjennomgått og tolket.

Vedlegg A oppgir koordinater og plassering for alle gjennomførte grunnundersøkelser i området. I vedlegget er også sonderingsprofiler fra tolkede grunnboringer presentert, samt resultater fra laboratorietester.

4.2 Tolkning av grunnundersøkelser

Ett av formålene for denne rapporten er å diskutere de geotekniske problemstillingene knyttet til skredutviklingen i Leksvik. En tilnærming til problemet er å regne på skråningsstabiliteten i området, forut og underveis i skredhendelsen. Kapittel 5.1 beskriver analysene som er gjort i den forbindelse og resultatene presenteres i kapittel 6. For å kunne gjennomføre beregninger som ønsket kreves det god oversikt over grunnforholdene.

I påfølgende delkapitler blir data fra skredområdet i Leksvik gjennomgått. Dette omfatter tolkning av grunnboringer, batymetri og refleksjonsseismikk. De geotekniske og geofysiske undersøkelsene som beskrevet i kapittel 4.1.3 dekker et stort areal langs kystlinjen i Leksvik. Kun data innenfor eller i direkte nærhet til skredområdet vil bli vektlagt videre. For gjennomgang av de tilgjengelige datasettene er skredområdet delt inn i fire områder: Hjelopsanden (lengst øst), Hjelopen, Fjæravollen og Køysan (lengst vest).



Figur 4.3: Tolket skredkant for strandsoneskredet i Leksvik. Skredet er omlag 1,3 km langt. Flyfoto fra Leksvik er hentet fra www.norgeskart.no

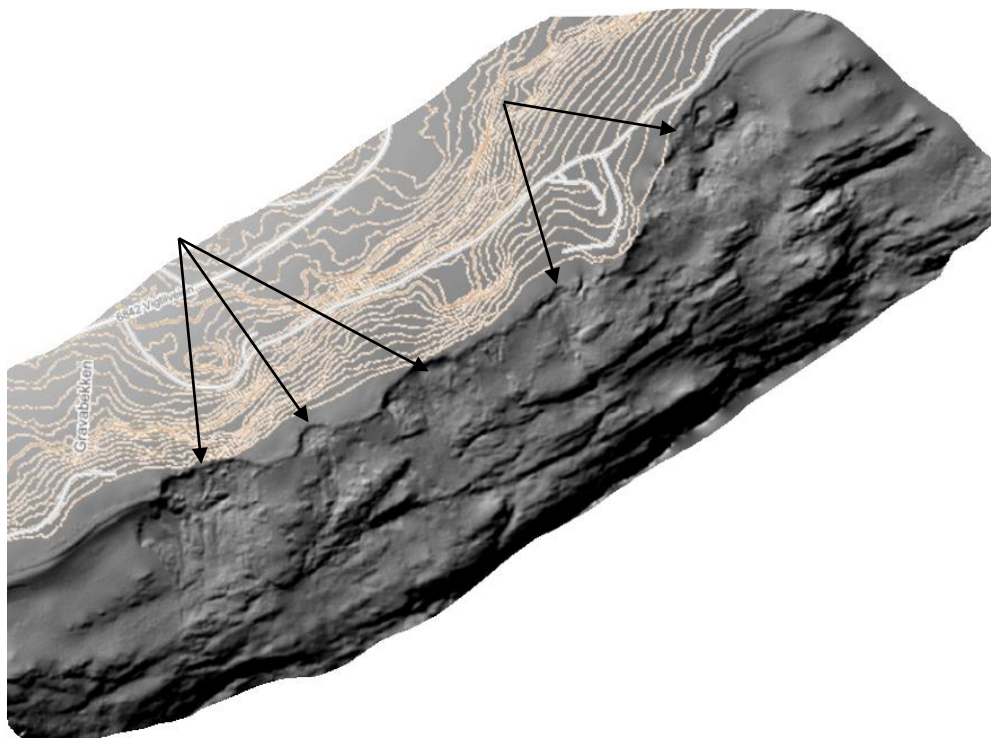
Batymetri

Høyoppløselig, digital høydedata er benyttet for å vurdere situasjonen på sjøbunnen, henholdsvis før og etter skred. Det har blant annet vært nyttig for å kartlegge helningsvinkelen på marbakken forut for hendelsen. Skyggerelieff har vært et svært viktig verktøy for tolkning av skredutviklingen. Det har vært av særlig stor nytte for å studere skredmorfologien og viktige skredkarakteristikker, og for å avdekke hvorvidt det finnes beviser på eroderende krefter på sjøbunnen. Ved å se batymetri i sammenheng med seismiske refleksjonsprofiler har det vært mulig å identifisere skredgroper og uberørte sjøbunnsedimenter, og få et bedre bilde på den overordnede skredsituasjonen. GIS-verktøyet ArcMap har blitt benyttet til dette formålet.

Skyggerelieff fra sjøbunnen etter skredet er vist i Figur 4.4. Der er det mulig å se at skredstrekningen ser ut til å være bestående av flere skredgroper. De mest fremtredende skredgropene er markert med piler i figuren. Generelt viser skyggerelieff at

skredmassene har beveget seg i samme retning som høydekurvene på land. Avsatte sedimenter ligger tilsynelatende som «belter» parallelt med strandlinjen, for ulike avstander ut på skråningen. Dette skyldes variasjoner i grunnfjellet og skredmassene har blitt transportert deretter. Dette bekreftes også av seismiske undersøkelser.

Den sammenhengende skredkanten for hele rasstrekningen på 1,3 km er skissert i Figur 4.3. For videre vurdering av Leksvikskredet er det ønskelig å studere hvordan skredet utviklet seg langs strandsonen, og hvorvidt det er rimelig å anta at flere, enkeltstående skred er knyttet sammen, slik batymetri antyder.



Figur 4.4: Skyggerelieff av batymetriske data fra skredområdet. Pilene indikerer tydelige skredgroper

Grunnundersøkelser

I tolkningen av de geotekniske undersøkelsene som er gjort i Leksvik benyttes klassifiseringsterminologi i henhold til norsk standard for identifisering og klassifisering av jord (NS-EN ISO 14688-1:2018 og NS-EN ISO 14688-2:2018).

Grunnboringer og seismikk har blitt brukt til å se på hva slags sedimenter og lagdelinger som finnes på sjøbunnen. Det foreligger ikke geotekniske grunnundersøkelser forut for skredhendelsen. Sondringene innenfor skredområdet er derfor sett i sammenheng med de undersøkelsene gjort utenfor det påvirkede området, for å få et inntrykk av sedimentene som lå på sjøbunnen før skredet inntraff.

Utenfor skredområdet er massene på sjøbunnen preget av et øvre lag av sand, med omtrent to meter tykkelse. Dette sandlaget kan ikke identifiseres på grunnboringene innenfor skredstrekningen. Totalsonderinger fra sjøbunnen som er påvirket av skred

borer rett i et øvre lag med bløt leire (tykkelse 2-2,5m), over et leirlag med større innhold av silt og sand (tykkelse 2-3m). Det antas at leiren her er noe forstyrret av skredhendelsen.

Undersøkelsene på sjøbunnen er også sett i forhold til sonderingsprofilene fra land. Like foran gården Hjelopen er det berg i dagen, der Smiberget møter fjorden. På både østlig og vestlig side er det forventet å finne sedimenter fra marine avsetninger, i henhold til kvartærgeologisk kart. Sonderingene samsvarer i stor grad med dette, og viser generelt strandavsetninger med silt og sand i topplaget, med underliggende leirholdige fjordavsetninger. På vestlig side av Smiberget er det registrert leiravsetninger med over 7m mektighet. Området med overordnet dårligst grunnforhold er Fjæravollen, der det er registrert kvikkleire. Kapittel 4.3.1 – 4.3.4 går gjennom grunnforholdene i skredområdet noe nøyere, både på sjøbunnen og på land.

4.3.1 Hjelopsanden

Skredutviklingen i østlig retning stanset ved Hjelopsanden og skredkanten kan sees på batymetri i Figur 4.5 (A). Sjøbunnskoter fra før skredet inntraff viser at marbakken her er noe slakere enn området mot vest. Skråningshelningen foran Hjelopen var mellom 12-17° før skred, mens ved Hjelopsanden er helningen funnet til være nærmere 8°. Rett øst for skredkanten finner man glatte, uforstyrrede masser, som tilsynelatende ikke er påvirket av skredaktivitet. Seismikken underbygger dette og peker på et forholdsvis tynt dekke av løsmasser over berg, se Figur 4.5. Vestover, innenfor skredområdet, er sjøbunnen preget av forstyrrede sedimenter og tydelige spor av skredaktivitet.

Ved Hjelopsanden er det gjennomført to sonderinger på sjøbunnen (S6, S8), samt én sondering på land. Totalsonderingene på sjøbunnen viser relativt mektige og bløte leirmasser, under et fastere topplag. I borehullet nærmest land (S6) er leirlaget omtrent 13m tykt. Totalsondering alene kan indikere sensitive masser, spesielt for et par tynne «belter», ved dybder 7 og 9m. Trykksondering fra samme borehull bekrefter at leira er bløt. Tolkede skjærstyrkeparametere fra CPTU peker også på et belte ved 5-8m dybde, der stigningstallet for anbefalt S_{uA} er noe lavere enn resten av profilet. Tolket CPTU, gjort av NGI (2019), er lagt ved i Vedlegg B. Skjærstyrkesituasjonen i skredområdet blir drøftet i kapittel 5.2.1.

Borepunktet på land (punkt 9) er plassert langs Hjelopveien, der Sagbekken munner ut i Trondheimsfjorden. Skyggerelieff tyder ikke på at bekken har hatt en eroderende effekt på sjøbunnen. Sonderingsprofilet herfra er av en annen karakter enn sonderingene på sjøbunnen. De første dybdemeterne er preget av strandavsetninger, med større innslag av grovkornet materiale og skjellrester. Fra omtrent 5m under terreng og ned til berg er det tilsynelatende leire og siltig, sandig leire.

4.3.2 Hjelopen

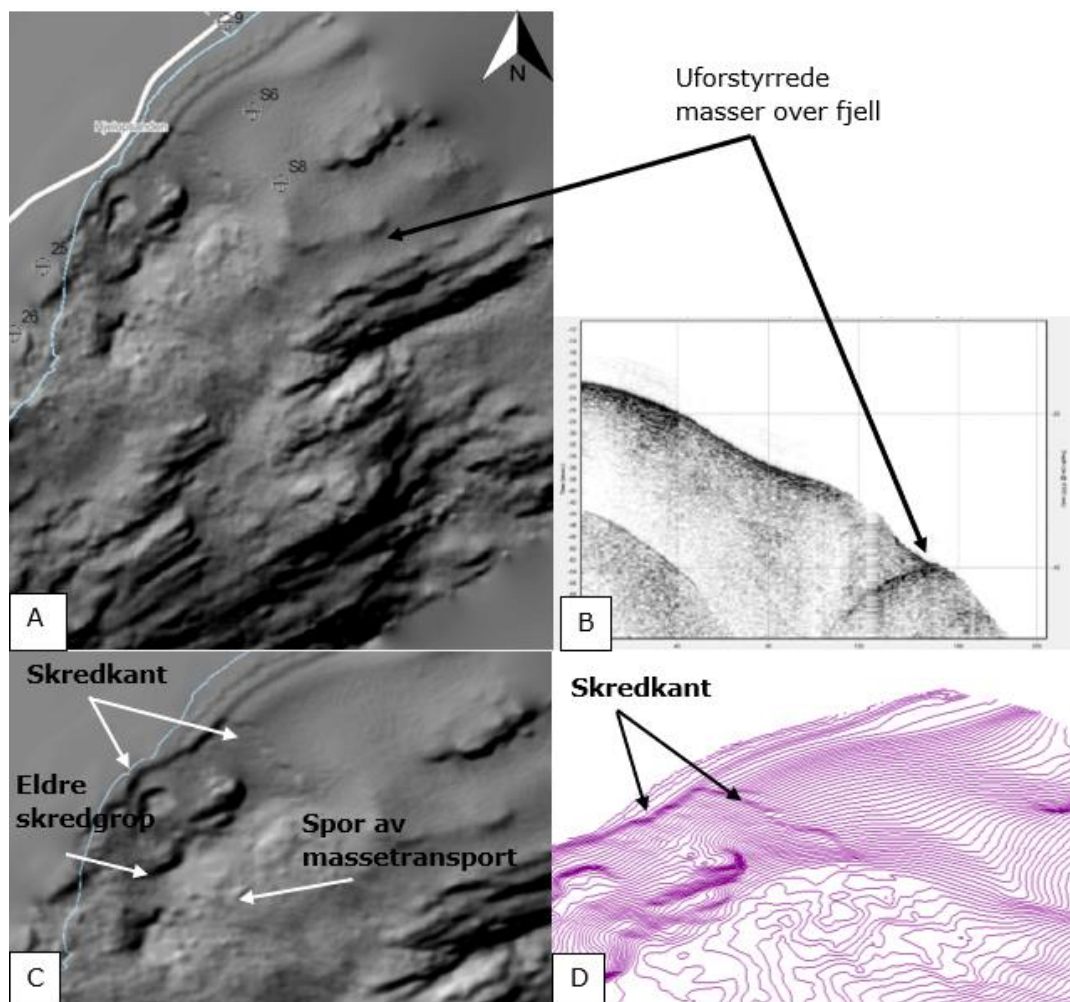
Øst for Smiberget er batymetrien preget av en relativt stor forsenkning Figur 4.5 (B). Kartdata avslører imidlertid at denne var tilstede også før skredet 20.juni, hvilket indikerer at gropen er et gammelt skredsår fra et tidligere skred. Skyggerelieff avslører tydelig spor av masseforflytning fra gropen og lenger ut på sjøbunnen. Sporene er trolig et resultat av masseutglidning fra 2018-skredet, med kilde i løснеområdet lenger opp i marbakken.

På vestsiden av Smiberget, i underkant av 70m ut i fjorden fra moloens plassering, har det blitt gjort totalsonderinger i to punkter (S4, S5). Fra undersøkelsene ser man at grunnfjellet stiger østover mot Smiberget, da er det boret i berg i kote -21,1 i det vestligste borepunktet og i kote -15,7 nærmest Smiberget. Sonderingsprofilene indikerer bløt leire i de øverste 2-2,5m, overliggende mer siltig leire. Prøvetaking fra 1m dybde gir at leirlaget har vanninnhold på $w=30-34\%$ og middels høy plastisitet, med plastisitetsindeks $I_p = 12\%$. Med samme verdier for gjennomsnittlig vanninnhold og flytegrense ($w = w_L = 32\%$) gir det flyteindeks I_L lik 1.

$$I_p = w_L - w_p \quad [\%] \quad 4.1$$

$$I_L = \frac{w-w_L}{w_L-w_p} \quad [-] \quad 4.2$$

Fra geoteknisk teori kan forholdene $I_L > 1$, $w > w_L$ indikere kvikkleire. Dette er på grensen til å bli oppfylt her, avhengig om en benytter gjennomsnittsverdi for vanninnhold eller en høyere designverdi. Omrørt skjærstyrke ligger mellom 1,5-1,9 kPa og oppfyller derfor ikke kravet til å kategoriseres som kvikkleire. Konustesting gir lav sensitivitet ($S_t = 5$), men med omrørt skjærstyrke lavere enn 2 kPa vil det etter teori presentert i kapittel kan det være fare for at materialet har sprøbruddegenskaper. Denne rapporten konkluderer derfor med at det er sannsynlig at leiren ved Hjelopen kan ha sprøbruddoppførsel.



Figur 4.5: Sammensatt figur viser morfologi mellom Hjelopen og Hjelopsanden

- A) Skyggerelieff av området mellom Smiberget (vest) og Hjelopsanden (lengst øst). Uforstyrrede masser over berg er markert med pil. Figur A viser også beliggenheten av sonderinger
- B) Seismisk profil bekrefter tolkning av batymetri, med tynne dekker av løsmasse over berg
- C) Zoomet inn på område fra Figur 4.6 A. Viser karakteristikk på sjøbunnen mer tydelig
- D) 3D-figur av Figur 4.6 C. Skredkanten er her visuelt mer fremtredende

Batymetridata avslører groper fra flere enkeltskred mellom Fjæravollen og Smiberget, og spor fra massetransporten ut av dem (Figur 4.6-A). Skyggerelieff gjør det også enkelt å identifisere avsatte skredblokker. En særlig markant skredblokk er over 50m lang, hvilket kan være intakte deler av moloen som har blitt forflyttet ut på sjøbunnen. Imidlertid er det ikke funnet tegn på at bekkene ved Hjelopen, som renner på hver sin side av Smiberget, skal ha utsatt området for destabiliserende erosjon.

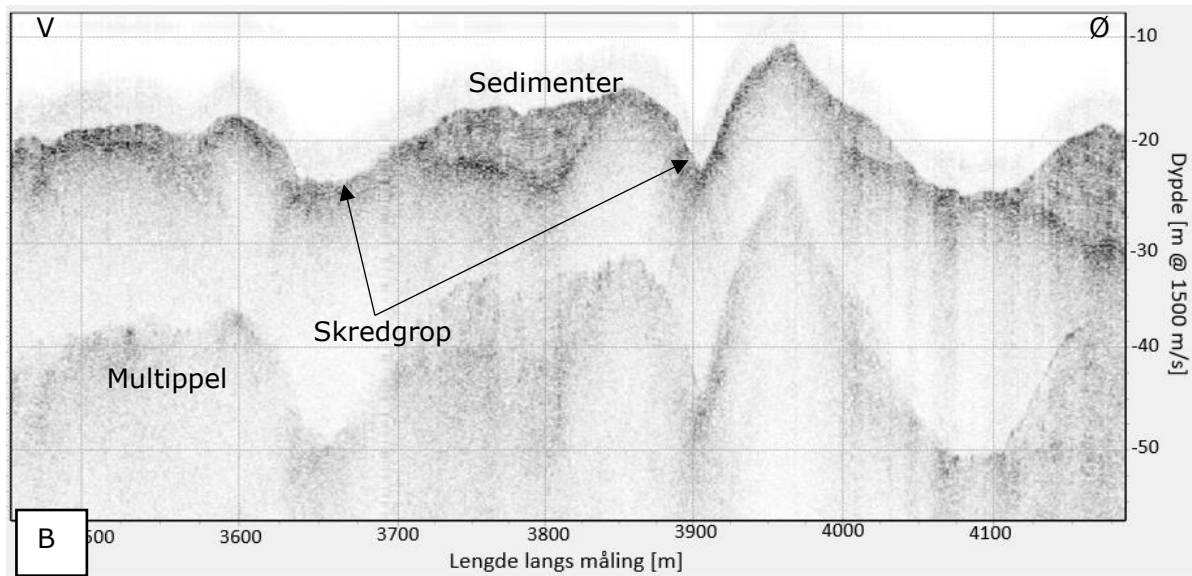
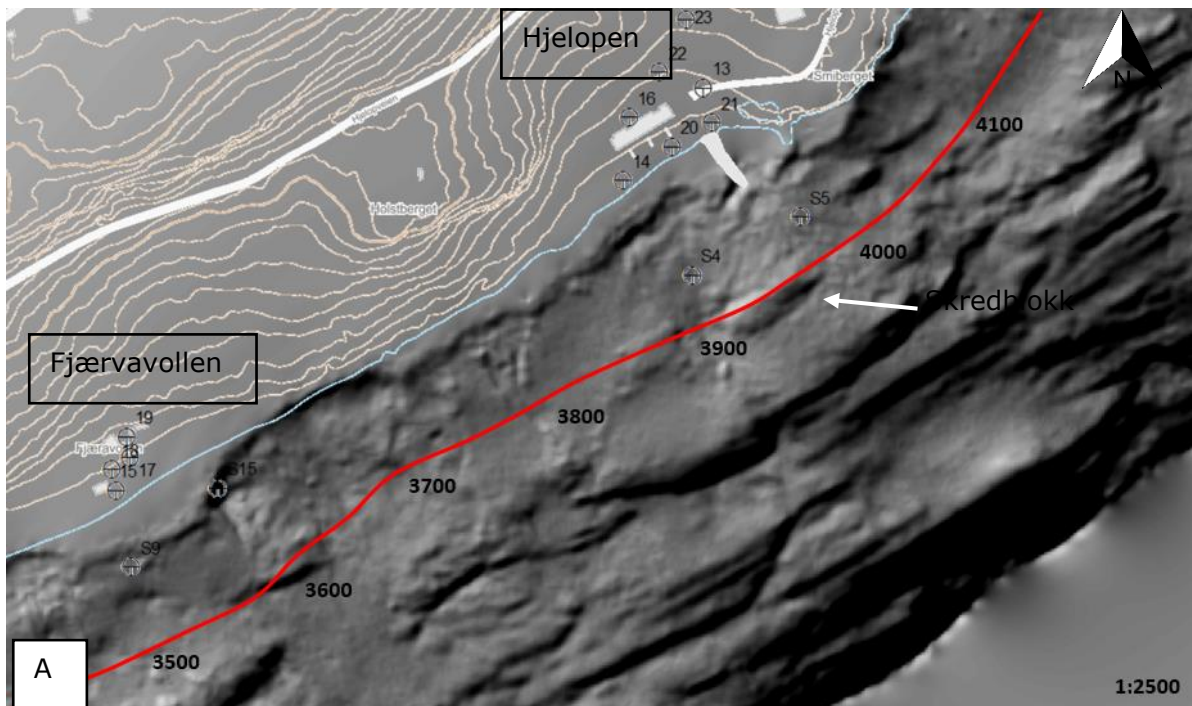
Beliggenheten av en seismisk måling parallelt med strandlinjen er angitt i Figur 4.6-A og Figur 4.6-B viser refleksjonene fra målingen. For å kunne sammenligne batymetri med seismikk er avstand langs linjen angitt på begge figurer, fra omtrent 3500 til 4200m. Fra seismikken kan en observere to relativt tydelige områder som ser ut til å «mangle» sedimenter, henholdsvis mellom 3600-3700m og ved 3900m. Disse svarer godt til områder som på batymetri er sterkt preget av massetransport langs sjøbunnen.

Omtrent 3750m langs linjen er massene på skyggerelieff relativt «glatte» og mindre preget av skredaktivitet. Seismisk refleksjon viser her sedimenter som ligger lagvis, dog med en liten bukning. Batymetri indikerer en sammenhengende skredkant i strandsonen for hele området mellom Hjelopen og Fjæravollen, og like foran eggakanten ved 3750 er det både tegn på utglidning og avsetninger. Seismikken peker imidlertid på at massetransporten ved 3750m har vært noe mindre enn for andre områder langs strekningen. Høydedata før skred gir en bratt helning på marbakken for de første 50m ut i fjorden (17-18°) men for de neste 50m er helningen rundt 12°. Dette kan forklare de forholdsvis uforstyrrede og lagdelte sedimentene på seismikken, mellom 3700-2850m.

4.3.3 Fjæravollen

På land ved Fjæravollen er det påvist kvikkleire omtrent 9m under terreng, underliggende et siltig leirlag. Laboratorietesting fra denne dybden viser svært sensitiv leire, $S_t = 37-65$, og omrørt skjærstyrke $S_r = 0,2-0,3$. Se Vedlegg 2 for plot av fra Multiconsults laboratorietester (2018).

På sjøbunnen utenfor Fjæravollen er det funnet leire med mektighet 9-10m. Totalsondering alene kan tyde på bløte og mulig sensitive leirmasser, men dette blir avkreftet av laboratorietester, som gir sensitivitet mellom 2 og 4. Omrørt skjærfasthet gir at leiren er på grensen til å ansees som sprøbruddmateriale.

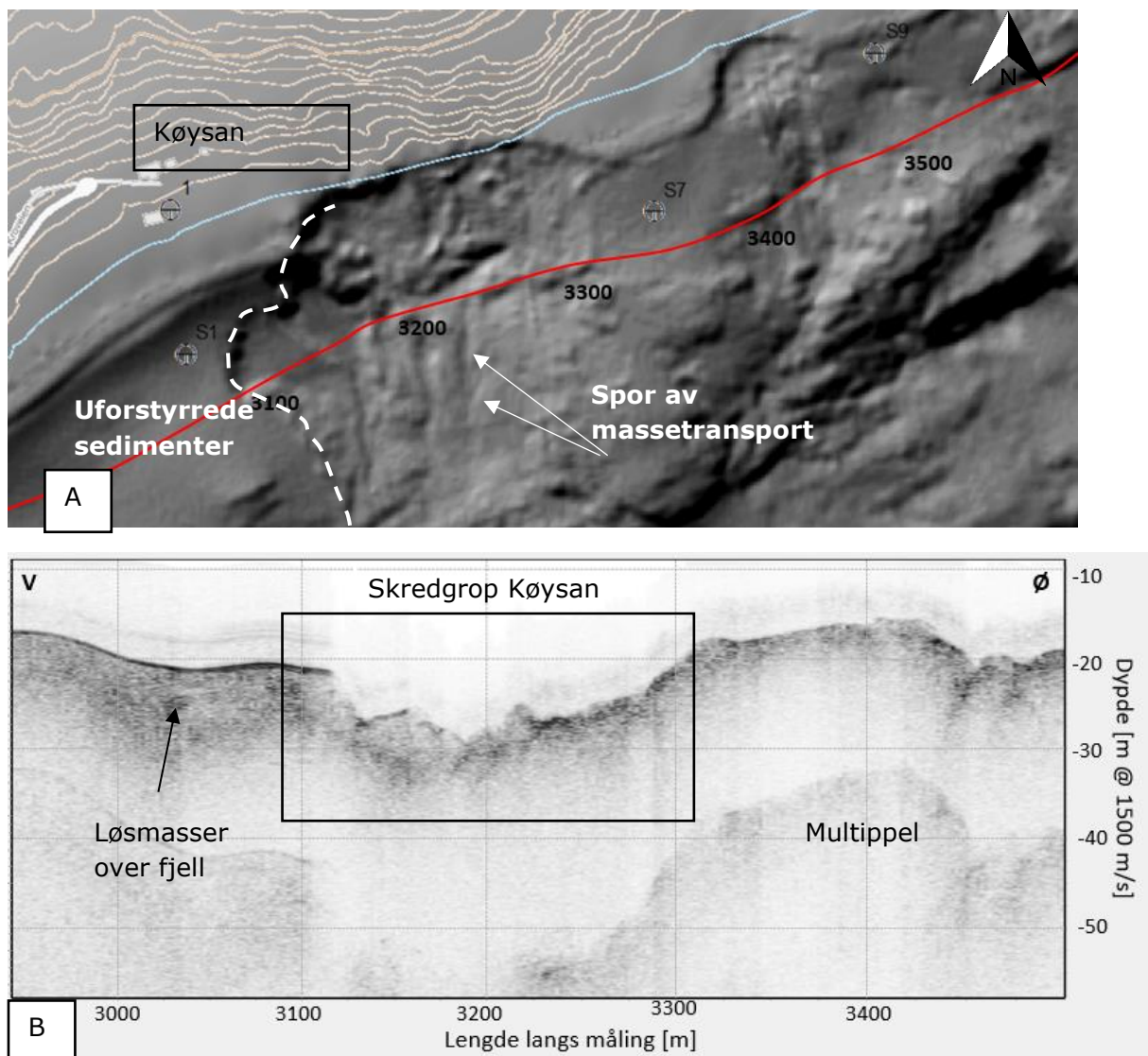


Figur 4.6:

- A) Skyggerelieff av sjøbunnen, med røde linjer som representerer seismisk måling
- B) Seismikk måling fra linjen parallelt til strandkanten i 4.6 A

4.3.4 Køysan

I vestgående retning stanset skredet der Kroveien begynner, ved gården Køysan. Her ligger både bebyggelse og veien nærme strandlinjen og det er svært heldig at skredet stanset der det gjorde. Skredet har gått relativt langt inn på strandsonen og hadde det forplantet seg videre bakover og vestover kunne det ført til langt større skader. Skredgropen ved Køysan er sterkt fremtredende på skyggerelieff. Særlig gjelder dette skredets vestlige avgrensning. Vest for skredkanten er grunnen uforstyrret, med stor kontrast til sjøbunnen innenfor skredområdet, som i stor grad er preget av massetransport ut av skredgropen.



Figur 4.7: A) Skyggerelieff av sjøbunnen, med rød linje som representerer seismisk måling
B) Seismisk måling fra linjen parallelt til strandkanten i 4.7 A

4.3 Årsaker og begrensninger for skredutvikling

Fra tolkning av grunnundersøkelser i kapittel 4.2 konkluderes det i denne rapporten at skredområdet i Leksvik består av mange skredgroper, som er knyttet sammen av en felles skredkant. Det er liten sannsynlighet for at disse enkeltstående skredhendelsene inntraff samtidig, trolig har bruddutviklingen skjedd i flere sekvenser. I dette delkapittelet blir det drøftet mulige årsaker for utløsning av et initialskred, samt årsaker og begrensninger for videreutvikling av skredet.

Tabell 4.1 oppsummerer betingelsene som blir diskutert i kapittel 4.3 og hvorvidt de er tolket til å ha vært av betydning for initialskred eller videreutvikling av skred.

Tabell 4.1: Oppsummering av årsaker og begrensninger for skredutvikling

Hva	Årsak til initialbrudd?	Betingelse/begrensning for sideveis videreutvikling
Skråningshelning	x	x
Lav skjærstyrke	Trolig	Trolig
Erosjon	-	Trolig ikke Ingen tydelige spor på batymetri
Tilstedeværelse av svake glideplan	-	Trolig ikke Ingen tydelige funn på grunnundersøkelser
Topografi	x	x
Sprøbruddmateriale	-	Trolig ja
Anleggsarbeid	x	-
Nedbør, vannstand	x	-

4.3.1 Topografi

Analyser av historiske skred i strandsonen har konkludert med at helning på sjøbunnen er av stor betydning for mulig skredutvikling (L'Heureux *et al.*, 2014; L'Heureux *et al.*, 2007; L'Heureux *et al.*, 2012; L'Heureux, Nordal og Austefjord, 2017). De fleste store skred har en naturlig skråningsgradient mellom 12°-21°, med en gjennomsnittlig helning på 16,7° (L'Heureux, 2013). For skredområdet i Leksvik har marbakken noe varierende skråningshelning. Utenfor Hjelopen, der moloen ble bygget, er helningen større enn 12°. Lenger øst, ved Hjelopsanden, er det slakere terreng (~8°). Det antas for denne rapporten at helningen har vært et viktig premiss for hvorfor skredet stanset akkurat der. I tillegg til slakere terreng er det en stor forsenkning i sjøbunnen mellom Hjelopen og Hjelopsanden. Det har trolig bidratt til å begrense utviklingen i østgående retning. Mindre skråningshelning finner en også der skredet har stanset i vest. Herfra viser grunnundersøkelser et relativt tynt dekke med løsmasser over berg. Dette kan med rimelig sikkerhet sies å være den avgjørende faktoren for hvorfor bruddutviklingen ikke forplantet seg videre vestover. Som beskrevet i kapittel 2.4 var fjelltopografien en avgjørende grunn til at også skredet i Orkdalsfjorden stoppet.

Topografi på land kan også spille en rolle for stabiliteten på sjøbunnen. For skredene presentert i kapittel 2.4 har bratte fjellsider ved fjorden medført en betydelig strømning av grunnvann ned mot strandsonen. Økt gjennomstrømning av marine avsetninger har resultert i utvasking av salter og dannelsen av kvikkleire (L'Heureux, 2013). Med referanse til kapittel 2.4 har belter av slik materialer fungert som glideplan for store flakskred mange år senere. Leksvik er preget av et nokså bratt terreng som er skrånende ned i fjorden. Grunnundersøkelsene på sjøbunnen antyder ikke tilstedeværelse av kvikkleire, men det er registrert sprøbruddmateriale. Med bakgrunn i tolkning av grunnundersøkelser i kapittel 4.2.1 er det ingen tydelige tegn på at et translasjonsbrudd har funnet sted i Leksvik. Derimot er det interessant å studere nærmere virkningen av sprøbruddmaterialet.

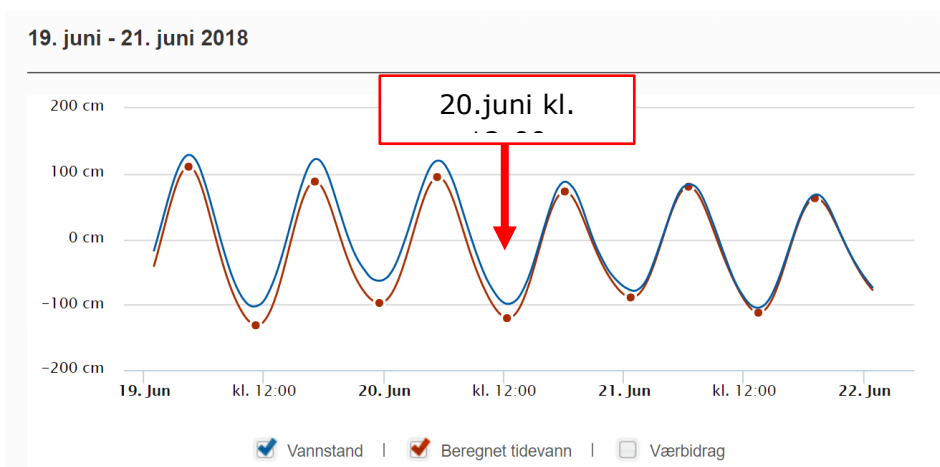
4.3.2 Erosjon

Fra klassisk stabilitetsanalyse er det kjent at sikkerheten i en skråning kan forverres når eroderende krefter virker i skråningståen. Som beskrevet i litteraturkapittelet er eroderende krefter i form av bølger og bekker fra land ofte en trussel for stabilitet i strandsonen. Om forholdene tillater kan bekker grave seg dypt i sjøbunnsedimentene og etterlate ustabile skråninger. Med referanse til kapittel 2.4 er bekkeerosjon diskutert å ha ført til en forverring av spenningssituasjonen i grunnen og dermed bidratt til sideveis forplantning av skredet i Orkdal (L'Heureux *et al.*, 2010).

Fleire bekker strømmer ut i Trondheimsfjorden langs skredområdet i Leksvik; Gravabekken ved Køysan i vest, Sagbekken ved Hjelopveien i øst, samt to bekker som har utløp på hver sin side av Smiberget ved Hjelopen. Kraftig bekkeerosjon vil som oftest være synlig på batymetri. Fra skredområdet i Leksvik er det ingen spor av kanaler eller viftedannelse, og dermed er det lite som taler for at denne typen erosjon har bidratt nevneverdig i destabilisering av massene.

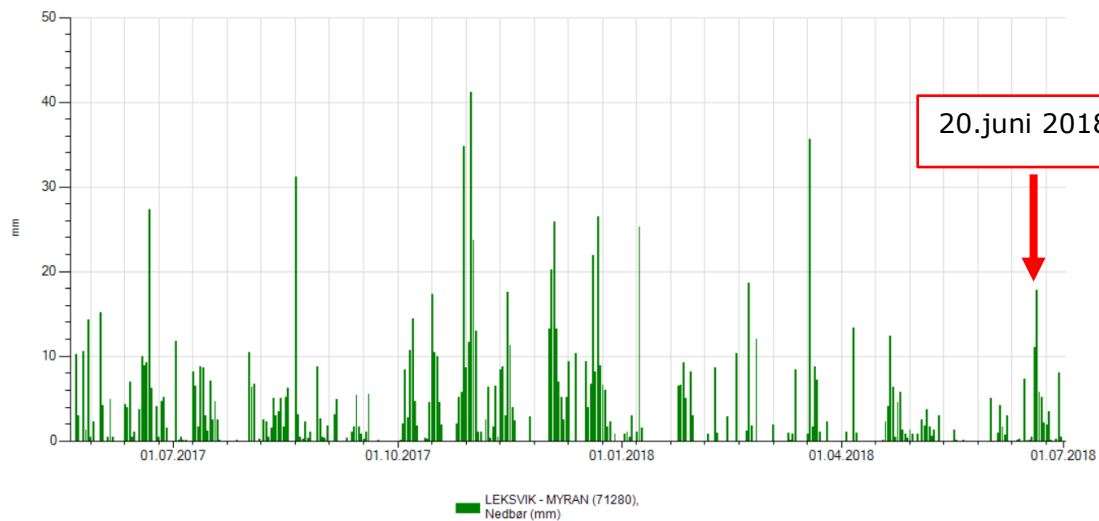
4.3.3 Vannstands nivå, klima og nedbør

De fleste skred i strandsonen skjer ved lavvann (L'Heureux et.al, 2011), hvilket også var tilfellet da Leksvikskredet først ble oppdaget. Onsdag 20.juni kl. 12:00 var vannstand på -97cm og beregnet tidevann -119cm i forhold til referansepunktet (normalnull 2000). Tidligere på våren ble det observert vannstander som var lavere enn dette. På kartverkets nettsider finner man at laveste vannstand for juni 2018 var -146cm (lørdag 16.juni). Tilsvarende var laveste verdier henholdsvis -160cm for mai og -175cm for mars 2018. Dette peker på at lavvann alene ikke var avgjørende for skredhendelsen, men heller en medvirkende faktor.



Figur 4.8: Vannstand og beregnet tidevann for Leksvik ved skredhendelsen. Data og plot hentet fra www.kartverket.no/sehavniva/

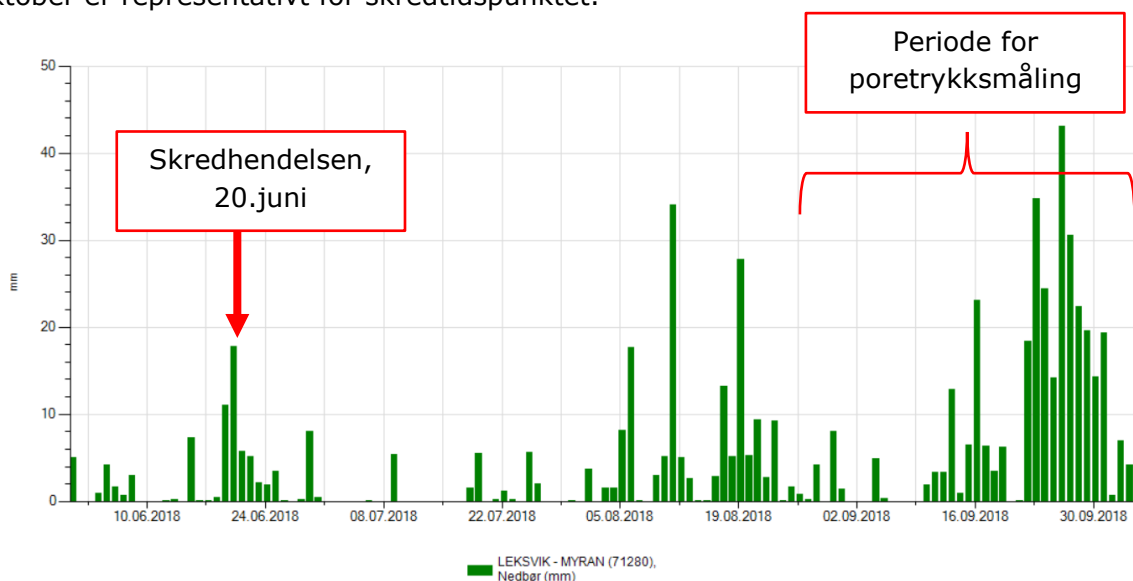
Som beskrevet i kapittel 2.2.1 er vær og klima viktige faktorer for skredutløsning, da det kan påvirke poretrykket i strandsedimentene. Det er kjent at store mengder smeltevann og nedbørsmengder har vært en nødvendig betingelse for flere historiske skred (L'Heureux et.al, 2011, Longva et.al, 2003). Registrert nedbørsmengde i Leksvik dagen før skredet var 17,8 mm, ifølge nedbørsstatistikken på www.senorge.no (Figur 4.10). Selv om dette er store mengder sammenlignet med resten av måneden, skiller det seg ikke nevneverdig fra registrert nedbør året i forveien (Figur 4.9). Det ansees derfor som lite sannsynlig at nedbør alene var en utløsende faktor. At den kraftige nedbørsmengden likevel kan ha ført til en midlertidig reduksjon av skråningsstabiliteten kan ikke utelukkes.



Figur 4.9: Registrert nedbør [mm] i Leksvik juli 2017 - juli 2018. Statistikk hentet fra www.senorge.no

4.3.4 Poretrykk

For registrering av poretrykk i skredområdet ble to elektriske målere installert i borehull 20 (kote +2,1), henholdsvis ved 4,0m og 6,5m dybde. De ble installert 27.08.2018 og siste måling var 04.10.2018 (Multiconsult, 2018). Den dypeste poretrykksmåleren registrerte målinger hver time, mens den grunnere var installert uten minne. Det er å forvente at det vil forekomme variasjoner i poretrykk i en periode fra august til oktober, som følge av naturlige årstidssvingninger i nedbør og temperatur. I perioden mellom installasjon og frem til 20.09 viste den dypere måleren relativt jevnt poretrykksnivå, med gjennomsnittlig høyde mellom kote +0,6 og +0,8. Se vedlegg C for fremstilling av poretrykksmålinger. Før siste avlesning skjedde et plutselig hopp og resulterte i poreovertrykk, ved kote +2,7m. Figur 4.10 avslører at det i samme periode var kraftig nedbør i området. På bakgrunn av dette er det ikke antatt at poreovertrykket målt i oktober er representativt for skredtidspunktet.



Figur 4.10: Nedbørsregistrering illustrerer hvorfor poretrykket økte kraftig like før siste avlesning. Store mengder nedbør kom i overgangen september/oktober

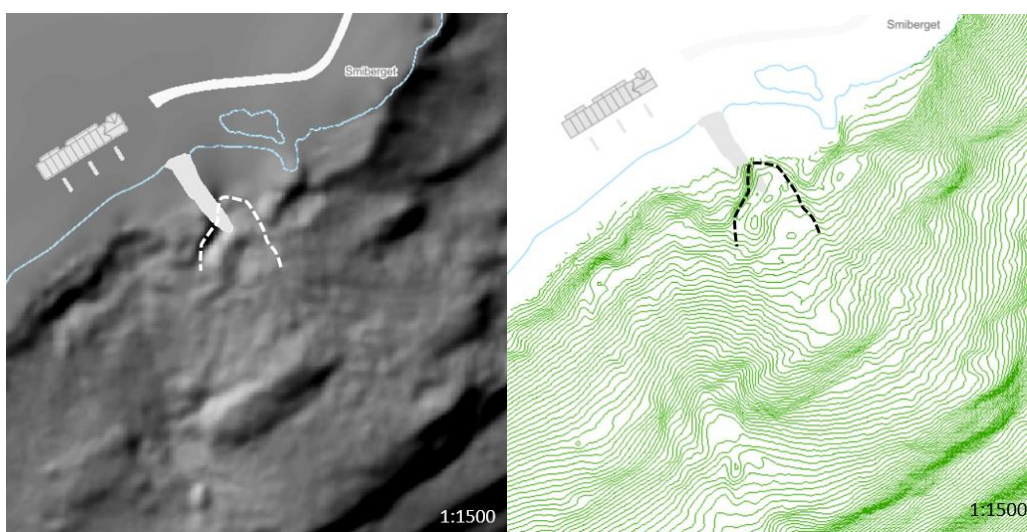
4.4.5 Anleggsvirksomhet

Som beskrevet i kapittel 2.2 er anleggsvirksomhet skyld i svært mange skredhendelser i strandsonen (L'Heureux *et al.*, 2011). Som regel er det faktorer til stede som muliggjør grunnbrudd, men anleggsvirksomhet er ofte den utløsende årsaken. I Leksvik ble første sprengning i forbindelse med moloutbyggingen gjort i januar 2018. Det ble registrert setninger foran sjøhusene ved Hjelopen og dette ble NVE varslet om. Videre ble det også registrert senkning av moloens østre del, underveis i byggingen. Rundt 20.mai økte intensiteten på byggingen av moloens vestre del. Siste salve ble skutt for sprengning av fjell omtrent en uke før skredet gikk. Som kjent fra erfaring (L'Heureux *et al.*, 2011) kan rystelser fra jordskjelv eller sprengningsarbeid redusere stabiliteten i sedimentene, slik at de er mer utsatt for grunnbrudd når andre utløsningsmekanismer virker inn. Rystelser fra sprengning i Smiberget kan ha vært en medvirkende årsak til grunnbruddet ved Hjelopen.

Det er rimelig å anta at en kombinasjon av belastning fra fyllingsarbeidet og uheldige grunnforhold er årsaken til skredet. Ved videre omtale av «initialskred» i denne rapporten refereres det til grunnbruddet ved i strandkanten ved Hjelopen.

5.7 Progressiv bruddutvikling

Som beskrevet i kapittel 4.2 er det ved enkelte steder i skredområdet funnet leire med sprøbruddsegenskaper. Tolkning av skredgropen fra initialskredet kan se ut til å ikke ligne skredgroper som klassiske rotasjonsbrudd etterlater. Skredgropen på Figur 4.11 kan se ut til å være større i utstrekning enn hva klassiske skålbrudd gir. Formen kan også minne om en flaskehals, som er typisk for bakoverrettet skredutvikling i sprøbruddmaterialer (L'Heureux, 2012).



Figur 4.11: Skredgrop fra initialskredet

Det kan argumenteres for at sensitiviteten på massene ikke er høy nok til å medføre progressiv bruddutvikling. Et motargument finnes i tolkningen av Storeggaraset, et av de største undersjøiske skredene som er registrert. Skredet oppstod på den norske kontinentalsokkelen utenfor Kristiansund for 8200 år siden, og har fått stor oppmerksomhet på grunn av utbyggingen av Ormen Lange-feltet, som ligger like utenfor skredkanten (Bryn *et al.*, 2005).

Tolkning av morfologi og seismikk har konkludert med at Storeggaskredet spredte seg lateralt og på en måte som ligner kvikkleireskred på land, og skredkanten viser tegn på det samme. Forskning har knyttet denne utviklingen opp mot sprøbruddegenskapene til den marine leiren, og at det er av stor sannsynlighet at skredet gikk som et progressivt brudd (Bryn *et al.*, 2005; Gauer *et al.*, 2005). Ved detaljerte studier av sedimentene er det funnet at leiren i skredområdet kan defineres som marine- og glasimarine leirer, men kan ikke defineres som veldig sensitivt materiale (Gauer *et al.*, 2005). Sensiviteten er funnet å være lite- til moderat sensitivt, med verdier mellom 1 og 3.

Betydning av sensitivitet er med dette trolig ikke avgjørende for om progressive brudd på sjøbunnen kan oppstå. Generelt er det funnet at leirer med lav skjærfasthet ($S_{uA}/\sigma'_{v0} < 0,5$) opplever størst effekt av sprøbrudd. Særlig gjeldet dette for de tilfellene der det er lav, tilnærmet konstant skjærstyrke i de øverste 2-5 dybdemeterne (Fornes og Jostad, 2014).

Dette er interessant for situasjonen i Leksvik. Skjærstyrkeforholdene i skredområdet ved Hjelopen blir drøftet nærmere i kapittel 5.

Kapittel 5

Analyse og modellering

Dette kapittelet tar for seg analyser og beregninger av skråningsstabiliteten ved Hjelopen i Leksvik. Intensjonen er at resultater fra stabilitetsberegninger skal kunne gi en indikasjon på hvordan skredutviklingen i Leksvik foregikk og hva som var hendelsesforløpet.

Kapittel 5.1 beskriver hvilke tilnærminger som er gjort for å studere skredutviklingen, i tillegg til fremgangsmåten for beregningene. Herunder kommer også beskrivelser av modeller og profiler benyttet i analysen. Geotekniske parametere er beskrevet i kapittel 5.2. Det innebærer håndberegninger og modellering av skjærfasthet, samt valg av materialparametere.

5.1 Analyse

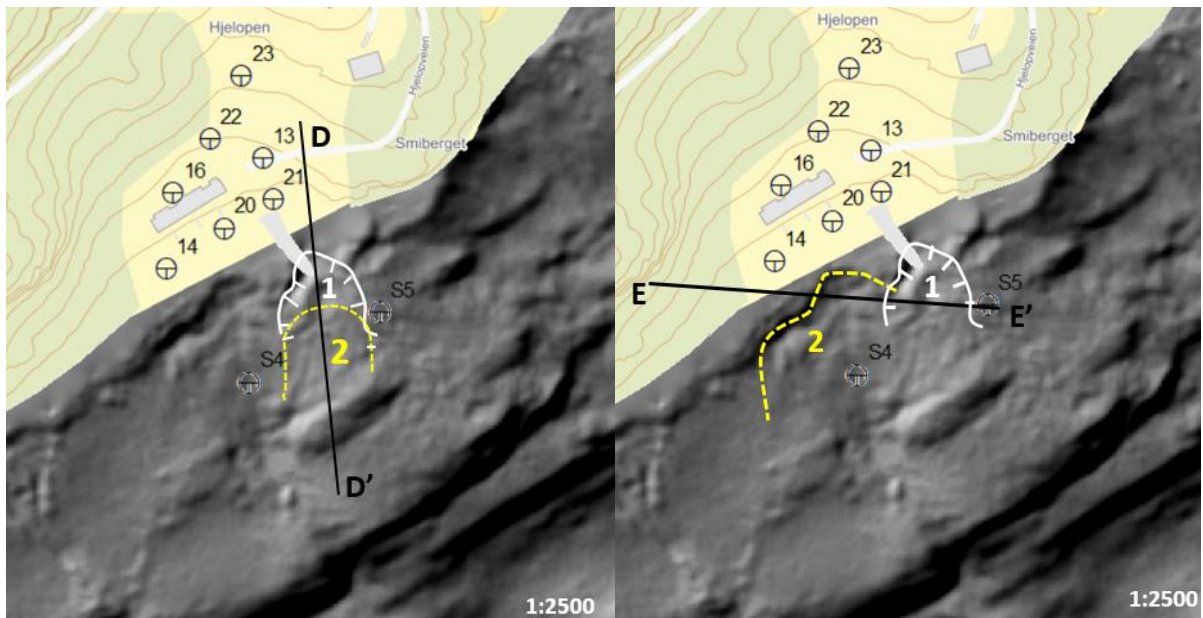
Til grunn for analysene i dette kapittelet er antagelsen om at skredsekvensen i Leksvik startet i strandsonen ved Hjelopen, og at initialskredet inntraff som følge av anleggsarbeid, i kombinasjon med uheldige grunnforhold. En forutsetning for beregningene i påfølgende kapitler er teorien om at initialskredet åpnet «porten» for videre skredutvikling, og at den totale skredhendelsen består av flere skråningsbrudd. Formålet med videre analyser er å finne ut hva som kan ha vært steg nummer to i skredsekvensen. Det legges derfor frem to hypoteser for hvordan hendelsen kan ha artet seg. Stabilitetsberegninger blir gjort i henhold til disse hypotesene og resultatene presenteres deretter i kapittel 6:

- Initialbrudd oppstår som følge av fyllingsarbeid (kapittel 5.1.1)
- Hypotese 1: initialskred forårsaker ustabile grunnforhold lenger ut på skråningen og gir fremoverrettet skredutvikling (kapittel 5.1.2)
- Hypotese 2: initialskred etterlater en skredgrop og gjør skråningene til vest mindre stabile og utløser en «dominoeffekt» langs strandsonen (kapittel 5.1.3)

For stabilitetsberegninger tilknyttet initialscredet og hypotese 1 benyttes samme terrengprofil (profil D-D'). Hypotese 2 undersøkes med et profil som går gjennom den første skredgropen (profil E-E'). Profilene og utgangspunktet for hypotesetestene er gitt av Figur 5.1. Hypotesetesten belager seg på at den situasjonen som medfører lavest sikkerhet i skråningen representerer den mest sannsynlige utviklingen.

På grunn av manglende sikker informasjon om topografi og skjærstyrke på sjøbunnen ligger det i sakens natur at det blir gjort en rekke antagelser for vurderingene i dette kapitlet, både for skråningsmodellering og beregning av skjærstyrke.

To ulike simuleringsprogram benyttes for stabilitetsberegninger, henholdsvis et LEM-program basert på lamellemetoden (Slide) og et FEM-program basert på endelig elementmetode (Plaxis 2D). Da den fullstendige skredutviklingen kun tok 20-30 minutter og grunnforholdene består av leire, benyttes totalspenningsanalyse med udrenert leire. For udrenerte beregninger i PLAXIS er det generelt benyttet tre ulike faser for simulering: en initialfase for å oppnå spenningslikevekt, elastoplastiske beregningsfaser og sikkerhetsfaser med c - ϕ -reduksjon.



Figur 5.1: Profiler for stabilitetsberegning: D-D' og E-E'

5.1.1 Manipulert initialscred

Det er i første omgang ønskelig å tilbakeregne initialscredet. Dette gjøres med antagelsen om at de lokale grunnforholdene ved Hjelopen ikke tålte vekten av fyllingsarbeidet fra moloen. Formålet er å simulere en skråningssituasjon som medfører et grunnbrudd som ligner mest på det faktiske skredet. Manipulasjon av initialscredet vil gi nyttig informasjon om skjærstyrkeforholdene i grunnen, som kan benyttes for videre simuleringer.

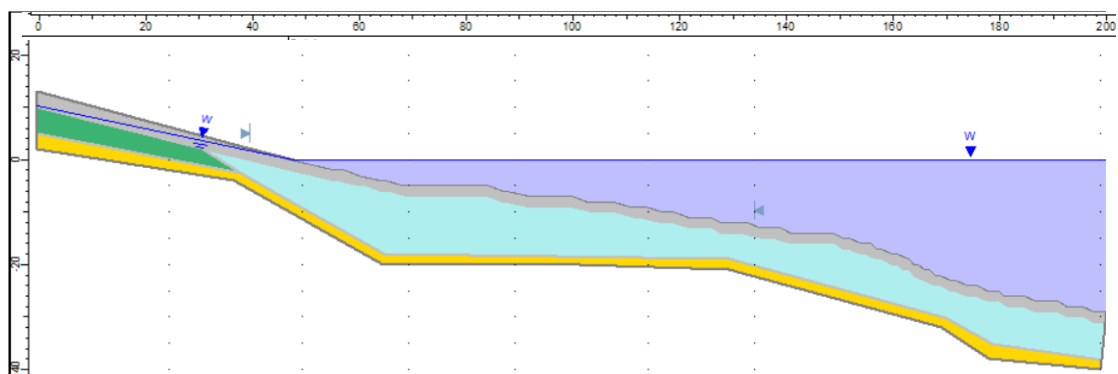
Observasjoner og studier av batymetri peker på at initialscredet resulterte i en grop med 4 – 7m dybde. Batymetri vitner videre om at store deler av moloen skled ut på sjøbunnen, omtrent 140m ut i fjorden. For analyse av initialscredet er et profil er tegnet i skråningens lengderetning, illustrert av profil D-D' i Figur 5.1. Ved å simulere moloen som et trinnvis fyllingsarbeid, kan stabilitetsvurderinger gjøres før, under og etter utbyggingen. Første nivå av fyllingen legges til kote +0 m, deretter til +2 m og til slutt ved +3,5 m.

Modellering av skråning (profil D-D')

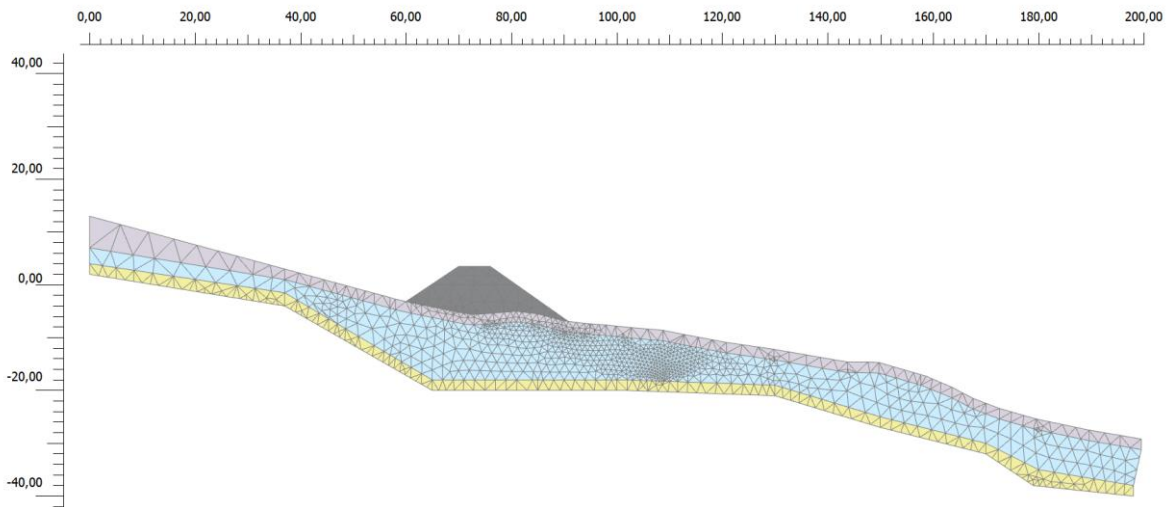
Profil D-D' er 200m langt og strekker seg fra et punkt i skråningen like vest for Smiberget, gjennom anleggsområdet for moloen og omtrent 150m ut i fjorden. Skråningsmodellen i Slide kan sees i Figur 5.2. Her er vannstanden tatt med, ved $y = 0$. Plaxis-modellen, inkludert fyllingen, er illustrert i Figur 5.3. Moloens ankerfeste er i $x = 60m$ og har en stigning på 30° .

Tabell 5.1: Koordinater for start- og endepunkt for profil D-D'

UTM 32	Nord	Øst
Startpunkt	7062411.462	582649.591
Endepunkt	7062211.95	582677.5



Figur 5.2: Skråningsmodell i Slide



Figur 5.3: Skråningsmodell i PLAXIS 2D.

Figuren viser geometri og situasjon for ferdigstilt fylling, opp til +3,5m. Figuren viser også generert «mesh». Inndelingen er fin (0,04002), med 2128 elementer og 17473 noder

Beregninger i Slide

I Slide-modellen er det lag inn noen få forhåndsbedingungen for bruddsituasjonen. Det er definert at skjærsirkelen skal være sirkulær, og at kritisk sirkel skal finne sted i skråningens lengderetning mellom $x = 45$ og $x = 200$. Krav til dybde på kritisk sirkel er satt til minimum dybde = 2m, for å sørge for at kritisk sirkel faktisk går gjennom leirlaget og ikke bare gjennom fyllingen.

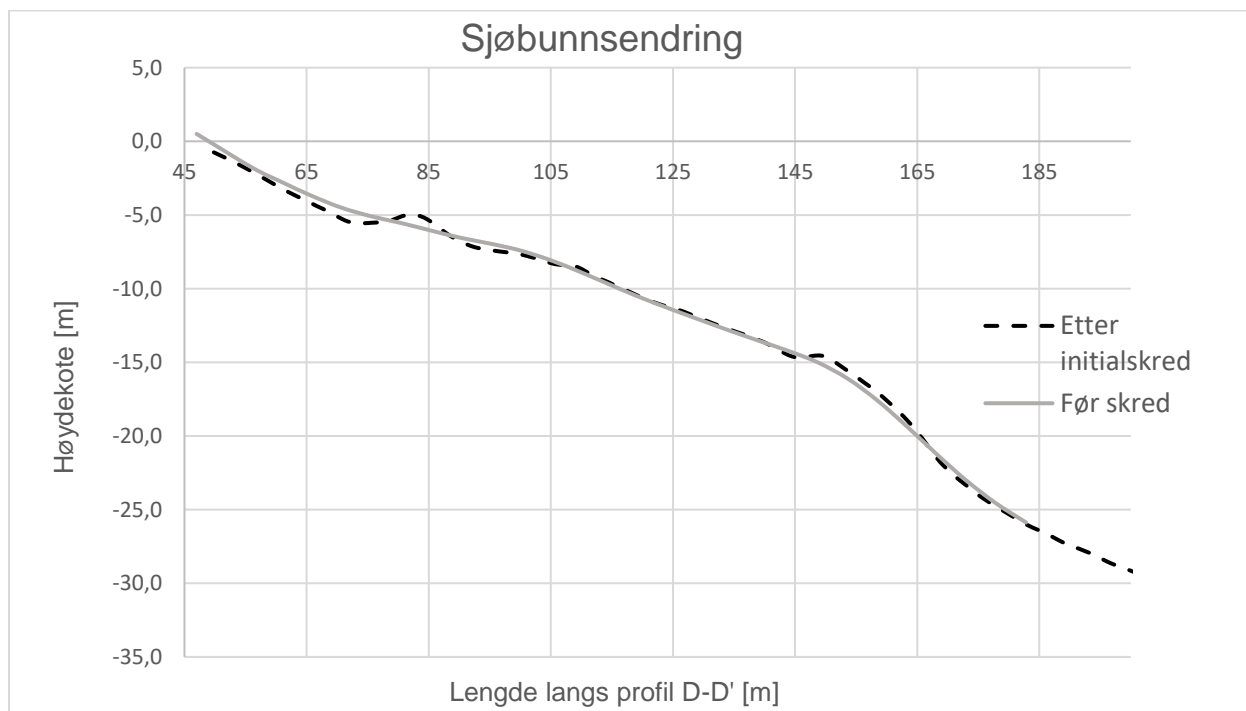
Beregningsfaser i PLAXIS 2D

1. Etablering av initialspenninger
2. Nullsituasjon med naturlig skråning
3. Fase med c - reduksjon for å vurdere sikkerhet
4. Fylling nivå 1
5. Fase med c - ϕ reduksjon for å vurdere sikkerhet
6. Fylling nivå 2
7. Fase med c - ϕ reduksjon for å vurdere sikkerhet
8. Fylling nivå 3
9. Fase med c - ϕ reduksjon for å vurdere sikkerhet

5.1.2 Videreutvikling av skred: Hypotese 1

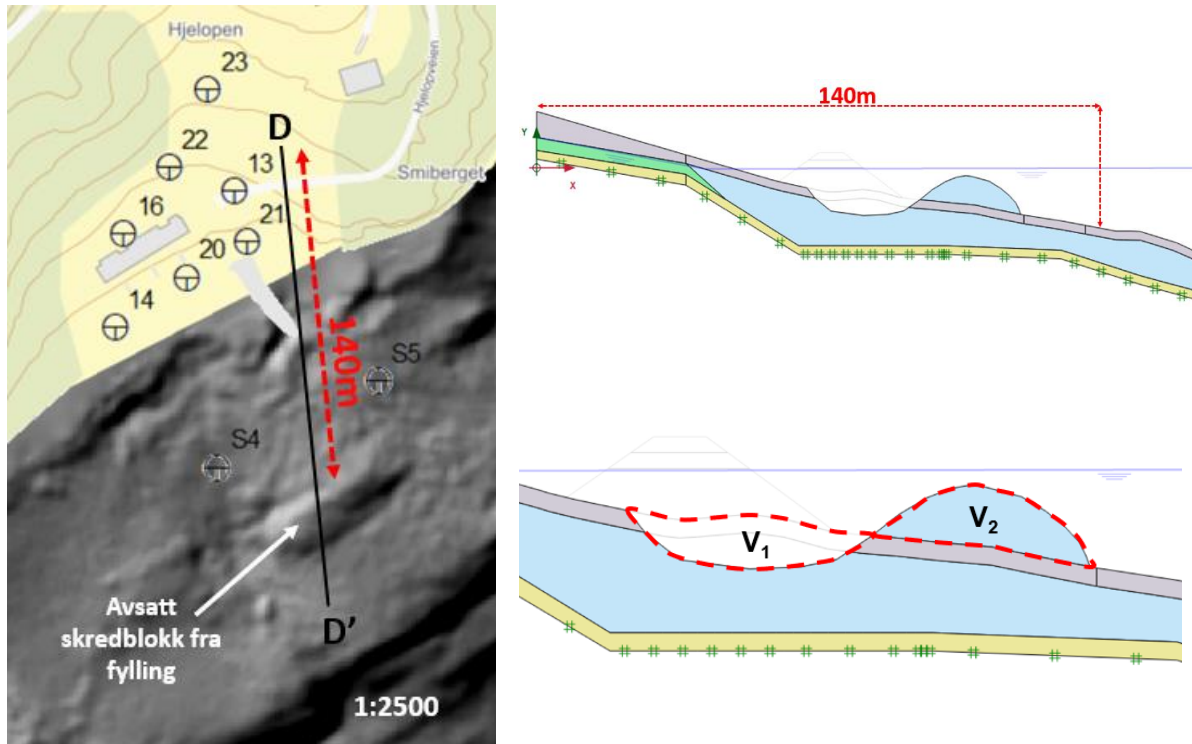
Figur 5.4 viser hvordan sjøbunnen så ut henholdsvis før og etter skred. Plottet tyder ikke på betraktelige endringer på sjøbunnen, selv om en skredgrop med 4-7m dybde er observert. Terrengkoter før skredhendelsen er basert på målinger med 5m-koter og medfører noe usikkerhet. Blant annet mangler det dybdekoter for et belte langs strandkanten. Noen nødvendige antagelser er derfor gjort for hvordan topografien så ut før skred og hvordan skredgropen så ut etter initialscred.

Marbakken utenfor Hjelopen er relativt slak. Nærmest strandkanten er helningen over 12° , men lenger ut på sjøbunnen ($\sim 100\text{m}$) er helningen omtrent 8° . For hypotese 1 ligger det til grunn at skråningshelningen tillater at massene fra initialscredet ikke blir fraktet langt ut på fjorden, men blir avsatt like foran skredgropen. Gitt at grunnforholdene ikke tåler lastøkningen fra skredmassene, fører det til en ny, ustabil situasjon. Hypotese 1 går ut på at dersom skråningen blir tilstrekkelig ustabil, inntreffer et nytt grunnbrudd, like i forkant av skredgropen. Dersom numeriske analyser gir resultater som støtter denne hypotesen, vil det tale for at skred nummer to er en foroverrettet videreutvikling av første skred.



Figur 5.4: Dybdeplot for profil D-D' viser sjøbunnsendringen etter skred. Det er omtrent 8 graders helning på sjøbunnen der skredmassene avsettes i henhold til hypotese 1

Premisset for simuleringen er at den delen av moloen som ble tatt av skredet, sklir lenger ut på sjøbunnen (~140m langs profilet) og støttes opp av den underliggende geologien der. Analysen baserer seg derfor kun på forflytning av skredmasser fra grunnen, der volum avsatte skredmasser tilsvarer volum av fjernet masse fra skredgropen ($V_1 = V_2$). Se Figur 5.5.



Figur 5.5: Prinsippskisse forklarer premissene for hypotese 2

Beregningsfaser i PLAXIS 2D

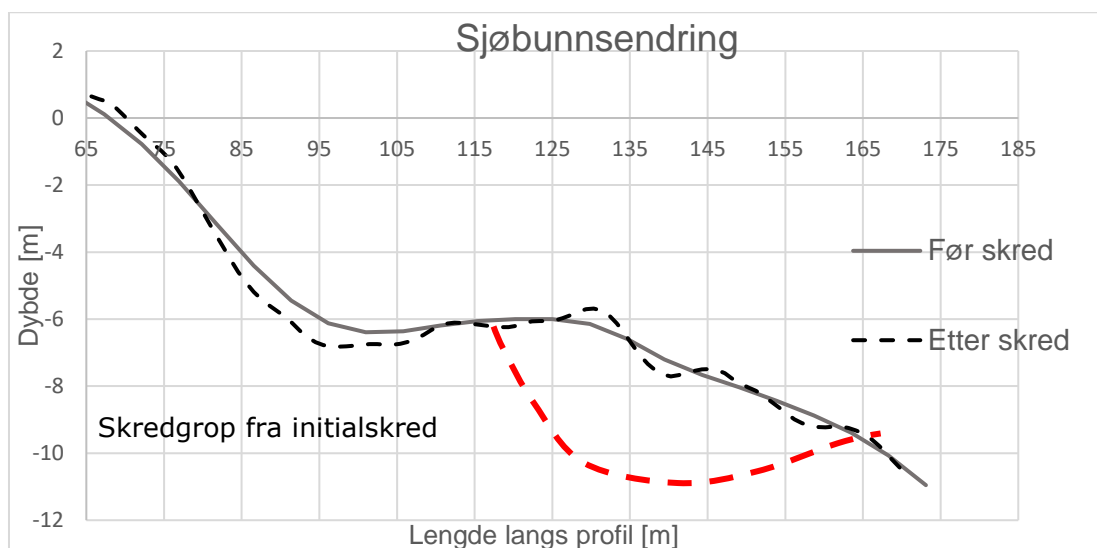
1. Etablering av initialspenninger
2. Nullsituasjon med naturlig skråning
3. Fase med $c-\phi$ reduksjon for å vurdere sikkerhet
4. Utgravning etter initialskred
5. Fase med $c-\phi$ reduksjon for å vurdere sikkerhet
6. Belastning av skråningen i form av skredmasser
7. Fase med $c-\phi$ reduksjon for å vurdere sikkerhet

5.1.3 Videreutvikling av skred: Hypotese 2

Fra stabilitetsteori er det kjent sikkerheten i en skråning svekkes når drivende krefter blir større enn kapasiteten i grunnen. Det kan skje ved økt belastning på toppen eller ved at masser i bunnen av en skråning fjernes, eksempelvis ved erosjon eller utgravning. For situasjonen i Leksvik er det ønskelig å undersøke hvordan massene ved siden av initialscredet reagerer på det første grunnbruddet. Profilet som vurderes (E-E') går på tvers gjennom skredområdet, som en kan se av Figur 5.1. Hypotese 2 går ut på at initialscredet virker som en utgravning i skråningen. Formålet er å studere hva som skjer med de bakenforliggende massene like etter det første bruddet. Analyser i Plaxis kjøres for å se om en utgravning i skråningen vil svekke stabiliteten i de bakenforliggende massene, og hvorvidt det er tilstrekkelig til å medføre et nytt grunnbrudd.

Modellering i PLAXIS 2D

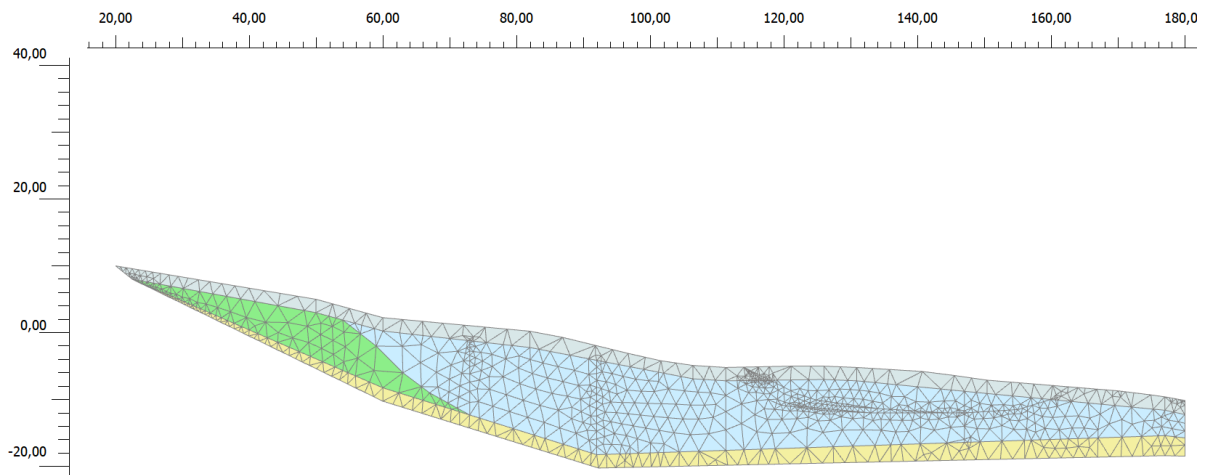
Figur 5.6 viser sjøbunnen langs profil E-E'. Plottet er basert på 5m-koter fra sjøbunnsmålingene og er hentet fra ArcMap. Frem til omtrent 114m langs profilet ansees sjøbunnen å være upåvirket av skred (grå linje), da det her skal undersøkes for en situasjon der kun initialscredet har gått. Skredgropen er tegnet inn i figuren, omtrent 5m dyp på det meste. Helningen på kurven er ikke endelig. For analysene i Plaxis er ulike helningsvinkler på skredgropen benyttet for å studere effekten på stabilitetssituasjonen, se figur Figur 5.7.



Figur 5.6: Sjøbunnsendring langs profil E-E'

Tabell 5.2: Koordinater for start- og endepunkt for profil E-E'

UTM 32	Nord	Øst
Startpunkt	7062334.38	582516.72
Endepunkt	7062313.70	582692.30



Figur 5.7: Profil E-E' fra Plaxis, benyttet for å teste hypotese 2. Figuren viser inndelt mesh (fine = 0,04002) generert 1849 elementer og 15310 noder

Beregningsfaser i PLAXIS 2D

1. Etablering av initialspenninger
2. Nullsituasjon med naturlig skråning
3. Fase med c - ϕ reduksjon for å vurdere sikkerhet (FoS)
4. Utgravning med valgt helning
 - a. Helning 1:2
 - b. Helning 1:1,5
 - c. Helning 1:1
 - d. Helning 1:0,75
5. Fase med c - ϕ reduksjon for å vurdere sikkerhet (FoS)

5.2 Geotekniske parametere

5.2.1 Skjærstyrke

For vurdering av skjærstyrke blir det tatt utgangspunkt i den foreslåtte rangeringen for valg av S_{uA} -profil, gjengitt i kapittel 3.2 (Oset *et al.*, 2015). Treksialforsøk av god prøve kvalitet er i anbefalingen angitt som den viktigste kilden for gode skjærstyrkeverdier. Nest størst vekt tillegges verdier fra trykksondering, dernest erfaringsverdier, og til slutt enklere laboratorietester.

Skjærstyrke på land

Treksialforsøk i Leksvik er gjort på land, for prøver fra borehull 20 og 26. Punkt 26 befinner seg på jordet rett øst for Smiberget og borehull 20 befinner seg i strandkanten der anleggsarbeidet pågikk. Tolkning fra disse er oppsummert i Tabell 5.3. Prøvene er av god kvalitet, men kan ikke kategoriseres som kvalitetsklasse 1.

Tabell 5.3: Treksforsøk fra Leksvik. Krav til kvalitetsklasse basert på Eurokode 7 Del 2, punkt 3.4.1 (Standard Norge, 2007). Tolkning av verdier er gjort av NGI (2019)

Borehull	Dybde for måling [m]	Kvalitet	S_{uA} [kPa]
20	4,44	2	30
26	3,98	2	34

Trykksondering (CPTU) er gjort i borehull 14 og 20, begge i strandkanten ved Hjelopen. Den fullstendige tolkningen av aktiv skjærstyrke gjort av NGI (Vedlegg B). For borehull 20 er det forholdsvis stor variasjon i verdier for skjærstyrke. Treks fra borehull 20 gir $S_{uA} = 30$ kPa. Dette er lavere enn verdier fra CPTU, og også en god del lavere enn hva SHANSEP-forholdene gir. Udrenert skjærfasthet fra konustesting gir noe lavere verdier, med høyeste $S_{uA} = 25$ kPa i dybde 4,2. I borehull 14 er det mindre sprik i datasettene. Her fremkommer det at S_{uA} -profil fra henholdsvis CPTU og SHANSEP-beregninger sammenfaller godt. For strandsonen legges det derfor størst vekt på S_{uA} fra punkt 14.

Skjærstyrke på sjøbunnen

På sjøbunnen har trykksonderinger blitt gjort i to borehull, begge utenfor skredområdet (S6, S10). Borplanen er lagt ved i Vedlegg A. Ved Hjelopen er konusforsøk kun gjort på en prøveserie fra punkt S5, der øvre deler av sjøbunnen er tatt av initialscredet og de gjenliggende massene er følgelig forstyrret. Fra punkt S6, ved Hjelopsanden, gir tolkede verdier fra CPTU at konsolideringsgraden er mellom 2 og 3 for de første 2-4 dybdemeterne, før OCR ligger på $\sim 1,5$ for dypere lag. Basert på NGIs tolkninger (Vedlegg 4) er det antatt at konsolideringsgraden for leiren ved Hjelopsanden er noe høyere enn den er lenger vest.

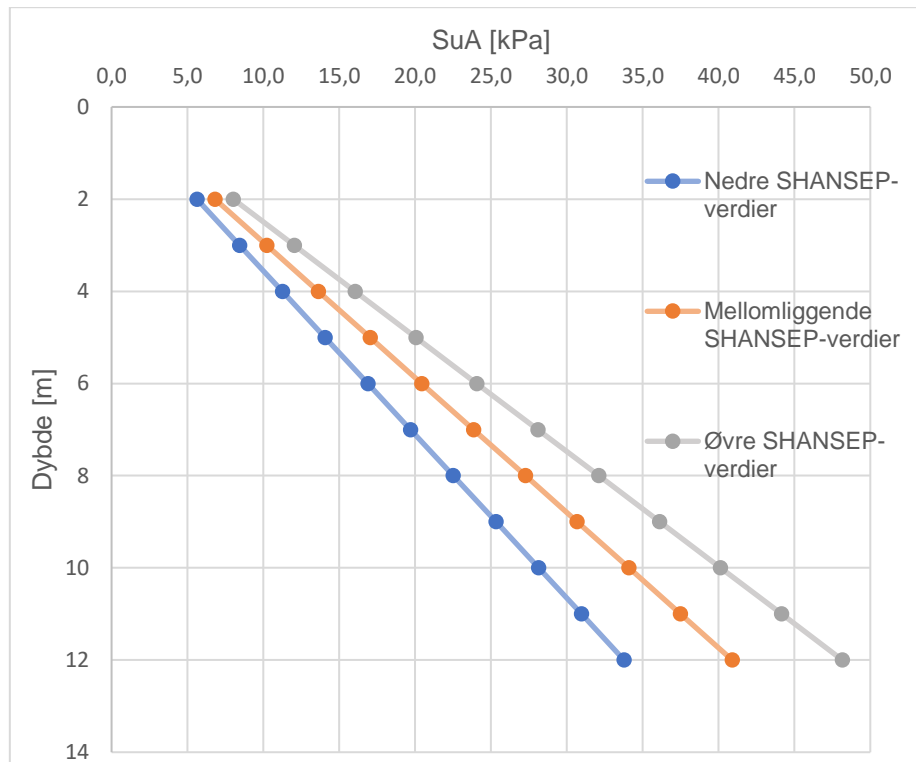
Dette gir et svært tynt grunnlag for bestemmelser av skjærfastheten på sjøbunnen. Det foreligger ikke treaksialprøver av god prøve kvalitet og det er ikke gjort trykksondering på sjøbunnen ved Hjelopen. I henhold til teori i kapittel 3.1 blir derfor empiriske SHANSEP-forhold benyttet for vurdering av aktiv udrenert skjærstyrke, S_{uA} på sjøbunnen ved initialscredet.

På sjøbunnen foregår det en kontinuerlig avsetningsprosess, med stadig tilførsel av nytt materiale. Det antas derfor at sjøbunnen er preget av en svært ung leire, som er tilnærmet normalkonsolidert. Grunnet effekter fra erosjon og noe aldring av sedimentene i strandkanten er det likevel gjort en vurdering om at leiren er noe overkonsolidert, hvilket gir grunnlaget for å bestemme $OCR = 1,2$. I SHANSEP-forholdet (ligning 3.5) er også effektiv overlagingsspenning en variabel. I toppen av leirlaget (dybde 2m) er effektivspenning før skredhendelsen er satt til $\sigma'_{v0} = \gamma \cdot z = 10 \cdot 2 = 20$ kPa. Dette samsvarer med $\sigma'_{v0} = p_0'$ fra trykksondering i borehull S6.

Videre i denne oppgaven blir det gjort stabilitetsberegninger for ulike skjærstyrkeforhold. På grunn av betingelsene gitt av Plaxis er det som forklart i kapittel 3.1.1 nødvendig å bruke Mohr-Coulomb som jordmodell i initialfasene. Skjærstyrke for Mohr-Coulomb-jordmodell, S_u , er beregnet som et gjennomsnitt av aktiv, passiv og direkte skjærfasthet (ligning 5.1).

$$S_u = \frac{S_{uA} + S_{uD} + S_{uP}}{3} \quad 5.1$$

Aktiv skjærstyrke er beregnet med utgangspunkt empiriske forholdstall gitt i kapittel 3.1. Figur 5.8 og Figur 5.9 viser resultatet av beregningene og hvordan skjærfastheten øker med dybde. I modellering av skråningen antas det at det er to meter med sand overliggende leiren. Skjærstyrke er kalkulert for toppen av leirlaget (dybde 2m), for de tre ulike nivåene av SHANSEP-konstanter (nedre, øvre, mellomliggende).

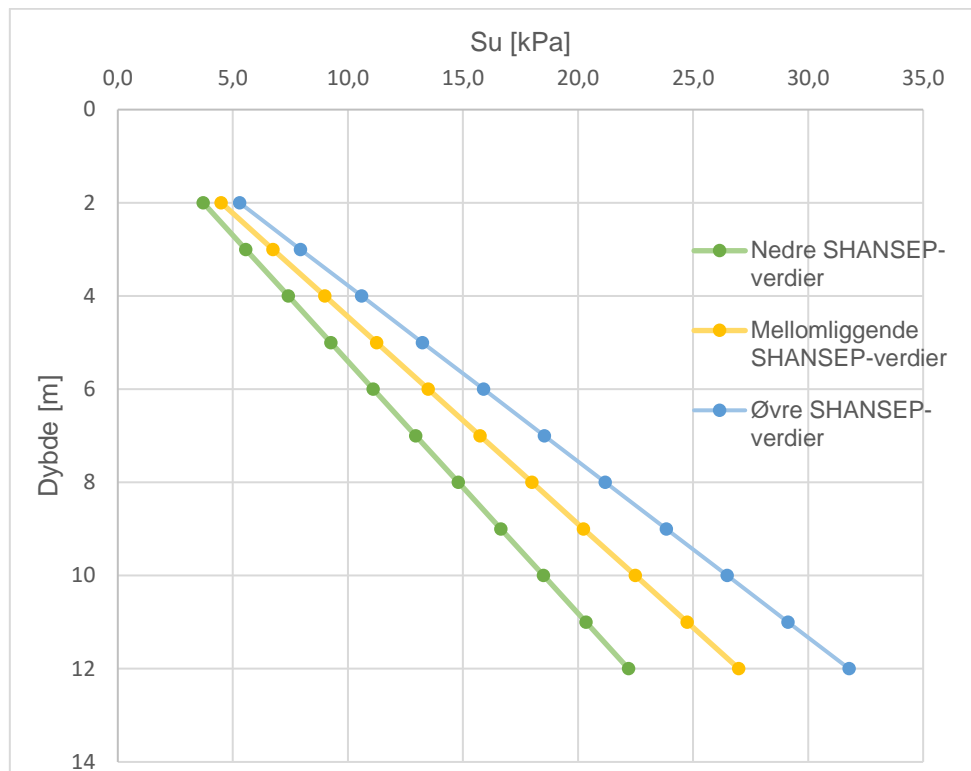


Figur 5.8: SHANSEP-analyse resultater i aktiv skjærstyrke for normalt konsolidert leire på sjøbunnen

Nedre; $a = 0,25$ og $m = 0,65$

Midtre; $a = 0,30$ og $m = 0,70$

Øvre; $a = 0,35$ og $m = 0,75$



Figur 5.9: Fordeling av skjærfasthet, S_u , i leira. Skjærstyrken er et gjennomsnitt av henholdsvis aktiv, passiv og direkte skjær for de tre ulike nivåene av konstanter for SHANSEP-analyse.

Nedre; $\alpha = 0,25$ og $m = 0,65$

Midtre; $\alpha = 0,30$ og $m = 0,70$

Øvre; $\alpha = 0,35$ og $m = 0,75$

Tabell 5.3 oppsummerer beregnet skjærfasthet i toppen av leirlaget, henholdsvis for aktiv, passiv og direkte skjær, samt for et gjennomsnitt for disse, som bare kalles S_u . Hver av disse er beregnet for de tre ulike SHANSEP-forholdene. Referansepunktet er ved to meters dybde, der leirlaget begynner.

For analyse av stabiliteten ved Hjelopen gjøres det vurderinger av to ulike situasjoner for initialbrudd. Det første tilfellet tar for seg en homogen leire, med lik S_{uA} (S_u for Slide-analyser) for hele materialet. I det andre tilfellet vurderes skråningen med skjærstyrke som øker med dybde, i henhold til Figur 5.8 og Figur 5.9. Hvordan skjærfasthet er modellert i de to ulike analyseprogrammene beskrives nærmere i kapittel 5.2.2.

For situasjonen med lik skjærfasthet for hele leira, er det valgt en karakteristisk gjennomsnittsverdi, basert på skjærstyrken til de tilgjengelige dybdene. Leirlaget i profil D-D' har på det meste en mektighet på 11m, like under fyllingen. Følgende verdier benyttes i de forenklede analysene:

- Nedre Shansep-parametere: $S_{uA} = 20$ kPa (gjennomsnitt for 11m dybde). Tilsvarende for Mohr-Coulomb-modell benyttes $S_u = 13$ kPa.
- Mellomliggende Shansep-parametere: $S_{uA} = 24$ kPa (gjennomsnitt for 11m dybde). Tilsvarende for Mohr-Coulomb-modell benyttes $S_u = 16$ kPa.

- Øvre Shansep-parametere: $S_{uA} = 28$ kPa (gjennomsnitt for 11m dybde). Tilsvarende for Mohr-Coulomb-modell benyttes $S_u = 20$ kPa.

Tabell 5.4: Verdier for S_{uA} og S_u fra SHANSEP-analyse

S _u varierer med dybde/øker med dybde										
Variabler			NGI-ADP						Mohr-Coulomb	
			Aktivt skjær		Direkte skjær $\frac{S_{uD}}{S_{uA}} = 0,63$		Passivt skjær $\frac{S_{uP}}{S_{uA}} = 0,35$		S _u	
Dybde [m]	σ'_{v0} [kPa]	Shansep-konstanter	S _{uA, ref.} [kPa]	S _{uA, inc.} [kPa]	S _{uD, ref.} [kPa]	S _{uD, inc.} [kPa]	S _{uP, ref.} [kPa]	S _{uP, inc.} [kPa]	S _{u, ref.} [kPa]	S _{u, inc.} [kPa]
2	20	Nedre	5,6	2,8	3,5	1,8	2,0	0,96	3,7	1,8
		Mellom	6,8	3,4	4,3	2,1	2,4	1,2	4,5	2,2
		Øvre	8,0	4,0	5,1	2,5	2,8	1,4	5,3	2,6

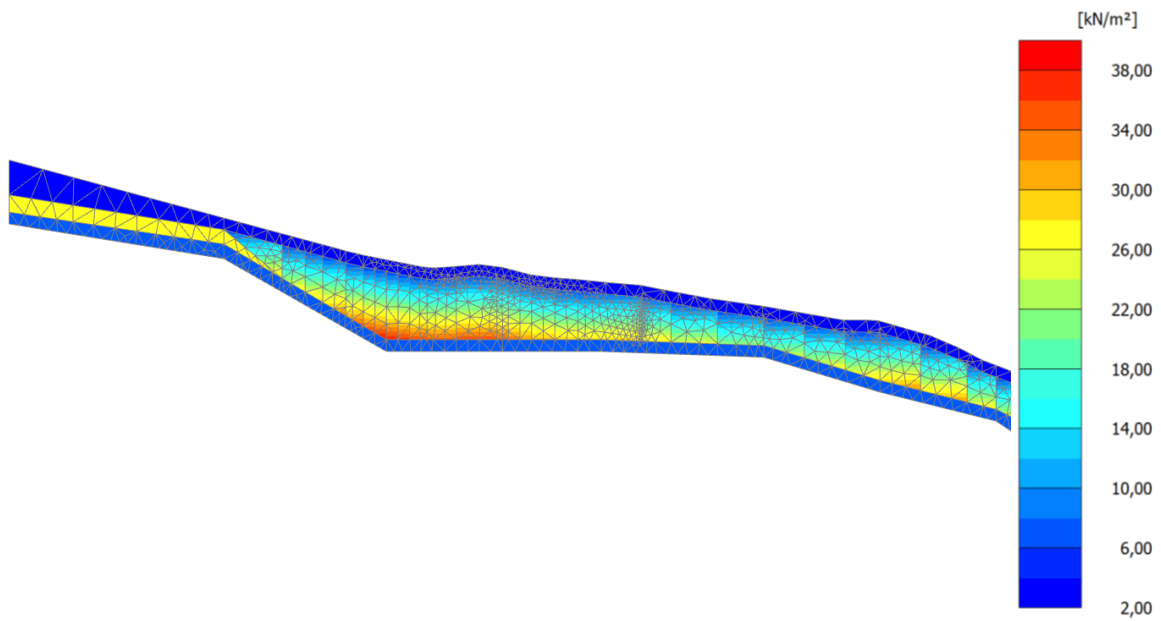
5.2.2 Modellering av skjærstyrke

Hvordan skjærstyrke defineres for en modell avhenger av det enkelte analyseverktøyet som benyttes. For noen programvarer beskrives skjærstyrken for et jordvolum gjennom interpolasjon mellom gitte styrkeprofiler. Dersom en har et kjent styrkeprofil i toppen av en skråning og et annet i foten av den samme skråningen, vil programmet automatisk generere et styrkeprofil for jordvolumet mellom dem.

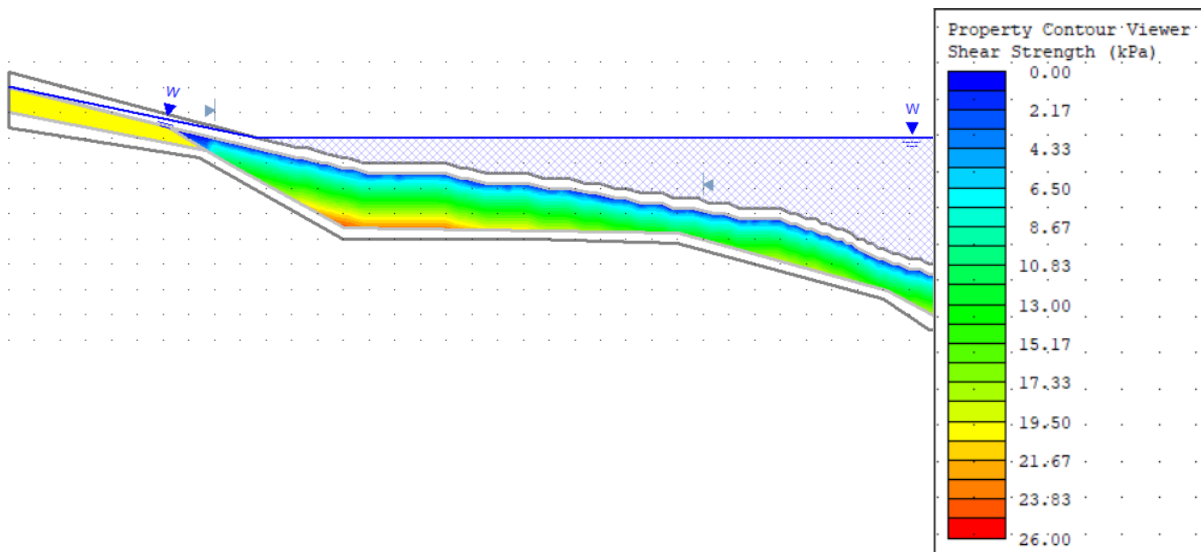
For udrenerte analyser i 'Slide' kan en velge om skjærstyrke skal holdes konstant eller variere med dybde. Dersom en ønsker det sistnevnte kan brukeren selv bestemme referansepunkt og inkrement som beskriver skjærstyrkeutviklingen. Endringen kan skje per dybdemeter fra toppen av det aktuelle laget, i forhold til en valgt horisontal referanse, eller med avstand til skråningen. Dette gjør Slide til et fleksibelt verktøy. Denne egenskapen har ikke Plaxis 2D. I de innebygde modellene for Plaxis som benyttes i denne oppgaven, Mohr-Coulomb og NGI-ADP, oppgis styrkeparameterne for udrenert tilfelle i henhold til en høydereferanse, y_{ref} . For et valgt materiale vil derfor skjærstyrken øke med høydereferanse og ikke med dybde. I stabilitetsanalysen av skråningen har det vært ønskelig å angi skjærstyrke langs den skrånende havbunnen som angitt i Figur 5.8.

Ulike tilnærminger er gjort for å beskrive skjærstyrkeforholdene i Plaxis. En tilnærming har vært å se på leiren som fullstendig homogen. En karakteristisk skjærfasthet er derfor valgt for å være gyldig for hele materialet, uavhengig av dybde. En annen fremgangsmåte har vært å dele inn sjøbunnen i «slices» eller vertikale enheter. For alle enhetene er skjærfasthet i toppen av laget ($S_{uA, ref.}$) og økning per dybdemeter ($S_{uA, inc.}$) konstant, mens referansepunktet ($y_{ref.}$) varierer. På den måten oppnås et realistisk skjærstyrkeprofil for hver «slice». Skjærstyrkefordeling for henholdsvis Plaxis 2D og Slide er gitt av

Figur 5.10 og Figur 5.11.



Figur 5.10: Skjærstyrkefordeling i Plaxis 2D, for udrenert leire. Figuren viser fordeling av kohesjon ($S_u = c$, for udrenrt materiale). Inndeling av vertikale elementer gir økende skjærstyrke med dybde, og ikke i henhold til høyde.



Figur 5.11: Skjærstyrkefordeling i Slide for udrenert leire. Viser fordeling av S_u . Det er gitt at skjærstyrkefordelingen skal skje fra toppen av leirlaget og øke med dybde

5.2.3 Materialvalg

Lagdelingen i skråningene i Leksvik er modellert med et topplag av sand, med påfølgende leire, frem til et bunnlag av morene over fjell.

Både drenasjetype «undrained (C)» og «undrained (B)» er benyttet for analyser i Plaxis. Begge brukes for udrenerte analyse (korttids oppførsel) med skjærstyrke definert av udrenerte parametere. Forskjellen ligger i beregning av poreovertrykk. For undrained (C) beregnes ikke poretrykk eksplisitt, men blir inkludert i effektivspenningene. Ved bruk av undrained (B) blir jorden automatisk tilegnet en stor «Bulk-stiffness» for vann. Det gjøres for å forhindre volumendringer og gjøre jorden inkompressibel. Poreovertrykk kan da eksplisitt beregnes.

For denne rapporten benyttes hovedsakelig undrained (C), men der det har vært ønskelig å studere poreovertrykkene har undrained (B) blitt benyttet. Det er viktig å presisere at Plaxis angir negative verdier for trykk og positive verdier for sug.

Tabell 5.5: Materialparametere for friksjonsmasser (drenert)

Materiale	Farge	Materialmodell	γ	E'	ν'	c'	ϕ	Ψ'
			kN/m ³	MPa	-	kPa	°	°
Topplag - sand		Mohr-Coulomb - drenert	18	30	0,3	3,6	36	0
Morene		Mohr-Coulomb - drenert	19	20	0,3	7,8	38	0
Fylling		Mohr-Coulomb - drenert	19	32	0,3	-	38	0

Tabell 5.6: Materialparametere for leire, med Mohr-Coulomb materialmodell

Materiale	Farge	Materialmodell	γ	E	ν_u / ν'	$S_{u, ref.}$	$S_{u, inc.}$
				[MPa]		[kPa]	[kPa]
NC-leire		Mohr-Coulomb - Udrenert (C) / Udrenert (B)	19,5	10	0,495 / 0,3	<i>Gitt av SHANSEP. Tabell 5.4</i>	
OC-leire		Mohr-Coulomb - Udrenert (C) / Udrenert (B)	19,5	10	0,495 / 0,3	28	-

Tabell 5.7: Materialparametere for leire, med NGI-ADP-modell

Materiale	NC-leire	OC-leire
Fargekode		
Material-modell	NGI-ADP – Undrained (C) / Undrained (B)	NGI-ADP – Undrained (C) /Undrained (B)
γ [kN/m ³]	19,5	19,5
$\frac{G_{ur}}{s_u^A}$ [-]	200	200
γ_f^C [%]	1,5	1,5
γ_f^E [%]	4	4
γ_f^{DSS} [%]	2,5	2,5
$\frac{s_u^D}{s_u^A}$ [-]	0,35	0,35
$\frac{T_0}{s_u^A}$ [-]	0,7	0,7
$\frac{s_u^{DSS}}{s_u^A}$ [-]	0,63	0,63
v_u / v' [-]	0,495 /0,3	0,495 /0,3
$s_{u,ref}^A$ [kPa]	<i>Gitt av</i>	30
$s_{u,inc}^A$ [kPa]	<i>SHANSEP.</i> <i>Tabell 5.4</i>	-

Kapittel 6

Resultater

Det er antatt at det første grunnbruddet i Leksvik fant sted i strandkanten ved Hjelopen og at initialscredet deretter har åpnet «porten» for videre skredutvikling. Hvordan og hvor langt denne utviklingen gikk vil avhenge av flere forhold, særlig tilknyttet leiras egenskaper og den underliggende geologien, som drøftet i tidligere kapitler.

Usikkerhetsfaktorene i skredanalysen er mange, og en av hovedutfordringene ligger i mangel på sikker kjennskap til skjærfastheten i grunnen. For stabilitetsberegninger i Slide og PLAXIS er det derfor undersøkt for flere mulige skjærstyrkeforhold. Verdiene hovedsakelig er basert på CPTU og erfaringstall (SHANSEP), som beskrevet i kapittel 5.2.1. Beregningene er gjort i henhold til modeller beskrevet i kapittel 5.

6.1 Manipulert initialscred

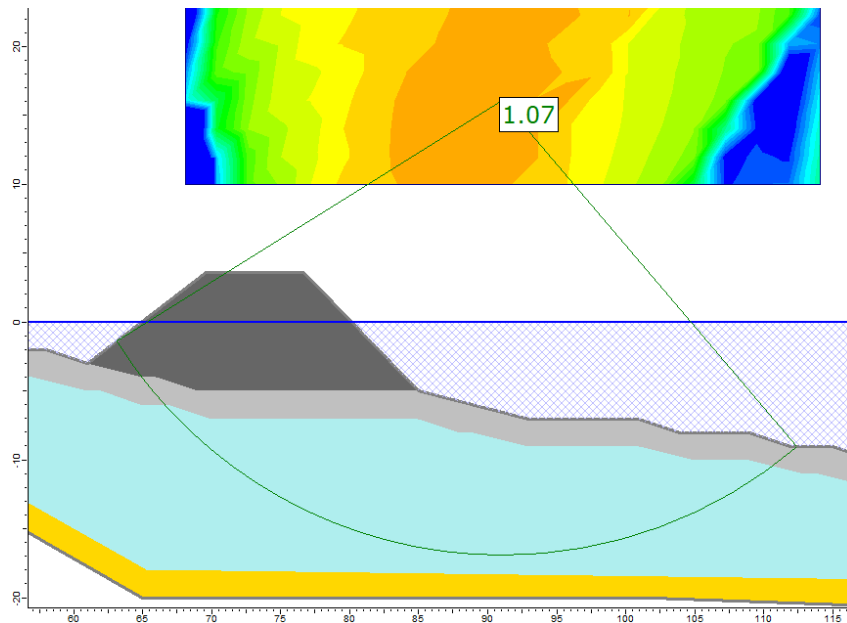
6.1.1 Udrenert analyse: konstant skjærfasthet

En forenklet modell, der skjærfastheten er lik for hele leira, analyseres i dette delkapittelet. En karaktereristisk verdi er valgt basert på skjærstyrken til omtrent 11m med leire under fyllingen. Henholdsvis er det brukt S_u for Slide-analyser og S_{uA} for analyser i Plaxis. Oppsummering av beregningsresultater finnes i Tabell 6.1.

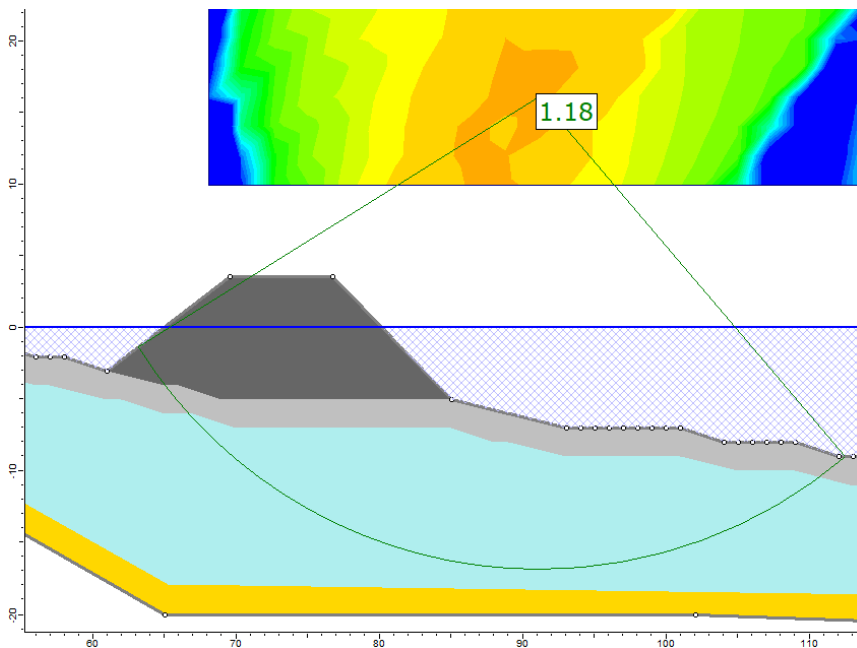
Analyse i Slide

Samtlige verdier av skjærstyrke det ble analysert for i Slide gir kritisk sirkel som går gjennom tilnærmet hele leirlaget. Ingen av disse forholdene gir imidlertid sikkerhetsfaktor lavere enn én, selv etter oppfylling til kote +3,5. Skjærsirkel og beregnet sikkerhetsfaktor er illustrert i

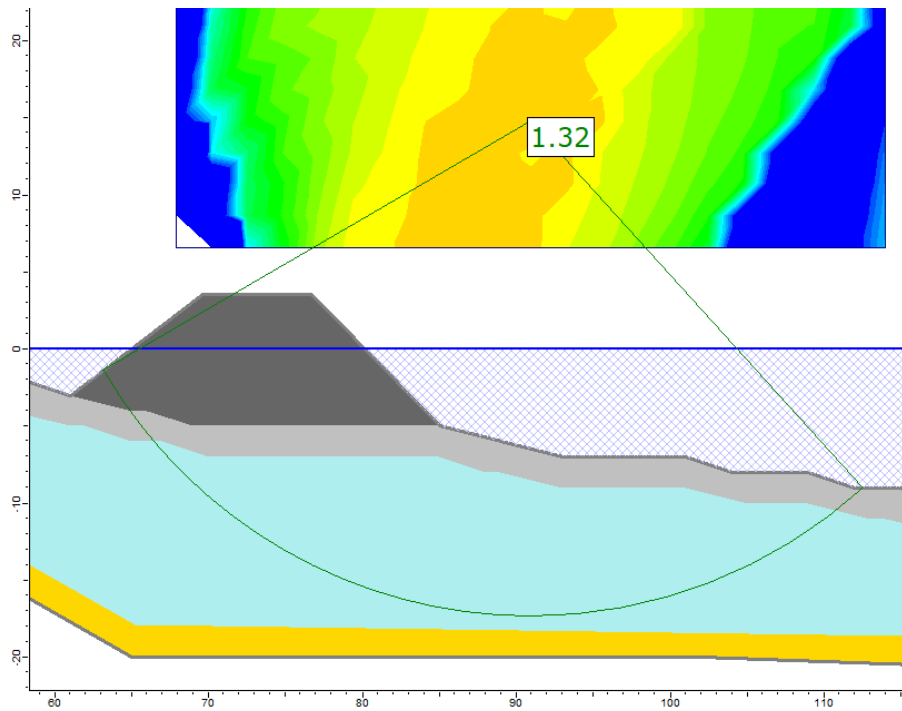
Figur 6.1 -Figur 6.3. Kritisk sirkel i de tre situasjonene strekker seg i lengderetning fra omtrent $x = 64\text{m}$ til $x = 112\text{m}$. Dybden på skjærsirkelen går ned til kote -17m, som innebærer en potensiell skredgrop på omtrent 12m på det meste. Sikkerhetsfaktor lik 1 og lavere oppstår først ved $S_u = 10\text{ kPa}$. Det resulterer i bruddsirkel som strekker seg lenger og går helt ned i morenen (Figur 6.4).



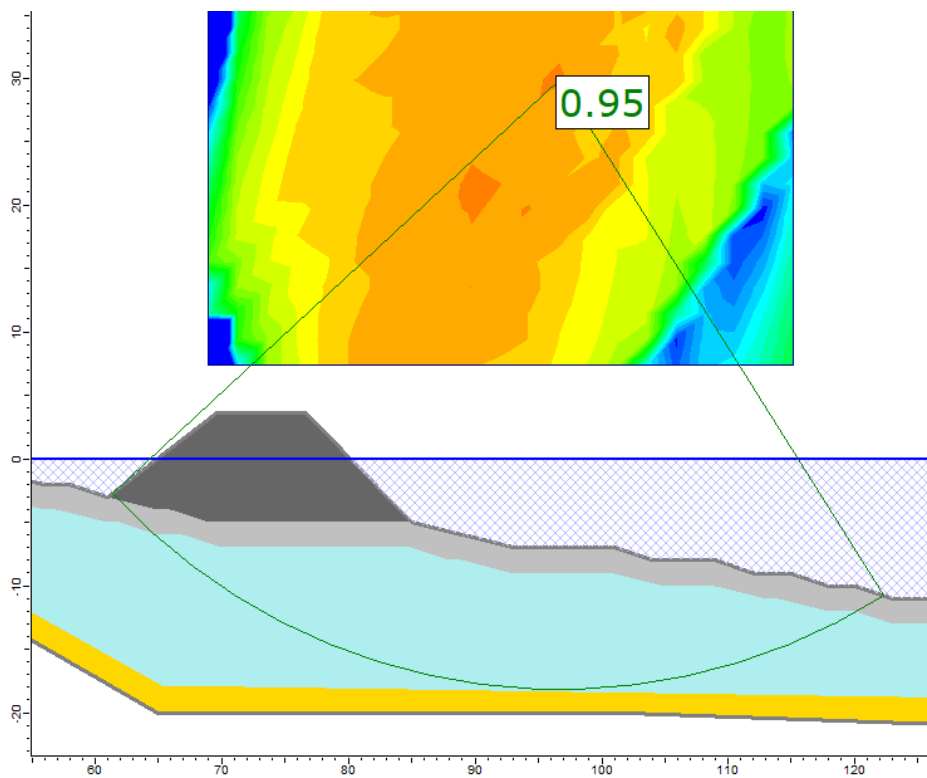
Figur 6.1: $S_u = 13$ kPa konstant for hele profilet. Skråningen går ikke til brudd. $FoS_{nivå\ 3} = 1,07$



Figur 6.2: $S_u = 16$ kPa konstant for hele profilet. Skråningen går ikke til brudd. $FoS_{nivå\ 3} = 1,18$



Figur 6.3: $S_u = 20$ kPa konstant for hele profilet. Skråningen går ikke til brudd. $FoS_{nivå\ 3} = 1,32$



Figur 6.4: Skråningen går til brudd ved en karakteristisk skjærstyrke verdi $S_u = 10$ kPa for hele leira. $FoS_{nivå\ 3} = 0,95$

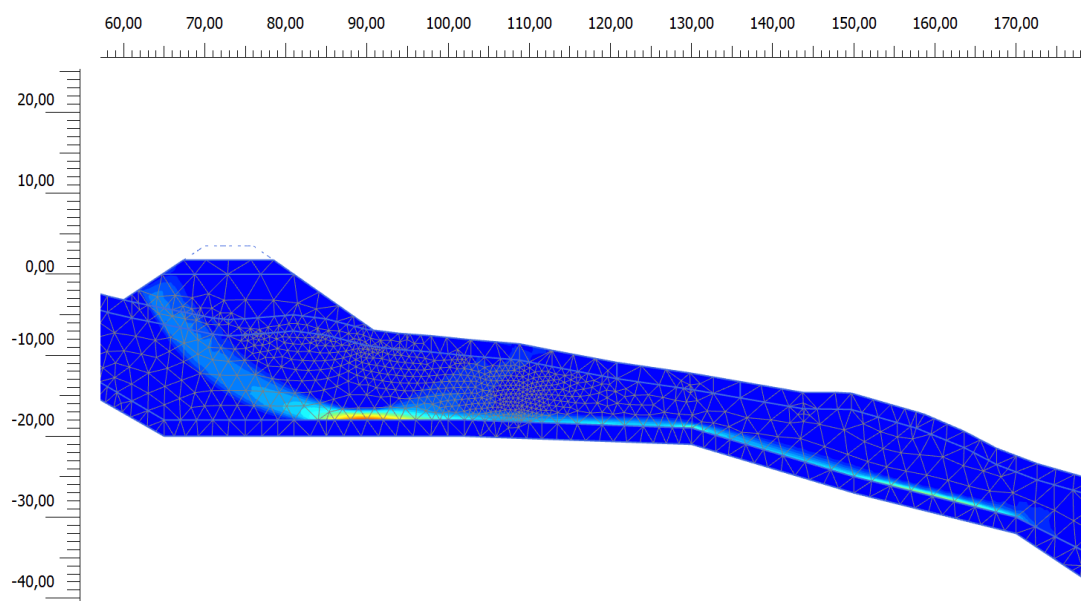
Analyse i Plaxis 2D

Ved bruk av NGI-ADP-modellen er det tatt hensyn til anisotropi, med aktiv, udrenert skjærstyrke som input-parameter. Som oppsummert i Tabell 6.1 avviker resultatene fra PLAXIS betraktelig fra beregninger i Slide, i form av svært ulike sikkerhetsfaktorer. Samtlige verdier av S_{uA} skråningen har blitt testet for resulterer i skråningsbrudd, før fyllingen er ferdig bygget.

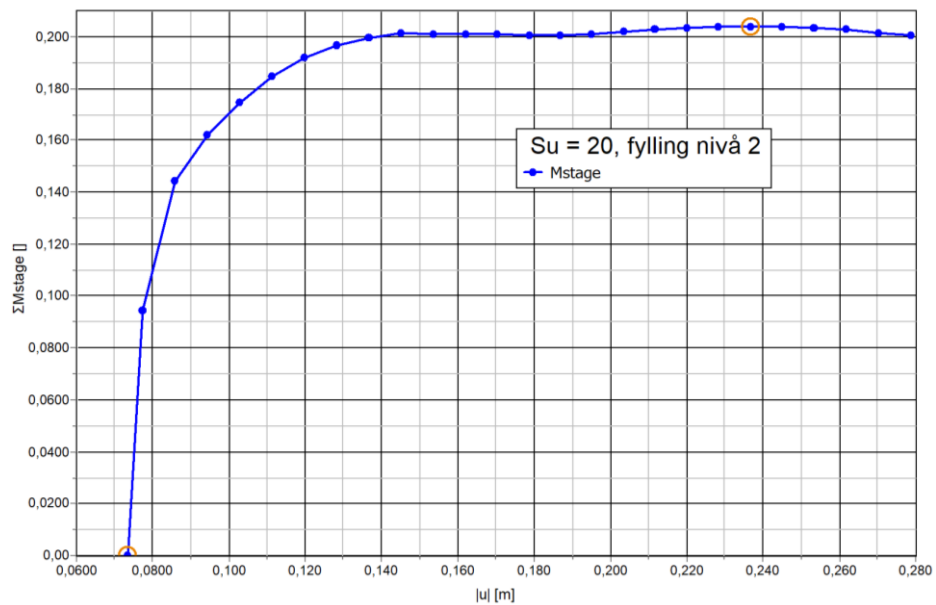
For situasjonen med laveste skjærstyrke ($S_{uA} = 20$) konkluderer beregninger med at skråningen er ustabil allerede etter første lag med fylling, da $c-\phi$ -reduksjon gir sikkerhetsfaktor under 1 ($FoS = 0,98$). Skjærbånd for bruddfasen ved $S_{uA} = 20$ er vist i Figur 6.5, i form av inkrementelle skjærtøyninger. Det innebærer at skjærtøyninger er beregnet for hvert lasttrinn, der lasten er påført i inkremitter. Skjærbåndene i Figur 6.5 observeres i beregningsfase og angir ikke skjærtøyninger ved endelig bruddsituasjon. Det er likevel en viktig pekepinn for hvordan bruddmekanismen i grunnen. Av den grunn er ikke verdier for skjærtøyninger oppgitt, men det fokuseres på form og utstrekning på skjærbåndene.

Figur 6.6 illustrerer hvordan lasten gradvis blir aktivert og stabiliteten blir kalkulert for hvert nye lasttrinn. M_{stage} stabiliserer seg på 0,18, hvilket betyr at ved å fortsette påfyllingen opp til nivå 2 tolererer skråningen kun 18% av den nye lasten, før grunnen kollapser.

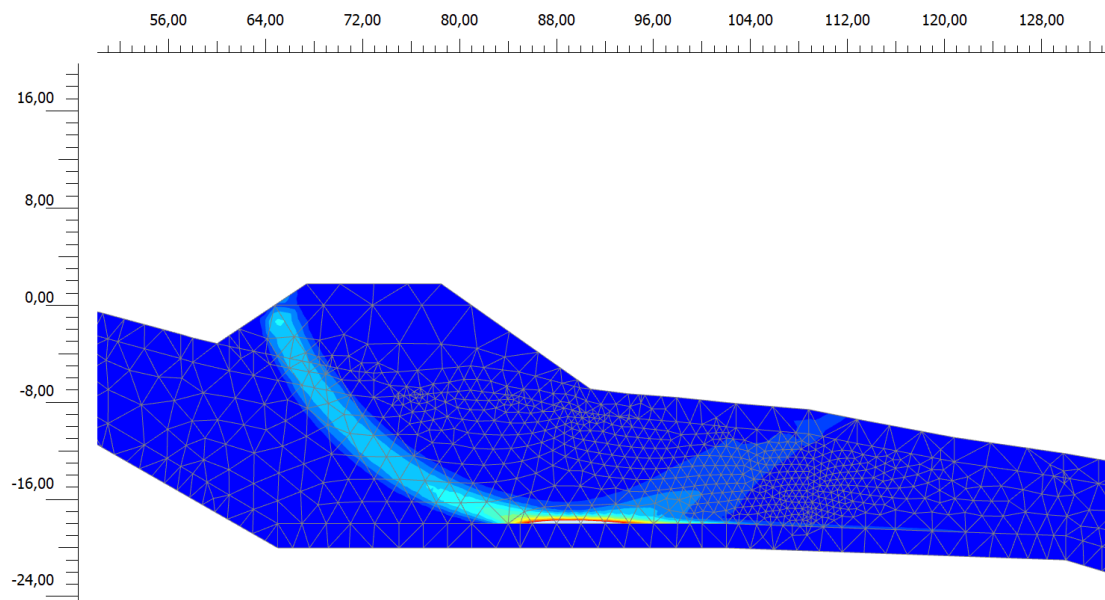
Skråningen går også til brudd dersom S_{uA} økes til 24 og 28 kPa, men da får bruddflaten en mer markant skålform (Figur 6.7 og Figur 6.8). Skjærbåndene er for disse tilfellene nokså fremtredende. Særlig i bakkant av skredgropen er tøyningene tydelig definert og samlet, der en kan observere at bruddmekanismen i skråningen ser ut til å starte omtrent 65m langs profilets lengdeakse ($x = 65$). Lenger frem i skråningen er det mindre bestemte skjærtøyninger. Bruddsirkelen har ikke et veldig tydelig endepunkt, men ser ut til å ende ved $x = 110-112m$.



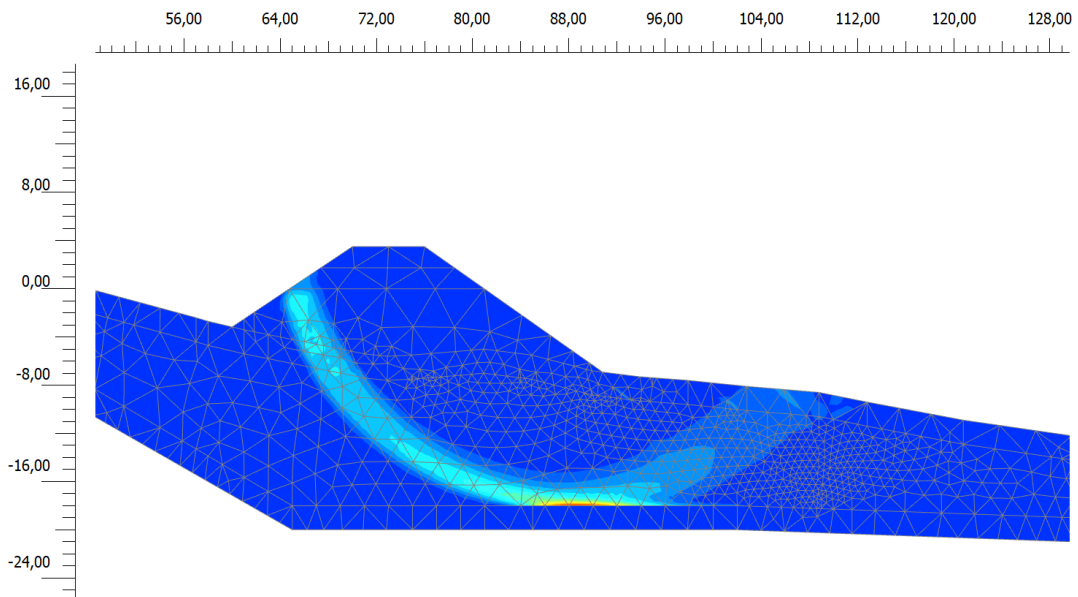
Figur 6.5: $S_{uA}=20$ kPa medfører brudd i skråningen ved fylling nivå 2. Skjærbånd, illustrer ved incremental strains (deviatoriske spenninger), aktiveres og gir indikasjon på bruddlinje



Figur 6.6: Ved å fortsette å legge på fyllmasser fra nivå 1 til nivå 2, vil skråningen kun tåle 18% av den nye lasten



Figur 6.7 Inkrementelle skjærtøyninger ved $S_{uA} = 24$ kPa viser begynnende bruddmekanismer ved oppfylling. Brudd v/nivå 2



Figur 6.8: Inkrementelle skjærtøyninger ved $S_{uA} = 28$ kPa viser begynnende bruddmekanismer ved oppfylling. Brudd v/nivå 3

Tabell 6.1: Sikkerhetsfaktorer for konstant S_u

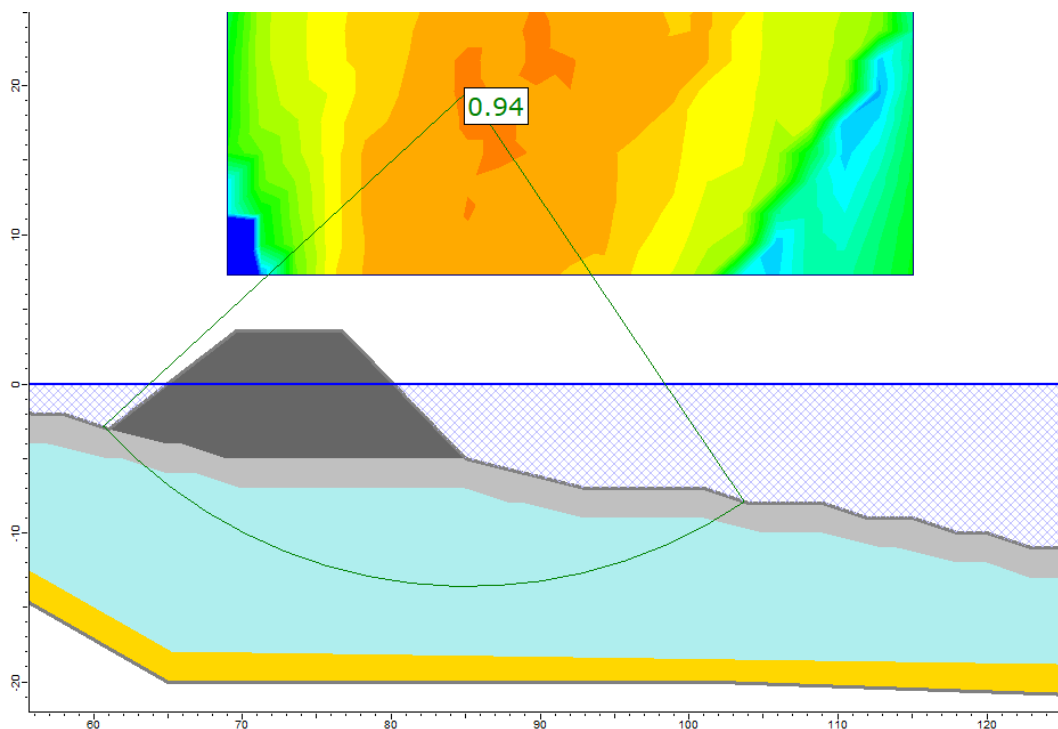
D-D'	Konstant S_u for hele profilet					
	ADP-modell			Mohr-Columb-modell		
Sikkerhetsfaktor	$S_{uA} = 20$ [kPa]	$S_{uA} = 24$ [kPa]	$S_{uA} = 28$ [kPa]	$S_u = 13$ [kPa]	$S_u = 16$ [kPa]	$S_u = 20$ [kPa]
FoS før fylling	1,1	1,09	1,18	1,44	1,75	>2
FoS, nivå 1	0,98	1,176	1,17	1,49	1,69	1,98
FoS, nivå 2	-	-	1,07	1,22	1,37	1,53
FoS, nivå 3	-	-	-	1,07	1,18	1,32

6.1.2 Udrenert analyse: skjærfasthet økende med dybde

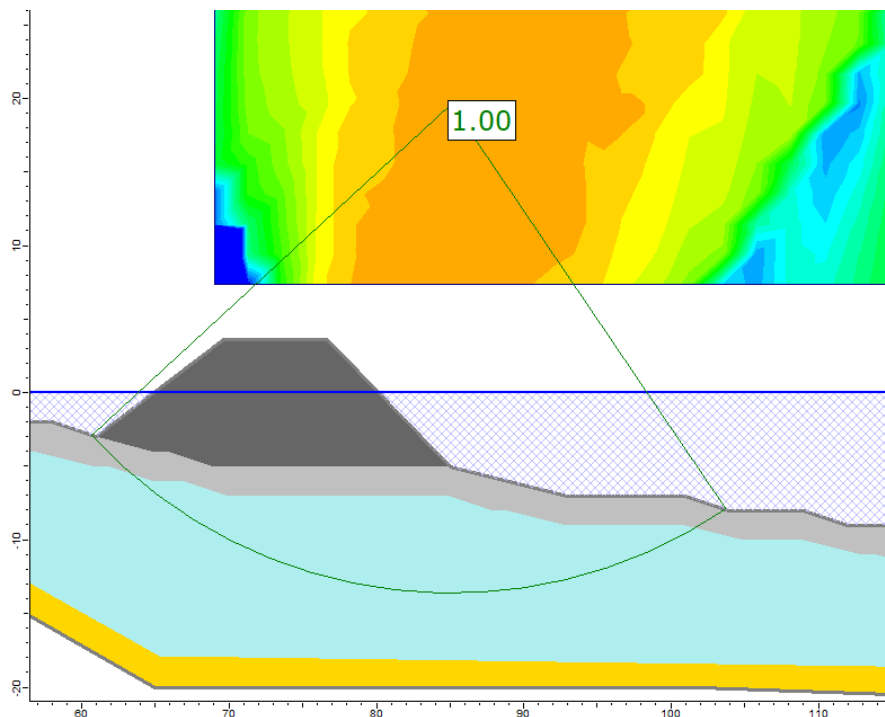
Et av formålene ved å manipulere frem initialscredet er for å få et inntrykk av hvordan skjærstyrkeforholdene kan ha vært da skredet ble utløst. Skjærstyrkeparametere benyttet i analysen er basert på beregninger med SHANSEP-metoden, med resultater oppsummert i Tabell 5.4. Sikkerheten i skråningen er beregnet for samtlige av skjærstyrkesituasjonene og sikkerhetsfaktor er gjengitt i Tabell 6.2.

Analyse i Slide

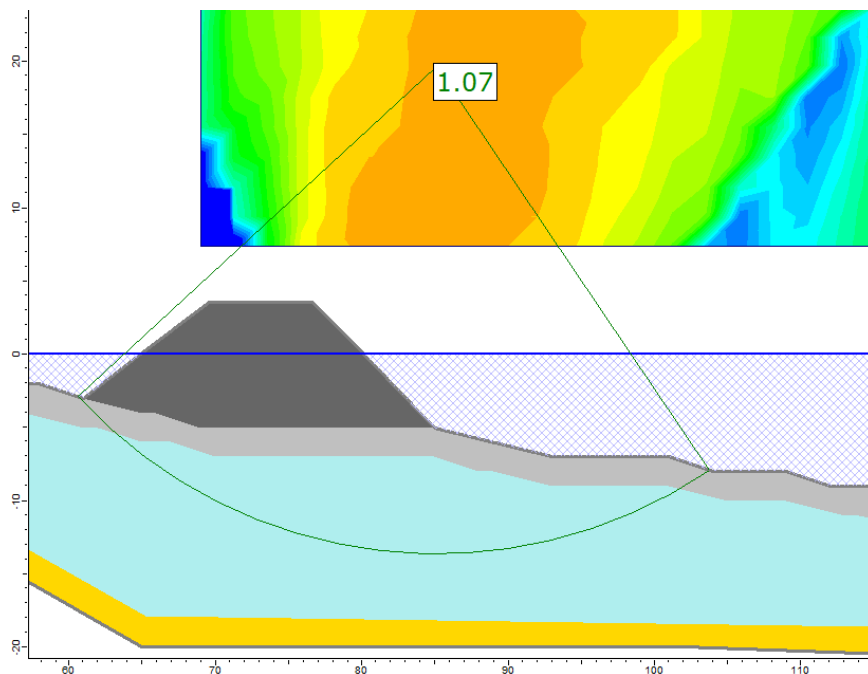
Med antagelsen om at leiren i Leksvik er bløt og tilnærmet normalkonsolidert benyttes hovedsakelig det laveste SHANSEP-forholdet for beregninger, som gir $S_{uA} = 5,6$ kPa i toppen av leirlaget for ADP-modellen. $S_u = 3,7$ kPa for Mohr-Coulomb-modellen skal tilsvare samme skjærstyrkesituasjon. I slide resulterer dette tilfellet i at skråningen går til brudd etter tredje nivå med fylling. Kritisk bruddsirkel og sikkerhetsfaktor, $FoS = 0,94$, er gjengitt i Figur 6.9. Noe høyere skjærstyrke gir en liten økning i FoS .



Figur 6.9: Sikkerhetsfaktor $FoS_{nivå 3} = 0,94$ etter fyllingen er ferdig og skråningen går til brudd. Skjærstyrkeforholdet er gitt av $S_{u, ref.} = 3,7$ kPa og $S_{u, inc.} = 1,8$ kPa



Figur 6.10: Sikkerhetsfaktor når S_u -profilen ændres med dybde.
 $S_u, \text{ref.} = 4,5 \text{ kPa}$, $S_u, \text{inc} = 2,2 \text{ kPa}$. $FoS_{\text{Nivå } 3} = 1,00$

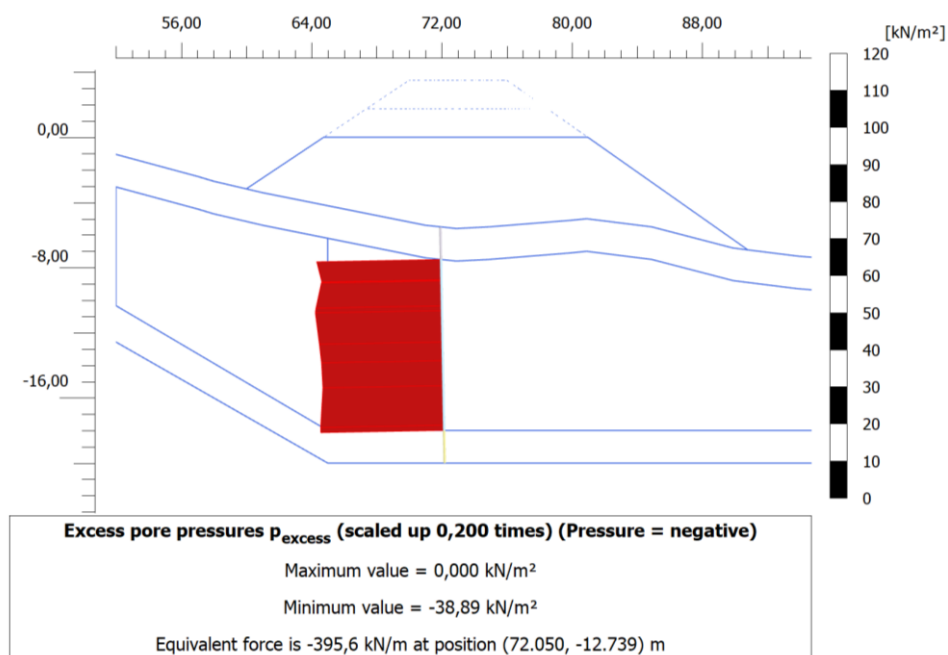


Figur 6.11:
 Sikkerhetsfaktor når S_u -profilen ændres med dybde.
 $S_u, \text{ref.} = 5,3 \text{ kPa}$, $S_u, \text{inc} = 2,6 \text{ kPa}$. $FoS_{\text{Nivå } 3} = 1,07$

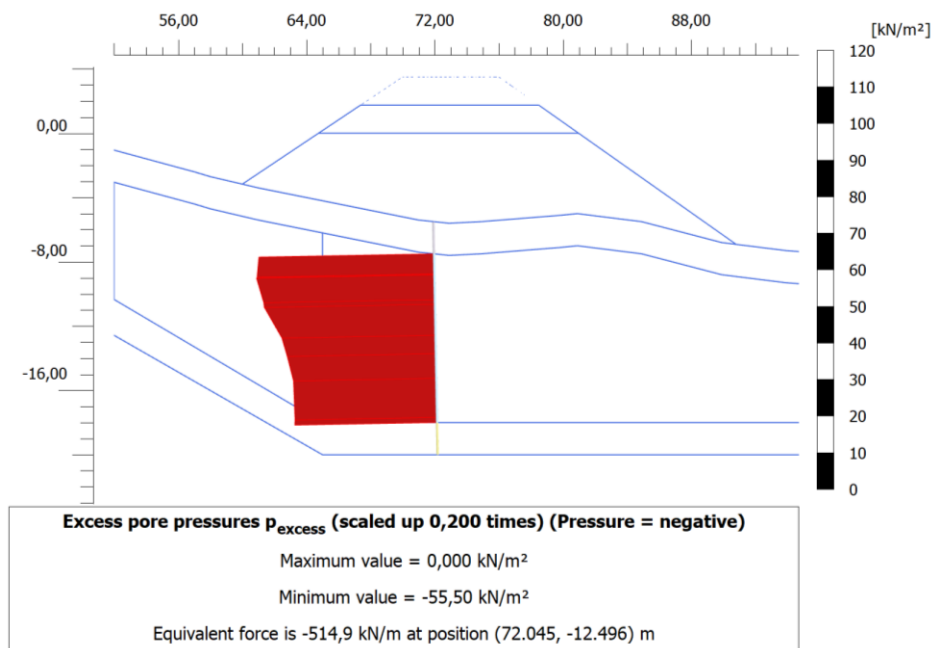
Analyse i Plaxis 2D

For analyse i PLAXIS er skjærstyrkeforholdet definert i henhold til kapittel 5.2.2. Leiren deles inn i vertikale geometrier, for å oppnå skjærstyrke som øker med dybde. Det oppstår brudd i andre steg av fyllingsarbeidet, for samtlige S_{uA} -forhold det er gjort beregninger for.

Ved å bruke modellbetingelsen Undrained (B) kan poreovertrykk («excess porepressure») observeres under pålastning. I henhold til teori forventes en økning i poretrykk når en studerer økning i belastning på leirer i et korttidsperspektiv. Figur 6.12 og Figur 6.13 skisserer endringen i poretrykk. Det er nødvendig å merke seg at Plaxis angir trykk som negative verdier og sug som positive verdier. For-«nullsituasjonen» med naturlig skråning er det ikke poreovertrykk. Når fyllingen lastes til første nivå, oppstår et poreovertrykk med maksimal verdi 38,9 kPa, som kan leses av Figur 6.12. Ved å fortsette oppfyllingen til nivå 2 (+2m) øker trykket til 55,5kPa, som illustrert i Figur 6.13.



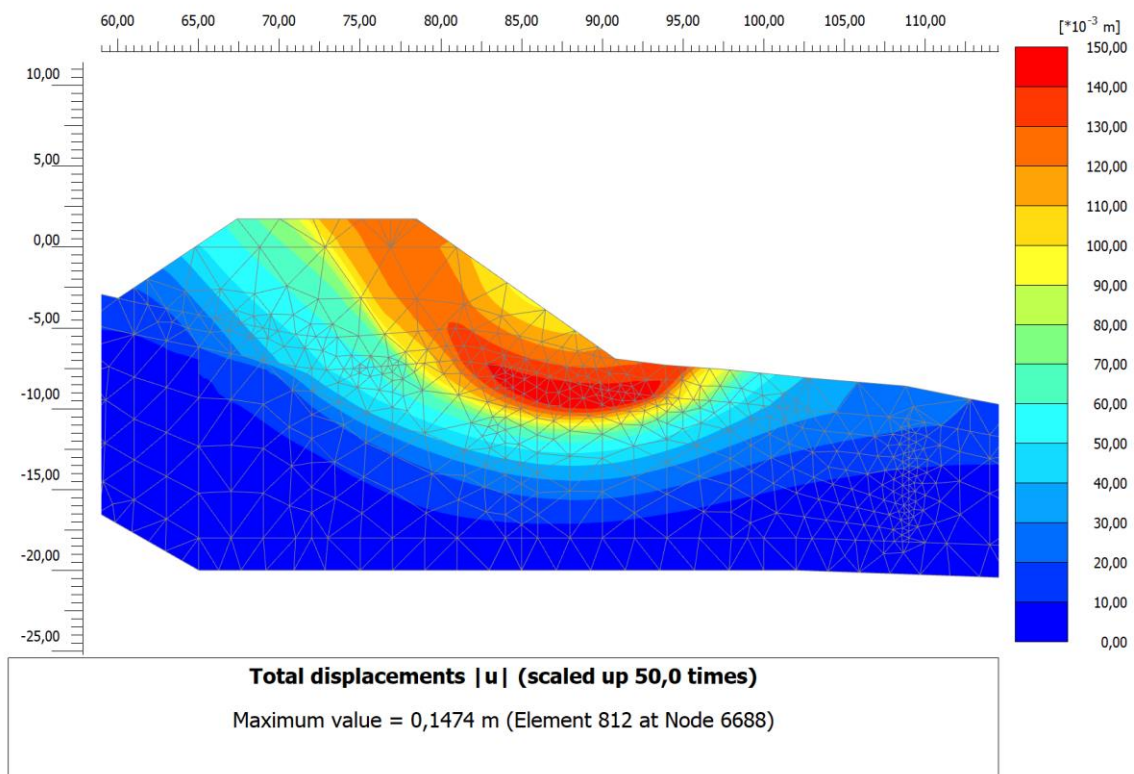
Figur 6.12: Poreovertrykk « p_{excess} » ved pålastning av fylling til nivå 1



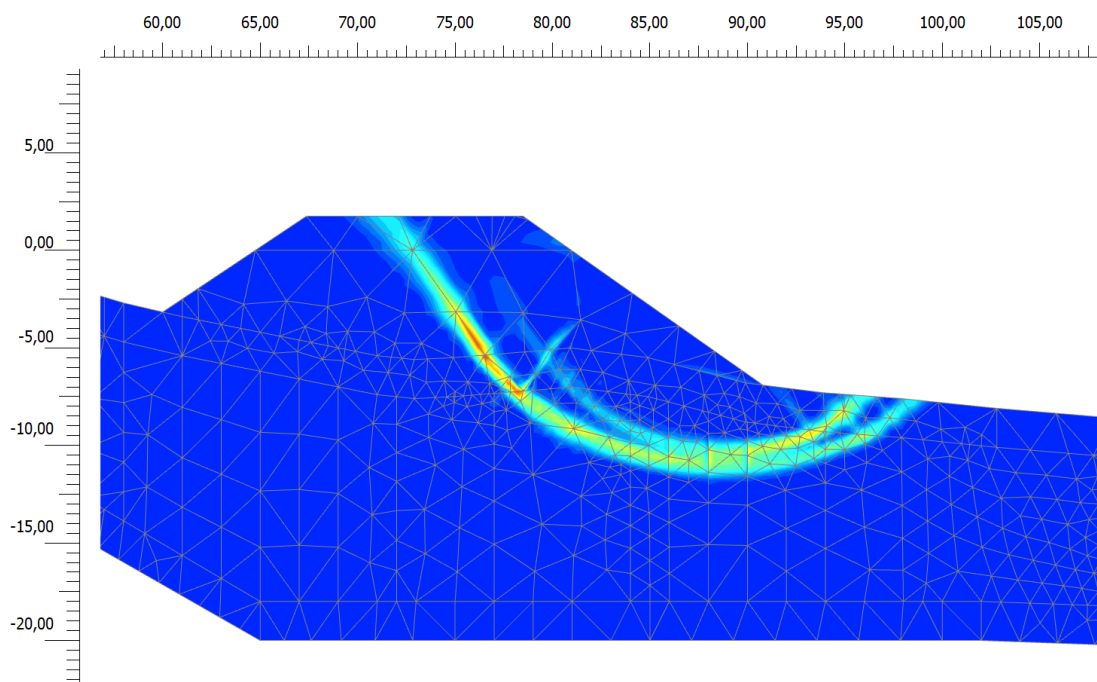
Figur 6.13: Poreovertrykk « p_{excess}) ved pålastning av fylling til nivå 2

Deformasjoner og skjærtøyninger som følge av bruddlasten er vist i henholdsvis Figur 6.14 og Figur 6.15. Totale deformasjoner når skråningen går til brudd kan sees av Figur 6.14, og det er mulig å observere utviklingen av en bruddmekanisme. Skjærbåndene i Figur 6.15 kan ikke direkte beskrives som bruddsirkel, men er illustrerer en begynnende bruddannelse.

Skjærbåndene er ikke like uniforme som for tilfellet med konstant skjærstyrke, men resulterer i en relativt klar bruddmekanisme. Et brudd i skråningen vil trolig gå fra omtrent $x = 70$ til $x = 100$, under disse forholdene. Skjærtøyningene strekker seg ned i leira til dybde mellom 10 og 12,5m.



Figur 6.14: Deformasjoner (totale forskyvninger i x- og y-retning) i skråningen ved fylling opp til +1,75m. $S_uA = 5,6$ i toppen av leirlaget, og økende skjærfasthet 2,8 per dybdemeter



Figur 6.15: Deformasjoner i skråningen ved fylling opp til kote +2.
 $S_{uA} = 5,6$ kPa i toppen av leirlaget, og økende skjærfasthet 2,8 kPa per dybdemeter.
 Skjærtøyninger illustrerer bruddmekanisme

Tabell 6.2: Beregnet sikkerhetsfaktor for ulike skjærstyrkeforhold som øker med dybde

Profil D-D'	S_u varierende med dybde					
	ADP-modell			Mohr-Coulomb-modell		
Sikkerhets-faktor	$S_{uA, ref} = 5,6$	$S_{uA, ref} = 6,8$	$S_{uA, ref} = 8,0$	$S_{u, ref.} = 3,7$	$S_{u, ref.} = 4,5$	$S_{u, ref} = 5,3$
	$S_{uA, inc.} = 2,8$ [kPa]	$S_{uA, inc.} = 3,4$ [kPa]	$S_{uA, inc.} = 4,0$ [kPa]	$S_{u, inc.} = 1,8$ [kPa]	$S_{u, inc.} = 2,2$ [kPa]	$S_{u, inc.} = 2,6$ [kPa]
FoS før fylling	1,08	1,085	1,11	0,96	1,1	1,22
FoS, nivå 1	1,02	0,99	1,1	1,38	1,52	1,63
FoS, nivå 2	-	-	-	1,08	1,15	1,22
FoS, nivå 3	-	-	-	0,94	1,00	1,07

Med utgangspunkt i de laveste SHANSEP-parameterne og skjærstyrkeforholdene beregnet i kapittel 5.2.1. oppsummerer Tabell 5.4 beregnet sikkerhetsfaktor for initialskred. For videre beregninger benyttes Plaxis og skjærstyrke som endres med dybde.

Tabell 6.3: Stabilitetsberegner for initialskred oppsummert

	Stabilitetsberegninger			
	Lik skjærstyrke		Skjærstyrke endres med dybde	
	ADP	Mohr-Coulomb	ADP	Mohr-Coulomb
Sikkerhets-faktor	$S_{uA} = 20$ [kPa]	$S_u = 13$ [kPa]	$S_{uA, \text{ref.}} = 5,6$ $S_{uA, \text{inc.}} = 2,8$ [kPa]	$S_{u, \text{ref.}} = 3,7$ $S_{u, \text{inc.}} = 1,8$ [kPa]
FoS før fylling	1,1	1,44	1,08	0,96
FoS, nivå 1	0,98	1,49	1,02	1,38
FoS, nivå 2	-	1,22	-	1,08
FoS, nivå 3	-	1,07	-	0,94

6.2 Videre utvikling

Hensikten med videre simulering er å få en indikasjon på hva som kan ha vært steg to i skredutviklingen. For modellering blir Plaxis benyttet som analyseverktøy. Jordmodellen som blir brukt er NGI-ADP, med økende skjærstyrke med grunnen, i henhold til Tabell 6.3.

6.2.1 Hypotese 1

Hypotese 1 går ut på at massene fra første skred legger seg lenger ut på sjøbunnen og medfører et nytt grunnbrudd, som beskrevet i kapittel 5.1.2.

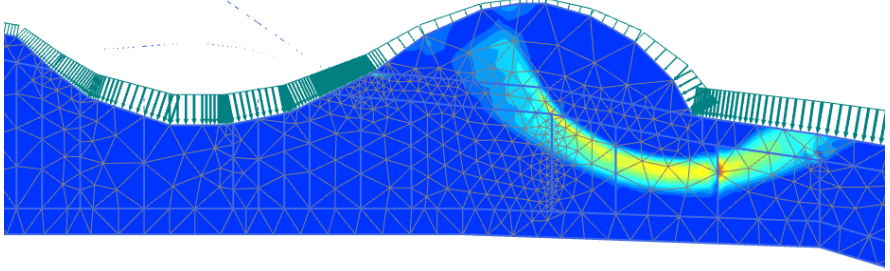
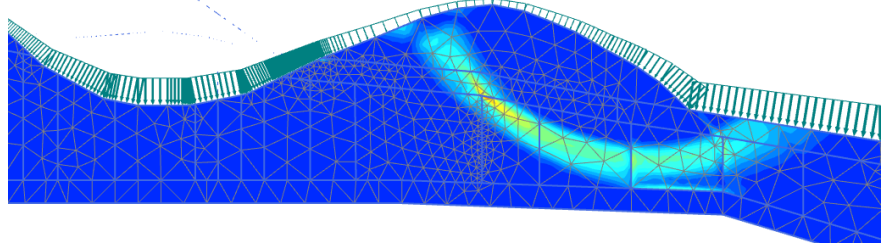
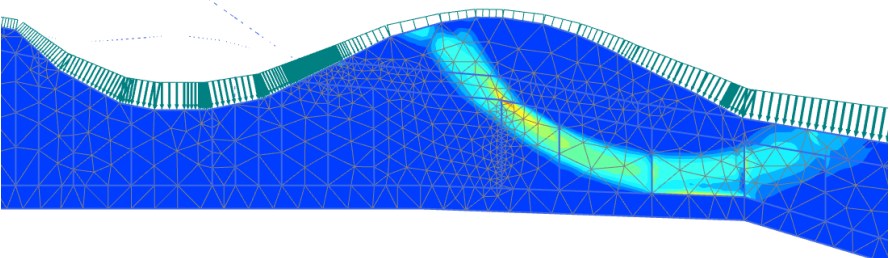
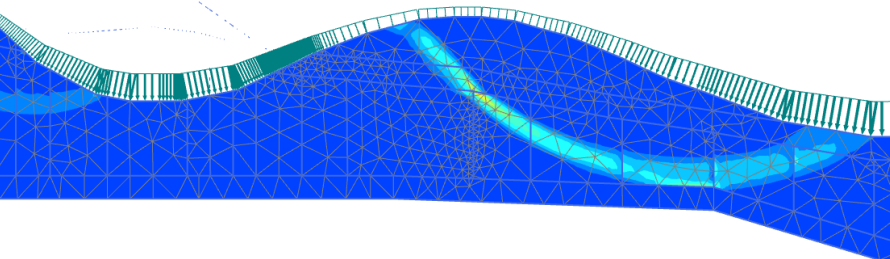
For simulering gis skredmassene representative verdier. Materialet kan forventes å være en blanding av leire, sand og noe knust steinmateriale fra fyllingen. En kan anta at skjærfasten er svekket, på grunn av omrøring fra skredhendelsen. Ved å kjøre testsimuleringer for ulike stivhetsparametere og skjærstyrkeparametere, er resultatet i form av sikkerhetsfaktor og bruddmekanisme veldig like. Materialparametere for skredmassene er gitt i Tabell 6.4. Hvordan skjærsirkelen ser ut, og hvorvidt det oppstår brudd, avhenger i større grad av geometrien på de avsatte massene. Resultater fra ulike geometrier på avsetningene er gitt i Tabell 6.5.

For samtlige situasjoner i Tabell 6.5 gjelder $V_1 = V_2$, at volum på skredmassene tilsvarer volumet på materialer fjernet fra initialskredets skredgrop. Geometri 1 er den mest kompakte av de testede tilfellene, med kortest utstrekning og størst høyde. For denne situasjonen tåler grunnen 75% av lasten fra skredmassene, gitt av $M_{\text{stage}} = 0,75$. Når de avsatte skredmassene er mer utstrakt øker denne verdien, frem til skråningen ikke går til brudd. Geometri 4 resulterer mest sannsynlig ikke i nytt grunnbrudd, da c - ϕ -reduksjon gir $FoS = 1,02$.

Tabell 6.4: Parametere og tilhørende verdier for skredmasser for hypotese 1

Parameter	Verdi
Modulstivhet, E	10.000 kPa
Tyngdetetthet, γ	19,5 kN/m ³
Skjærfasthet $S_u = S_{ur}$	4 kPa

Tabell 6.5: Fire ulike geometrier for hvordan skredmassene fra initialskred er avsatt. I høyre kolonne oppgis hvorvidt skråningen går til brudd

Inkrementelle skjærtøyninger i Plaxis	Sikkerhet i skråningen
 <p data-bbox="470 873 853 907">Avsatte masser, geometri 1</p>	<p data-bbox="1165 683 1364 761">Går til brudd. Mstage = 0,75</p>
 <p data-bbox="375 1209 949 1243">Avsatte masser, geometri 2 - går til brudd</p>	<p data-bbox="1165 1019 1364 1097">Går til brudd. Mstage = 0,79</p>
 <p data-bbox="375 1612 949 1646">Avsatte masser, geometri 3 - går til brudd</p>	<p data-bbox="1165 1444 1364 1523">Går til brudd Mstage = 0,91</p>
 <p data-bbox="343 2004 981 2038">Avsatte masser, geometri 4 - går ikke til brudd</p>	<p data-bbox="1149 1803 1380 1881">Går ikke til brudd FoS = 1,02</p>

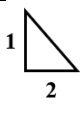
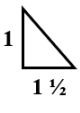
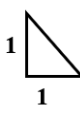
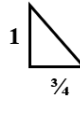
6.2.2 Hypotese 2

Hypotese 2 tar for seg analyse av massene bak og ved siden av initialscredet. Hva skjer med massene der, når initialbruddet etterlater en skredgrop?

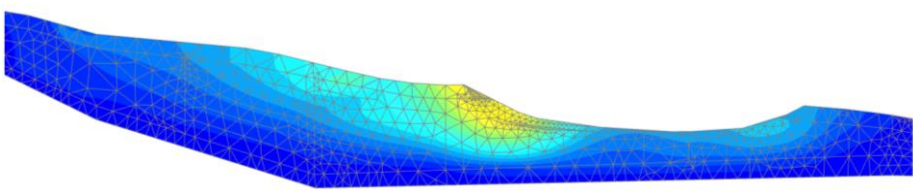
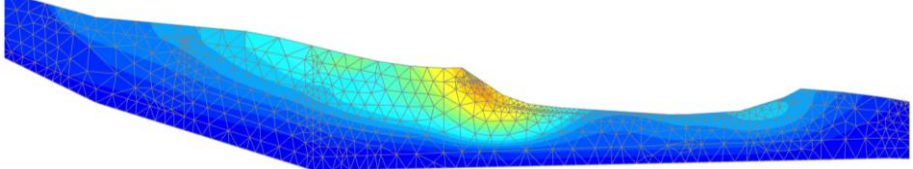
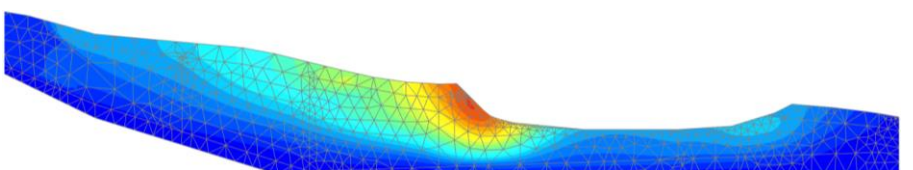
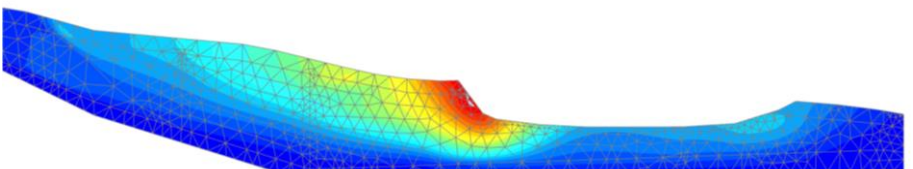
Skråningen langs profil E-E' er relativt slak. Før utgravning har skråningen sikkerhetsfaktor på 1,3. Det er kjørt udrenerte analyser for ulike helninger på skredgropen som initialbruddet etterlater.

Uavhengig av helningsvinkel går ikke skråningen til brudd. Sikkerhetsfaktor i skråningen er tilnærmet upåvirket av utgravningen for de fleste helningsvinkler, som oppsummert i Tabell 6.6. Når helningen passerer 35° ser det imidlertid ut til å ha en effekt på sikkerhetsfaktor. Deformasjoner i skråninger som følge av de ulike utgravningene er illustrert i Tabell 6.7.

Tabell 6.6: Sikkerhetsfaktor for utgravning med ulik helning, drenert og udrenert

Udrenert analyse av utgravning		Sikkerhetsfaktor, FoS
	Ingen helning (før utgravning)	1,3
Helning	 1:2 (26,5°)	1,27
	 1:1,5 (34 °)	1,25
	 1:1 (45 °)	1,23
	 1:0,75 (53 °)	1,13

Tabell 6.7: Forskyvninger i udrenert analyse, for ulike vinkler på skredgroppen (udrenert initial)

Helning	Deformasjoner i Plaxis	u [cm]
1:2		2,8
1:1,5		3,1
1:1		3,7
1:0,75		4,0

Kapittel 7

Diskusjon

I dette kapitlet foreligger diskusjon av beregningsresultater fra kapittel 6. Resultatene er sett i lys av batymetrisk data og observasjoner som ble gjort ved NVE og NGIs befaringsområdet.

7.1 Manipulert initialskred

7.1.1 Konstant skjærfasthet

For å manipulere frem initialskredet er det i første omgang gjort analyser med konstant skjærstyrke. I Slide er skråningsstabiliteten i profil D-D' undersøkt for $S_u = 13, 16$ og 20 kPa. Resultatene gir at ingen av disse skråningssituasjonene leder til grunnbrudd, selv ikke når hele fyllingen, opp til $3,5$ m, er lagt på. Beregnet sikkerhetsfaktor er $1,07$ for $S_u = 13$ kPa. Først ved karakteristisk S_u -verdi på 10 kPa blir skråningen tilstrekkelig ustabil til at et skred kan inntreffe, da sikkerhetsfaktor er beregnet til å bli lavere enn én. Uavhengig av valgt skjærstyrke går kritisk skjærsirkel svært dypt ned i grunnen. Dersom beregningene hadde resultert i ustabil skråning, ville et skred med en slik bruddsirkel tatt med seg et vesentlig større volum jordmasser enn hva initialskredet faktisk gjorde.

Resultatene fra Plaxis er tilsvarende lite realistiske. For laveste verdi av S_{uA} skal skredet, ifølge beregningsresultatene, ha vært over 100 m langt og gått helt ned til morenen. Dette sammenfaller dårlig med den virkelige bruddsituasjonen. En sammenligning av resultatene fra Plaxis og den reelle skredgropen finnes Figur 7.1. Høyere skjærfasthet ($S_{uA} = 24$ kPa og $S_{uA} = 28$ kPa) gir sirkulær bruddflate og en lengdeutstrekning som i større grad ligner den antatte initialsituasjonen (Figur 6.7 og Figur 6.8).

For de øvre verdiene av valgt skjærstyrke ($S_{uA} = 24$ og 28 kPa $S_u = 16$ og 20 kPa) sammenfaller resultatene fra Slide og Plaxis godt, særlig med hensyn på skredets lengdeutstrekning. Resultater fra begge analyseverktøy viser begynnende bruddmekanisme som opptrer omtrent 65 m ut i skråningen, og ser ut til å strekke seg til omtrent 112 m langs profilet. Dette svarer godt til virkelig bruddsituasjon, da skredgropen fra batymetri er tolket til å være mellom 40 - 45 m «lang» i lengderetning langs profil D-D'.

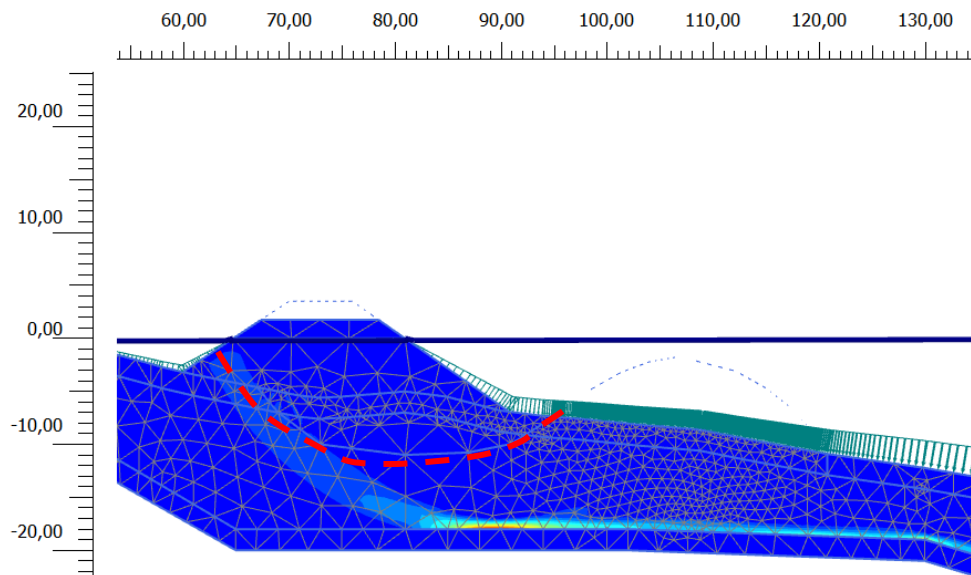
Selv om skredgropens utstrekning er naturtro, gir resultatene fra Plaxis, slik som fra Slide, bruddsirkler som går svært dypt. Uavhengig av benyttet inndata for aktiv skjærstyrke indikerer skjærtøyningene at bruddsirkelen har gått helt ned i morenen. Observasjoner tilsier imidlertid at skredgropen fra initialskredet er langt grunnere, og går kun 4 - 7 m ned i jordmassene. En sammenligning av skjærtøyninger fra Plaxis-

beregninger ($S_{uA} = 24$ kPa) og bruddsirkel fra den faktiske skredgropen er gitt i Figur 7.2.

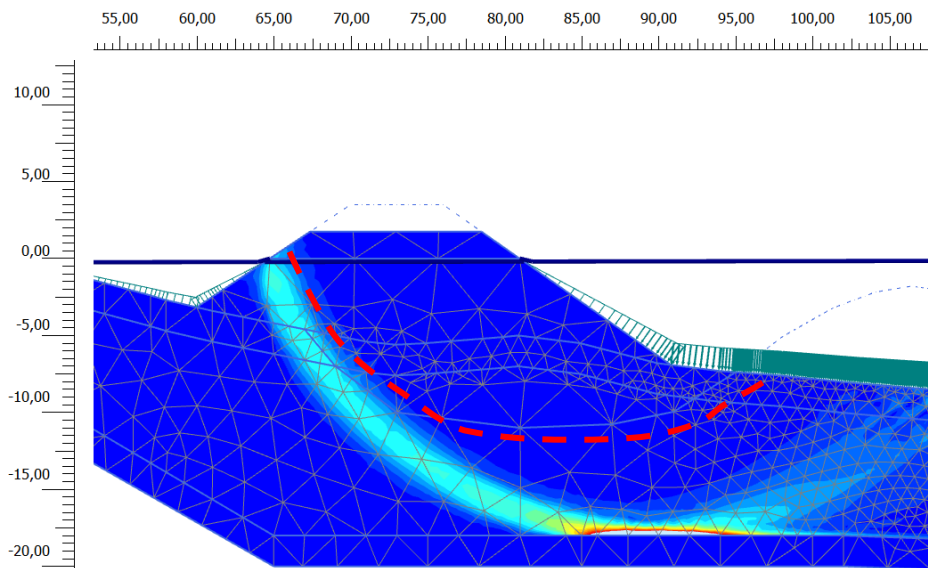
Analyser både i Slide og Plaxis resulterer i skjærsirkler som er mye dypere enn initialscredets faktiske skredgrop. Å anta en homogen leirmasse, med lik skjærfasthet for alle dybder, vil være en betydelig forenkling av skjærstyrkesituasjonen, og dette gjenspeiles av resultatene. Selv om utstrekningen på skredgropene fra simulering kan ligne virkeligheten, går bruddmekanismene langt dypere enn skredet i Leksvik. Dette argumenterer sterkt mot at modellen med konstant skjærfasthet er en god representasjon for de faktiske grunnforholdene.

Når det er sagt kan disse funnene likevel gi noen viktige indikasjoner for den overordnede stabilitetssituasjonen. Først og fremst illustrerer beregnet sikkerhetsfaktor for alle skjærstyrkeforhold (Tabell 6.1) at marbakken er svært sårbar for anleggsarbeid. Beregnet FoS er så vidt over én for S_{uA} lik 20, 24 og 28 kPa, når fyllingen legges til +2m. Resultatene peker også på at dersom en er tilbøyelig til å anse leirmassen som tilnærmet homogen, og med lav skjærfasthet, kan initialscredet ha vært av større volum enn hva som er antatt (Figur 7.1). Dette kan videre antyde at et skålformet brudd ikke nødvendigvis er representativt for den faktiske skredhendelsen.

Et viktig moment ved resultatene er det betraktelige avviket i beregnet FoS fra Slide og Plaxis. Inputparametere for begge verktøyene er definert i henhold til kapittel 5.2.3. Noe ulikhet var forventet, men resultatene overgår hva som ansees som rimelig forskjell mellom LEM-verktøy og FEM-verktøy. Avviket kan skyldes flere faktorer, både tilknyttet materialmodellene og geometriinndeling, samt fra simuleringsfasene. Resultatene viser uavhengig av årsak at Plaxis er noe mer konservativt enn Slide, og resulterer i lavere sikkerhetsfaktorer for alle analyser.



Figur 7.1: Sammenligning av beregningsresultater og virkelighet. Bruddmekanisme illustrert med skjærtøyninger fra Plaxis 2D, ved $S_{uA}=20$ kPa. Rød, stiplet linje illustrerer den faktiske skredgropen fra initialskredet i Leksvik



Figur 7.2: Sammenligning av beregningsresultater og virkelighet. Bruddmekanisme illustrert med skjærtøyninger fra Plaxis 2D, ved $S_{uA} = 24$ kPa. Rød, stiplet linje illustrerer den faktiske skredgropen fra initialskredet i Leksvik

7.1.2 Skjærfasthet økende med dybde

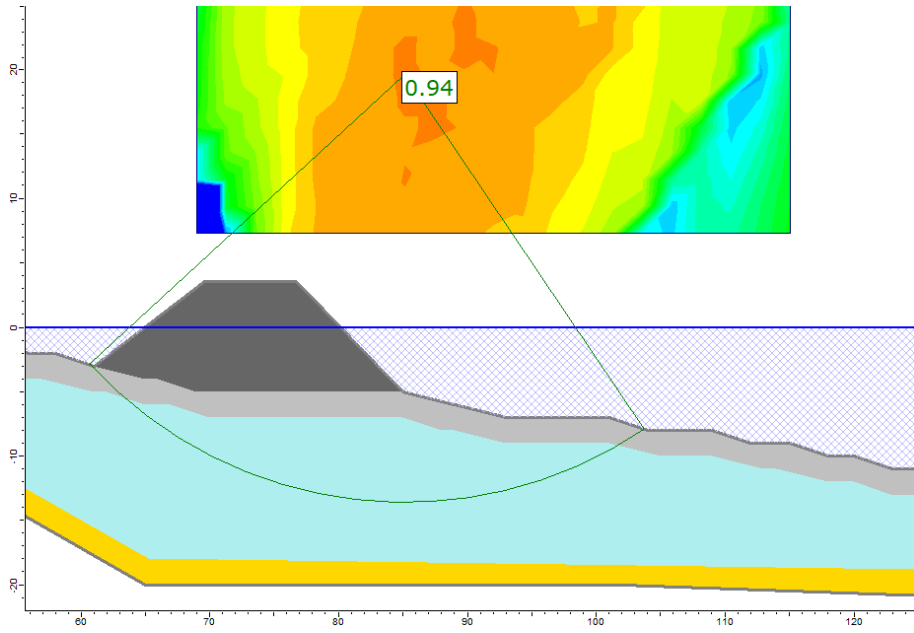
En mer virkelighetsnær tilnærming av skråningsforholdene oppnås ved å ta hensyn til skjærstyrkevariasjon i leiren. Valgt skjærstyrke for beregninger kommer hovedsakelig fra beregninger basert på empiri, i tillegg til antagelser for konsolideringsgrad.

Som oppsummert i resultatkapittelets Tabell 6.2 antyder beregningene at sikkerheten i skråningen naturlig er lav, med FoS så vidt over én. Ved simuleringene, både for konstant og varierende skjærstyrkeforhold, er kritisk brudd i Plaxis gitt øverst i skråningen før simulert fyllingsarbeid. Det vil si at de største skjærtøyningene opptrer i strandkanten (der profil D-D' har brattest helning) og ikke på sjøbunnen. I løpet av våren 2018 ble NVE varslet om setninger i strandkanten, i forbindelse med moloutbyggingen. Ettersom utbyggingen av moloen pågikk over noen måneder (januar/februar 2018 – juni 2018) er det i lys av den dårlige sikkerheten og tilstedeværelsen av bløte leirer, rimelig at setninger har oppstått i leiren i strandkanten.

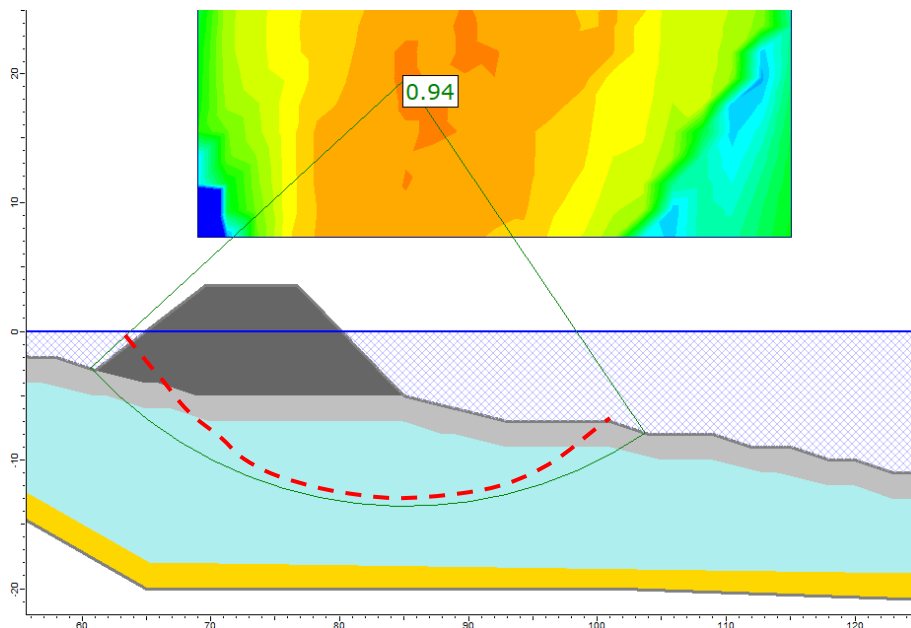
Det er tvilsomt at sikkerheten for resten av skråningen var tilnærmet like lav. Ettersom anleggsarbeidet pågikk over noen måneder før intensiteten økte i mai-måned, er det sannsynlig at marbakken ville gått til brudd lenge før, om sikkerheten var så lav som i strandkanten. Det står likevel liten tvil om at marbakken ved Hjelopen i utgangspunktet var av dårlig stabilitet.

Som forventet medfører belastning av skråningen i udrenert analyse et poreovertrykk i leiren (Figur 6.12 og Figur 6.13). Med økende skjærfasthet resulterer både Slide og Plaxis i grunnbrudd, før moloen er ferdig bygget. Ved å se på de laveste skjærstyrkeforholdene i leiren nås kapasiteten i grunnen ved andre fyllingens nivå (+2m) for beregninger i Plaxis. I Slide er dette tilfellet for tredje nivå av fyllingen (+3,5m). Størrelse og form på bruddsirkelen i de to analysene ligner noenlunde på hverandre og ikke minst på det faktiske skredet i Leksvik. Fra Plaxis er bruddmekanismen, i form av inkrementelle skjærtøyninger, veldig i tråd med hvordan initialscredet er antatt å ha gått. Sammenligning av virkelig skredgrop med bruddsirkel fra Slide og skjærtøyninger

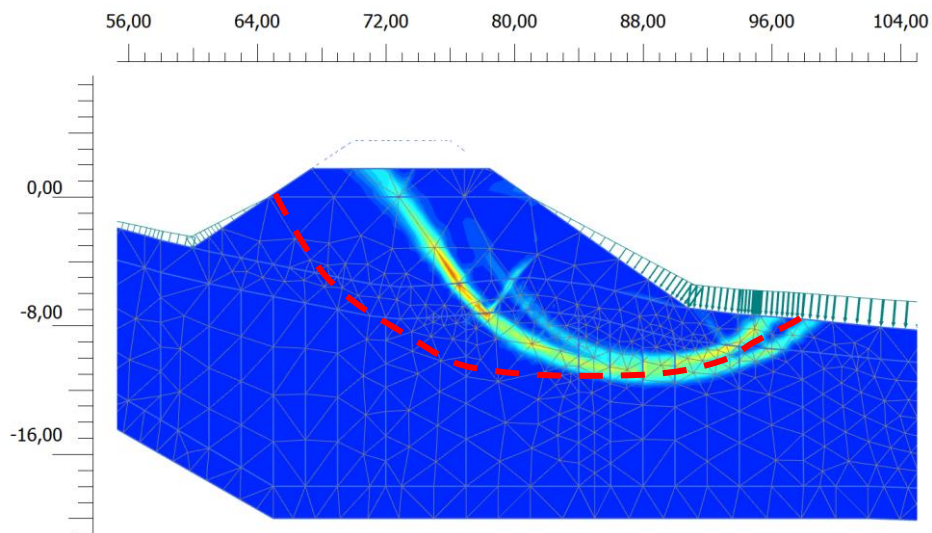
fra Plaxis er fremstilt i



Figur 7.3 og Figur 7.4.



Figur 7.3: Sammenligning av beregningsresultat og virkelighet.
 Bruddmekanisme med $S_u = 3,7$ kPa i toppen av leirlaget og økende skjærfasthet med dybde.
 Stiplet linje illustrerer den faktiske skredgropen fra initialscredet i Leksvik



Figur 7.4: Sammenligning av beregningsresultat og virkelighet.
 Bruddmekanisme med $S_{uA} = 5,6$ kPa i toppen av leirlaget og økende skjærfasthet med dybde.
 Stiplet linje illustrerer den faktiske skredgropen fra initialscredet i Leksvik

7.2 Videre utvikling

Med resultatene fra kapittel 6.1 og som illustrert i Figur 7.3 og Figur 7.4, ansees manipulasjon av det første grunnbruddet som en suksess. Det er imidlertid klart at initialscredet som følge av moloutbyggingen er ikke tilstrekkelig til å ha påført strandlinjen de skadene som oppstod i forbindelse med skredhendelsen. Videre analyser ble derfor gjort med ønsket om å finne steg nummer to i skredutviklingen.

I modelleringen er det tatt utgangspunkt i skjærstyrkeforholdet som ga mest virkelighetsnær bruddsituasjon i kapittel 6.1. For simulering av hypotese 1 og hypotese 2 ble det benyttet skjærstyrkeforhold med $S_{uA} = 5,6$ kPa i toppen av leiren, økende med 2,8 kPa per dybdemeter. En mulig feilkilde for videre analyser ligger i nettopp dette. Dersom det antatte skjærstyrkeforholdet ikke reflekterer virkeligheten, er hypotesene bygget på et svakt grunnlag og resultatene kan potensielt miste mye av sin verdi.

7.2.1 Hypotese 1

Simuleringer for å teste hypotese 1 belager seg på svært mange antagelser. Hvorvidt resultatene fra kapittel 6.2.1 kan ansees som gyldige er derfor diskutabelt.

For det første er utgangspunktet for hypotesen at hele skredgropen ble «tømt» like etter initialbruddet. Volum ut av skredgropen skal være lik volumet av masser som legger seg på marbakken, hvilket trolig er en idealisering av situasjonen. Det innebærer i tillegg en antagelse om at leiren blir tilstrekkelig omrørt til å kunne strømme ut av skredgropen. For å oppfylle $V_1 = V_2$ kreves det også at skråningstopografien tillater at massene sklir. Samtidig som topografien skal tillatte at massene skal skli ut av skredgropen er et viktig premiss for hypotesen at sjøbunns helningen er lav nok til at massene avsettes svært raskt.

Omtrent 100m langs den modellerte skråningen er helningsvinkelen på marbakken 7° - 9° . Dette er lavere enn kritisk helning for skred på sjøbunnen, men antas å være tilstrekkelig til at massene kan skli ut av skredgropen. Helningen på 7° - 9° i skråningsmodellen er hovedsakelig basert på batymetriske data fra målinger forut for skredhendelsen, men inkluderer også noen antagelser, særlig om den underliggende fjelltopografien.

Til grunn for analysen ligger også slutningen om at den delen av fyllingen som ble tatt av skredet har sklidd som en samlet skredblokk og blir avsatt lenger ut på skråningen (ca. 140m). Skredblokker og materiale fra fyllingen er derfor ignorert i vurderingen, hvilket er en ytterligere forenkling.

Den største diskusjonsfaktoren ligger dog i antagelsen om formen på de avsatte skredmassene. Resultatene fra Plaxis viser at geometrien vil ha avgjørende betydning for om skråningen blir tilstrekkelig ustabil og går til brudd. Det er flere måter for hvordan avsetningen kan ha foregått. På grunn av lav sjøbunns helning og bremsende friksjonseffekter kan massebevegelsen ha stanset kjapt og resultert i geometri med liten utstrekning (Tabell 6.5, geometri 1). En mulighet er også at massene har vært tilstrekkelig omrørt og hatt stor nok hastighet til å spres i vesentlig større grad (Tabell

6.5, geometri 4). Resultater fra Plaxis er som forventet at desto større grad av spredning på massene, desto mer tåler skråningen. $FoS_{\text{geometri 4}} = 1,02$ og de øvrige geometriene tvinger skråningen til brudd.

Grunnundersøkelser fra borehull innenfor skredområdet (S5) gir en flyteindeks I_L på omtrent 1, hvilket betyr at massene er bløte. Det medgir imidlertid ikke at massene er flytende, som kan argumentere for at skredmassene kan ha blitt avsatt relativt raskt. Ut ifra tolkning av skredområdet på batymetri ser det ut til at skredblokker har blitt transportert relativt intakt ut på sjøbunnen. Det finnes også spor av opphopninger av masser like i forkant av skredkanten i strandsonen. Dette gir grunn til å tro at massene kan ha blitt avsatt raskt og med kort utstrekning.

Dersom en godtar de mange forenklingene som ligger til grunn for modellen indikerer den overnevnte diskusjonen at masser fra skredgropen kan ha ført til et nytt grunnbrudd lenger ut på sjøbunnen. Det er med andre ord grunn til å anta at hypotese 1 kan medføre riktighet.

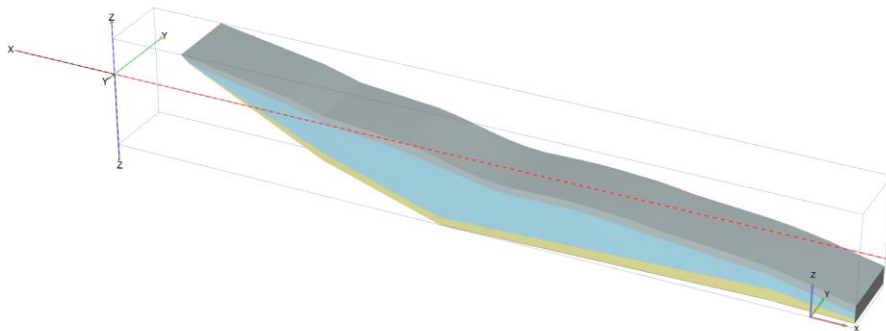
7.2.2 Hypotese 2

Skredet i Leksvik utviklet seg svært hurtig og det tok under en halvtime før skredhendelsen hadde dekket hele strekningen på 1,3km. Da dette er en korttidsevaluering av leire antas de enkelte skråningsbruddene å ha skjedd udrenert. For hypotese 2 er derfor initialscredet analysert som en udrenert utgravning i profil E-E'.

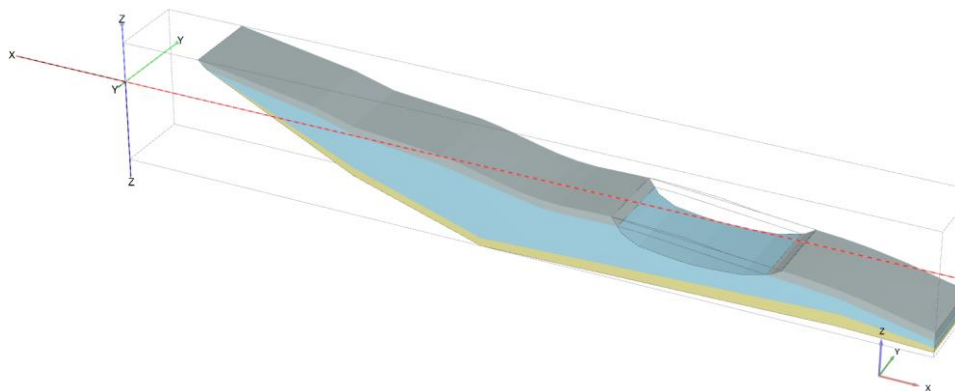
For testing av hypotese 2 er virkningen av ulike utgravningsvinkler på skråningssikkerheten studert. Kapittel 6.2.2 peker på at stabiliteten ikke blir betraktelig forverret av initialscredet, uavhengig av valgt helning på utgravningen. Resultatene gir dermed lite medhold til hypotese 2. Det antas derfor at skråningen like vest og i bakkant av initialscredet ikke er blitt tilstrekkelig destabilisert som følge av masseutgravningen og at det alene ikke kan ha medført et nytt grunnbrudd.

Den modellerte skråningen for hypotese 2 må betraktes som en svært forenklet situasjon. En viktig faktor som blir fullstendig tilsidesatt i analysen er tredimensjonale effekter (3D-effekter). Etter initialbruddet kan tapet av sidefriksjon for de nærliggende massene ha vært betydelige nok til at steg nummer to i skredprosessen likevel samsvarer med hypotese 2. Om ikke virkningen av 3D-effekter alene ville vært nok, er det sannsynlig at tap av sidefriksjon i kombinasjon med utgravning fra initialscredet kunne ha medført tilstrekkelig ustabil skråningssituasjon og gått til brudd. På bakgrunn av dette er det laget en relativt enkel modell i Plaxis 3D for å illustrere (Figur 7.5 og Figur 7.6).

I og med at hypotese 1 gir betydelig lavere sikkerhetsfaktorer enn hypotese 2, konkluderes det med at fremoverrettet bruddutviklingen mest sannsynlig er skredsekvensens andre steg. Dersom det er tilfellet blir effekter av manglende sidefriksjon desto mer betydelige, ettersom et enda større areal er etterlatt uten sidestøtte. Dersom en ser skråningen i profil E-E' i lys av dette - med utgravning og en ustabil sidevegg fra skredets første og andre steg - er det plausibelt at hypotese 2 kan samsvare med skredets tredje steg. Det kan også peke på at skredhendelsen like vest for initialbruddet var av større volum enn hva som opprinnelig er antatt for hypotese 2. Batymetri indikerer også skredgropen like vest for fyllingen er relativt stor, hvilket underbygger denne tankegangen.



Figur 7.5: 3D-modell av profil E-E'. Utvidet med 20 m i y-retning



Figur 7.6: 3D-modell av profil E-E', utvidet 20m i y-retning. Viser en utgraving for å illustrere initial-skredet

Kommentar til Figur 7.5 og Figur 7.6:

Ideen for 3D-analysen vil være å studere modellen under full mobilisering av sidefriksjon, for så å fjerne sidefriksjonen langs en sidevegg i et nytt beregningssteg. I en virkelig situasjon vil ikke en sidevegg etter skred forbli helt plan. Slik kan en studere sikkerheten i skråningen der massene tillates å «falle ut».

Kapittel 8

Konklusjon og videre arbeid

I denne rapporten foreligger en tolkning av skredområdet i Leksvik. Fra litteratur fremkommer det at historiske skred i norske fjorder ofte har gått som flakskred, som sklir ut langs svake plan på sjøbunnen. Dette er ikke tilfellet for skredet i Leksvik. Hverken geotekniske grunnundersøkelser eller seismiske refleksjonsprofiler tilsier at slike plan eksisterer i sedimentene. Dersom skredet hadde gått i en translasjonsbevegelse, ville dette vært betydelig mer fremtredende på batymetrisk kart. Fra skyggerelieff av sjøbunnen kan derimot flere skredgroper identifiseres. Dette peker på at skredhendelsen bestod av en rekke skred, som mest sannsynlig har gått etter tur. For å finne svar på hva som kan ha vært rekkefølgen på skredsekvensen er det gjort geotekniske stabilitetsanalyser av skredområdet.

Uten tilgang på grunnundersøkelser av svært god kvalitet fra skredrammet område, er modellering av udrenert skjærstyrke basert på en del antagelser. Det har blitt antatt normalkonsolidert leire, med noe grad av aldring, og OCR er satt til 1,2. SHANSEP-prinsippet benyttes for beregning av aktiv, udrenert skjærstyrke.

Initialskredet er på bakgrunn av vitneobservasjoner og tolkning av grunnforholdene antatt å ha skjedd som følge av fyllingsarbeid, i kombinasjon med bløte sjøbunnsleirer. Andre faktorer, slik som lavvann og store mengder nedbør i tiden før skredhendelsen, har trolig bidratt til å svekke stabiliteten noe. Disse ansees likevel ikke som avgjørende faktorer for skredutløsning.

Initialskredet er fremprovosert i både lamellemetodeprogram (Slide) og endelig elementmetodeprogram (Plaxis 2D), ved å simulere fyllingsarbeidet i strandkanten utenfor Hjelopen. Det er simulert for flere skjærstyrkesituasjoner, for å identifisere hvilke forhold som gir mest virkelighetsnær bruddsituasjon. Kapittel 6.1 beskriver resultatene fra simuleringene. Lamellemetoden gir for alle situasjoner noe høyere sikkerhet i skråningen enn hva som oppnås med elementmetodeprogram. Skjærstyrkesituasjonen som gir bruddsituasjon mest lik den faktiske hendelsen er $S_{uA} = 5,6$ kPa i toppen av leiren og økende skjærfasthet med dybden. Fra SHANSEP-forhold tilsvarer dette leire med følgende variabler: OCR = 1,2, effektive initialspenninger = 20 kPa, samt konstanter $\alpha = 0,25$ og $m = 0,65$.

Ved udrenert pålastning i Plaxis 2D under disse forholdene går skråningen til brudd ved å simulere oppfyllingen til +2m. Dette resulterer i bruddmekanisme mest lik initialskredet i Leksvik, omtrent 45m i utstrekning og i underkant av 7m dypt. Disse forholdene benyttes derfor til videre simuleringer. Ved bruddlasten oppstår et kraftig poreovertrykk (55 kPa) under fyllingen. Sikkerhetsfase like før brudd gir FoS = 1,02 for fylling opp til vannstand (+0m). Fra dette kan det trekkes konklusjon om at marbakken ved Hjelopen trolig var preget av dårlig stabilitet i utgangspunktet og derfor svært sensitiv for anleggsarbeid.

Basert på tolkningene og undersøkelsene som foreligger i denne rapporten konkluderes det med at initialskredet ved Hjelopen førte til videreutvikling av grunnbrudd, sideveis langs strandsonen. Denne dominoeffekten har fortsatt frem til sjøbunns helningen og den underliggende geologien har virket tilstrekkelig bremsende eller stanset bruddutviklingen fullstendig.

Hypotese 1 antar fremoverrettet bruddutvikling for skredets andre steg, basert på at skredmasser fra initialbruddet transporteres ut av skredgropen og opp på marbakken i forkant. Det er testet for fire ulike avsetningsgeometrier. Samtlige medfører grunnbrudd, med unntak geometri 4, der skredmassene har størst utstrekning: $FoS_{\text{geometri 4}} = 1,02$. For hypotese 2 er gir ingen av de utførte analysene betraktelig svekking av skråningsstabiliteten. Faktisk er virkningen fra utgravningen svært liten. Ved bratteste utgravningshelning, som var ansett som det mest kritiske tilfellet, blir $FoS = 1,13$. Sikkerheten blir lavere for samtlige analyser av hypotese 1 enn for analyser av hypotese 2, hvilket indikerer at det er størst sannsynlighet for at hypotese 1 medfører riktighet. På bakgrunn av dette er det rimelig å anta at skredets andre steg var en fremoverrettet bruddutvikling.

Rapporten konkluderer med at initialbruddet muliggjorde videre bruddutvikling. Resultatene presentert i kapittel 6 tyder på at en fremoverrettet utvikling skjedde som skredets steg nummer to, trolig etterfulgt av sideveis utbredelse og grunnbrudd i initialskredets nærliggende masser. En svakhet ved analysene er at de er sterkt preget av å være forenklet. De er basert på plan-tøyning og tar ikke hensyn til tap av sidefriksjon. Dersom 3D-effekter var inkludert kunne det hatt betydning for analysene, særlig for hypotese 2. For videre arbeid anbefales det å modellere skredet i Plaxis 3D for mer fullstendige analyser.

I denne rapportens analyser er det heller ikke tatt hensyn til sprøbruddeffekter. Da det er funnet sprøbruddmateriale i skredområdet utenfor Hjelopen, er det grunn til å tro at skredet kan ha utviklet seg progressivt, selv om leiren har lav sensitivitet ($S_t = 5$). Batymetri og sjøbunnskoter peker på at skredgropen har egenskaper som ikke svarer til skålformet brudd, men kan minne om morfologi forårsaket av skred i sprøbruddmaterialer. Med resultatene fra analysetesting, der det konkluderes med fremoverrettet bruddutvikling, er også mistanken om progressivt brudd forsterket. For videre analyser av skredsituasjonen i Leksvik vil det være interessant å benytte modeller med sprøbruddmaterialer. Det anbefales at det undersøkes nærmere effekten av progressiv bruddutvikling.

For øvrig anbefales det en prioritert batymetrisk kartlegging av strandsonerområdene langs kysten i Norge, særlig for områder med marine og glasimarine avsetninger. For å unngå farlige situasjoner ved utbygging av strandsonerområder i fremtiden er det av ytterste nødvendighet at en har kartlagt fareområder for skred og har god kunnskap om topografi og grunnforhold, før utbygging starter. Enkeltpersoner og firmaer som ønsker å bygge i strandsonen bør også ta lærdom av tidligere hendelser og ta alle forhåndsregler, med økt fokus på utredning og kartlegging i forkant.

Litteratur

- Bobrowsky, P. og Highland, L. (2013) The Landslide Handbook-a Guide to Understanding Landslides: A Landmark Publication for Landslide Education and Preparedness *Landslides: Global Risk Preparedness*. Springer, s. 75-84.
- Brinkgreve, R., Kumarswamy, S. og Swolfs, W. (2018) Plaxis 2D Reference Manual *Plaxis BV, Delft*.
- Bryn, P. *et al.* (2005) Explaining the Storegga slide, *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2), s. 11-19.
- Bugge, T., Belderson, R. og Kenyon, N. (1988) The storegga slide, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 325(1586), s. 357-388.
- Dahl, R. og Brattli, B. (2008) *Kvartærtiden og dens avsetninger i Norge*. NTNU.
- De Blasio, F. V. *et al.* (2006) Understanding the high mobility of subaqueous debris flows, *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 86(3).
- Elverhøi, A. *et al.* (2002) Submarine mass-wasting on glacially-influenced continental slopes: processes and dynamics, 203(1), s. 73-87.
- Emdal, A., Grande, L. og Nordal, S. (2015) *Geoteknikk beregningsmetoder*. Trondheim: NTNU.
- Fauskerud, O. A. *et al.* (2012) *Bruk av anisotropiforhold i stabilitetsberegninger i sprøbruddmaterialer*. (Naturfareprosjektet: Delprosjekt Kvikkleire): NIFS.
- Fornes, P. og Jostad, H. P. (2014) *Effekt av progressiv bruddutvikling for utbygging i områder med kvikkleire: Sensitivitetsanalyse-1*. (Naturfareprosjektet: Delprosjekt 6 Kvikkleire).
- Gauer, P. *et al.* (2005) The last phase of the Storegga Slide: simulation of retrogressive slide dynamics and comparison with slide-scar morphology *Ormen Lange—an Integrated Study for Safe Field Development in the Storegga Submarine Area*. Elsevier, s. 171-178.
- Gjelsvik, V. (2019) *20180577-02-TN NGI Teknisk Notat Skredet i Leksvika 20.juni 2018*. NGI.
- Griffiths, D. og Lane, P. A. (1999) Slope Stability analysis by finite elements, *Géotechnique*, 49(No 3).
- Grimstad, G., Andresen, L. og Jostad, H. P. (2012) NGI-ADP: Anisotropic shear strength model for clay.
- Hampton, M. A., Lee, H. J. og Locat, J. (1996) Submarine landslides, 34(1), s. 33-59.
- Hansen, L. *et al.* (2013) *Forebyggende kartlegging mot skred langs strandsonen i Norge*. (Naturfareprosjektet: Delprosjekt 6 Kvikkleire 8241008902).
- Høeg, K. *et al.* (2014) *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*: Oslo, NGI Universitetsforl.
- Janbu, N. (1976) Static bearing capacity of friction piles, *Proceedings of the 6th European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Vol. 1.2, s. 479-488.
- kartverk, S. (2006) SOSI standard - generell objektkatalog versjon 4.0 *Fagområde: Løsmassegeologi*.
- Kartverket (2019) *Høydedata og terrengmodeller for landområdene*.
- Kramer, S. (1988) Triggering of liquefaction flow slides in coastal soil deposits, *Engineering Geology*, 26(1), s. 17-31.

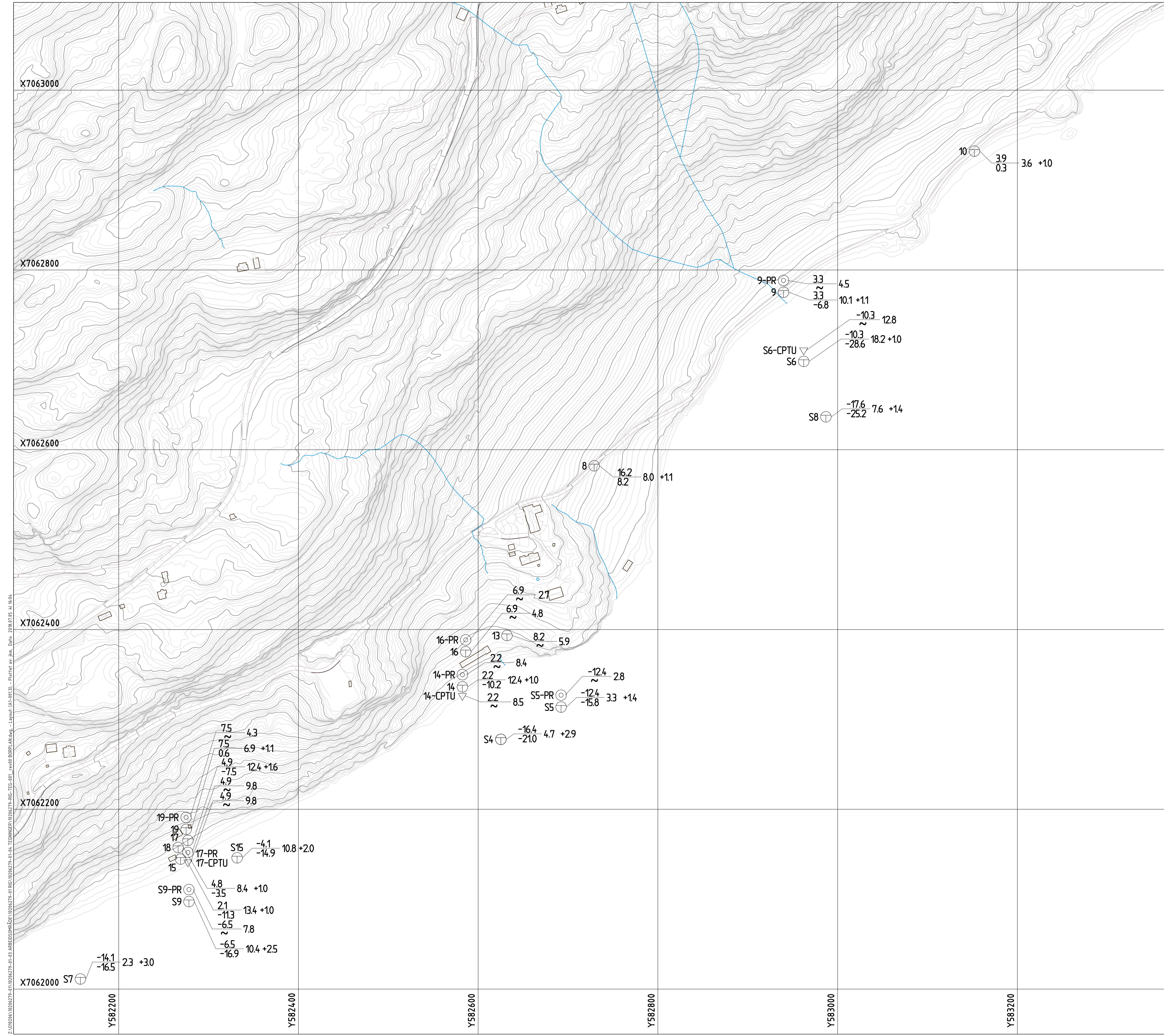
- L'Heureux, J.-S. *et al.* (2007) The 1990 submarine slide outside the Nidelv River mouth, Trondheim, Norway *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, s. 259-267.
- L'Heureux, J.-S. *et al.* (2010) A multidisciplinary study of submarine landslides at the Nidelva fjord delta, Central Norway—implications for geohazards assessments, *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 90(1-2), s. 1-20.
- L'Heureux, J.-S. *et al.* (2011) Landslides along Norwegian fjords, processes, cause and hazard assessment, i *Proceedings of the 2nd world landslide forum, Rome Google Scholar*.
- L'Heureux, J.-S. (2012) *Karakterisering av historiske kvikkleireskred og input parametere for Q-BING*. (Naturfareprosjektet: Del 6 Kvikkleire): NGI.
- L'Heureux, J.-S. *et al.* (2012) Identification of weak layers and their role for the stability of slopes at Finneidfjord, northern Norway *Submarine mass movements and their consequences*. Springer, s. 321-330.
- L'Heureux, J.-S. (2013) *Vurdering av kartleggingsgrunnlaget for kvikkleire i strandsonen*. (Naturfareprosjektet: Delprosjekt Kvikkleire): Norges Geotekniske Institutt (NGI).
- L'Heureux, J.-S. *et al.* (2014) The 1930 landslide in Orkdalsfjorden: morphology and failure mechanism *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, s. 239-247.
- L'Heureux, J.-S., Nordal, S. og Austefjord, S. W. (2017) Revisiting the 1959 quick clay landslide at Sokkelvik, Norway *Landslides in Sensitive Clays*. Springer, s. 395-405.
- Locat, J. og Lee, H. J. J. C. G. J. (2002) Submarine landslides: advances and challenges, 39(1), s. 193-212.
- Longva, O. *et al.* (2003) The 1996 Finneidfjord slide; seafloor failure and slide dynamics *Submarine mass movements and their consequences*. Springer, s. 531-538.
- Multiconsult (2018) *10206802-RIG-RAP-001 Hjelopen, Leksvik Geotekniske grunnundersøkelser*.
- NGI (2018) *Befaringsnotat og anbefalinger etter skredet i Leksvika 20.juni 2018*.
- Nordal, S., L'Heureux, J. og Strand, S. A. (2017) Strandsonestabilitet-hva har vi lært av å nedsette komiteer for å utrede skredårsak?, *Fjellsprengningsdagen, Bergmekanikkdagen, Geoteknikkdagen*.
- Nordal, S. (2018) TBA4116 Geotechnical Engineering Advanced Course. Trondheim: Norwegian University of Science and Technology.
- NVE (2014) *Veileder nr 7 - 2014*.
- Oset, F. *et al.* (2015) *Valg av karakteristisk CuA-profil basert på felt- og laboratorieundersøkelser*. (Naturfareprosjektet Delprosjekt Kvikkleire).
- Sandven, R. *et al.* (2017) *Geotechnics Field and Laboratory Investigations*. Trondheim: NTNU
- Sills, G. C. og Wheeler, S. J. (1992) The significance of gas for offshore operations, 12(10), s. 1239-1250.
- Skempton, A. W. (1977) Slope Stability of Cuttings in Brown London Clay *SELECTED PAPERS ON SOIL MECHANICS*. Imperial College, University of London, s. 241-250.
- SSB (2018) *Byggeaktivitet i strandsonen*
- Standard Norge (2007) Eurokode 7: Geoteknisk prosjektering. Del 2: Regler basert på grunnundersøkelser og laboratorieprøver *NS-EN 1997-2:2007+NA:2008* (b. 3.4.1): Standard Norge.
- Statens vegvesen (2009) *Håndbok 016 - Geoteknikk i vegbygging*.
- Thakur, V. K. S. *et al.* (2014) En omforent anbefaling for bruk av anisotropifaktorer i prosjektering i norske leirer.

- Thakur, V. K. S. *et al.* (2016) A procedure for the assessment of the undrained shear strength profile of soft clays, i *Proceedings of the 17th Nordic Geotechnical Meeting*. NGM.
- Vardy, M. E. *et al.* (2012) Multidisciplinary investigation of a shallow near-shore landslide, Finneidfjord, Norway, 10(4), s. 267-277.
- Varnes, D. J. (1978) Slope movement types and processes, *Special report*, 176, s. 11-33.
- Wang, L.-Z., Shen, K.-l. og Ye, S.-H. (2008) Undrained shear strength of K 0 consolidated soft soils, *International Journal of Geomechanics*, 8(2), s. 105-113.
- Zdravković, L., Potts, D. og Hight, D. (2002) The effect of strength anisotropy on the behaviour of embankments on soft ground, *Géotechnique*, 52(6), s. 447-457.
- Zhang, Y. *et al.* (2013) Effects of geometries on three-dimensional slope stability, 50(3), s. 233-249.

VEDLEGG A

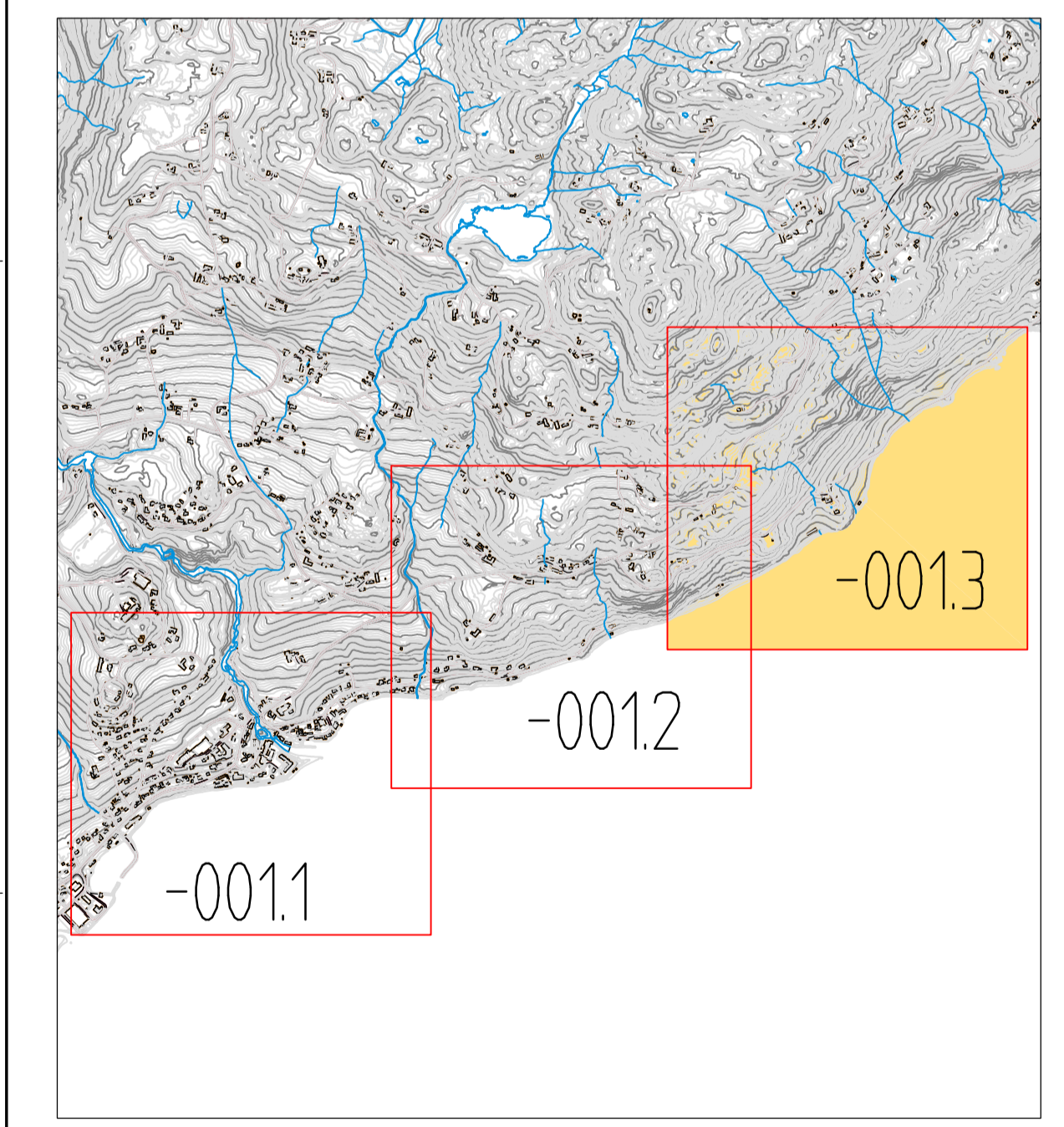
Geotekniske undersøkelser

Borpunkt	Koordinater			Metode	Kommentar
	X [m]	Y [m]	Z [m]		
1	7062012,2	581893,5	3,5	TOT	Sondering, land
2	7061865,9	581561,9	9	TOT	Sondering, land
2B	7061890,7	581640	5,2	TOT	Sondering, land
3	7061844,8	581289,3	11,2	TOT	Sondering, land
4	7061814,2	581133,4	8,9	TOT	Sondering, land
5	7061745,6	580940,4	4,7	TOT, CPTU	Sondering, land
6	7061668,9	580859,2	4,7	TOT, CPTU	Sondering, land
7	7061510,7	580726,9	8	TOT	Sondering, land
8	7062582,2	582729,1	16,1	TOT	Sondering, land
9	7062775,3	582939,7	3,3	TOT, PR	Sondering, land
10	7062932,2	583152,2	3,9	TOT	Sondering, land
11	7061720,3	580845,6	6,6	TOT	Sondering, land
11B	7061720,3	580845,6	6,6	TOT	Sondering, land
12	7061667	580911,3	3,1	TOT	Sondering, land
13	7062393,3	582632,1	8,2	TOT	Sondering, land
14	7062336,3	582582,5	2,2	TOT, CPTU, PR	Sondering, land
15	7062144,6	582268,9	2,1	TOT	Sondering, land
16	7062375,3	582586,1	6,9	TOT, PR	Sondering, land
17	7062165,4	582277	4,9	TOT, CPTU, PR	Sondering, land
18	7062157,5	582266,2	4,8	TOT	Sondering, land
19	7062177,8	582275	7,5	TOT, PR	Sondering, land
20	7062357,2	582612,4	2,1	TOT, CPTU, PR, PZ	Sondering, land
21	7062372	582637,3	2,8	TOT	Sondering, land
22	7062403,2	582605	10,1	TOT, PR	Sondering, land
23	7062435,5	582621,2	16,4	TOT, PR	Sondering, land
24	7062481	582610,6	27,1	TOT	Sondering, land
25	7062566	582782,4	5,9	TOT	Sondering, land
26	7062507,7	582757,1	6	TOT	Sondering, land
27	7062541,1	582715,1	15,4	TOT	Sondering, land
S1	7061933,3	581902,3	-15,2	TOT	Sondering, sjø
S2	7061831,5	581685,2	-8	TOT	Sondering, sjø
S3	7061803,5	581699	-21,8	TOT	Sondering, sjø
S4	7062277,8	582625,2	-16,4	TOT	Sondering, sjø
S5	7062313,7	582692,3	-12,4	TOT, PR	Sondering, sjø
S6	7062698,3	582962,2	-10,3	TOT, CPTU	Sondering, sjø
S7	7062011,2	582157,4	-14,1	TOT	Sondering, sjø
S8	7062636,6	582986,9	-17,6	TOT	Sondering, sjø
S9	7062097,3	582278,2	-6,5	TOT, PR	Sondering, sjø
S10	7061709,3	581139,5	-3,9	TOT, CPTU	Sondering, sjø
S11	7061541	580937,6	-3,9	TOT	Sondering, sjø
S12	7061446,6	580768,1	-6	TOT	Sondering, sjø
S13	7060983,1	580118,4	-16,9	TOT	Sondering, sjø
S14	7061513,2	580953,2	-22,2	TOT	Sondering, sjø
S15	7062146	582331,7	-4,1	TOT	Sondering, sjø



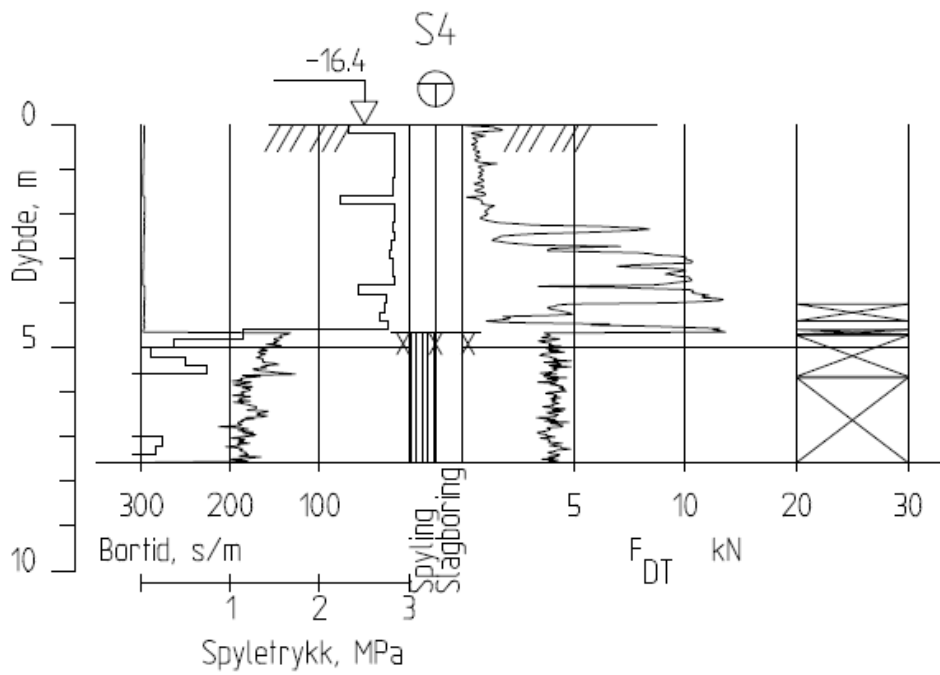
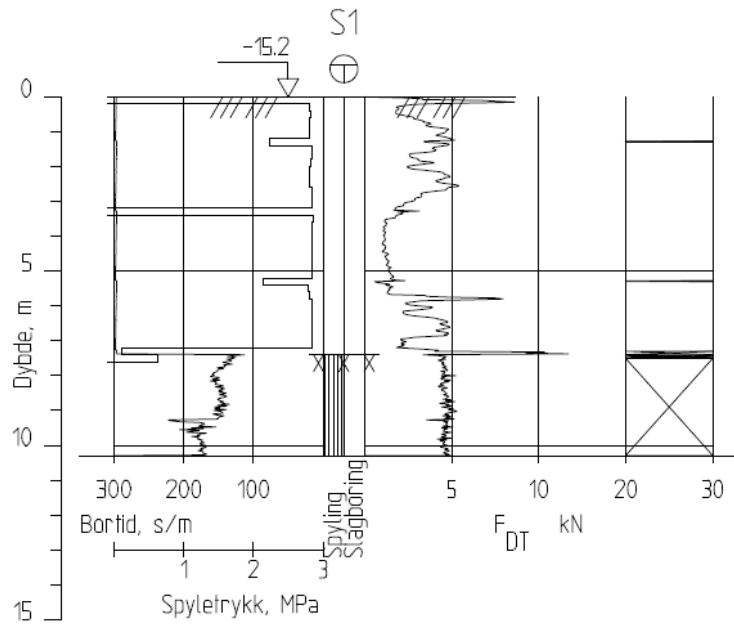
- TEGNFORKLARING:**
- DRIESONDERING
 - PRØVESERIE
 - ⊕ PORETRYK MÅLING
 - ENKEL SONDERING
 - PRØVEGROP
 - ⊕ KJERNEBORING
 - ▼ RAMSONDERING
 - ⊕ DREI TRYKSONDERING
 - ⊕ FJELLKONTROLLBORING
 - ▽ TRYKSONDERING
 - ⊕ SKRUPLATEFORSØK
 - ⊕ BERG I DAGEN
 - ⊕ TOTALSONDERING
 - + VINGEBORING
- KARTGRUNNLAG: Digitalt kart fra NVE
 KOORDINATSYSTEM: UTM Sone 32V
 HØYDEREFERANSE: NN 2000
 UTGANGSPUNKT FOR NIVELLEMENT: GPS GLONAS CPDS
 BØRNBOK NR: Digital
 LABBOK NR: Digital
- EKSEMPEL: TERRENGKOTE/SJØBUNNKOTE
 BP 1 ⊕ 430 14.8 +2.4 — BØRET DYBDE • BØRET I BERG
 28.2 VANTATT BERGKOTE

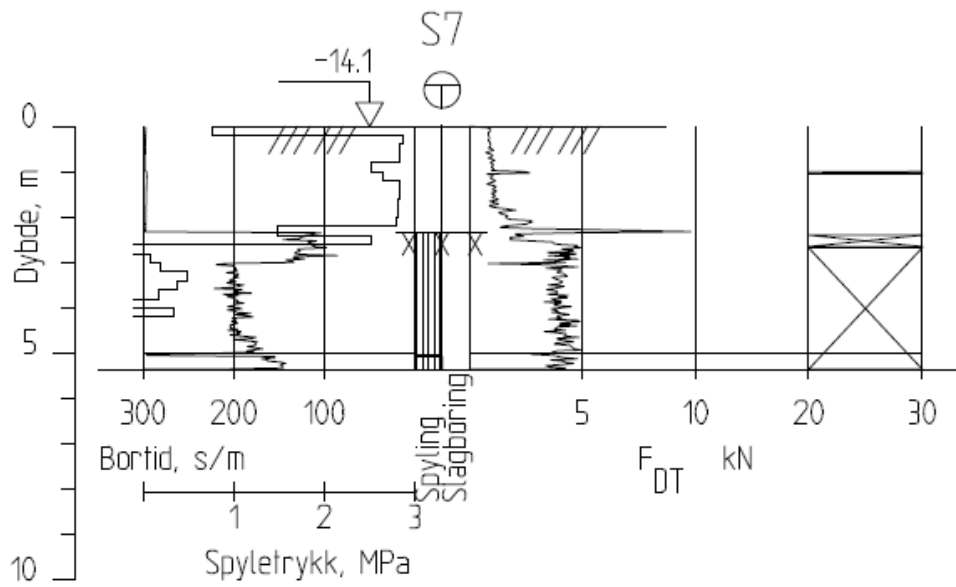
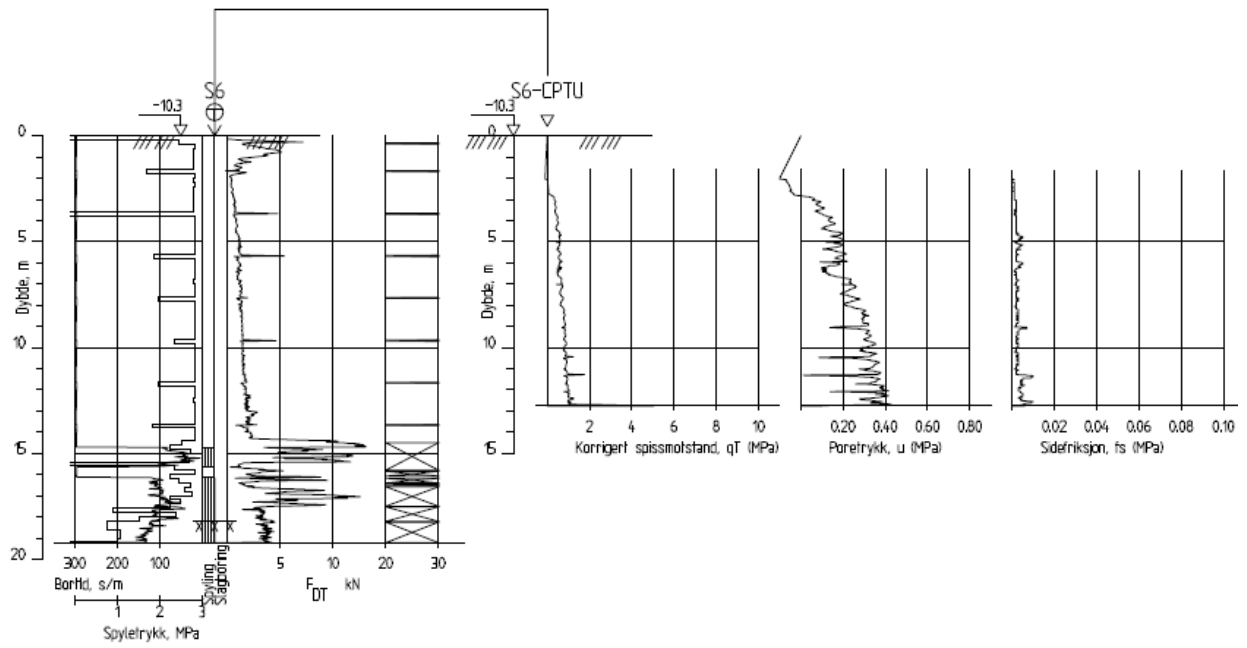
BORPLAN RIG-TEG-001.3 00

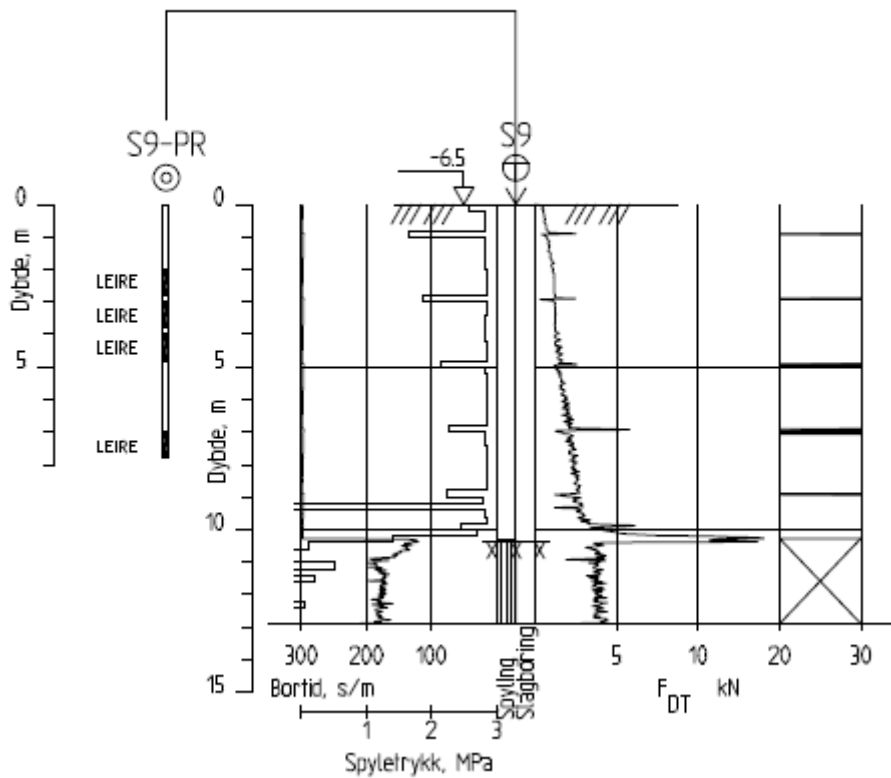
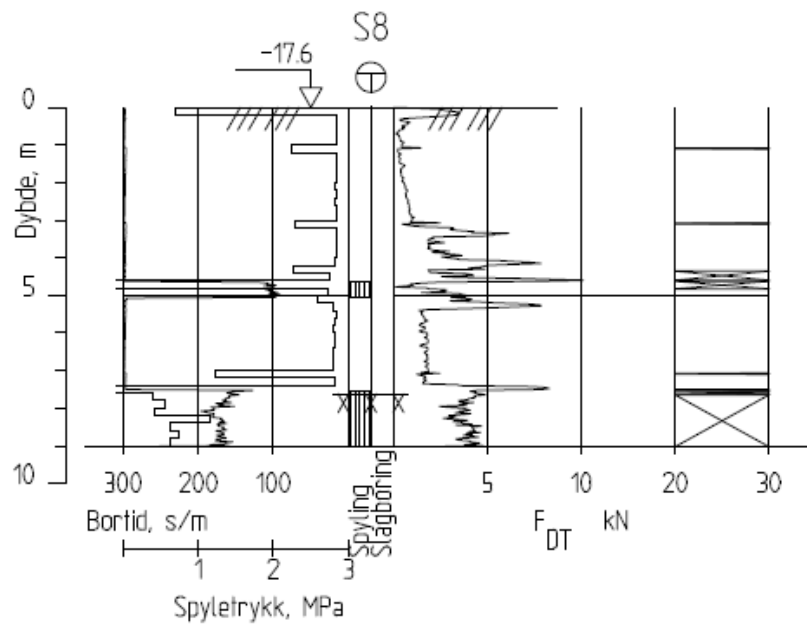


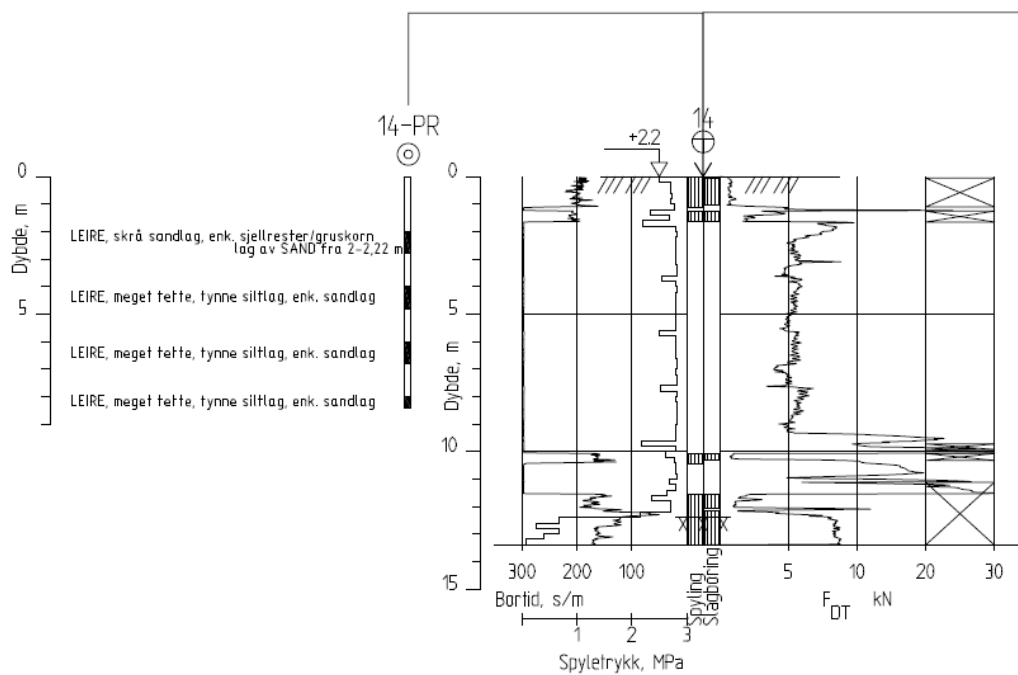
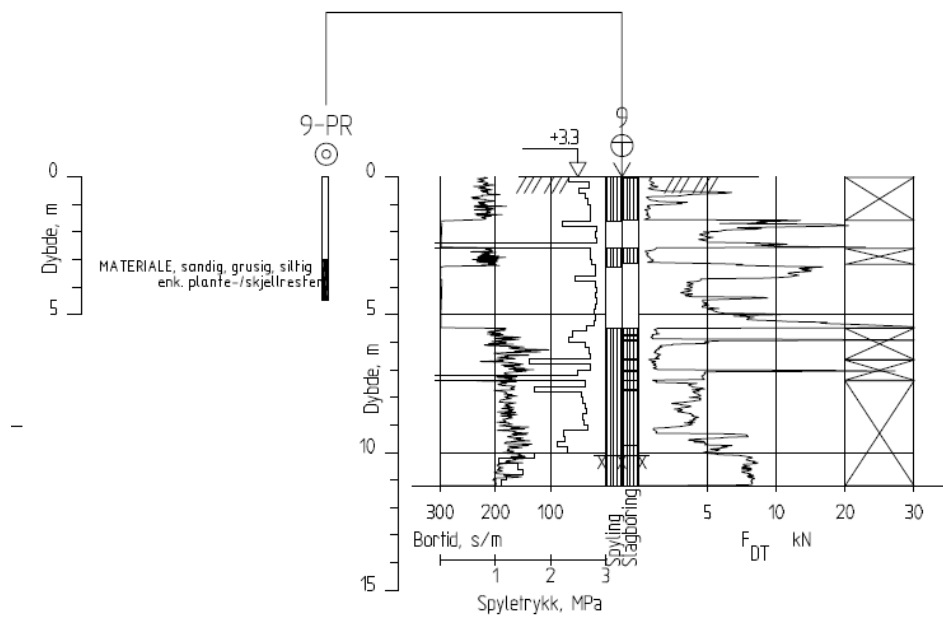
Rev	Beskrivelse	Dato	Tegn.	Kontr.	Godk.
0	NVE				
1	NVE Grunnundersøkelser Leksvik	06.07.2018	Fag	Kontr.	Godk.
	Borplan				
	Del-3				
			Format/Blesstokk:		
			A1: 1:2000		
			A3: 1:4000		
			Status:		
			Oppdragsnr. 10206279	Konstr./Tegnet JKM	Kontrollert MAGW
				Godkjent ARV	
				Rev.	

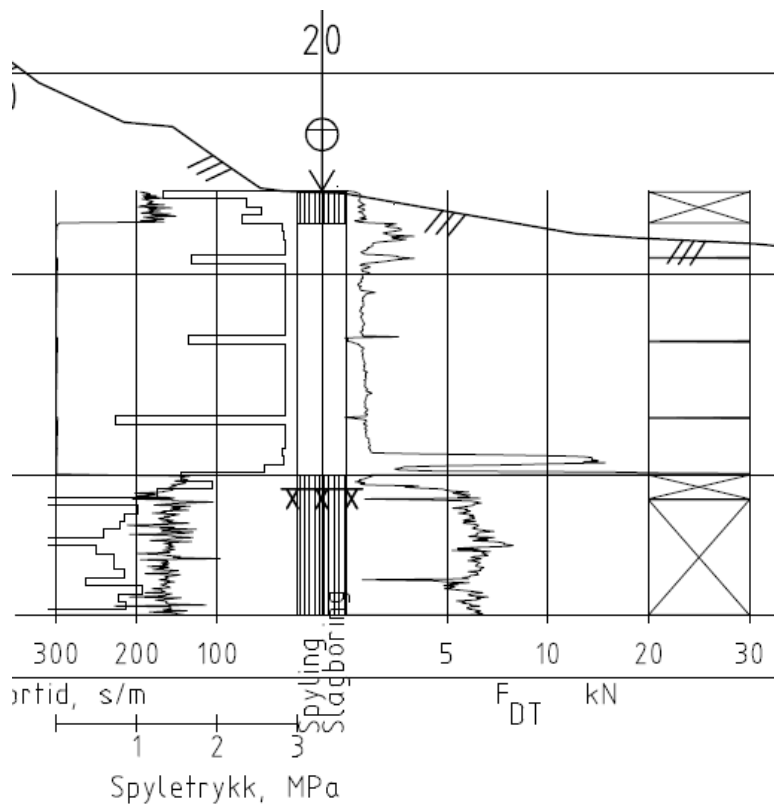
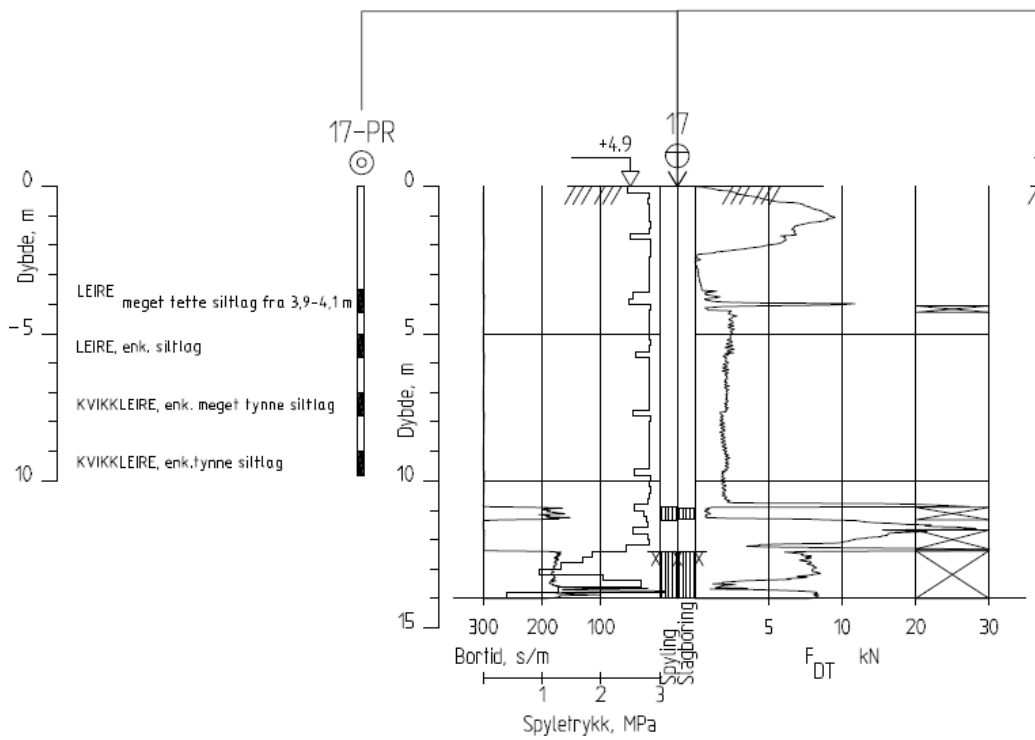
Z:\001361\10206279_A1\3D_ABBESONDERING\10206279_A1_RIG\10206279_A1_3D_TEGNINGER\10206279_A1_3D_BORPLAN\del_3\10206279_A1_3D_BORPLAN.dwg - 2018.07.15 kl. 16:44













Dybde (m)	Beskrivelse	Prøve	Test	Vanninnhold (%) og konsistensgrenser					ρ (g/cm ³)	Poresitet (%)	Organisk innhold (%)	Udrenert skjærfasthet (kPa)					St (-)	
				10	20	30	40	50				10	20	30	40	50		
5	MATERIALE, sandig, grusig, siltig enk plante-/skjellrester	kt. + 3,3	○															
10																		
15																		
20																		

Symboler:  Enaksialforsøk (strek angir akseil tøyning (%) ved brudd)

○ Vanninnhold ρ = Densitet
 ▼ Omrørt konus S_t = Sensitivitet
 ▽ Uomrørt konus

T = Treaksialforsøk
 Ø = Ødometerforsøk
 K = Korngradering

ρ_s : 2,75 g/cm³
 Grunnvannstand: m
 Borbok: Digital
 Lab-bok: Digital

PRØVESERIE		Borhull: 9	
NVE		Dato: 2018-07-06	
Ras, Leksvik			
 www.multiconsult.no	Konstr./Tegnet: mash	Kontrollert: vt	Godkjent: MAGW
	Oppdragsnummer: 10206279	Tegningsnr.: RIG-TEG-200	Rev. nr.: 00

Dybde (m)	Beskrivelse	Prøve	Test	Vanninnhold (%) og konsistensgrenser					ρ (g/cm ³)	Porsitet (%)	Organisk innhold (%)	Udrenert skjærfasthet (kPa)					St (-)
				10	20	30	40	50				10	20	30	40	50	
5	LEIRE, skrå sandlag, enk skjellrester/gruskorn lag av SAND fra 2-2,22m								2,06								5
	LEIRE, meget tette, tynne siltlag, enk sandlag		K						2,06								7
10	LEIRE, meget tette, tynne siltlag, enk sandlag								2,01								10
	LEIRE, meget tette, tynne siltlag, enk sandlag								2,02								8
15																	
20																	

Symboler:



Enaksialforsøk (strek angir aksiell tøyning (%) ved brudd)

○ Vanninnhold

▼ Omrørt konus

ρ = Densitet

T = Treaksialforsøk

ρ_s : 2,75 g/cm³

┌ Plastisitetindeks, Ip

▽ Uomrørt konus

S_t = Sensitivitet

Ø = Ødometerforsøk

Grunnvannstand: m

K = Korngradering

Borbok:

Lab-bok: Digital

PRØVESERIE

Borhull:

14

NVE

Dato:

2018-07-05

Ras, Leksvik

Multiconsult
www.multiconsult.no

Konstr./Tegnet:

mash

Kontrollert:

vt

Godkjent:

MAGW

Oppdragsnummer:

10206279

Tegningsnr.:

RIG-TEG-201

Rev. nr.:

00

Dybde (m)	Beskrivelse	Prøve	Test	Vanninnhold (%) og konsistensgrenser					ρ (g/cm ³)	Porsitet (%)	Organisk innhold (%)	Udrenert skjærfasthet (kPa)					St (-)
				10	20	30	40	50				10	20	30	40	50	
5	LEIRE, enk siltlag SAND/GRUS, siltig, leirig fra 2,1-2,40m		K						1,92								9
10																	
15																	
20																	

Symboler:



Enaksialforsøk (strek angir aksiell tøyning (%) ved brudd)

○ Vanninnhold

▼ Omrørt konus

ρ = Densitet

T = Treaksialforsøk

ρ_s : 2,75 g/cm³

┌ Plastisitetsindeks, Ip

▽ Uomrørt konus

S_t = Sensitivitet

Ø = Ødometerforsøk

Grunnvannstand: m

K = Korngradering

Borbok:

Lab-bok: Digital

PRØVESERIE

Borhull:

16

NVE

Dato:

2018-07-05

Ras, Leksvik

Multiconsult
www.multiconsult.no

Konstr./Tegnet:

mash

Kontrollert:

vt

Godkjent:

MAGW

Oppdragsnummer:

10206279

Tegningsnr.:

RIG-TEG-202

Rev. nr.:

00

Dybde (m)	Beskrivelse	Prøve	Test	Vanninnhold (%) og konsistensgrenser					ρ (g/cm ³)	Porsitet (%)	Organisk innhold (%)	Udrenert skjærfasthet (kPa)					St (-)
				10	20	30	40	50				10	20	30	40	50	
5	LEIRE meget tette siltlag fra 3,90-4,10m								1,97								7 11
	LEIRE, enk siltlag								1,99								11 18
	KVIKKLEIRE, enk meget tynne siltlag								1,98								37 65
	KVIKKLEIRE, enk tynne siltlag								1,98								9 9
10																	
15																	
20																	

Symboler:



Enaksialforsøk (strek angir akseil tøyning (%) ved brudd)

○ Vanninnhold

▼ Omrørt konus

ρ = Densitet

T = Treaksialforsøk

ρ_s : 2,75 g/cm³

┌ Plastisitetindeks, Ip

▽ Uomrørt konus

S_t = Sensitivitet

Ø = Ødometerforsøk

Grunnvannstand: m

K = Korngradering

Borbok:

Lab-bok: Digital

PRØVESERIE

Borhull:

17

NVE

Dato:

2018-07-05

Ras, Leksvik

Multiconsult
www.multiconsult.no

Konstr./Tegnet:

mash

Kontrollert:

vt

Godkjent:

MAGW

Oppdragsnummer:

10206279

Tegningsnr.:

RIG-TEG-203

Rev. nr.:

00

Dybde (m)	Beskrivelse	Prøve	Test	Vanninnhold (%) og konsistensgrenser					ρ (g/cm ³)	Porsitet (%)	Organisk innhold (%)	Udrenert skjærfasthet (kPa)					St (-)
				10	20	30	40	50				10	20	30	40	50	
5	LEIRE, enk gruskorn/skjellrester materiale fra 4,05m kt. + 7,5								1,93								5 6
10																	
15																	
20																	

Symboler:



Enaksialforsøk (strek angir aksiell tøyning (%) ved brudd)

○ Vanninnhold
 Plastisitetesindeks, I_p

▼ Omrørt konus
 ▽ Uomrørt konus

ρ = Densitet
 S_t = Sensitivitet

T = Treaksialforsøk
 Ø = Ødometerforsøk
 K = Korngradering

ρ_s : 2,75 g/cm³
 Grunnvannstand: m
 Borbok:
 Lab-bok: Digital

PRØVESERIE

Borhull: 19

NVE

Ras, Leksvik

Dato: 2018-07-05

Multiconsult
 www.multiconsult.no

Konstr./Tegnet:
 mash

Oppdragsnummer:
 10206279

Kontrollert:
 vt

Tegningsnr.:
 RIG-TEG-204

Godkjent:
 MAGW

Rev. nr.:
 00

Dybde (m)	Beskrivelse	Prøve	Test	Vanninnhold (%) og konsistensgrenser					ρ (g/cm ³)	Porsisitet (%)	Organisk innhold (%)	Udrenert skjærfasthet (kPa)					St (-)
				10	20	30	40	50				10	20	30	40	50	
5	LEIRE								1,92								5
	LEIRE, enk tynne siltlag								1,94								5
10																	
15																	
20																	

Symboler:



Enaksialforsøk (strek angir aksiell tøyning (%) ved brudd)

○ Vanninnhold

▼ Omrørt konus

ρ = Densitet

T = Treaksialforsøk

ρ_s : 2,75 g/cm³

┌ Plastisitetsindeks, Ip

▽ Uomrørt konus

S_t = Sensitivitet

Ø = Ødometerforsøk

Grunnvannstand: m

K = Korngradering

Borbok:

Lab-bok: Digital

PRØVESERIE

Borhull:

S5

NVE

Dato:

2018-07-05

Ras, Leksvik

Multiconsult
www.multiconsult.no

Konstr./Tegnet:

mash

Kontrollert:

vt

Godkjent:

MAGW

Oppdragsnummer:

10206279

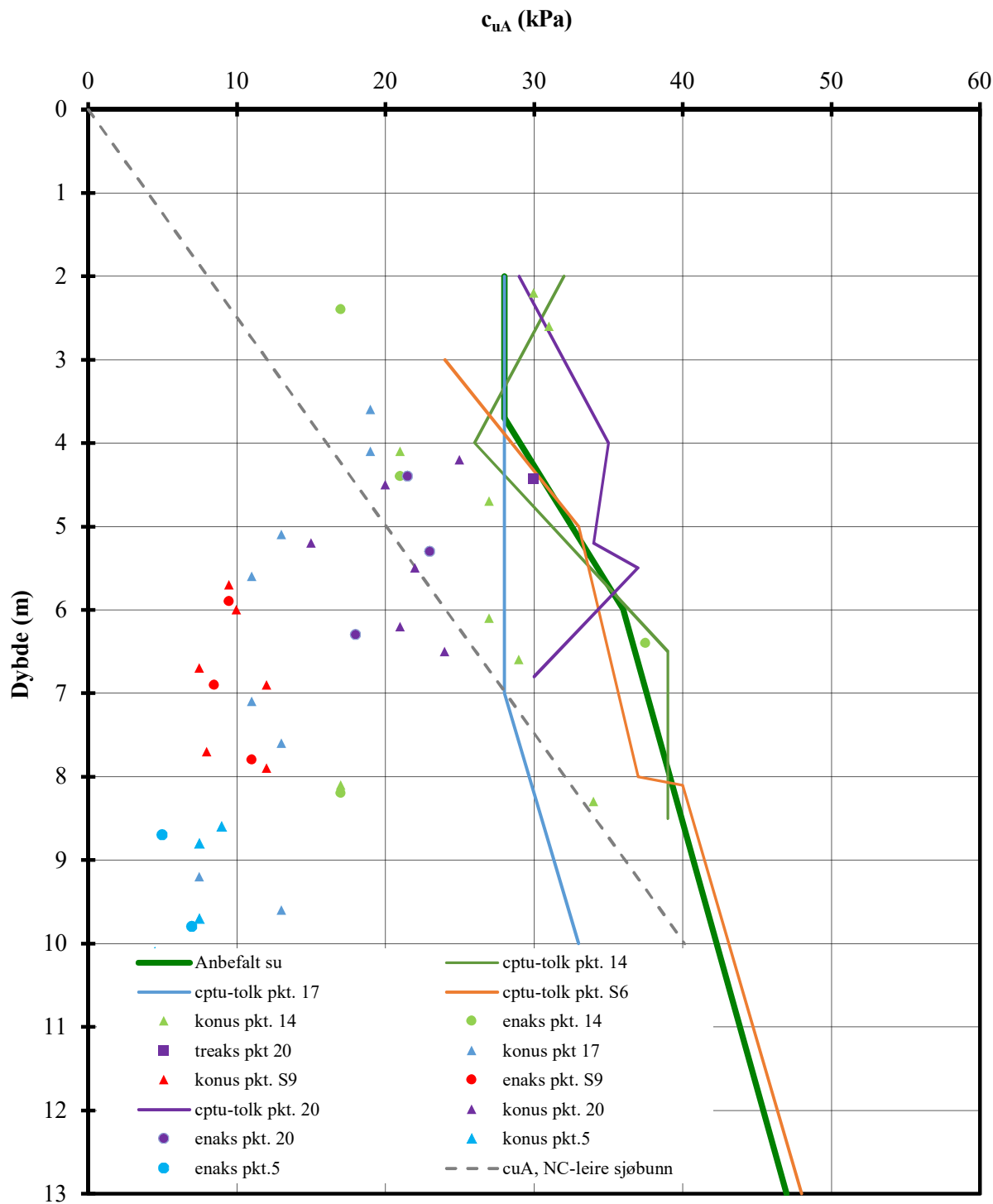
Tegningsnr.:

RIG-TEG-205

Rev. nr.:

00


VEDLEGG B

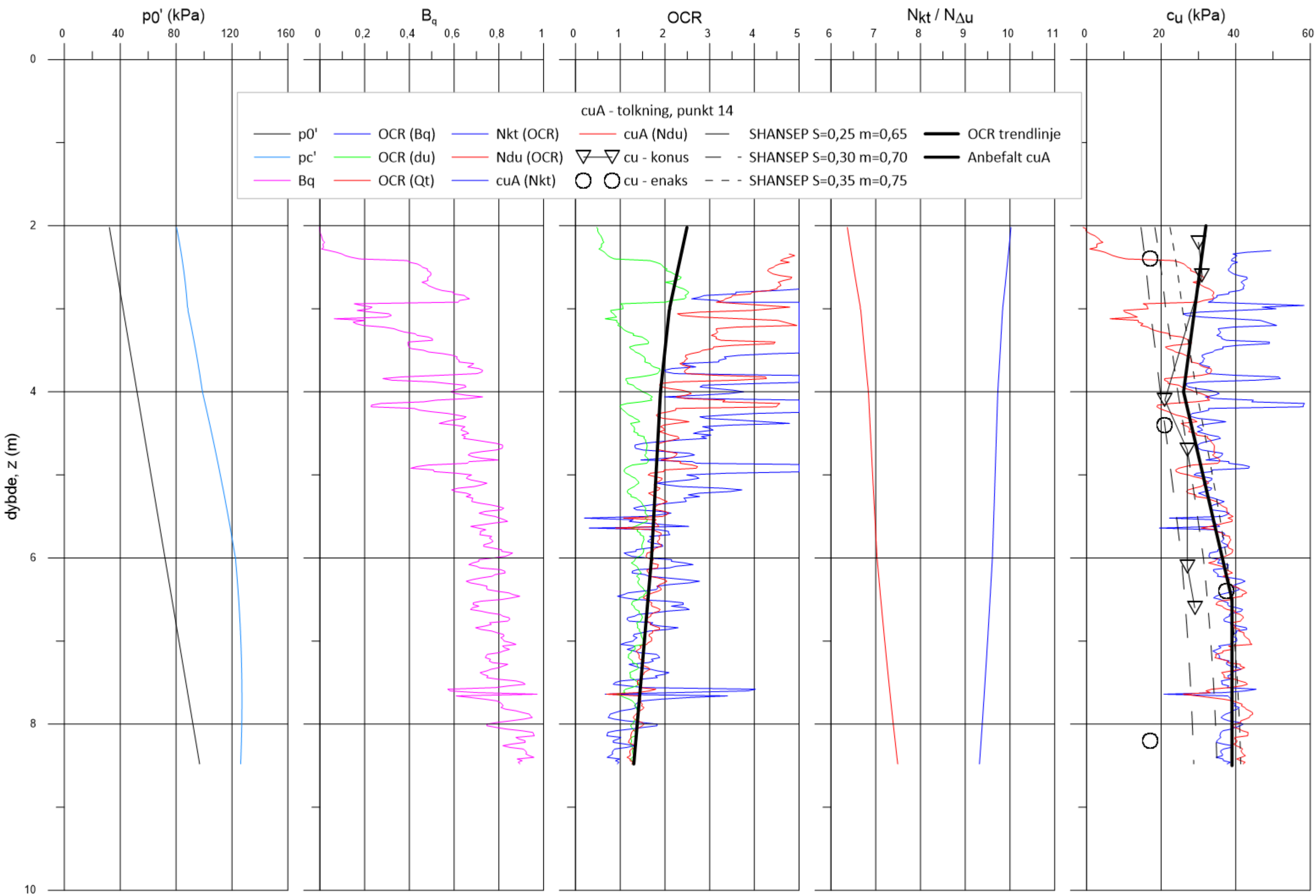


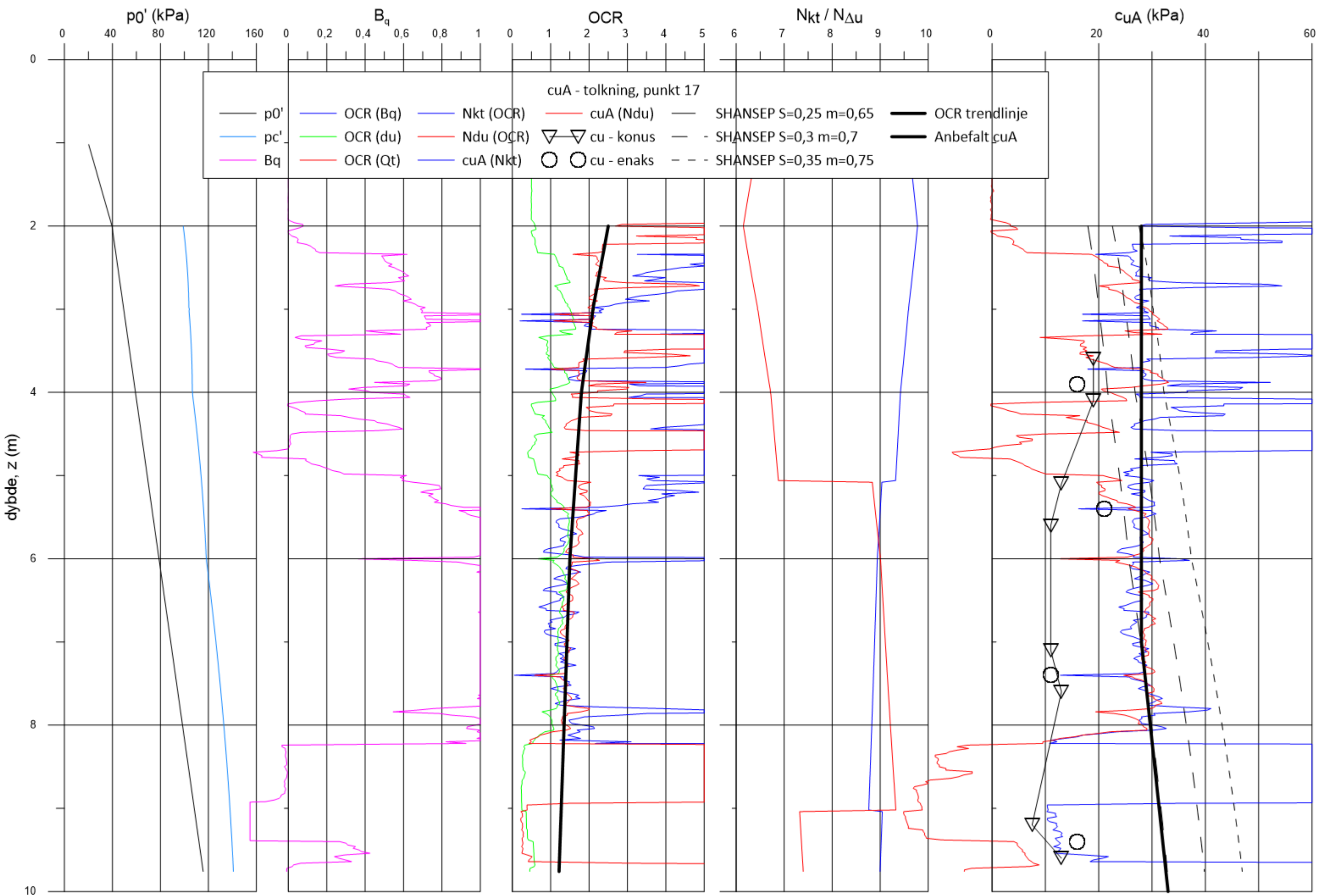
Terrengkote : varierer m

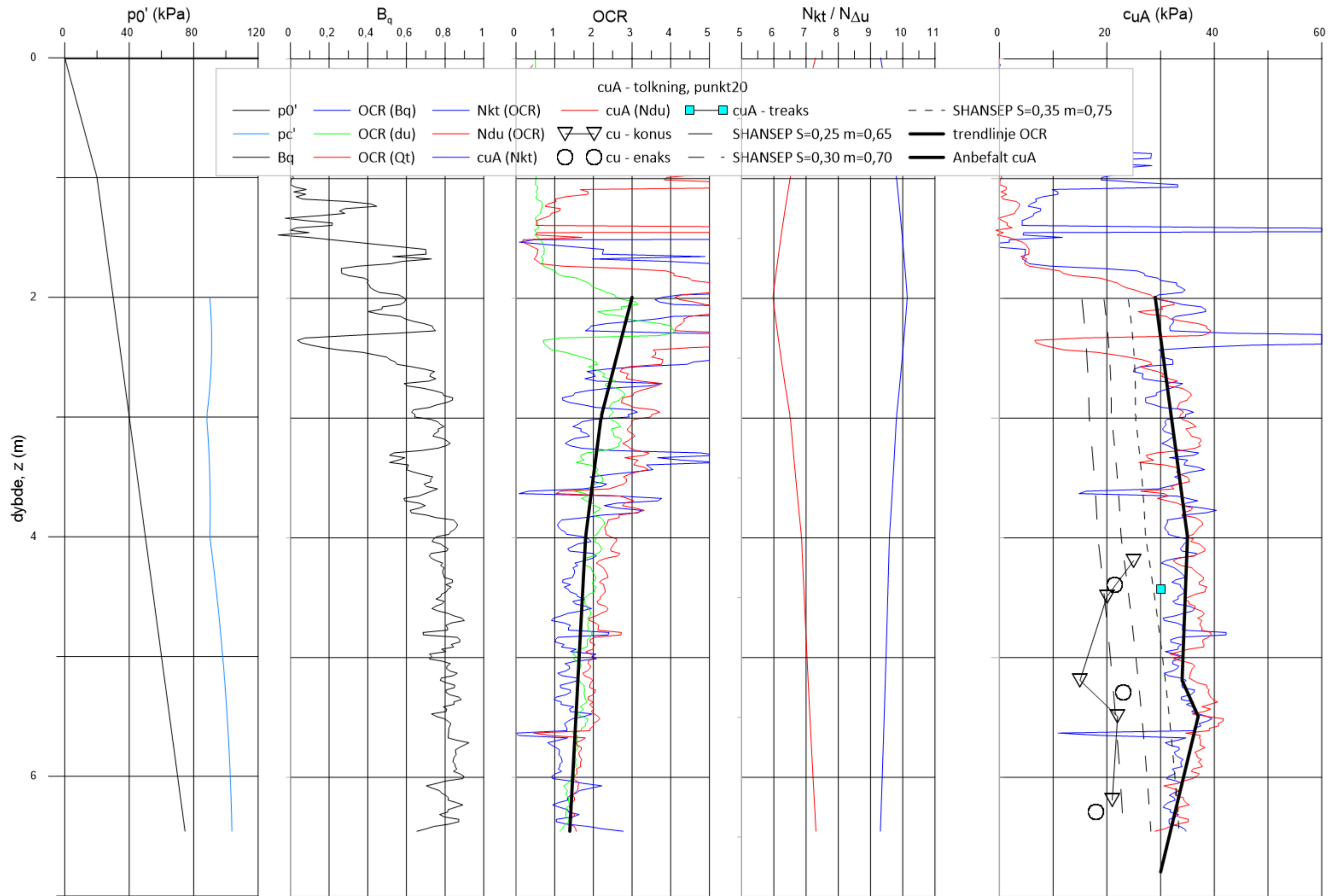
lab.resultater fra punkt 14, 17 og S9

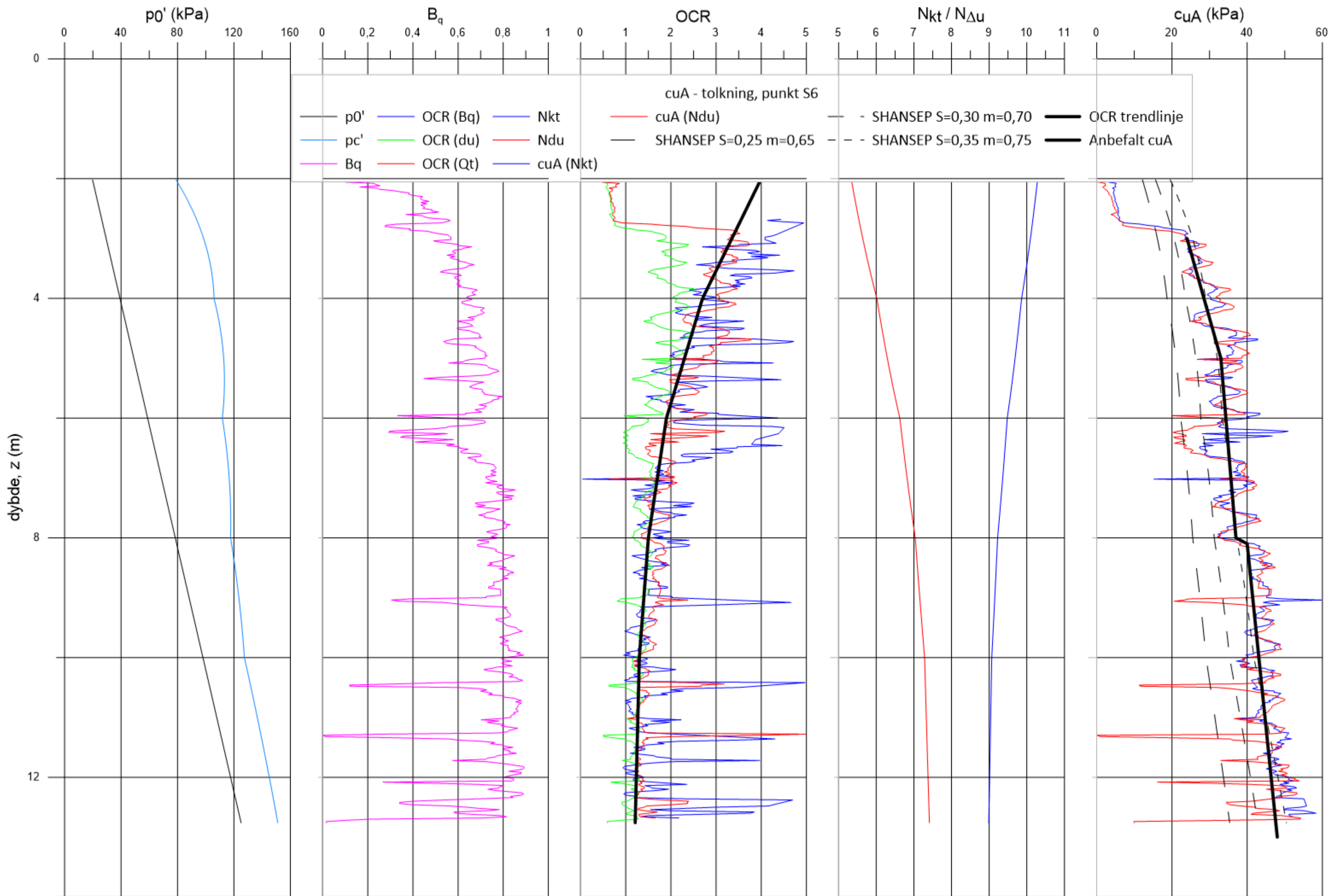
#VALUE!

Leksvik skred Aktiv skjærfasthet basert på CPTU-sonderinger Borhull 14, 17, 20, S6	Rapport nr.	Figur nr.
	20180577	D01
	Tegner	Dato
	VG	13.02.2019
Kontrollert		
Godkjent		









VEDLEGG C

