



Jernbaneverket

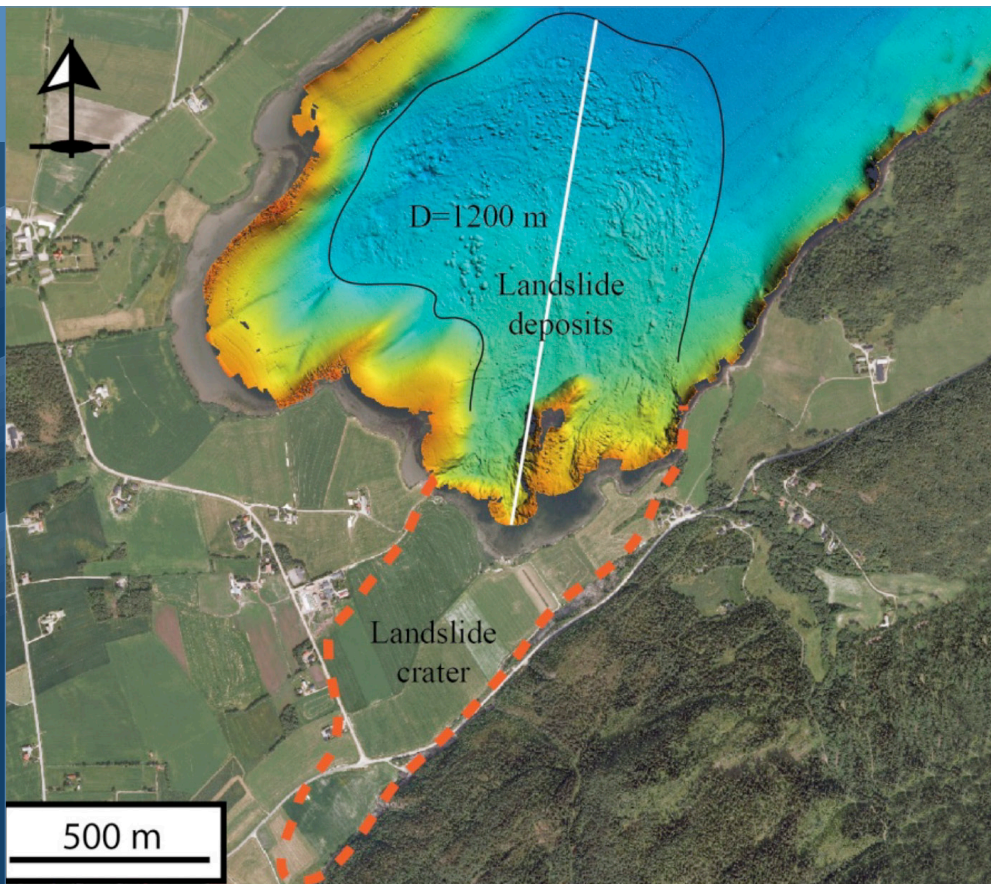


Statens vegvesen

Naturfareprosjektet: Delprosjekt 6 Kvikkleire

# Karakterisering av historiske kvikkleireskred og input parametere for Q-BING

38  
2013



R  
A  
P  
P  
O  
R  
T

Naturfareprosjektet: Delprosjekt 6 Kvikkleire

# Karakterisering av historiske kvikkleireskred og input parametere for Q-BING

**Rapport nr. 38 /2013**

Karakterisering av historiske kvikkleireskred og input parametere for Q-BING

**Utgitt av:** Norges vassdrags- og energidirektorat i et samarbeid med Statens vegvesen og Jernbaneverket

**Utarbeidet av:** Norges geotekniske institutt (NGI)

**Forfatter:** Jean-Sebasiten L'Heureux

**Dato:** 27.12.2012

Opplag: P.O.D.

ISBN: 978-82-410-0907-5

**Sammendrag:** Etatene Statens vegvesen (SVV), Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) og Jernbaneverket (JBV) har, gjennom etatsatsningsprosjektet Naturfare - Infrastruktur, Flom og Skred (NIFS) et delprosjekt (DP6) som omhandler kvikkleire. Fra NGI er det bestilt en rapport som skal studere utløpsdistansen til kvikkleireskred. Denne rapporten presenterer en oversikt over kvikkleireskred i Norge og input parametere for program Q-BING.

**Emneord:** Kvikkleireskred, utløpsdistanse

**Forord**

NIFS-prosjektet er et felles satsningsområde mellom Jernbaneverket, Norges vassdrags- og energidirektorat og Statens vegvesen. Prosjektperioden er definert som 2012 – 2015. Planlagt budsjett på 42 millioner i perioden. Stort fokus på intern kompetanse og faglig utvikling bidrar i tillegg med anslagsvis 30 årsverk fra etatene i samme periode. Prosjektet er allerede i leveransefasen, 7 delprosjekter er etablert, og opp i mot 100 medarbeidere i de tre etatene er involvert i større eller mindre grad.

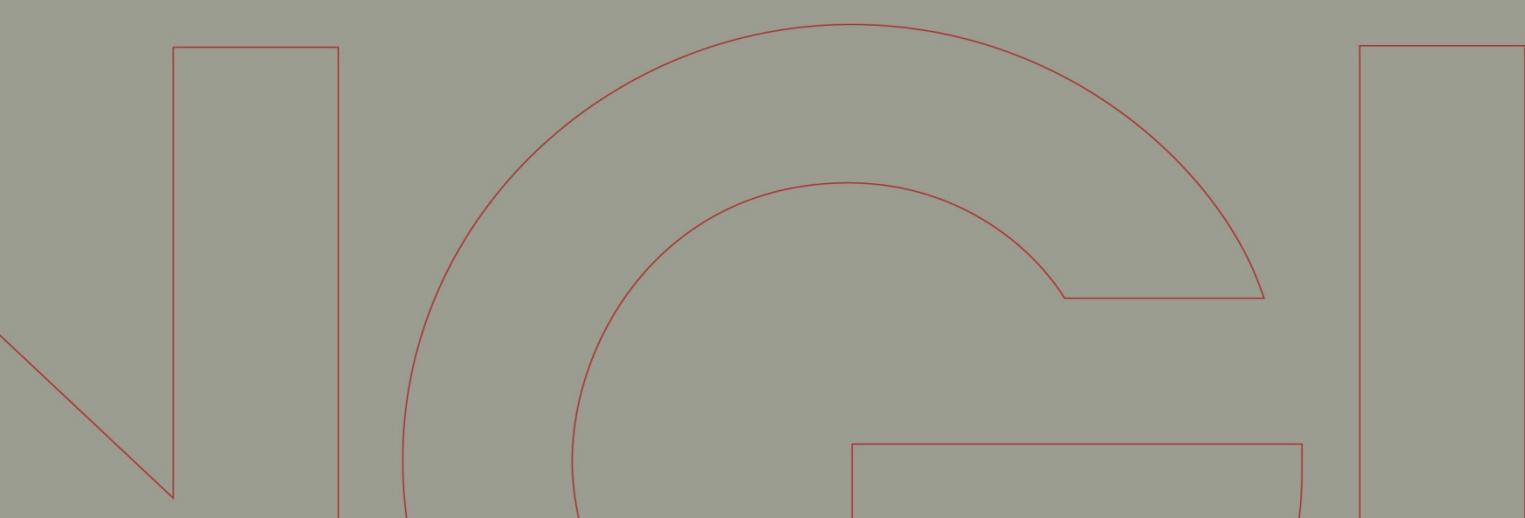


# Rapport / Report

## Q-Bing – Utløpsmodell for kvikkeleireskred

### Karakterisering av historiske kvikkeleireskred og input parametre for Q-Bing

20120753-02-R  
17. januar 2013  
Rev. nr.: 0



Ved elektronisk overføring kan ikke konfidensialiteten eller autentisiteten av dette dokumentet garanteres. Adressaten bør vurdere denne risikoen og ta fullt ansvar for bruk av dette dokumentet.

Dokumentet skal ikke benyttes i utdrag eller til andre formål enn det dokumentet omhandler. Dokumentet må ikke reproduseres eller leveres til tredjemann uten eiers samtykke. Dokumentet må ikke endres uten samtykke fra NGL.

Neither the confidentiality nor the integrity of this document can be guaranteed following electronic transmission. The addressee should consider this risk and take full responsibility for use of this document.

This document shall not be used in parts, or for other purposes than the document was prepared for. The document shall not be copied, in parts or in whole, or be given to a third party without the owner's consent. No changes to the document shall be made without consent from NGL.



## Prosjekt

Prosjekt: Q-Bing – Utløpsmodell for kvikkleireskred  
Dokumenttittel: Karakterisering av historiske kvikkleireskred og input parametre for Q-Bing  
Dokumentnr.: 20120753-02-R  
Dato: 27. november 2012  
Rev. nr./rev. dato: 0

Hovedkontor:  
Pb. 3930 Ullevål Stadion  
0806 Oslo

Avd Trondheim:  
Pb. 1230 Sluppen  
7462 Trondheim

T 22 02 30 00  
F 22 23 04 48

Kontonr 5096 05 01281  
Org. nr 958 254 318 MVA

[ngi@ngi.no](mailto:ngi@ngi.no)  
[www.ngi.no](http://www.ngi.no)

## Oppdragsgiver

Oppdragsgiver: Statens vegvesen, Veidirektoratet  
Kontaktperson: Vikas Thakur  
Kontraktreferanse: Kontrakt mottatt den 20. august 2012

## For NGI

Prosjektleder: Dieter Issler  
Utarbeidet av: Jean-Sebastien L'Heureux  
Kontrollert av: Kjell Karlsrud og Dieter Issler

## Sammendrag

Mobilitet og mekanismen forbundet med norske kvikkleireskred er et komplekst naturlig fenomen. Det er i denne studien gjort et forsøk på å karakterisere mobiliteten for slike leirskred på bakgrunn av godt dokumenterte tilfeller og laboratoriemateriell. Faktorer som påvirker utstrømningen av kvikkleireskred og utløpsdistanser er diskutert. Et skred kan være svært komplekst og varierende typer av flyteoppførsel eksisterer på grunnlag leiretype, sensitivitet, omrørt skjærstyrke, saltinnhold i porevann, mineralogi og vanninnhold. Resultatene viser at omrørt skjærstyrke i jordmekanikk er lik verdiene av strekkgrænse (eller yield strengt) i reologi. Det er imidlertid en uoverensstemmelse mellom verdiene av viskositet bestemt empirisk fra laboratoriedata og de skaffet fra tilbakeberegninger av skredhendelser. Det er i så måte behov for felt- og laboratoriekalibrering av disse modellene.



# Innhold

<b>1</b>	<b>Introduksjon</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Egenskaper for norsk kvikkleire</b>	<b>5</b>
	2.1 Definisjon	5
	2.2 Dannelse av kvikkleire	6
<b>3</b>	<b>Skredtyper i sensitiv leire</b>	<b>7</b>
<b>4</b>	<b>Geomorfologiske og geotekniske data for Norske leirskred</b>	<b>8</b>
<b>5</b>	<b>Retrogresjon og utløpsdistanser for norske skred</b>	<b>13</b>
<b>6</b>	<b>Fra intakt til omrørt leireegenskaper</b>	<b>19</b>
<b>7</b>	<b>Reologiske parametre og input data for Q-Bing</b>	<b>25</b>
<b>8</b>	<b>Konklusjoner og videre arbeid</b>	<b>32</b>
<b>9</b>	<b>Referanser</b>	<b>33</b>

**Kontroll- og referanseside**

## 1 Introduksjon

Skred er vanlige i sensitive og marine leirdeponier i Canada og Skandinavia. I historiske tider har 1 150 personer omkommet i Norge som følge av slike skred (Furseth 2006). 1345-skredet i Gauladalen, med påfølgende flom er det største som er registrert i landet, med dets 500 ofre (Rokoengen et al. 2001). Kvikkleireskredet i Verdal, hvor totalt 116 personer omkom i 1893, er også godt dokumentert (e.g. Walberg 1993).

Som følge av det kjente Rissa-skredet i Midt-Norge (Gregersen 1981, L'Heureux et al. 2012), ble det startet et landsdekkende kvikkleirekartleggingsprogram for å avgrense områder utsatt for store kvikkleireskred. Farekartleggingen har frem til i dag vært begrenset til identifisering av potensielle områder uten tanke på skredmekanisme etter initialskredet (dvs. retrogresjon og utløpsdistanse). På grunn av økt sosial bevissthet, har man i senere tid følt behovet for kartlegging av utsatt utløpsområder. Kvikkleireskred er imidlertid svært komplekse, og kun et fåtall studier har dokumentert skredmobiliteten i sensitiv leire (Edgers og Karlsrud 1982, Locat et al. 1992, Locat et al. 1993, Locat et al. 1998). Ett av problemene er at skredmasser er svært vanskelige å kartlegge, fordi det ofte ender opp i bekker, elver og fjordene.

For å kunne utvikle et godt egnet numerisk verktøy for beregning av utløpsdistanse for kvikkleireskred (Q-Bing-kode), er det nødvendig med en grundig studie av historiske skredhendelser. En inventaroversikt over norske skred i sensitiv leire har i så måte blitt forberedt basert på studier av Natterøy (2011), L'Heureux (2012) og L'Heureux og Solberg (2012). De første to avsnittene i denne rapporten fokuserer på egenskapene til norsk leire og typen skred som generelt er observert i dette materialet. Deretter presenteres morfologiske og geotekniske data for 39 skred i sensitiv leire i Norge. Dette materialet gir en unik mulighet til å studere mobiliteten for kvikkleireskred og estimere flyteegenskaper og reologiske parametre som tilførsel til den numeriske modell. Viktige mekanismer med henhold til flytemobilisering (transformasjon fra intakt til omrørt tilstand) er også diskutert basert på laboratoriedata og feltobservasjoner.

## 2 Egenskaper for norsk kvikkleire

### 2.1 Definisjon

I Norge er betegnelsen på kvikkleire basert på jordas sensitivitet (forholdet mellom udrenert skjærstyrke  $s_u$  og omrørt skjærstyrke  $s_{ur}$ ) og en terskelverdi av omrørt skjærstyrke. Leire betegnes som kvikk når omrørt skjærstyrke er mindre enn 0.5 kPa og sensitiviteten ( $S_t$ ) større enn 30 (NGF 1974). NVE (Norges Vassdrags- og Energidirektorat) har nylig publisert retningslinjer som anbefaler bruk av  $S_t \geq 15$  og  $s_{ur} \leq 2$  kPa for sprøbruddmateriale som kan kollapse under skred (NVE 2009).



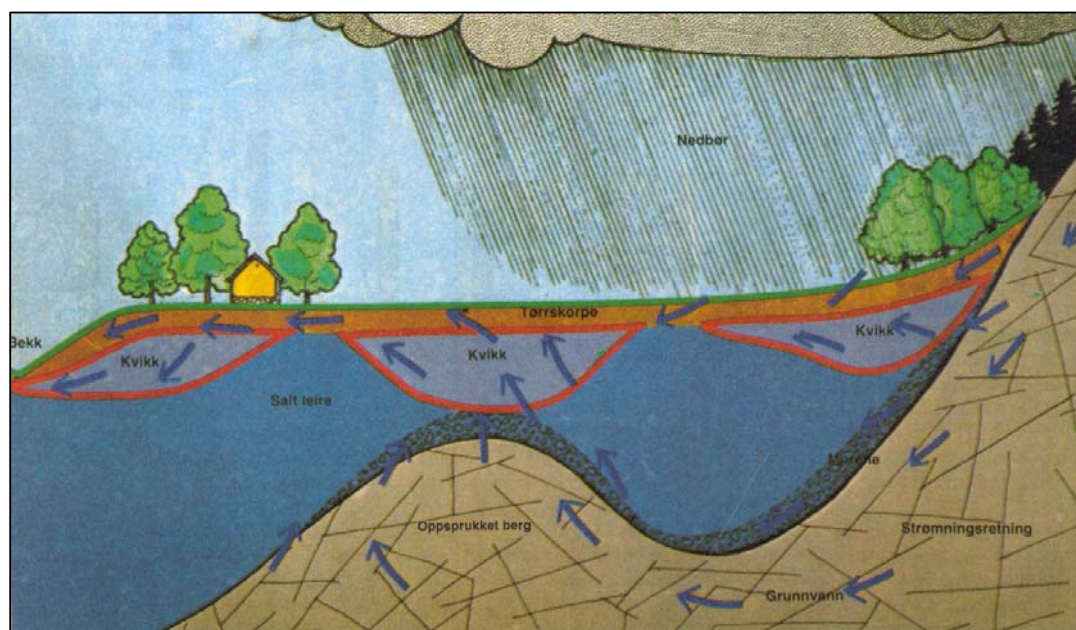
## 2.2 *Dannelse av kvikkleire*

Vi finner sensitiv leire flere steder i verden, inkludert Alaska, Canada, Norge og Sverige. I Norge finnes kvikkleire for det meste i marine leiravsetninger i lavlands-områder. Distribusjonen av slike avsetninger er nært knyttet til den post-glasiale og Holocen utviklingen av landskapet. Store deler av landet ble under den siste istiden nedtrykt av den Fenno-skandinaviske isbreen, som dekte store deler av landet. Glasial skuring fjernet store deler av de pre-glasiale deponiene og fjell- og dalsider ble tildekt med et uregelmessig lag av morene, i noen steder også overdekt av glasialt flodmateriale. Store mengder finere fraksjoner ble vasket bort fra isbreens deponier da isfrontene trakk seg bort og saltvannsfjorder ble dannet. Disse ble fraktet bort i elver og ut i fjordene, hvor de så ble bunnfelt i fjordene. Leirpartiklene har en tendens til å flokkulere når de blir avsatt i sjøvann, noe som leder til en såkalt åpent ”korthus”-struktur i de marine leiravsetninger.

Da isen trakk seg tilbake for ca. 10 000 år siden, fulgte den isostatiske landheving som førte til sedimenter som var avsatt på sjøbunnen ble tørt land. Gjennom tidene har fersk grunnvannstrømning ført til at salt porevann har blitt byttet ut med fersk vann innenfor leirestrukturen, og kvikkleire har blitt dannet. Siden leirmaterialets permeabilitet er lav, tar denne utvasking lang tid (hundre til tusener av år). Utvaskingsprosessen har i noen områder likevel akselerert grunnet spesielle geologiske og topografiske forhold som øker grunnvannsstrømning (nær berggrunnen og leirgrensesnitt, skråninger hvor den hydrauliske gradienten er høyere, i soner hvor leirdeponier er blandet med grovere materialer (silt, sand, grus)) (Figur 1).

Utvasking av saltinnholdet i flokkulert marin leire er hovedårsaken til den høy sensitivitet i norsk kvikkleire (Rosenquist 1953). Fjerning av salt-ioner i porer med verdier på 2-5 g/l kan føre til en metastabil leirstruktur. Ved omrøring kan denne ustabile strukturen ødelegges og interpartikulært overflatevann som er frigjort gir en væskelignende sort (Rosenquist 1966).

Kvikkleire er imidlertid ikke det siste steget i denne utviklingen. Med videre utvasking, kan grunnvannet tilføre stabiliserende ioner i leirestrukturen, noe som leder til et nytt stabiliserende leirstoff. Denne prosessen inntreffer normalt i de første meterne under overflaten, hvor tørr skorpe dannes over grunnvannsnivå og det sensitive leirmaterialet.



Figur 1: Begrepsmessig modell som viser soner hvor kvikkleire ofte finnes (Løken 1983).

### 3 Skredtyper i sensitiv leire

I følge Tavens (1984) og Karlsrud et al. (1984) kan fire typer skred observeres i sensitiv leire i Canada og Skandinavia; enkle rotasjonsskred, retrogressive skred (noen ganger beskrevet som "earth flow" eller "flowslide"), monolitiske flakskred (også kalt "translational progressive skred"), og spredninger (Figur 2). De tre siste typene oppstår relativt raskt og forstyrrer ofte store områder. Flaklignende skred er uvanlige i det østlige Canada, men er ofte å observere i Skandinavia (Aas 1981, Karlsrud et al. 1984). På den andre siden representerer spredninger omtrent 42 % av store skred i Øst-Canada (Locat et al. 2011), hvor resten for det meste er av type "flowslides" eller uidentifiserte tilbakegående skred. En kombinasjon av de fire typene kan ofte også observeres i en enkelthendelse, som vist av Karlsrud et al. (1984). Mink Creek-skredet i Britisk Columbia (Geertsema et al. 2006) er et godt eksempel på et skred hvor "flow" og spredninger inntraff samtidig. Rissa-skredet i Midt-Norge, hvor flere typer skred inntraff (initialskred, flaktype og retrogressiv/flowslide), viser også et lignende eksempel.

Blant de store skredene som har inntruffet i sensitiv leire, er retrogressive skred den mest vanlige typen, og godt beskrevet i Norge (Bjerrum 1955, Tavenas 1984). Retrogressive skred resulterer av initial brudd, hvor skredmassene blir sterkt omrørt og strømmer ut av skredgropen. Det etterlates så en ustabil og bratt skråning. Et andre skred kan inntreffe, hvor omrørt leire igjen strømmer ut av krateret og genererer nok en ustabil skråning. Denne prosessen fortsetter frem til en endelig stabil bakkant er formet og tilbakegangen stopper (Figur 2a). Denne typen skred kjennetegnes av et tomt skredgrop (det er etter skredet minimalt med skredmasser igjen i krateret), og har i noen tilfeller en flaskehalslignende form. Slike skred synes

å opptre når; (a) den potensielle energien i skråningen er høy nok til effektivt å omrøre leiren, (b) den omrørte leiren er flytende nok til å kunne strømme ut skredgropen [likviditetsindeksen er høyere enn 1.2 eller omrørt skjærstyrke lavere enn 1 kPa; Lebuis et al. (1983), L'Heureux et al. (2012)] og (c) topografien muliggjør evakuering av skredmassene. Ullensaker-skredet i 1953 er et typisk eksempel på en slik type skred i Norge.

Ved translationale skred, eller flak skred, sklir store områder ut som en stor monolitisk enhet/flak. Dette kan skje veldig raskt og uten forvarsel. Bruddutviklingen kan foregå både motsatt bevegelsesretningen (bakover-progressivt; ofte utløst av initialskred ved foten av skråningen) eller i samme retning som hovedskredbevegelsen (nedover-progressivt, utløses av for eksempel økt belastning på eller forskyvninger i skråningstopp). Slike skred følger som regel lagdeling og opptrer parallelt med terrengoverfalte (Cruden og Varnes 1996). Translational progressive skred kjennetegnes med en forsenkningsone ved toppen av skråningen og en omfattende kompresjon- og forskyvning-sone langt foran foten av skråningen, på mer horisontal grunn (Figur 2b). Slike skred blir i Norge ofte beskrevet som flaklignende skred. Bekkelaget-skredet i 1950 er et eksempel på et slikt skred (Eide og Bjerrum 1955).

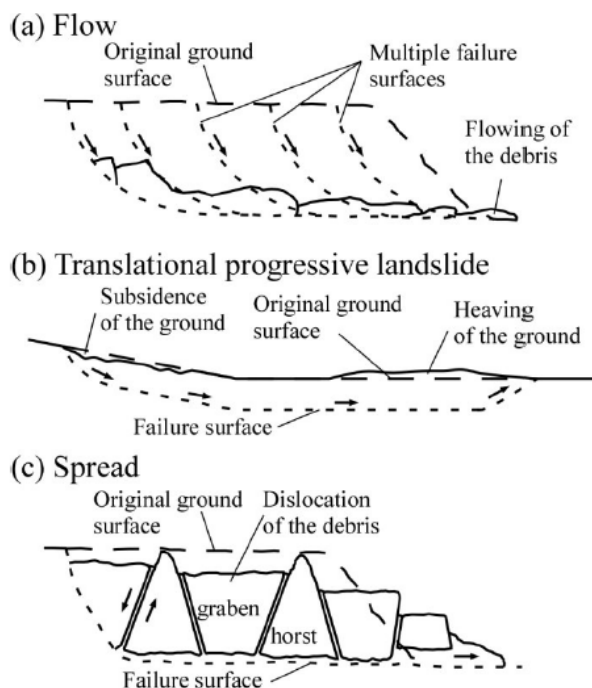
I følge Cruden og Varnes (1996) opptrer spredninger som følge av utstrekningen og forskyvning av leirmassene ovenfor glideplanen. Dette resulterer i dannelse av horst og graben strukturer som sette seg i de underliggende omrørte materialene som danner skjærsonen. En "horst" er en kjegleformet blokk av mer eller mindre intakt leire som er blitt hevet i forhold til omgivende lag (Figur 2c). I motsetning, en "graben" er en blokk med flat og horisontal overflate (Figur 2c). Disse geomorfologiske formene er nøkkelementer som skiller spredninger fra andre retrogressive skred. Et perfekt eksempel på spredning i sensitiv leirmateriale er 2010-skredet i St.-Jude i Quebec, Canada (Locat et al. 2011).

#### **4 Geomorfologiske og geotekniske data for Norske leirskred**

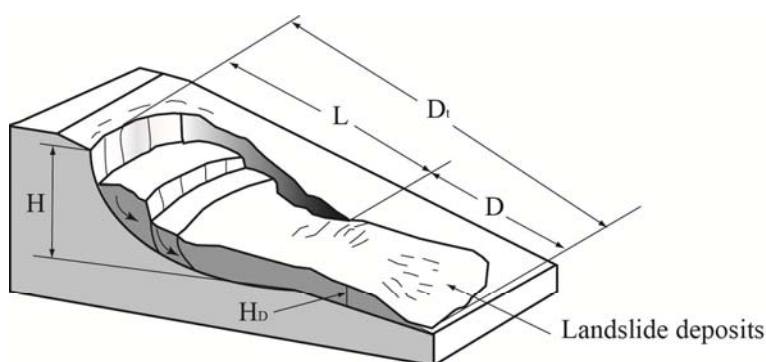
Feltdata i Tabell 1 presenterer en oversikt over skred i sensitiv leire i Norge. Denne oversikten er basert på studier utrettet av Natterøy (2011), L'Heureux (2012) og L'Heureux og Solberg (2012). De geomorfologiske parametrene som ble innhentet for hvert skred er basert på tilgjengelige topografiske og/eller batymetriske kart (før og etter skredene), med et kvotegrunnlag eller oppløsning bedre enn 1 m. I de tilfeller hvor man ikke kunne finne informasjon forut for skredet (pre-historiske hendelser), ble parametrene estimert basert på omkringliggende terrengmorfologi.

Mobilisert volum for jordskred ble estimert ved å multiplisere arealet til skredgropen med gjennomsnittlig skredgropdyb. Utløpsdistanse ble estimert både fra foten av skråningen ( $D$ ) og fra skredet bakkanten ( $D_t$ ) (Figur 3). Estimering av tykkelsen på skredmassene ( $H_D$ ) er ikke enkelt, da borerer sjelden er tilgjengelig. Basert på geofysiske data (seismiske refleksjonsprofiler), kan gode estimater bli gjort for skred som er blitt avsatt ut i fjorden. I andre tilfeller er man mer avhengig av litteratur og terrenganalyser. Indeks parametre og annet geoteknisk informasjon ble

for de fleste skred hentet fra litteratur og geotekniske rapporter (Tabell 2). For noen få skred er massestrømmens hastighet estimert basert på vitneobservasjoner og videoopptak (for eksempel Rissa-skredet) (Tabell 3).



Figur 2: Skredtyper i sensitive leire: a) mangfoldige tilbakegående skred eller flod, b) translational progressive skred eller flak, og c) spredninger (fra Locat 2012).



- H : Depth of the landslide crater
- H<sub>D</sub>: Thickness of landslide debris
- L : Distance of retrogression
- D: Run-out distance from the outlet slide to the tip of the landslide deposits
- D<sub>r</sub>: Run-out distance from the backscarp to the tip of the landslide deposits

Figur 3: Konseptuell skredmodell som viser noen morfologiske parametre utarbeidet i denne studien (etter L'Heureux 2012).



Dokumentnr.: 20120753-2  
 Dato: 2013-01-17  
 Revision: 0  
 Side: 10

Tabell 1: Oversikt over skred i Norsk leire (tilpasset fra L'Heureux 2012).

Nr.	Lokalisering	Dato	Type skred	Volum (m <sup>3</sup> )	W <sub>avg.</sub>	L (m)	D (m)	H <sub>p</sub> (m)	Referanse
1	Bakklandet	10.11.1634	Flow	500 000	130	75			Bjerrum & Kjærnsli (1957)
2	Bekkelaget	07.10.1953	Flake	100 000	160	165	20		Eide & Bjerrum (1955)
3	Brå	01.05.1928	Flake	500 000	500	200	400	20?	Holmsen (1929)
4	Byneset	01.01.2012	Flow	350 000	100	400	900	3	NVE files, Thakur (2012)
5	Båstad	05.12.1974	Spread	1 500 000	450	325	700	3	Gregersen & Løken (1979)
6	Drammen	06.01.1955	Spread	4 000	50	45			Bjerrum & Kjærnsli (1957)
7	Døla	19.06.2011	Spread	30 000	50	65	30		NGI (2011)
8	Hyggen	23.01.1978	Flow	500 000	100	40	450		Karlsrud (1979), Hansen et al. (2011)
9	Duedalen	18.07.1625	Flow	500 000	195	380			L'Heureux (2012)
10	Fallet, Rissa	1997	Flow	200 000	130	150	670		L'Heureux et al. (2011)
11	Finneidfjord	20.06.1996	Flow	1 000 000	300	150	1000	1.4	Longva et al. (2003)
12	Fredrikstad	17.08.1980	Spread	10 000	25	50	30		Karlsrud (1983)
13	Furre	14.04.1959	Flake/Spread	3 000 000	720	400	0-90		Kenney (1967)
14	Gretnes	17.04.1925	Flow	400 000	220	210			Holmsen (1929)
15	Gullaug 1	29.11.1974	Flow	100 000	190	40	325		Karlsrud (1979), Hansen et al. (2011),
16	Gullaug 2	Pre-historiske	Flow	100 000	380	500			L'Heureux (2012)
17	Heimstad	Pre-historiske	Flow	900 000	220	370			L'Heureux (2012)
18	Hekseberg	20.03.1967	Flake	200 000	150	160	300		Drury (1968)
19	Kattmarka	13.03.2009	Spread and flow	600 000	80	300			Nordal et al. (2009)



Dokumentnr.: 20120753-2  
Dato: 2013-01-17  
Revision: 0  
Side: 11

Tabell 1 (fortsettelse)

Nr.	Lokalisering	Dato	Type skred	Volum (m <sup>3</sup> )	W <sub>avg</sub>	L (m)	D (m)	H <sub>D</sub> (m)	Referanse
20	Kokstad	21.10.1924	Spread and flow	400 000	180	180	600		Holmsen (1929)
21	Lade	11.04.1944	Spread	50 000	210	25	100		Holmsen & Holmsen (1946)
22	Langørjan	Pre-historiske	?	11 000 000	1000	500			L'Heureux (2012)
23	Leirfossen	Pre-historiske	?	75 000 000	1200	3500			L'Heureux (2012)
24	Lodalen, Oslo	06.10.1954	Spread	10 000	50	40			Sevaldson (1956)
25	Lund	Pre-historiske	Flow	4 600 000	500	1050			L'Heureux (2012)
26	Lyngseidet	03.09.2010	Flow	220 000	120	160	420		L'Heureux (2012)
27	Olderdalen	Pre-historiske	Flow	25 000 000	450	1600			L'Heureux (2012)
28	Othilienborg	Pre-historiske	Flow	70 000 000	1000	1700	11000		L'Heureux et al. (2009)
29	Rissa (initial)	29.04.1978	Flow	150 000	80	450	620		L'Heureux et al. 2012
30	Rissa (main)	29.04.1978	Flake and Flow	5 000 000	400	1400	1200	6	Gregersen (1981), L'Heureux et al. 2012
31	Rørdal	Pre-historiske	?	3 300 000	270	890			L'Heureux (2012)
32	Selnes	18.04.1965	Spread and flow	140 000	166	215	400	2	Kenney (1967)
33	Skjelstadmarka	14.08.1962	Flow	2 000 000	200	600	2240		Trak & Lacasse (1996)
34	Sjetnemarka	Pre-historiske	Flow	30 000 000	1100	1050			L'Heureux (2012)
35	Stavset	Pre-historiske	Flow	800 000	200	125			L'Heureux (2012)
36	Tiller	07.03.1816	Flow	550 000	610	350			L'Heureux (2012)
37	Ullensaker	23.12.1953	Flow	200 000	180	195	1500	4	Bjerrum (1955)
38	Verdal	19.05.1893	Flow	65 000 000	1000	2000	9000		Trak & Lacasse (1996)
39	Vibstad	22.02.1959	Spread	1 400 000	325	250	250		Bjerrum (1955)

Tabell 2: Indeks parametre og geotekniske parametre for skredene presentert i Tabell 1.

Nr.	Lokalisering	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	$s_u$ (kPa)	Max $S_t$	$s_{ur}$ (kPa)	$I_p$	$I_L$
1	Bakklandet	18.9	10–19	210	0.07	7	1.8
2	Bekkelaget	18.9	10	80	0.13	9	2.4
3	Brå	19.0	18	75	0.24	5.5	2
4	Byneset	18.3	10–25	113	0.20	5	4.2
5	Båstad	19.3	30–40	100	0.65	6	1.6
6	Drammen	19.1	20	4	2.00	14.2	0.8
7	Døla	20.0	12	40	0.3	7.7	1.8
8	Hyggen	19.0	10	20	2.00	-	0.5
9	Duedalen	18.9	10–19	210	0.07	4	4.0
10	Fallet, Rissa	18.4	15–20	12	0.8	5	1.2
11	Finneidfjord	18.8	7–10	100	0.08	6.00	2.5
12	Fredrikstad	19.0	15	20	0.9	20	1
13	Furre	19.0	35–45	30	0.67	10	2.3
15	Gullaug 1	19.0	12	4	3.00	10	1
18	Hekseberg	19.0	20–30	150	0.17	7	3.2
19	Kattmarka	19.0	15	60	0.25	6	3
21	Lade	19.2	20–30	16	1.56	10	1.00
24	Lodalen, Oslo	19.1	45	3	15	18	0.72
26	Lyngseidet	19.2	5	52	0.15	7	2.4
27	Olderdalen	20.0	20–30	70	0.43	4	3
28	Othilienborg	19.3	10–25	83	0.30	4	4.2
29	Rissa 1	18.6	10–20	100	0.24	10	2.3
30	Rissa 2	18.6	10–20	100	0.24	5	2.3
32	Selnes	18.6	15–20	100	0.17	6	1.9
33	Sjetnemarka	20.0	23	86	0.27	4.5	2.2
34	Skjelstadmarka	19.3	40	48	0.83	6	1.6
36	Tiller	18.7	20–40	150	0.20	4	2.0
37	Ullensaker	18.6	10–25	42	0.43	7	1.2
38	Verdal	19.3	10–200	40	0.20	4	2.5
39	Vibstad	18.3	30–70	40	1.25	7	1.3

Tabell 3: Maks hastighet observert for kvikkleireskred. Alle skredene er fra Norge, foruten St-Jean-Vianney-skredet, som forekom i det østlige Canada.

Skred	Maks hastighet (m/s)	Kommentarer	Referanse
Båstad, Trøgstad	< 1	Lav hastighet	Gregersen og Løken (1979)
Bekkelaget	1-2	Skredet oppsto svært raskt. Hovedbevegelsesfasen fant sted innen sannsynligvis 15-20 sekunder. Skredet var av type rotasjonsskred / spredning uten flyteegenskaper og/eller lang utløp.	Eide og Bjerrum (1954)
Rissa	11.3	Video og vitneobservasjoner er tilgjengelig for Rissaraset. I initial fasen var hastigheten for de store leireflakkene i størrelsesorden 2.7–5.5 m/s (10–20 km/t) og hastigheten økte i senere faser opp til 8.3–11.3 m/s (30–40 km/h). Resultater fra BING modellering tilsier at maksimale hastigheten ble oppnådd på den bratte marbakken ved Botn (opp til 18 m/s).	Gregersen (1981), L'Heureux et al. (2012)
Verdal	15	Hastigheten var 10-15 m/s på veien ut av skredgropen og ca. 1.7 m/s utenfor i lavlandet	Karlsrud and By (1981)
St-Jean-Vianney, Canada	7.2		Tavenas et al. (1971)

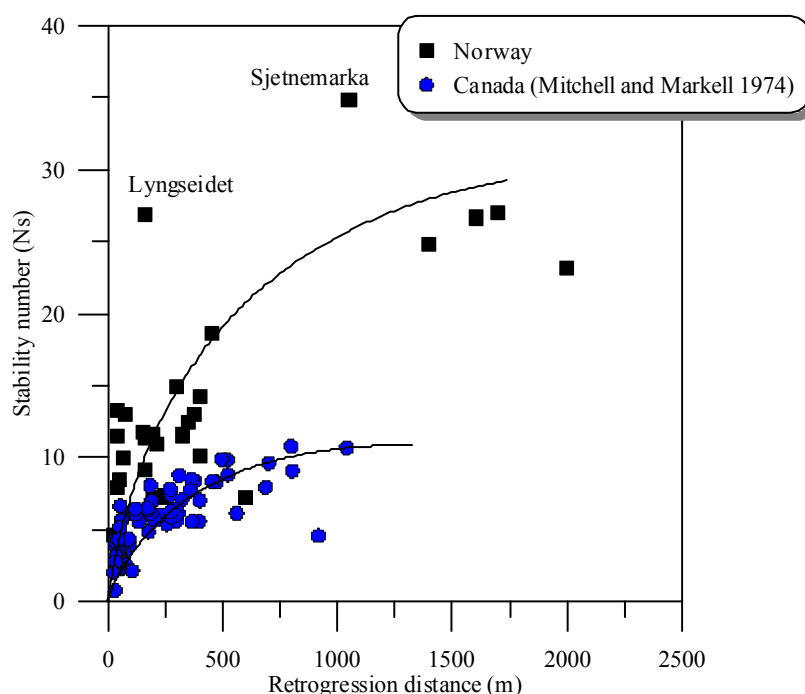
## 5 Retrogresjon og utløpsdistanser for norske skred

Ved vurdering av skredmobilitet kan man skille mellom to ulike komponenter (Figur 3); tilbakegangen ( $L$ ) og utløpsdistansen ( $D$ ). Leirens evne til å omrøres er svært viktig i forbindelse med skred i sensitiv leire. Prosessen avhenger av leirens mekaniske egenskaper og tilgjengelig potensiell energi (skråningshøyde). På grunn av dette har retrogresjonsdistansen tidligere blitt relatert til stabilitetsnummeret ( $N_s = \gamma H/s_u$ ) (Mitchell og Markell 1974, Trak og Lacasse 1996). Dette forholdet er beskrevet i Figur 4 for norske skred. I samme grad som for arbeidet gjort av Mitchell og Markell (1974), viser materialet en økning i retrogresjonsdistansen med stabilitetsnummeret, selv om andre faktorer, slik som sensitivitet, stratigrafi og topografi, også spiller en viktig rolle med hensyn på å begrense retrogresjon. Stabilitetsnummeret for skredene ved Lyngseidet og Sjetnemarka, indikerer for eksempel at retrogresjonsdistansen skulle vært høyere for disse hendelsene (Figur 3). Geotekniske profiler i begge disse tilfellene viser en sterk reduksjon av sensitivitet høyere opp i skråningen, noen som trolig styrt deler av retrogresjonsdistansen (se L'Heureux og Solberg 2012).

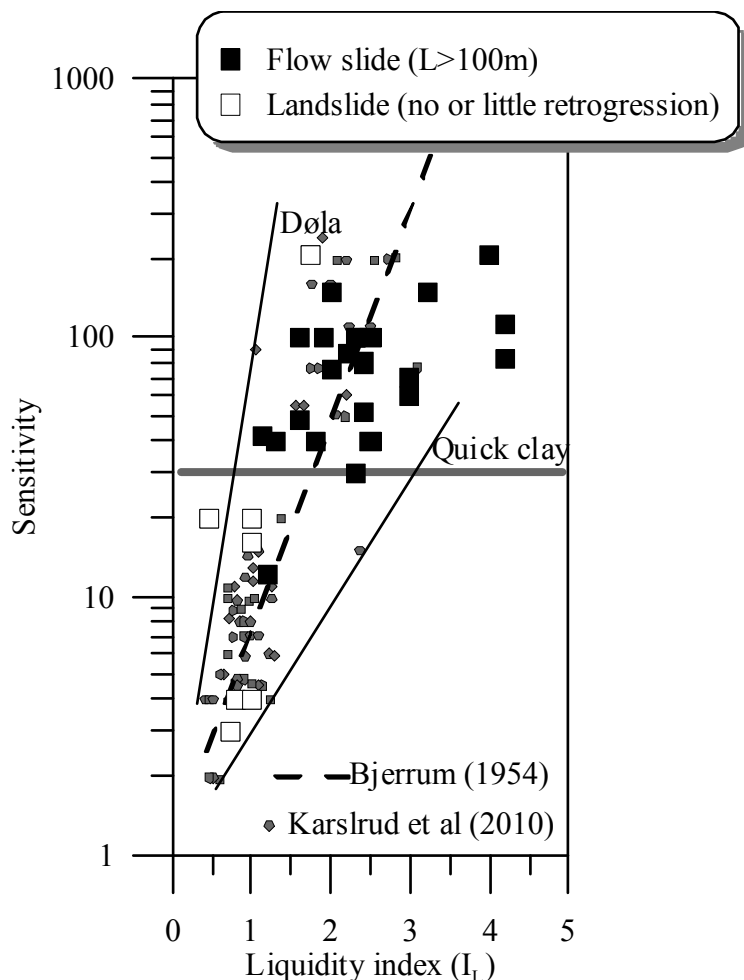


En annen viktig faktor som bidrar til skredmobiliteten i sensitiv leire, er leirens muligheter til å strømme ut av skredgropen når den er omrørt. Dette avhenger av konsistensen på det omrørte materialet og flyteindeksen ( $I_L$ ). Resultatene i Figur 5 viser at kvikkleireskred av type "flowslides" vanligvis inntreffer når  $I_L > 1.1-1.2$  og sensitiviteten er høyere enn 30. Disse resultatene er lik de oppnådd av Lebuis et al. (1983) for skred i Øst-Canada. Av særlig interesse her er Døla-skredet i 2011 nær Møsjøen, som for det meste forble som begrenset deformasjon. Verdien av  $I_L$  er ikke representativ for hele marinavsetningen ved Døla. Det tynne kvikkleirelaget (1-2 m) var dekt med mer enn 5 meter sand eller grus (for videre diskusjon, se kap. 6).

Figur 6 viser at retrogresjonsomfanget i stor grad er styrt av det omrørte skredmassenes mulighet til å strømmer ut av skredgropen. Dette kan beskrives ved  $D \sim 10 L$  for norske skred. Faktorer som påvirker denne utstrømming vil derfor spille en viktig rolle i forhold til utviklingen av retrogresjon og omvendt (leirens omrørte styrke, skredmassenes sensitivitet og skredgropens morfologi). Topografien for nærliggende områder er særlig viktig. Store retrogresjon og utløpsdistanser inntreffer trolig mer i daler med brattere langsgående gradienter og nær bred og dype elver og innsjøer, enn i flate og grunne daler. Dette er illustrert i Figur 8 og 9 for henholdsvis Rissa- og Finneidfjord-skredene. I begge disse tilfellene har fjordbunnen tillatt evakueringen av skredmassene, som gjorde det lettere for den retrogressiv prosess.



Figur 4: Stabilitetsnummer versus retrogresjonsdistanse for norske og kanadiske skred i sensitive leire.



Figur 5: Flyteindeks mot sensitivitet for kvikkleireskred i Norge. Skreddataene er sammenliknet med laboratoriedata (blokkprøver) presentert i Karlsruud et al. (2010).

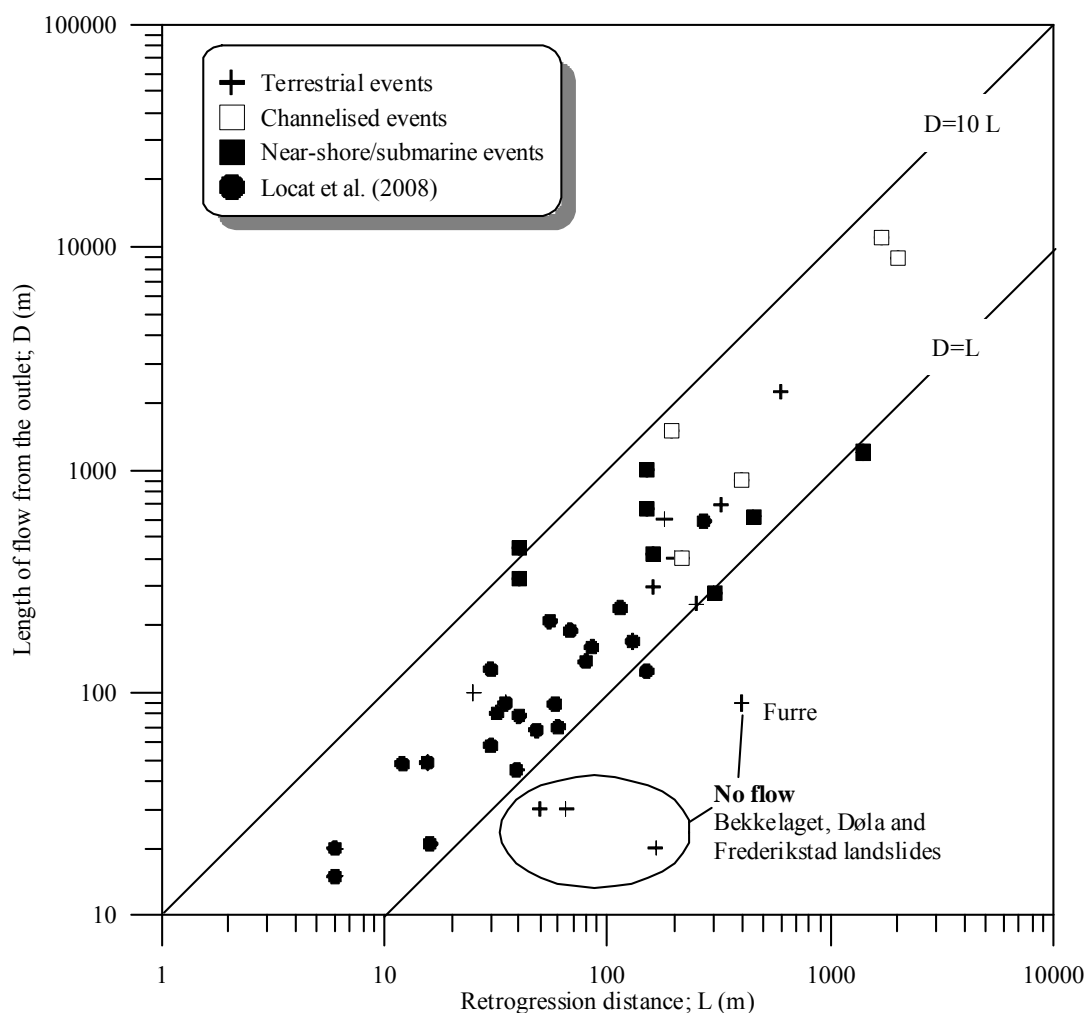
På liknende måte som arbeidet gjort av Edgers og Karlsruud (1982) og Locat et al. (2008), viser Figur 7 at utløpsdistansen for kvikkleireskred i Norge generelt øker med volum av skredmasser ( $Vol$ ) per breddeenhet ( $W_{avg}$ ). Dette forholdet representerer et langsgående snitt (A) for skredene. Resultatene i Figur 6 og 7 viser også at for en gitt  $Vol/W_{avg}$ , er utløpsdistansen for norske skred større enn de i Øst-Canada. Den øvrige trend for norske kvikkleireskred er gitt ved:

$$(1) \quad D = 9 \cdot \left( \frac{Vol}{W_{avg}} \right)^{0.73}$$

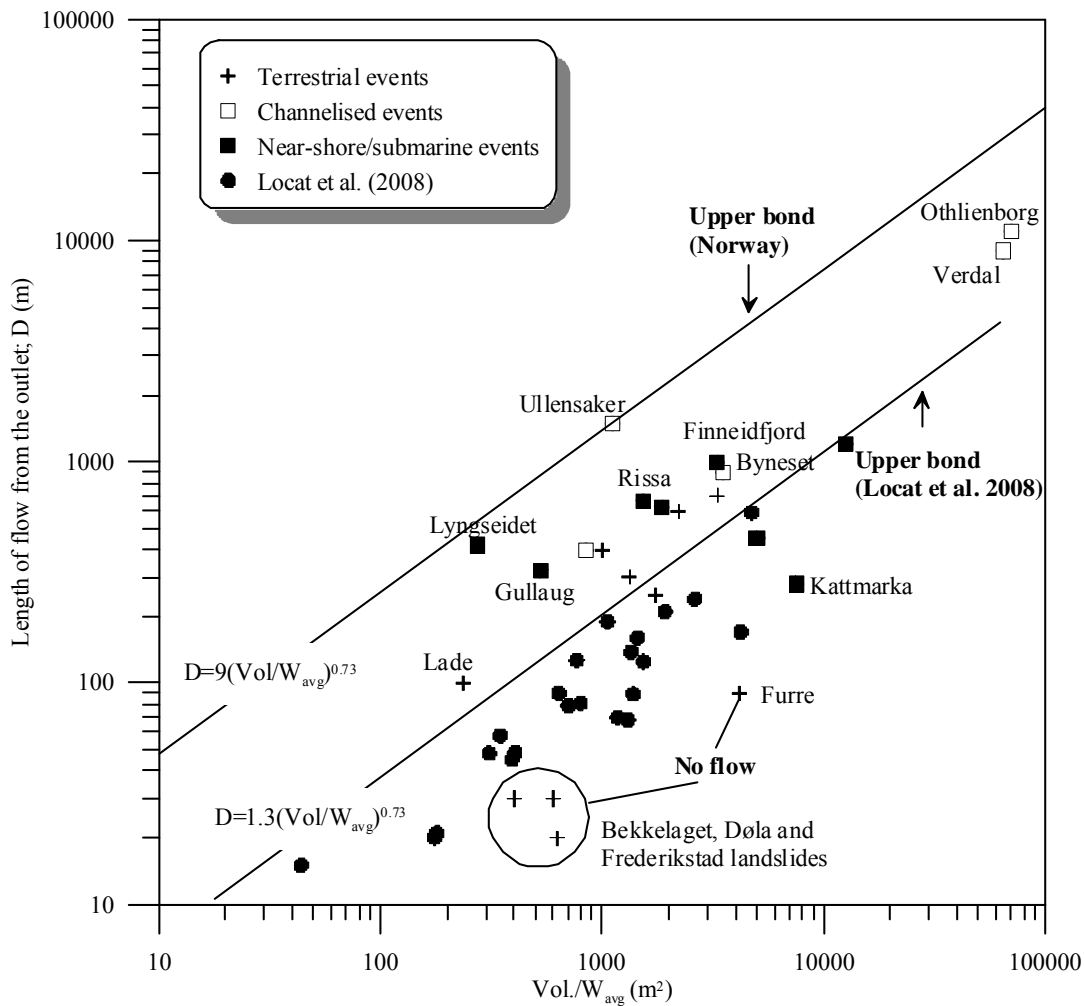
mens det for kanadiske skred er gitt ved:

$$(2) \quad D = 1.3 \cdot \left( \frac{Vol}{W_{avg}} \right)^{0.73}$$

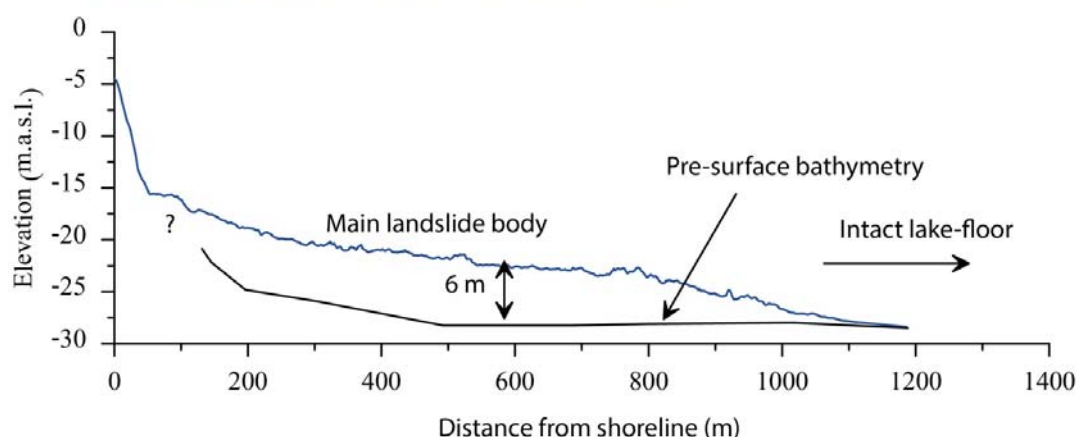
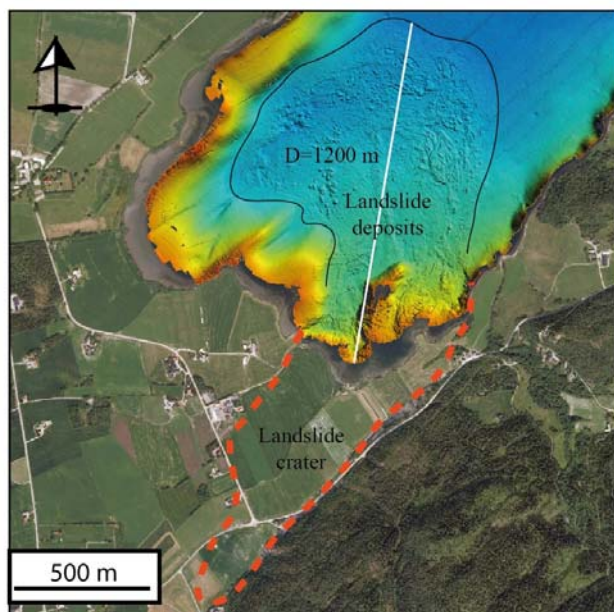
Slike forskjeller kan tilskrives leirens fysiske og mekaniske egenskapene ( $OCR$ ,  $s_{ur}$ ,  $I_L$  and  $I_p$ ). Leire fra Øst-Canada er for det meste mer overkonsolidert og har høyere udrenert skjærstyrke i forhold til vertikal effektiv spenning enn de vi finner i Norge. Karlsrud et al. (1984) tilskrev dette til sementerings effekter i kanadisk leire, som vi ikke finner i norsk leire. Man antar derfor at det trengs mer energi for å omrøre kanadisk leire sammenlignet med den vi finner i Norge. En annen årsak til de observerte forskjellene kan ligge i de ulike miljøene disse skredene forekomme i. Inkluderingen av kanaliserte hendelser i denne studien kan for eksempel lede til en overvurdert mobilitet for norske skred (Figur 6 – 7). Mange kvikkleireskred i Norge inntreffer dessuten i nærheten av landarealer hvor skredmassene har mulighet til å strømme ut over fjordbunnen (Figur 8 – 9). For disse situasjonene kan den lave permeabilitet i leiren sikre en slags vannplanningseffekt og dermed lengre utløpsdistanser i undersjøiske miljøer (De Blasio et al. 2005).



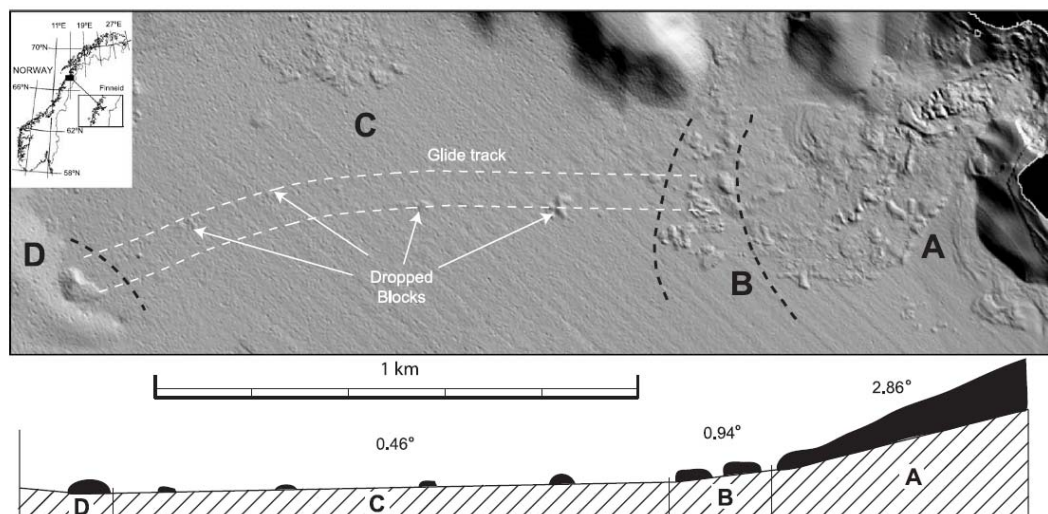
Figur 6: Utløpsdistanse i forhold til retrogresjonsdistanse for skred i norsk leire (utvidet data fra L'Heureux 2012). Dataene er sammenliknet med skredhendelser i østlige Canada (data fra Locat et al. 2008).



Figur 7: Utløpsdistanse i forhold til mobilisert skredvolum per bredeenheter for skred i norske leire (utvidet data set fra L'Heureux 2012). Dataene er sammenliknet med skredhendelser i østlige Canada (data fra Locat et al. 2008).



Figur 8: Morfologi over skredavsetningene i Botn etter Rissa-skredet og skredgropen på land. Det nederste bildet viser topografi før o getter 1978 skredet. Skredmassenestykkelse ble antatt ved hjelp av seismisk-refleksjonsprofiler i innsjøen Botn (data from L'Heureux et al. 2012).



Figur 9: Morfologi over skredavsetninger etter Finneidfjord skredet i 1996 (fra Ilstad et al. 2004).

## 6 Fra intakt til omrørt leiregenskaper

Noen skred kan utvikler seg til flyttende veske som følge av et initial brudd, mens andre vil kun vise begrensede deformasjoner. Mekanismene for mobilisering fra intakt leirmasser til en tyntflyttende ”flyteskred” er ikke godt forstått. Imidlertid, store utløpsdistanser for skred i sensitiv leire har tidligere vært relatert til den lave omrørt skjærstyrke (eller viskositet) i kvikkleire. Mobiliteten for slike kvikkleireskred erverves på det tidspunktet hvor bruddet oppstår, da noe energi er disponibel for omrøring. Fra dette tidspunktet vil mobiliteten for jorda avhenge av hvordan energien er distribuert innen massene. Potensiell energi ( $E_p$ ) for jordmasser er gitt ved:

$$(3) \quad E_p = H_G \cdot \gamma \cdot V$$

hvor  $V$  er skredets volum,  $\gamma$  er jordas gjennomsnittlige romvekt og  $H_G$  er den vertikale forskyvning av gravitasjonens sentrum mellom de innledende og endelige skredstadiene. Den totale energi ved tid  $t$  innen skredmassene er definert som (Vaunat, 2002):

$$(4) \quad \Delta E_T = \Delta E_p(t) + \Delta E_F(t) + \Delta E_R(t) + \Delta E_k(t) = 0$$

Noe av energien forsvinner i friksjon ( $E_F$ ), mens resten brukes til å omrøre jorda ( $E_R$ ) og til å akselerere skredmassene til en viss hastighet. Skredmassene vil stoppe når den kinetiske energien nærmer seg null (når all potensiell energi har blitt brukt til omrøring, intern deformasjon og friksjon). Omrøring skjer når jordas mikrostruktur er ødelagt eller når spenningsforholdet har nådd forbi den ”limit-state” spenningstilstanden. Det er deretter snakk om fullt omrørte tilstand når en konstant eller minimumsverdi av udrenert skjærstyrke er nådd (omrørt skjærstyrke  $S_{ur}$ ).

Det er mulig å estimere hvor langt fra den fulle omrørt tilstand jorda er ved å bruke destruktureringsindeks ( $I_D$ ) (Vaunat og Leroueil 2002):

$$(5) \quad I_D = \frac{E_P}{E_R}$$

For en  $I_D$  større enn 1, vil potensiell energien for et gitt leirevolum være større enn energien som trengs for fullt ut å kunne omrøre leiren. Slike situasjoner vil kunne observeres ved steder der kvikkleireskred med flyttende egenskaper har inntruffet.

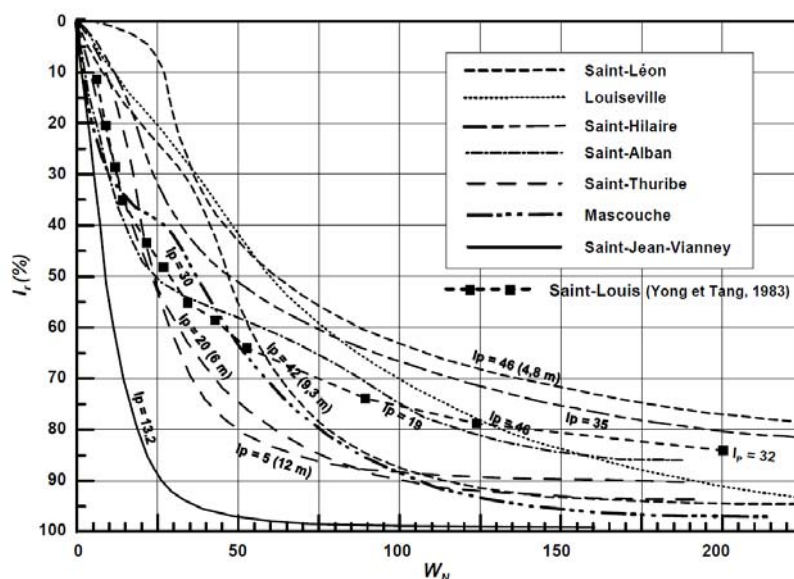
I Sverige har Söderblom (1974) observert at svensk leire med lik sensitivetsverdi trengte ulikt energivolum for å oppnå full omrørt tilstand. For å forklare dette brukte han begrepet "hurtighet" eller "rapidity" på englesk. Söderblom foreslo også en kvalitativ hurtighetsskala basert på ødeleggelsene observert på leirprøver med normalisert dimensjon, og som ble framlagt 250 slag i Casagrande-apparatet. Skalaen rangerte fra 1 (ingen ødeleggelse) til 10 (full omrørt tilstand). Callenday og Smiley (1984) viste at slike eksperimenter ikke fungerer på leire fra Øst-Canada, da testene ikke kunne levere nok energi til at leiren oppnådde omrørt tilstand.

Flon (1982) og Tavenas et al. (1983) utførte ulike tester for å studere omrørt energi for leire; fritt-fall, slag fra fallende objekter, ekstrudering og enkel skjær. Enkel skjær ga de beste resultatene siden den påførte belastningen og tap av styrke ble kontinuerlig fulgt. For å kunne følge den omrørte utviklingen, foreslo forfatterne å bruke følgende omrøringsindeks:

$$(6) \quad I_R = \frac{s_u - s_{ux}}{s_u - s_{ur}}$$

hvor  $s_u$  er udrenert skjærstyrke,  $s_{ur}$  er omrørt skjærstyrke og  $s_{ux}$  er omrørt skjærstyrke ved en gitt omrøringsgrad.  $I_R$  er lik 0 % i intakt leire og 100 % i fullt omrørte forhold. Noen resultater fra Flon (1982) og Young og Tang (1983) er vist i Figur 10. Resultatene viser at når plastisitetsindeksen ( $I_p$ ) for leire øker, trengs det mer energi for å nå fullt omrørte forhold.

Omrørt energi i testene utført av Flon (1982) og Young og Tang (1983) er uttrykt med referanse til prøvens volum. I de fleste testene observert de at graden av omrøring, og i så måte distribusjonen av omrørt energi, var uensartet innenfor prøven. Siden det å vurdere energidistribusjonen var svært vanskelig, bestemte forfatterne seg for å definere energien per enhet volum ved å dele den formidlede energien med prøvens totale volum. Merk at dette vil lede til en overvurdering av energi per enhet volum.



Figur 10: Kurver som viser omrøringsindeks ( $I_R$ ) som en funksjon av normalisert energi (Se likning 10), etter Flon (1982) og Young og Tang (1983). Sistnevnte brukte direkte simple skjær (DSS) apparatet fra Geonor.

Som nevnt ovenfor, starter omrøring av leire etter at den initiale maksimum skjærstyrke overvinnes. Belastningsenergien som kreves for å oppnå brudd, eller "limit-state" for leire, ble undersøkt av Tavenas et al. (1979) som viste at energi ved "limit-state" for leire i Øst-Canada kunne beskrives med referanse til prekonso-lideringstrykket  $\sigma_p'$ :

$$(7) \quad W_{LS} = 0.013 \sigma_p'$$

hvor  $W_{LS}$  er i  $\text{kJ/m}^3$  (tilsvarende kPa) og  $\sigma_p'$  er i kPa. Tavenas et al. (1983) foreslo videre å uttrykke omrørt energi med referanse til  $W_{LS}$ , der definisjonen av normalisert energi per enhet volum beskrives ved:

$$(8) \quad W_N = \frac{\text{Omrørt energi per enhet volum}}{0.013 \sigma_p'}$$

Basert på arbeidet av Flon (1982) og Tavenas et al. (1983), viste Leroueil (1996) at det eksisterer et lineært forhold mellom produktet av udrenert skjærstyrke og plastisitetsindeks på én side, og gjennomsnittlig energi nødvendig for å oppnå 75 % omrøring i leire på den andre siden (Figur 11). Locat et al. (2008) utviklet videre idéen, og viste at det nærmest er en lineær korrelasjon mellom omrøringsindeksen og omrørt energi normalisert med produktet av  $s_u$  og  $I_p$  (Figur 12). Omrørt energi ( $E_R$ ) ble her isolert fra laboriematerialet vist i Figur 10 med å omorganisere likning (8):

$$(9) \quad E_R = W_N \cdot 0.013 \sigma_p'$$



Ser man nærmere inn på Figur 12, observerer man at fullt omrørte forhold er oppnådd ( $I_R = 100\%$ ) når den normalisert omrørt energien,

$$(10) \quad W_N = E_R / (s_u \cdot I_p),$$

når en verdi på 16. Ved å kombinere dette med likning 1 og 3, ble destrukturasjonsindeks omdefinert av Locat et al. (2008) på følgende måte:

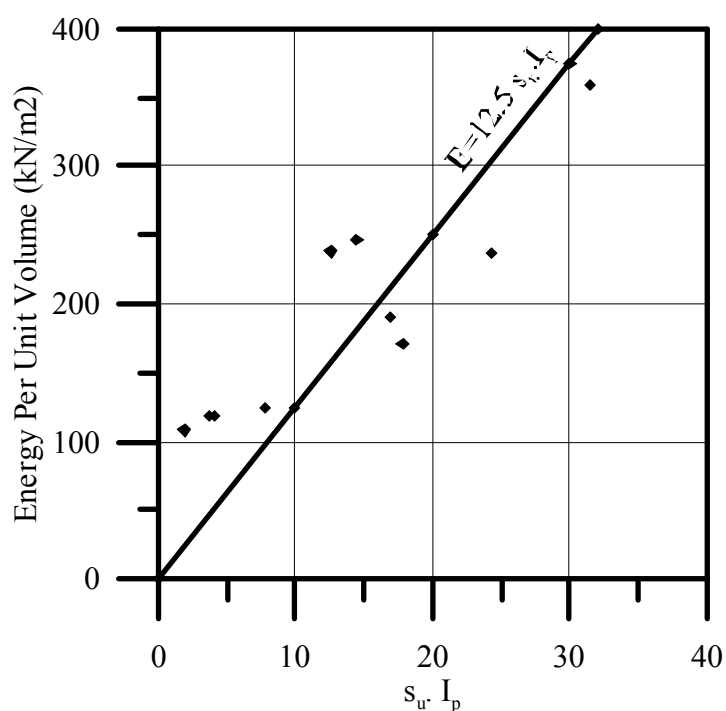
$$(11) \quad I_D = \frac{\gamma \cdot H_G}{16 \cdot s_u \cdot I_p}$$

Et forhold mellom destrukturasjons indeks og utløpsdistanse for norske kvikkleireskred er beskrevet i Figur 13. Den potensielle energien i skredene ble evaluert ved å erstatte  $H_G$  i likning (11) med  $2H/3$  (ved å anta udrenert oppførsel for leiren og en vertikal skråning). Resultatene i Figur 13 viser generelt at utløpsdistansene øker med  $I_D$ . Skred med en  $I_D$ -verdi under 1 viser liten deformasjon (Lade og Fredrikstad). For skredene ved Døla, Furre og Bekkelaget, som også viser liten deformasjon, er forholdet mellom  $I_D$ -verdi og utløpsdistanse imidlertid misledende. Kalkulert  $I_D$ -verdi krever en unik skjærstyrkeverdi og plastisitet, noe som ikke er representativt for samlet jordtilstand for disse tre skredene. Kvikkleirelagene ved Furre og Døla er veldig tynne sammenlignet med den overliggende, ikke-sensitive leire, som diskutert herunder. Den unike  $I_D$ -verdien vil derfor overvurdere utløpsdistansen og potensialet for store kvikkleireskred. En måte å unngå dette problemet på er å vise denne  $I_D$ -verdien i en dybdeprofil (sammen med en geoteknisk profil). Forholdet presentert i likning 9 og 11 ble dessuten skaffet fra laboratoriemateriale på Øst-kanadisk leire. Denne leiren er generelt mer plastisk og noe mer overkonsolidert enn de man finner i Norge. For å kunne tilpasse dette til norske forhold, er det anbefalt å utføre en rekke serier med omrøringstester i laboratoriet, likt det som ble foretatt for kanadiske leire.

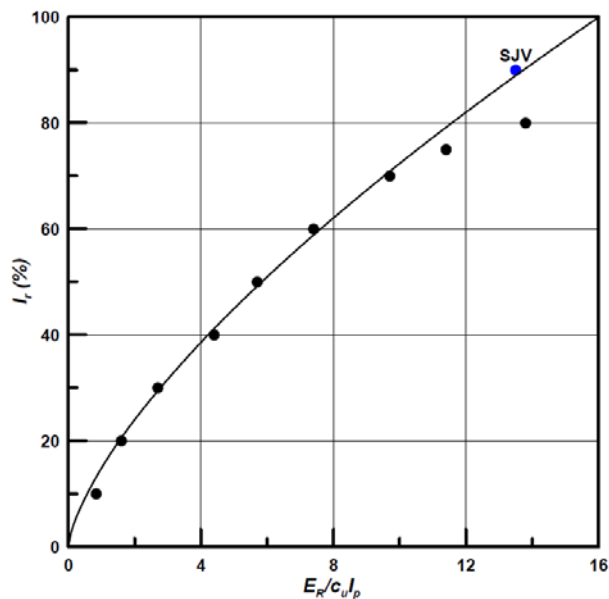
I tillegg til leirens omrørte styrke og energien som er til stede i skråningen, kan andre faktorer, slik som sedimentenes laterale og vertikale variabilitet, kontrollere skredets oppførsel etter et initialscred. For å kunne studere dette, er tykkelsen på kvikkleiresonen (parameter  $b$ ) plottet mot tykkelsen på den overliggende ikke-sensitive jord (parameter  $a$ ) i Figur 14. Resultatene viser at tykkelsen på kvikkleirelaget for store kvikkleireskred med flytende egenskaper generelt må være likt eller større enn det overliggende ikke-sensitive deponiet. For disse skredene er det øverste jordlaget ovenfor kvikkleiresonen generelt mindre enn 5 meter tykt og bestående av lav- eller middels sensitiv leire. Ett unntak er Bekkelaget-skredet, som ikke ble omdannet til et flytescred. Skjærstyrkeprofiler, her bestemt ut fra vingebor, viser at leiren i kompresjonssonen var mindre sensitiv (Figur 15). Motstanden som ble møtt i kompresjonssonen kan ha vært større enn tilgjengelig omrørt energi, og skredet stoppet til slutt opp.

Skred hvor det kun var små deformasjoner (spredning), finnes i de nedre delene av Figur 14 (skredene ved Døla, Fredrikstad og Furre). Tykkelsen på kvikkleiresonene her var generelt liten (kun noen få cm ved Furre og 1,5 m ved Døla), og de er dekt

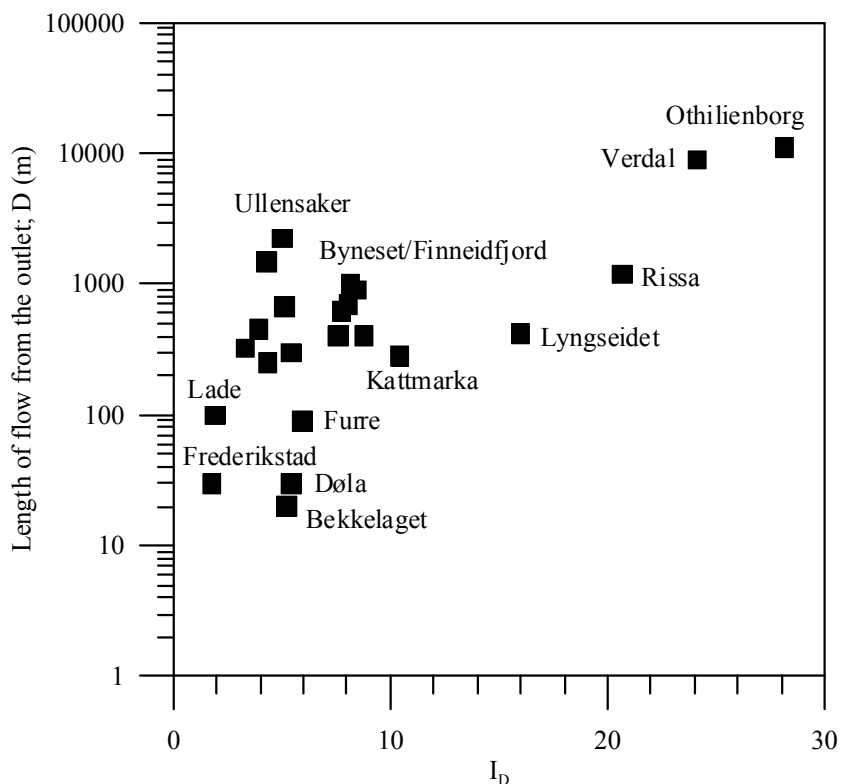
med mer enn 5 meter grovt og ikke-sensitivt materiale (silt/sand/grus). Furre-skredet er interessant i så måte at jorda bevegde seg 90 meter mot elva Namsen, selv om det da hadde et svært tynt kvikkleirelag. Det svært stratifiserte jorddeponiet, med kontrasterende permeabilitet, kan ha ledet til generering av et vannlag (null skjærstyrke), som foreslått i modellen av Kokusho (1999).



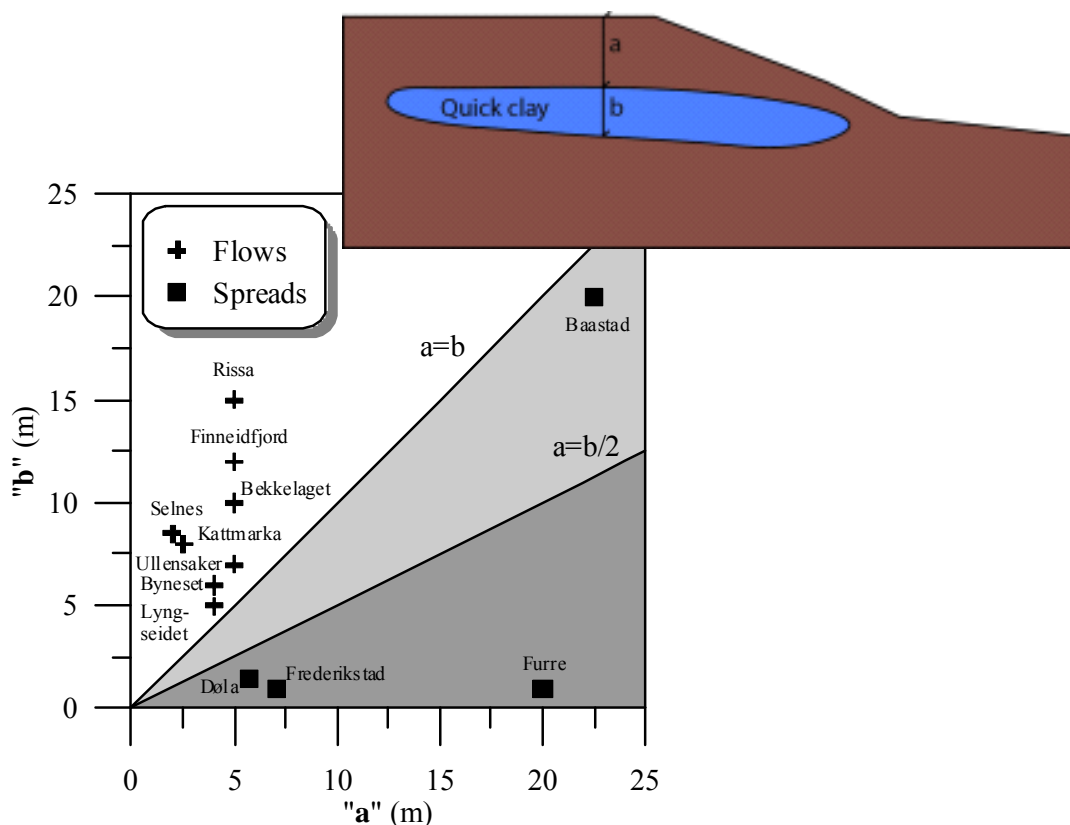
Figur 11: Nødvendig energi for å oppnå 75 % omrøring i myk og sensitiv leire ved en gitt plastisitet og udrenert skjærstyrke (fra Leroueil et al. 1996).



Figur 12: Forholdet mellom omrøringsindeks og omrørt energi normalisert ved  $s_u$  og  $I_p$  (fra Locat et al. 2008). SJV er St-Jean-Vianney-skredet.



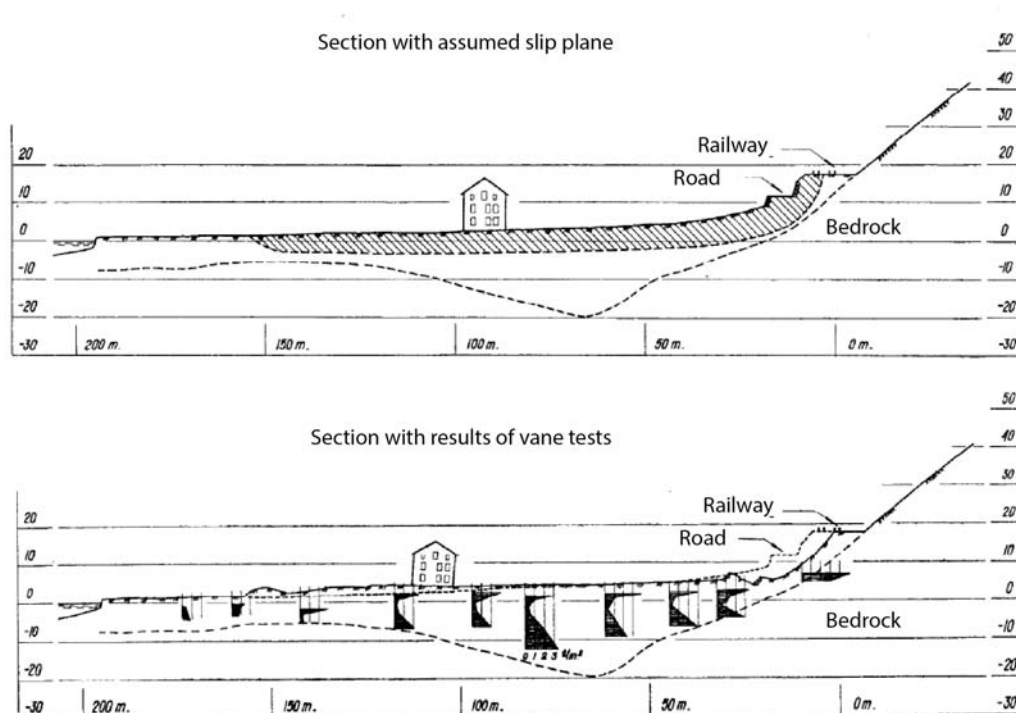
Figur 13: Forholdet mellom destrukturasjonsindeks ( $I_D$ ) og utløpsdistanse for norske kvikkleireskred.



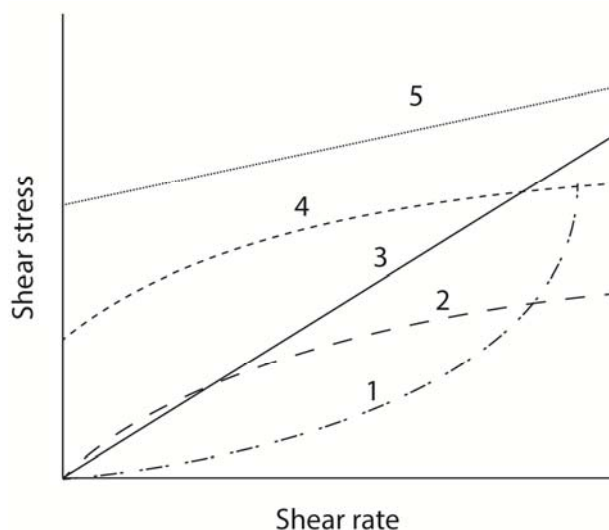
Figur 14: Innvirkning på parametrene  $a$  og  $b$  for flyteoppførsel og skredtype. Parameter ( $a$ ) representerer tykkelsen for ikke-sensitiv jord over kvikkleiresonen, mens parameter ( $b$ ) representerer tykkelsen på kvikkleirelaget.

## 7 Reologiske parametre og input data for Q-Bing

Den dynamiske oppførselen til omrørt jordmasser under et skred må evalueres ved å bruke flyteegenskaper og reologiske parametre. Edgers og Karlsrud (1982) påpekte sterkt den kritiske rollen for jordmassenes viskositet i skreddynamikken. Hovedtype flytende væskemodeller er vist i Figur 16 (Couarraze og Grossiord 2000; Reiner og Scott Blair 1967), hvor viskositeten tilsvarende med gradienten for disse kurvene. For tyktflytende væsker (kurve 1, Figur 16) øker viskositeten med skjærhastighet. Skjærfortynning eller pseudoplastisk væsker (kurve 2) oppfører seg motsatt, da viskositeten minker med økt skjærhastighet. Herschel-Bulkley væsker eller Casson væsker (kurve 4) er fluidiserende materialer karakterisert av en strekkgrænse (eller yield stress) og en avtagende viskositet ved høyere skjærhastighet. Andre væskelignende materialer som når en konstant viskositet, men kun etter at de har nådd deres strekkgrænse (eller yield stress), kalles Bingham-væsker (kurve 5, Figur 16).



Figur 15: Profil over Bekkelaget-skredet som viser terrengoverflaten før og etter skredet. Skjærstyrke bestemt fra vingebor tester er vist (fra Eide og Bjerrum 1954).



Figur 16: Hovedtyper væske: (1) Tyktflytende, (2) Fluidiserende eller pseudo-plastisk, (3) Newtoniansk, (4) Herschel-Bulkley eller Casson, (5) Bingham.

Viskoplastisk reologi styrt av Herschel-Bulkley-modellen er gitt ved følgende forhold:

$$(12) \quad \tau = \tau_y + K\dot{\gamma}^n \quad \text{hvis } |\tau| > \tau_y \text{ og } 0 \text{ ellers,}$$

hvor  $\tau$  er strømningsmotstand (kPa),  $\tau_y$  er den kritiske strekkgrense (eller yield stress) (kPa),  $\gamma$  er skjærhastighet ( $s^{-1}$ ) og  $n$  er Herschel-Bulkley-eksponenten (-).  $K$ -parameteren, som vanligvis betegner konsistensen, er i likning (12) definert som:

$$(13) \quad K = \frac{\tau_y}{\dot{\gamma}_r^n} \quad (\text{Pa s}^n)$$

hvor  $\dot{\gamma}_r$  er en referansetøyning ( $s^{-1}$ ) definert som:

$$(14) \quad \dot{\gamma}_r = \frac{\tau_{ya}}{\mu_{dh}}$$

og hvor  $\tau_{ya}$  er strekkgrense (eller yield stress) og  $\mu_{dh}$  plastisk viskositet. Locat (1997) foreslo en bilineær flytemodell for å representere reologien for leire og silt, som ofte viser pseudo-plastisk flyteoppførsel. Modellen antar at den innledende fasen er Newtoniansk og utvikler seg etter å ha nådd skjærhastighetens terskelverdi, til en Bingham-type. Den konstituerende likningen for den bilineære modellen gitt av Locat (1997) er som følger:

$$(15) \quad \tau = \tau_{ya} + \mu_{dh}\dot{\gamma} - \frac{\tau_{ya}\dot{\gamma}_0}{\dot{\gamma} + \dot{\gamma}_0}$$

hvor  $\dot{\gamma}_0$  er skjærhastighet ved transformasjonen fra Newtoniansk til Bingham oppførsel. Fra likning (15) oppnår man  $\lim_{\dot{\gamma} \rightarrow \infty} \tau = \tau_{ya} + \mu_{dh}\dot{\gamma}$  og  $\lim_{\dot{\gamma} \rightarrow 0} \tau = 0$ ,  $\lim_{\dot{\gamma} \rightarrow 0} \frac{d\tau}{d\dot{\gamma}} = \mu_{dh} + \frac{\tau_{ya}}{\dot{\gamma}_0}$ . Ved BING er den konstituerende likningen for bilineær flyteoppførsel uttrykt som følger (Imran et al. 2001):

$$(16) \quad \frac{\tau}{\tau_{ya}} = 1 + \frac{\dot{\gamma}}{\dot{\gamma}_r} - \frac{1}{1+r\frac{\dot{\gamma}}{\dot{\gamma}_r}}$$

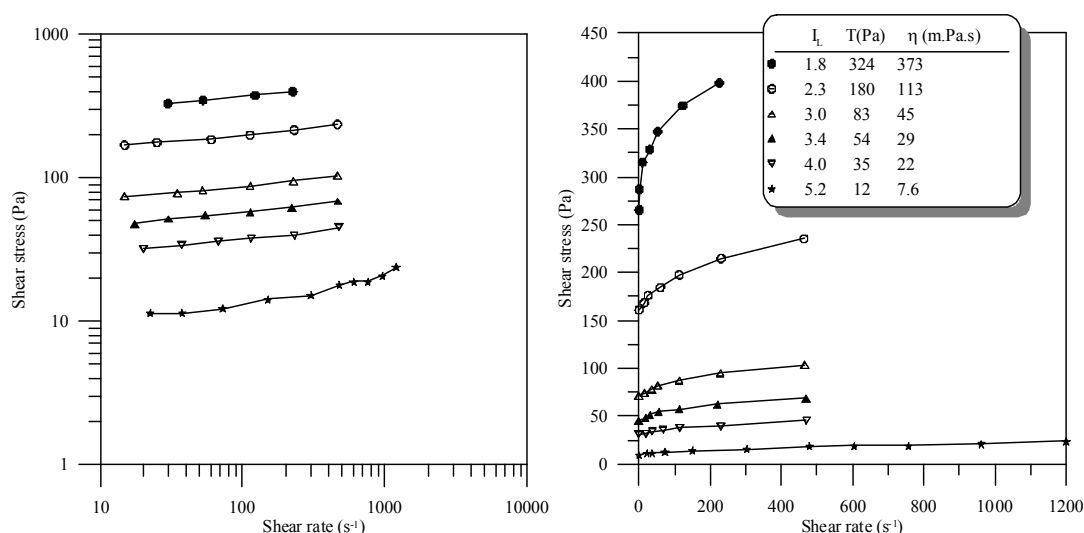
hvor  $r$  er forholdet mellom skjærtøyningene uttrykt som følger:

$$(17) \quad r = \frac{\dot{\gamma}_r}{\dot{\gamma}_0}$$

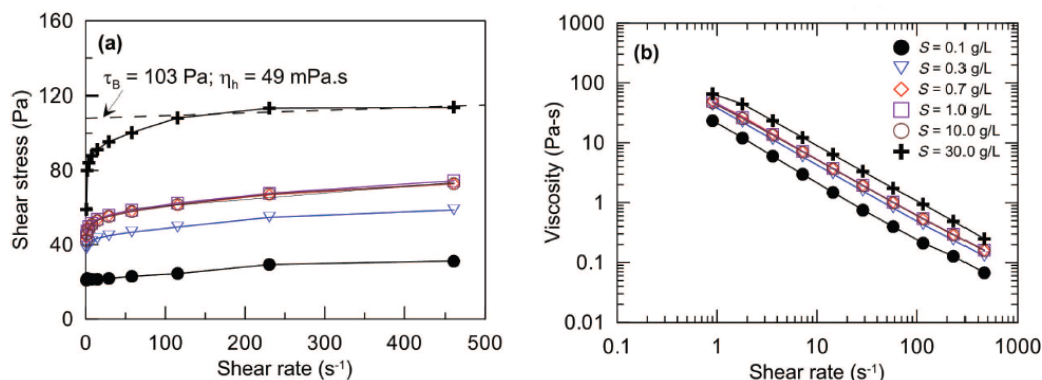
Når man ser varsomt på Figur 16, blir det klart at viskositetsverdiene kan forandres med skjærverdien, selv for et gitt materiale. For sensitive leirers tilfelle, stipulerte Locat og Demers (1988) at viskositeten kan vurderes som konstant når jorda har nådd dens strekkgrense (eller yield stress). Vi er ikke nødvendigvis enige i dette når vi ser på noen viskometerresultater i steady-state regime (Figur 17). Kurvegradienter minker vesentlig med økt skjærhastighet på høyre diagramside med ikke-logaritmiske akser, så denne leiren har en skjærtynning oppførsel eller av Casson-type væske. Diagrammet på venstre side viser at skjærspenningen øker som med skjærhastigheten.

Under et skred kan flyteoppførsel til jordmassene være ganske kompleks, og varierende typer oppførsel kan eksistere avhengig av jordtype og dens fysiske egenskaper. Effekten av vanninnhold på flyteoppførsel er for eksempel vist i Figur

17. Økt vanninnhold (eller  $I_L$ ) leder til en reduksjon av strekkgrense (yield stress) testet på en leire ved et gitt saltinnhold. Det er også anerkjent at leirens saltinnhold vil påvirke flyteoppførsel (Locat og Demers 1988). For å studere denne effekten, utførte Jeong et al. (2012) reologiske tester på illit rik leire med samme likviditetsindeks og saltinnhold med variasjoner på 0,1 – 30,0 g/l. Resultatene er presentert i Figur 18, og viser at denne leiren synes å ha en Bingham-lignende oppførsel ved lav saltinnhold, men at den viser en skjærtynnende oppførsel ved økt salinitet, noe som leder til økte kritiske strekkgrenser (eller yield values). Disse resultatene er nyttige ved studien av kvikkleireskred i Norge, da norsk leire også inneholder en betydelig mengde av leirmineraler, slik som illit (Rosenquist 1946). Bjerrum (1954) viste også at de fleste norske leirer faller inn i lavaktivitetsgruppen (aktiviteten er forholdet mellom plastisitetindeksen og leirefraksjonsinnholdet), som er sammenlignbart med de illit rik leire i studiene av Jeong et al. (2012).



Figur 17: Resultater fra viskometertester på leire fra St.-Alban (Øst-Canada) som ble testet ved varierende vanninnhold og en saltinnhold på 0.2 g/l ( $T$  er strekkgrensen (eller yield stress)). (Data fra Locat og Demers 1988).



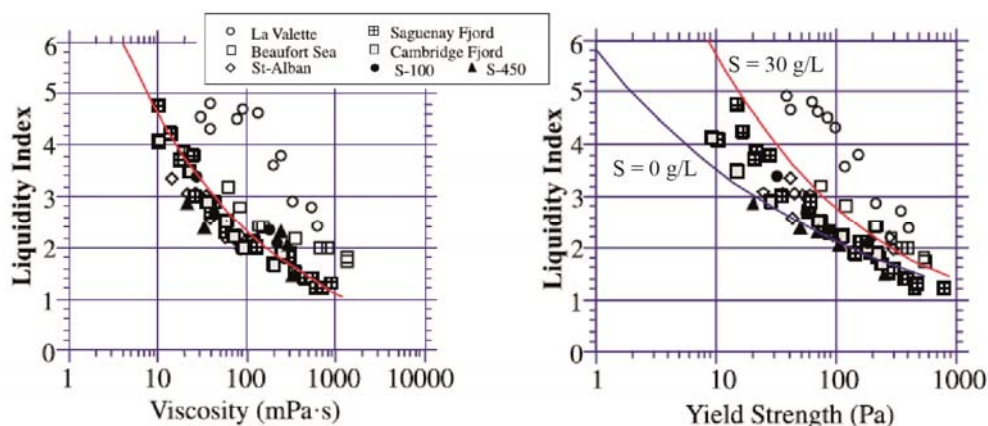
Figur 18: Flyteoppførsel til den illit rik Jonquière leire som en funksjon av saltinnholdet (fra Jeong et al. 2012).

I mange situasjoner kan det være vanskelig å måle den reologiske oppførsel for jordmasser. I Norge er det for eksempel lite data som omhandler reologiske egenskaper for sensitiv leire. For å kunne estimere strekkgrensen og viskositet, kan laboratorieresultater relateres til grunnleggende geotekniske indeksparametre (for eksempel flyteindeks  $I_L$ ). Slike korrelasjoner er mulige så lenge  $I_L$  er høyere enn 0 (for naturlig vanninnhold over plastisitetsgrensen). Forutsatt en Bingham-modell, plottet Locat og Lee (2002) resultater fra plastisk viskositet og flytegrense målt ved varierende indekser (Figur 19). Resultatene er delvis påvirket av partikkelstørrelsen og salinitet for strekkgrensen (Locat 1997). For ett enkelt jord prøve, er likevel forholdet ganske rimelig.

En interessant observasjon, fått fra laborietesting, er at strekkgrensen bidrar omtrent tusen ganger mer enn viskositeten til strømningsmotstand for en gitt væske. Dette forholdet kan minke til hundre for siltige blandinger (Jeong et al. 2004). Forholdet vil derimot bli ganske forskjellig i feltet under et skred, da forskjellene mellom skjærstyrke og strekkgrensen vil påvirke viskositet. Resultatene fra Figur 19 kan fortsatt brukes som en første tilnærming til forholdet mellom  $I_L$  og reologiske parametre (se også Locat og Demers 1988 og Locat 1997). For plastisk viskositet ( $\eta$ ) er forholdet på formelen slik.

$$(18) \quad \eta = (9.27/I_L)^{3.33}$$

hvor  $\eta$  har enheter av  $\text{Pa}\cdot\text{s} \times 10^{-3}$ . Det er interessant å merke seg at forholdet er basert på viskometertester utført ved skjærhastigheter tilsvarende en hastighet på 10 m/s. Dette er observert for ulike skred i sensitiv leire (Tabell 3).



Figur 19: Forholdet mellom likviditetsindeks og reologiske egenskaper for leire (fra Locat og Lee 2002). Merk at enhetene for  $\text{mPa}\cdot\text{s}$  er lik  $\text{Pa}\cdot\text{s} \times 10^{-3}$ .

Strekkgrensen (eller yield stress) ( $\tau_c$ ) korrelerer best med flyteindeksen gjennom følgende to ligninger; én for lav saltholdighet (0 g/l) og én for høyere saltholdighet (30 g/l):

$$(19) \quad \tau_c \text{ (kPa)} = 0.001 (5.81 / I_L)^{4.55} \quad \text{for } S = 0 \text{ g/l}$$



$$(20) \quad \tau_c \text{ (kPa)} = 0.001 (12.05 / I_L)^{3.13} \quad \text{for } S = 30 \text{ g/l}$$

hvor  $S$  er porevannets saltholdighet og  $\tau_c$  er i kPa. Slike empiriske relasjoner ble brukte for å modellere mobiliteten for det store Storegga-skredet (Gauer et al. 2005), små skred utenfor Vesterålen (L'Heureux et al. 2013) og Rissa-skredet (L'Heureux et al. 2012).

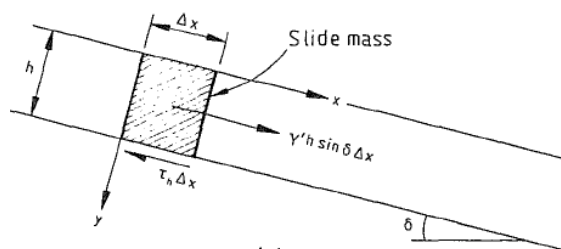
En annen måte å estimere de reologiske parameterne for leire er å utføre tilbakeregning av tidligere skredhendelser og å studere skredmassenes morfologi. Hampton (1972) viste at strekkgrensen for leire under et skred var relatert til den skredmassenes kritiske høyden  $H_c$ , flytende romvekt ( $\gamma'$ ) og skråningsvinkelen hvor skredmassene stoppet ( $\beta$ ):

$$(21) \quad \tau_c = H_c \gamma' \sin \beta$$

Viskøse flytemodeller har også blitt brukt for å estimere skredhastigheter og for å tilbakeregne tilsvarende jordviskositet, gitt at informasjon om skredmassenes tykkelse er tilgjengelig (Figur 20; Edgers og Karlsrud 1982). Slike tilbakeregningsmetoder kan likevel ha begrenset anvendelighet grunnet de forenklete modellparametrene som blir brukt og usikkerheter i de aktuelle input parametrene (dvs. skredmassenes tykkelse, skråningsvinkel og hastighet).

Ved å bruke den viskøse strømningsmodell presentert i Figur 20, tilbakeregnet Edgers og Karlsrud (1982) viskositet i størrelsesorden 200 – 400 Pa·s for Rissa- og Verdal-skredene. Likning (18) vil gi viskositetsverdier i størrelsesorden 0,01 – 0,35 Pa·s for disse skredene og andre slike hendelser i Norge (Tabell 4). Dette illustrerer et stort avvik mellom laboratorie- og tilbakeregnet feltverdier for viskositet, og nødvendigheten av felt- og laboratoriekalibrering av disse modellene.

Likning 19 – 20 ble brukt for å estimere strekkgrensen for norsk leire basert på flyteindeksen (Tabell 4). I de fleste tilfeller er resultatene én størrelsesorden lavere enn de tilbakeregnet ut fra skredmassenes morfologi (likning 21). Verdiene for strekkgrenser er nærmere når man bruker  $I_L$ -relasjonen med høyt saltinnhold for sammenlikning med resultater fra tilbakeregning av skredmassene (dvs. likning 21). Årsaken kan tilskrives det at jorda blandes (ulik porevannssaltholdighet) under skredbevegelsen. Resultatene viser i alle fall at omrørt skjærstyrke i geoteknikk er lik verdiene for strekkgrenser (yield stress) i reologi (Figur 21). Disse resultatene er sammenliknbare med de fra Locat og Demers (1988) og Jeong et al. (2012).



$$v = F_0 + (v_i - F_0) e^{\frac{t-t_i}{a}}$$

$$x = x_i + F_0(t - t_i) + a(v_i - F_0) \cdot (1 - e^{\frac{t-t_i}{a}})$$

where

$$a = \frac{(2\gamma' h \cdot \sin \delta + k)(\gamma' h \cdot \sin \delta - k)}{6g\eta\gamma' \sin^2 \delta}$$

$$F_0 = \frac{(2\gamma' h \cdot \sin \delta + k)(\gamma' h \cdot \sin \delta - k)^2}{(6\eta h \cdot \gamma \sin \delta)^2}$$

$v$  = average flow velocity over thickness  $h$

$\gamma'$  = effective unit weight of soil

$h$  = thickness of the flowing mass

$\delta$  = slope angle

$g$  = acceleration of gravity

$k$  = soil yield resistance

$\eta$  = soil viscosity

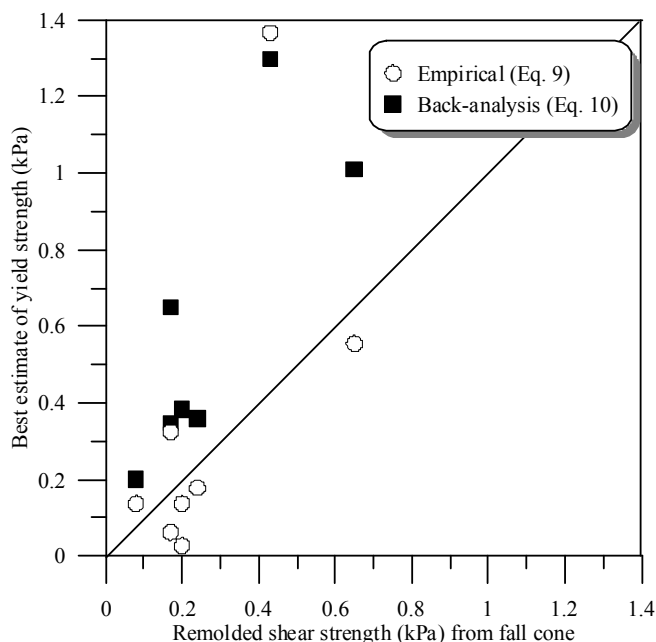
$t$  = time

$v_i$   
 $x_i$   
 $t_i$  } initial velocity, position, time

Figur 20: Sammendrag av viskøs strømningsanalyse (fra Edgers og Karlsrud 1982).

Tabell 4: Estimerte verdier for flyteparametre fra sikkerhetskalkuleringer og empiriske forhold for noen skred i Norge.

Sted	$\eta$ (Pa·s) Eq. (18)	$\eta$ (Pa·s) (Edgers og Karlsrud 1982)	$\tau_c$ (kPa) (Eqs. 19-20)	$\tau_c$ (kPa) (Eq.21)	$S_{ur}$ (kPa) Lab.
Båstad	0.347	—	0.353-0.555	1.01	0.65
Byneset	0.013	—	0.004-0.030	0.38	0.20
Hekseberg	0.034	—	0.015-0.063	0.35	0.17
Finneidfjord	0.078	—	0.046-0.137	0.2	0.08
Rissa	0.103	200	0.068-0.178	0.36	0.24
Selnes	0.196	—	0.162-0.324	0.65	0.17
Verdal	0.078	400	0.046-0.137	—	0.2



Figur 21: Sammenligning av omrørt skjærstyrkeverdier målt i laboratoriet med verdier estimert ved bruk av likning 20 – 21.

## 8 Konklusjoner og videre arbeid

Mobilitet assosiert med norske kvikkleireskred er et komplekst naturfenomen. Et forsøk på å karakterisere mobiliteten til kvikkleireskred ble gjort i denne studien basert på veldokumenterte skredhendelser og laboratoriedata.

Resultatene viser at store kvikkleireskred i Norge opptrer når flyteindeksen er større enn 1,1. Materialet viser også at det er en forbindelse mellom retrogresjonsdistansen og skredmassenes mobilitet. Mobiliteten for kvikkleireskred øker tilsvarende med mobilisert skredvolum per breddeenhet ( $Vol/W_{avg}$ ). For et gitt volum, synes utløpsdistansen for norske skred å være større enn de observert i Øst-Canada. Årsakene er tilskrevet leirens ulike mekaniske egenskaper, og ulik topografi og miljø for skredutløpet.

Etter et initialskred noen skred forandrer seg til store kvikkleireskred med flyttende egenskaper, hvorav andre forblir begrensede deformasjoner. Grunnen til dette er tilskrevet en kombinasjon av kompositoriske, kjemiske, geologiske og topografiske faktorer. Laterale og vertikale variasjoner i jordprofilene er viktige agenter som kontrollerer typen skred (flyttende eller spredning). Data viser at faren og risiko for lange utløpsdistanser kan evalueres basert på relasjoner mellom omrøringsindeksen, destrukturasjonsindeksen og indeks jordparametre. I tilfellene hvor destrukturasjonsindeksen er lavere enn eller nær 1, viser tidligere skredhendelser bare begrensede deformasjoner. Mange av de geotekniske relasjoner presentert i denne rapporten er for det meste basert på data fra Øst-Canada, hvor leiren generelt er mer plastisk og overkonsolidert og med høyere normalisert udrenert styrke enn de vi

finner i Norge. Det er derfor i fremtiden anbefalt å utføre lignede viskositet- og omrøringstester på norsk leire, lik de foretatt og rapportert for kanadisk leire.

Under en skredhendelse kan flyteoppførsel være ganske kompleks, og varierende typer oppførsel kan eksistere avhengig av jordtype, porevannets salinitet, mineralogi og vanninnhold. Resultatene viser at omrørt skjærstyrke i jordmekanikk er lik verdiene av strekkgrensen (eller yield strengt) i reologi. Det er likevel et stort avvik mellom viskositetsverdiene bestemt direkte fra laboratoriedata og de innhentet empirisk fra tilbakeregninger av skredhendelser. Det er derfor et behov for felt- og laboratoriekalibrering av disse modellene, eller alternativt, for modeller som forutser forandringer i materialegenskapene under massebevegelse grunnet skjær og vanninntak.

## 9 Referanser

- Aas, G. 1981. Stability of natural slopes in quick clays, In Proceedings of the tenth International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Stockholm. Sweden, 15-19 June 1981. Norwegian Geotechnical Institute, Oslo, Norway. Publication no. 135, pp. 333–338.
- Bjerrum, L., 1954. Geotechnical properties of Norwegian marine clays. *Géotechnique*, 4(2): 49–69.
- Bjerrum, L. 1955. Stability of natural slopes in quick clay. *Géotechnique*, 5: 101–119.
- Bjerrum L. & Kjærnsli B. 1957. Analysis of the stability of some Norwegian natural clay slopes. *Geotechnique*, 7: 1–16.
- Callander, P.F. et Smalley, I.J. 1984. An application of Soderblom's rapidity test to Canadian soils. *Engineering Geology*, 20 (3): 235–240.
- Couarraze, G., & Grossiord, J.-L., 2000. *Initiation à la rhéologie*. Lavoisier, Paris, France. 3<sup>rd</sup> ed., TEC & DOC (Editions)
- Cruden, D. M. & Varnes D. J. 1996. Landslides types and processes. In *Landslides investigation and mitigation*, Special Report 247, Transportation, Research Board, National Research Council, *Edited by* A. K. Turner, and R. L. Schuster, National Academy press, Washington, D.C. pp. 37–75.
- Drury, P. 1968. The Hekseberg landslide, March 1967. NGI publication, No. 75, pp. 27–31.
- Eide, O. & Bjerrum, L. 1955. The slide at Bekkelaget." *Geotechnique*, 5: 88-100.
- Edgers, L., & Karlsrud, K., 1982: Soil flows generated by submarine slides - Case studies and consequences. International Conference on the Behavior of Off-Shore Structures, 3. BOSS'82. Cambridge, Mass 1982. Proceedings, Vol. 2, pp. 425–437.
- Flon, P. 1982. Remoulding energy and retrogression during flowslides. Master thesis (MSc.), Département de génie civil, Université Laval, Québec, Canada, 292 pp.
- Furseth, A. 2006: *Skredulykker i Norge*. Tun Forlag, Oslo.
- Gauer, P., Kvalstad, T. J., Forsberg, C. F., Bryn, P., & Berg, K. 2005. The last phase of the Storegga Slide: Simulation of retrogressive slide dynamics and comparison with slide-scar morphology, *Mar. Petrol. Geol.*, 22: 171–178.

- Geertsema, M., Cruden, D. M., Schwab, J. W. 2006. A large landslide in sensitive glaciomarine sediments at Mink Creek, northwestern British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 83(1–3): 36–63.
- Gregersen, O. 1981. The Quick Clay Landslide in Rissa, Norway. Contribution to the Tenth International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Stockholm, Sweden, 15-19 June 1981. Norwegian Geotechnical Institute, Oslo, Norway. Publication No. 135. pp. 421–426.
- Gregersen, O. & Løken T. 1979. The quick-clay slide at Baastad, Norway, 1974. *Engineering Geology*, 14: 183–196.
- Hansen, L., L’Heureux, J.S., Longva, O. & Eilertsen, R.S. 2011 Undersjøiske landformer og skredprosesser langs strandsonen i Drammensfjorden. NGU Rapport 2011.003.
- Holmsen, G. 1929. Lurfaldene ved Kokstad, Gretnes og Braa. *Norges Geol. Unders.* 132, 45 pp. (In Norwegian)
- Holmsen, G. & Holmsen, P. 1946. Leirfall i årene 1940–1945. *Norges Geol. Unders.* 167, 71 pp. (In Norwegian)
- Hutchinson, D.J. 1961. A landslide on a thin layer of quick clay at Furre, central Norway. *Geotechnique*, 11: 69–94.
- Hutchinson, J.N. 1965. The landslide of February, 1959, at Vibstad in Namdalen. Norwegian Geotechnical Institute. Publ. 61: 1–16.
- Iltstad, T., De Blasio F.V., Elverhoi, A., Harbitz, C.B., Engvik, L., Longva, O. & Marr, J.G. 2004: On the frontal dynamics and morphology of submarine debris flows. *Marine Geology*, 213: 481–497.
- Jeong, S.W., Locat, J., & Leroueil, S., 2004: A preliminary analysis of the rheological transformation due to water infiltration as a mechanism for high mobility of submarine mass movements. *Proceedings of the 57<sup>th</sup> Canadian Geotechnical Conference*, Quebec city, pp. 15–22.
- Jeong, S.W., Locat, J., Leroueil, S., 2012: The effect of salinity and shear history on the rheological characteristics of illite-rich and Na-Montmorillonite-rich clays. *Clays and Clay Minerals*, 60(2): 108–120.
- Karlsrud, K. 1979. Skredfare og planlegging. Forelesningsnoter til NIF-kurs. Norske sivilingeniørers forening i samarbeid med Norges geotekniske institutt. Lofthus, Hardanger. (In Norwegian)
- Karlsrud, K. & By, T. 1981. Data on Run-Out Distance and Velocity of Soil Flows Generated by Subaqueous Slides and Quick-Clay Slides. Norwegian Geotechnical Institute, Report 52207-7.
- Karlsrud, K. 1983. Analysis of a small slide in sensitive clay in Frederikstad, Norway. *Proceedings of the symposium on slopes in soft clay*; Linköping, Sweden. SGI report no 17, pp. 175–184.
- Karlsrud, K., Aas, G. & Gregersen, O. 1984. Can we predict landslide hazards in soft sensitive clays? Summary of Norwegian practice and experiences. In *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Symposium on Landslides*, Toronto, Ont., 16–21 September 1984. University of Toronto Press, Toronto, Ont. Volume 1, pp. 107–130.
- Karlsrud, K., & Hernadez-Martinez, F.G. 2012. Strength and deformation properties of Norwegian clays from laboratory tests on high quality block samples. Manuscript submitted to the *Canadian Geotechnical Journal*.

- Kenney, T.C. 1967. Slide behaviour and shear resistance of a quick clay determined from a study of the landslide at Selnes, Norway. NGI publ. 76: 57-64.
- Kokusho, T., 1999: Water film in liquefied sand and its effect on lateral spread. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 125(10): 817–826.
- Lebuis, J., Robert, J.-M., & Rissmann, P. 1983. Regional mapping of landslide hazard in Québec. Symposium on slopes on soft clays, Linköping, Swedish Geotechnical Institute Report, No. 17: 205–262.
- Leroueil, S., Vaunat, J., Picarelli, L., Locat, J., Faure, R. & Lee, H. 1996. A geotechnical characterisation of slope movements. In: Proceedings of the 7<sup>th</sup> symposium on landslides, Trondheim, vol. 1, pp. 53–74.
- L’Heureux, J.-S., Hansen, L., & Longva, O. 2009. Development of the submarine channel in front of the Nidelva River, Trondheimsfjorden, Norway. *Marine Geology*, 260: 30–44.
- L’Heureux, J.S., Eilertsen, R.S., Hansen, L. & Sletten, K. 2011. Morphology and landslide mapping in lake Botnen at Rissa, Sør Trøndelag. NGU Rapport 2011.037. (In Norwegian)
- L’Heureux, J.S. 2012. A study of the retrogressive behavior and mobility of Norwegian quick clay landslides. Proceedings of the 11<sup>th</sup> International & 2<sup>nd</sup> North American Symposium on Landslides, Banff, Canada.
- L’Heureux, J.S., Eilertsen, R.S., Glimstad, S., Issler, D., Solberg, I.-L., & Harbitz, C.B. 2012. The 1978 quick clay landslide at Rissa, mid-Norway: subaqueous morphology and tsunami simulations. In: Y. Yamada et al. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research 31*, Springer Science+Business Media B.V. DOI 10.1007/978-94-007-2162-3\_45.
- L’Heureux, J.S., & Solberg, I.L. 2012. Utstrekning og utløpsdistanse for kvikkleireskred basert på katalog over skredhendelser i Norge. NGU rapport nr. 2012.040.
- L’Heureux, J.S., Vanneste, M., Rise, L., Brendryen, J., Forsberg, C.F., Nadim, F., Longva, O., Chand, S., Kvalstad, T.J., & Haflidason, H., (2013). Stability, mobility and failure mechanism for landslides at the Upper Continental Slope off Vesterålen, Norway. *Marine Geology*.
- Longva, O., Janbu, N., Blikra, L.H. & Boe R. (2003) The 1996 Finneidfjord slide: seafloor failure and slide dynamics. In: Locat J, Mienert J (eds) *Submarine mass movements and their consequences*. Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 531–538.
- Locat, A., Leroueil, S., Bernander, S., Demers, D., Jostad, H. P. & Ouehb, L. 2011. Progressive failures in Eastern Canadian and Scandinavian sensitive clays. *Canadian Geotechnical Journal*, 48(11): 1696–1712.
- Locat, J., & Demers, D., 1988. Viscosity, yield stress, remoulded strength and liquidity index relationships for sensitive clays. *Canadian Geotechnical Journal*, 25: 799–806.
- Locat, J., & Leroueil, S. 1997. Landslide stages and risk assessment issues in sensitive clays and other soft sediments. In: Cruden & Fell (Eds.) *Landslide risk assessment*, Balkema, Rotterdam, pp. 261–270.
- Locat, J. 1992. Viscosity, yield strength, and mudflow mobility for sensitive clays and other fine sediments. Proceedings of the 1st Canadian conference on Geotechnique and Natural Hazards, Vancouver, pp.: 389-396.

- Locat, J., & Lee, H.J. 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 39:193–212.
- Locat, J., Leroueil, S., et Locat, P. 2003. On the mobility of quick clays: the cases of the St. Jean-Vianney Flowslides of 1663 and 1971. In: *Proceedings of the International Work-shop on Occurrence and Mechanisms of Flow-like Landslides in Natural Slopes and Earthfills*, Sorrento.
- Locat, P., Leroueil, S. & Locat, J. 2008: Remaniement et mobilité des débris de glissements de terrain dans les argiles sensibles de l'est du Canada. *Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards: From Causes to Management*. Presse de l'Université Laval, Québec, pp. 97–106. (In French)
- Locat, P., Fournier, T., Robitaille, D., & Locat, A. 2011. Glissement de terrain du 10 mai 2010, St-Jude, Montérégie. Rapport sur les caractéristiques et les causes. *Ministères des Transports du Québec*, report MT11-01. (In French)
- Longva, O., Janbu, N., Blikra, L.H. & Boe R. (2003) The 1996 Finneidfjord slide: seafloor failure and slide dynamics. In: Locat, J., & Mienert, J. (eds.), *Submarine mass movements and their consequences*. Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 531–538.
- Løken, T. 1983: Kvikkleire og skredfare – hvor og hvorfor? *Forskningsnytt fra Norges almenvitenskapelige forskningsråd*, 28(3): 7–12.
- Mitchell, R.J., & Markell, A.R. 1974. Flowslides in sensitive soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 11: 11–31.
- Natterøy, A. 2011: Skredkatalog om kvikkleire. Presentasjon av det førebels resultatet i katalogen og utgreiing om typiske kjennetegn ved kvikkleireskred. Prosjektoppgave. Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU. (In Norwegian)
- NGI (2011). Leirskred Døla, Mosjøen. Rapport nr. 2011.0544
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) 2009: Retningslinjer for planlegging og utbygging i fareområder langs vassdrag. Retningslinjer nr. 1/2008 (rev. 05.03. 2009).
- Nordal, S., Alén, C., Emdal, A., Jendeby, L., Lyche, E., & Madshus, C. 2009. Skredet i Kattmarkvegen i Namsos 13. mars 2009. Rapport fra undersøkelsesgruppe satt ned av Samferdselsdepartementet. Institutt for bygg, anlegg og transport, faggruppe for geoteknikk, NTNU. (In Norwegian)
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) 2009: Retningslinjer for planlegging og utbygging i fareområder langs vassdrag. Retningslinjer nr. 1/2008 (rev. 05.03. 2009). (In Norwegian)
- Norsk Geoteknisk Forening (NGF) 1974: Retningslinjer for presentasjon av geotekniske undersøkelser. 16 pp. (In Norwegian)
- Reiner, M., & Scott Blair, G.W. 1967. Rheological terminology. *In Rheology: theory and applications*. Vol. 4. Edited by F. R. Eirich. Academic Press, New York, NY, pp. 461–488.
- Rokoengen, K., Jespersen, M. N., Kleiv, R. A. & Sæterbø, E. 2001. The 1345 slide and flood disaster in the Gauldalen valley, Mid-Norway: a new interpretation. *Norwegian Journal of Geography*, 55: 57–70.
- Rosenqvist, I.T., 1946. Om de norske kvikkleirers egenskaper og mineralogiske sammensetning. 3: E. *Nordiska Ingeniørmøtet Förhandlingar 10 : 1*. Stockholm. (In Norwegian)

- Rosenqvist, I.T. 1953. Considerations on the sensitivity of Norwegian clays. *Geotechnique*, 3: 195–200.
- Rosenqvist, I.T. 1966. The Norwegian Research into the development of quick clay – a review. *Engineering Geology*, 1: 445–450.
- Söderblom, R. 1974. A new approach of the classification of quick clays. SGI, Proc. No. 55, pp. 1–17.
- Sevaldson, R.A. 1956. The slide in Lodalen, October 6th, 1954, *Geotechnique*, 6: 167–182.
- Tavenas, F., Chagnon, J.-Y. & La Rochelle, P. 1971. The Saint-Jean-Vianney landslide: Observations and eyewitness accounts. *Canadian Geotechnical Journal*, 8: 463–478.
- Tavenas, F., Desrosiers, J.P., Leroueil, S., LaRochelle, P., & Roy, M. 1979. The use of strain energy as a yield and creep criterion for lightly overconsolidated clays. *Géotechnique*, 29(3): 285–303.
- Tavenas, F., Flon, P., Leroueil, S. & Lebus, J. 1983. Remoulding energy and risk of slide retrogression in sensitive clays. In: *Proceedings of the Symposium on slopes on soft clays*, Linköping, Sweden. Swedish Geotechnical Institute, SGI Report No. 17, pp. 423–454.
- Tavenas, F. 1984. Landslides in Canadian sensitive clays - a state-of-the-art. *In Proceedings of the 4th International Symposium on Landslides*, Toronto, Ont., 16–21 September 1984. University of Toronto Press, Toronto, Ont. Volume 1, pp. 141–153.
- Thakur, V., and Degago, S.A. (2012) Quickness of sensitive clays. *Géotechnique Letters* 2, 81–88.
- Trak B. & Lacasse S. 1996. Soils susceptible to flow slides and associated mechanisms. In: *Proceedings of the Seventh International Symposium on Landslides*, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, Vol. 1, pp. 497–506.
- Vaunat, J. 2002. Contributions à l'élaboration d'un système à base de connaissance pour la prévision des risques liés aux mouvements de terrains. PhD thesis, Département de génie civil, Université Laval, Canada. (In French)
- Vaunat, J., & Leroueil, S. 2002. Analysis of post-failure slope movements within the framework of hazard and risk analysis. *Natural Hazards*, 26: 83–109.
- Walberg, Ø. 1993: *Verdalsboka. Ras i Verdalen*, vol A and B. Verdalen kommune, Norway. (In Norwegian)
- Yong, R. N., & Tang, K.Y. 1983. Soil remoulding and sensitivity measurements. *Geotechnical Testing Journal*, 6(2): 73–80.



# Kontroll- og referanseside/ Review and reference page



<b>Dokumentinformasjon/Document information</b>					
<b>Dokumenttittel/Document title</b> Karakterisering av historiske kvikkleireskred og input parametre for Q-Bing			<b>Dokumentnr./Document No.</b> 20120753-02-R		
<b>Dokumenttype/Type of document</b> Rapport/Report		<b>Distribusjon/Distribution</b> Fri/Unlimited		<b>Dato/Date</b> 17. januar 2013	
				<b>Rev.nr.&amp;dato/Rev.No.&amp;date</b> 0	
<b>Oppdragsgiver/Client</b> Statens vegvesen, Vegdirektoratet v/Vikas Thakur					
<b>Emneord/Keywords</b> Kvikkleireskred, utløpsdistanse, reologi, historiske hendelser, geotekniske indeks parametre					
<b>Stedfesting/Geographical information</b>					
<b>Land, fylke/Country, County</b>				<b>Havområde/Offshore area</b>	
<b>Kommune/Municipality</b>				<b>Feltnavn/Field name</b>	
<b>Sted/Location</b>				<b>Sted/Location</b>	
<b>Kartblad/Map</b>				<b>Felt, blokknr./Field, Block No.</b>	
<b>UTM-koordinater/UTM-coordinates</b>					
<b>Dokumentkontroll/Document control</b>					
<b>Kvalitetssikring i henhold til/Quality assurance according to NS-EN ISO9001</b>					
<b>Rev./Rev.</b>	<b>Revisjonsgrunnlag/Reason for revision</b>	<b>Egenkontroll/Self review av/by:</b>	<b>Sidemannskontroll/Colleague review av/by:</b>	<b>Uavhengig kontroll/Independent review av/by:</b>	<b>Tverrfaglig kontroll/Inter-disciplinary review av/by:</b>
0	Originaldokument	JSL	KK	DI	
<b>Dokument godkjent for utsendelse/Document approved for release</b>		<b>Dato/Date</b> 17. januar 2013		<b>Sign. Prosjektleder/Project Manager</b> Dieter Issler	

NGI (Norges Geotekniske Institutt) er et internasjonalt ledende senter for forskning og rådgivning innen geofagene. Vi utvikler optimale løsninger for samfunnet, og tilbyr ekspertise om jord, berg og snø og deres påvirkning på miljøet, konstruksjoner og anlegg.

Vi arbeider i følgende markeder: olje, gass og energi, bygg, anlegg og samferdsel, naturskade og miljøteknologi. NGI er en privat stiftelse med kontor og laboratorier i Oslo, avdelingskontor i Trondheim og datterselskap i Houston, Texas, USA.

NGI ble utnevnt til "Senter for fremragende forskning" (SFF) i 2002 og leder "International Centre for Geohazards" (ICG).

[www.ngi.no](http://www.ngi.no)

NGI (Norwegian Geotechnical Institute) is a leading international centre for research and consulting in the geosciences. NGI develops optimum solutions for society, and offers expertise on the behaviour of soil, rock and snow and their interaction with the natural and built environment.

NGI works within the oil, gas and energy, building and construction, transportation, natural hazards and environment sectors. NGI is a private foundation with office and laboratory in Oslo, branch office in Trondheim and daughter company in Houston, Texas, USA.

NGI was awarded Centre of Excellence status in 2002 and leads the International Centre for Geohazards (ICG).

[www.ngi.no](http://www.ngi.no)



Hovedkontor/Main office:  
PO Box 3930 Ullevål Stadion  
NO-0806 Oslo  
Norway

Besøksadresse/Street address:  
Sognsveien 72, NO-0855 Oslo

Avd Trondheim/Trondheim office:  
PO Box 1230 Pirsenferet  
NO-7462 Trondheim  
Norway

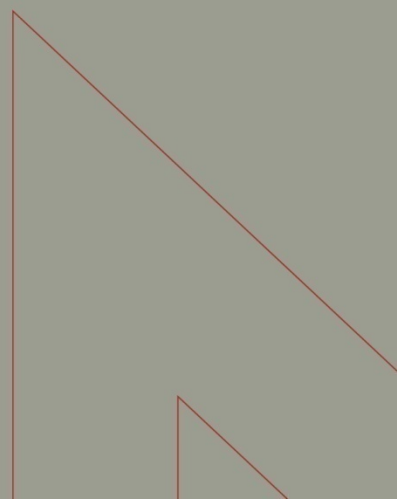
Besøksadresse/Street address:  
Pirsenteret, Havnegata 9, NO-7010 Trondheim

T: (+47) 22 02 30 00  
F: (+47) 22 23 04 48

[ngi@ngi.no](mailto:ngi@ngi.no)  
[www.ngi.no](http://www.ngi.no)

Kontonr 5096 05 01281 /IBAN NO26 5096 0501 281  
Org. nr./Company No.: 958 254 318 MVA

BSI EN ISO 9001  
Sertifisert av/Certified by BSI, Reg. No. FS 32989



## Utgitt i Rapportserien i 2013

- Nr. 1 Roller i det nasjonale arbeidet med håndtering av naturfarer for tre samarbeidende direktorat
- Nr. 2 Norwegian Hydrological Reference Dataset for Climate Change Studies. Anne K. Fleig (Ed.)
- Nr. 3 Anlegging av regnbed. En billedkavalkade over 4 anlagte regnbed
- Nr. 4 Faresonekart skred Odda kommune
- Nr. 5 Faresonekart skred Årdal kommune
- Nr. 6 Sammenfatning av planlagte investeringer i sentral- og regionalnettet for perioden 2012-2021
- Nr. 7 Vandringshindere i Gaula, Namsen og Stjørdalselva
- Nr. 8 Kvartalsrapport for kraftmarknaden. Ellen Skaansar (red.)
- Nr. 9 Energibruk i kontorbygg – trender og drivere
- Nr. 10 Flomsonekart Delprosjekt Levanger. Kjartan Orvedal, Julio Pereira
- Nr. 11 Årsrapport for tilsyn 2012
- Nr. 12 Report from field trip, Ethiopia. Preparation for ADCP testing (14-21.08.2012)
- Nr. 13 Vindkraft - produksjon i 2012
- Nr. 14 Statistikk over nettleie i regional- og distribusjonsnettet 2013. Inger Sætrang
- Nr. 15 Klimatilpasning i energiforsyningen- status 2012. Hvor står vi nå?
- Nr. 16 Energy consumption 2012. Household energy consumption
- Nr. 17 Bioenergipotensialet i industrielt avfall
- Nr. 18 Utvikling i nøkkeltall for strømnetselskapene
- Nr. 19 NVEs årsmelding
- Nr. 20 Oversikt over vedtak og utvalgte saker. Tariffer og vilkår for overføring av kraft i 2012
- Nr. 21 Naturfareprosjektet: Delprosjekt Kvikkleire. Utstrekning og utløpsdistanse for kvikkleireskred basert på katalog over skredhendelser i Norge
- Nr. 22 Naturfareprosjektet: Delprosjekt Kvikkleire. Forebyggende kartlegging mot skred langs strandsonen i Norge Oppsummering av erfaring og anbefalinger
- Nr. 23 Naturfareprosjektet: Delprosjekt Kvikkleire. Nasjonal database for grunnundersøkelser (NADAG) – forundersøkelse
- Nr. 24 Flom og skred i Troms juli 2012. Inger Karin Engen, Graziella Devoli, Knut A. Hoseth, Lars-Evan Pettersson
- Nr. 25 Capacity Building in Hydrological Services. ADCP and Pressure Sensor Training Ministry of Water and Energy, Ethiopia 20th – 28th February 2013
- Nr. 26 Naturfareprosjektet: Delprosjekt Kvikkleire. Vurdering av kartleggingsgrunnlaget for kvikkleire i strandsonen
- Nr. 27 Kvartalsrapport for kraftmarknaden. Ellen Skaansar (red.)
- Nr. 28 Flomberegninger for Fedaelva, Kvinesdal kommune, Vest-Agder (025.3A1) Per Alve Glad
- Nr. 29 Beregning av energitilsig basert på HBV-modeller. Erik Holmquist
- Nr. 30 De ustabile fjellsidene i Stampa – Flåm, Aurland kommune Sammenstilling, scenario, risiko og anbefalinger. Lars Harald Blikra
- Nr. 31 Naturfareprosjektet: Delprosjekt 4 Overvåking og varsling Overvåking ved akutte skredhendelser
- Nr. 32 Landsomfattende mark- og grunnvannsnett. Drift og formidling 2012. Jonatan Haga
- Nr. 33 Naturfareprosjektet: Delprosjekt 6 Kvikkleire. Saltdiffusjon som grunnforsterking i kvikkleire
- Nr. 34 Kostnadseffektivitet i distribusjonsnettet – En studie av referentene i kostnadsnormmodellen
- Nr. 35 The unstable phyllitic rocks in Stampa – Flåm, western Norway Compilation, scenarios, risk and recommendations. Lars Harald Blikra
- Nr. 36 Flaumsonekart Delprosjekt Årdal i Sogn. Siss-May Edvardsen, Camilla Roald
- Nr. 37 Naturfareprosjektet: Delprosjekt 6 Kvikkleire. Skånsomme installasjonsmetoder for kalksementpeler og bruk av slurry
- Nr. 38 Naturfareprosjektet: Delprosjekt 6 Kvikkleire. Karakterisering av historiske kvikkleireskred og input parametere for Q-BING



Norges  
vassdrags- og  
energidirektorat

Norges vassdrags- og energidirektorat

Middelthunsgate 29  
Postboks 5091 Majorstuen  
0301 Oslo

Telefon: 09575  
Internett: [www.nve.no](http://www.nve.no)

