



# Flom- og sørpeskred

VEILEDNING

Håndbok V139





# Flom- og sørpeskred

## Håndbøker i Statens vegvesen

Dette er en håndbok i Statens vegvesens håndbokserie. Vegdirektoratet har ansvaret for utarbeidelse og ajourføring av håndbøkene.

Denne håndboka finnes kun digitalt (PDF) på Statens vegvesens nettsider, [www.vegvesen.no](http://www.vegvesen.no).

Statens vegvesens håndbøker utgis på to nivåer:

**Nivå 1:** • Oransje eller • grønn fargekode på omslaget – omfatter *normal* (oransje farge) og *retningslinje* (grønn farge) godkjent av overordnet myndighet eller av Vegdirektoratet etter fullmakt.

**Nivå 2:** • Blå fargekode på omslaget – omfatter *veiledning* godkjent av den avdeling som har fått fullmakt til dette i Vegdirektoratet.

## Flom- og sørpeskred

Nr. V139 i Statens vegvesens håndbokserie

Forsidefoto: S.H. Frækaland

ISBN: 978-82-7207-676-3

# Forord

Flom- og sørpeskred er skredtyper som blir utløst i forbindelse med intense nedbørsperioder. Denne skredtypen fører til en rekke stenginger hvert år på det norske veg- og jernbanenettet. Skredene fører som oftest også til omfattende skader på transportnettene med langvarige stenginger om resultat.

Det kan synes som om denne skredtypen har fått et større omfang de siste årene. Om dette skyldes mulige klimaendringer eller manglende vedlikehold av drens-systemene i vår infrastruktur er vanskelig å avgjøre. En stor andel av flomskredene skyldes også mangelfull drenering av skogsveger i bratt terreng.

I Norge er det i liten grad utarbeidet en samlet oversikt over hvordan en best kan sikre veger, jernbaner og annen infrastruktur mot slike skred. Denne håndboka bygger på tilgjengelig litteratur og erfaringer om prosessene som fører til at skred blir utløst, og gir en beskrivelse av alternative sikringsmetoder. Håndboka er basert på publikasjoner fra alpelandene, USA, Canada og Japan og på norske erfaringer.

Boka henvender seg til dem som arbeider med planlegging og utbedring av veger og jernbaner som er eksponert for flom- og sørpeskred, men bør også ha nytte for dem som drifter disse. Det er også vårt håp at håndboka vil være nyttig innen undervisningen ved høyskoler og universiteter. Denne håndboka er i hovedsak skrevet av Harald Norem, Statens vegvesen, og Frode Sandersen, Norges geotekniske institutt, har skrevet Kap. 3, Terrenghyper utsatt for skred.

En referansegruppe har bistått i arbeidet med utarbeiding av håndboka og denne gruppa har bestått av:  
Steinar Myrabø, Jernbaneverket  
Knut Stalsberg, Norges geologiske undersøkelse  
Tharan Fergus, Norges vassdrags- og energidirektorat  
Jan Otto Larsen, Statens vegvesen  
Heidi Bjordal, Statens vegvesen

Arbeidet med håndboka er utført som en del av forskningsprosjektet «Klima og transport». Dette prosjektet ble gjennomført av Statens vegvesen i årene 2007–2010. Hensikten med prosjektet var å forbedre rutiner og regelverk for planlegging, prosjektering, bygging, drift og vedlikehold av vegnett som svar på endrede klimaforhold. Mer informasjon om dette prosjektet og publikasjoner som er utgitt som en del av dette prosjektet finner en på <http://www.vegvesen.no/klimaogtransport>

Oslo

Vegdirektoratet



## Sammendrag

Målsettingen med håndboka er å gi ansatte i Statens vegvesen og Jernbaneverket og andre som er engasjert i planlegging og drift av veger som er utsatt for flomskred og sørpeskred et bedre grunnlag for å forstå prosessene som fører til at slike skred kan oppstå og å gi en grundig innføring i hvordan en kan sikre veger og jernbaner mot slike skred. Det er også en målsetting at håndboka vil være til nytte i forbindelse med undervisning innen dette emnet.

Naturen har gjennom lang tid tilpasset seg dagens klima, slik at de fleste fjellsider og drensløp er stabile med de klimatiske forholdene vi har i dag. Med hensyn til prognosene for eventuelle klimaendringer som tilsier mer nedbør og høyere temperaturer, kan en forvente større frekvens av skred som utløses i forbindelse med intens nedbør. Dette gjelder først og fremst flomskred og sørpeskred, men også massetransport i vassdrag.

Flomskred kan bli utløst i forbindelse med lokale utglidinger i fjellsider eller i forbindelse med lokal erosjon og massetransport i vassdrag. Forutsetningene for at skred kan bli utløst er at det i fjellsidene er løsmasser med redusert stabilitet, og at disse får stabiliteten ytterligere redusert som resultat av kraftig regnvær og/eller snøsmelting. En enkel regel er at tilførselen av vann bør overstige det en kan forvente i løpet av en 10 års-periode.

Flomskred forekommer oftest i terreng med helling større enn  $16^\circ$ , og hvor det er en konsentrasjon av grunnvannsstrømmer. Områder hvor en er spesielt utsatt for flomskred er bratte områder der det nylig er foretatt flatehugst eller der det er bygget veger med mangelfull drenering. Sørpeskred blir oftest utløst i slakere terreng, hvor det kan bygge seg opp vannmettet snø bak terskler, som kan være fjellrygger, fonner av drivsnø eller avsetninger av snøskred i bekkedaler.

Sikring av veger kan foretas ved å utføre tiltak både i potensielle utløsningsområder, i bekkeløpene eller i utløpsområdet. De vanligste tiltakene utføres nær vegen, hvor det er enklest å komme til med maskiner.

Der skredene følger forsenkninger i terrenget er det mulig å kontrollere skredbevegelsen med kontrolldammer. Disse blir oftest bygd som 3–6 m høye dammer med en 3–10 m bred åpning. I denne åpningen konstrueres det et gittersystem for å holde igjen de største partiklene og for å redusere hastighetsenergien i skredene. Kontrolldammer kan også bygges opp som nettkonstruksjoner dersom bredden på skredløpet er begrenset.

Utbredelsen av flomskred og sørpeskred kan også reduseres ved hjelp av ledevoller og bremseforbygninger. Ledevoller må konstrueres med bratte sider mot skredet og vinkelen mellom vollene og skredet bør helst ikke overstige  $20\text{--}25^\circ$ .

Flomskred og sørpeskred er sterkt masseførende og alle sikringstiltak mot disse skredtypene må kunne vedlikeholdes og massene må kunne fjernes maskinelt. Alle sikringstiltak må derfor planlegges for god adkomst med vedlikeholdsmaskiner. Dessuten er det viktig at alle tiltak prosjekteres med alternativ dreinsveg, for å unngå skader dersom skredmassene tetter igjen hovedløpet for dreneringen.

# Innhold

	<b>Forord</b>	<b>3</b>
	<b>Sammendrag</b>	<b>5</b>
<b>1</b>	<b>Innledning</b>	<b>9</b>
<b>2</b>	<b>Orientering om skredtypene</b>	<b>11</b>
	2.1 Bakgrunnen for flomskred og sørpeskred	11
	2.2 Klassifisering av skredtypene	12
<b>3</b>	<b>Terrengtyper som er utsatt for skred</b>	<b>19</b>
	3.1 Innledning	19
	3.2 Utløsningsområdet	20
	3.3 Skredløp og utløpsområdet	24
<b>4</b>	<b>Karakteristiske trekk ved vannrelaterte skred</b>	<b>27</b>
	4.1 Utløsningsårsaker	27
	4.2 Utløsningsmekanismer	28
	4.3 Utløsing av skred	37
	4.4 Bevegelsestyper og hastighetsberegninger	42
	4.5 Beregning av utløpsdistanser for flomskred	51
	4.6 Beregning av hastighet og utløpsdistanse for sørpeskred	55
<b>5</b>	<b>Skredutløsende faktorer</b>	<b>57</b>
	5.1 Faktorer som påvirker sannsynligheten for skred	57
	5.2 Metoder for å vurdere faren for skred	57
	5.3 Klimatiske terskelverdier for vurdering av fare for flomskred	63
	5.4 Klimatiske terskelverdier for vurdering av fare for sørpeskred	66
<b>6</b>	<b>Sikring av veger og jernbaner</b>	<b>67</b>
	6.1 Valg av strategi for sikringen	67
	6.2 Prinsipper for fysisk sikring	67
	6.3 Sikringstiltak i skredenes løsningsområde	68
	6.4 Sikringstiltak i skredløpet	72
	6.5 Sikringstiltak i utløpsområdet	77
	<b>Symbolliste</b>	<b>98</b>
	<b>Litteraturliste</b>	<b>99</b>







# 1 Innledning

Hensikten med denne håndboka er å øke den generelle kunnskapen om flomskred og sørpeskred, og hvordan en kan forebygge og sikre infrastruktur mot slike skred. Felles for disse skredtypene er at de omfatter utglidninger av løsmasser eller snø som utløses i forbindelse med kraftig nedbør eller snøsmelting, og at de utraste massene utvikler seg til strømmende masser, før de til slutt stopper helt opp i slakere terreng.

Håndboka er primært rettet mot sikring av veger og jernbaner, men vil også være nyttig for sikring av boligområder, samt at den bør være egnet for undervisning om disse skredtypene.

Flomskred og sørpeskred utgjør en fare for driften av veg- og jernbanenettet ved at:

1. Massene som transporteres i skredet avsettes på vegen eller jernbanen og dette fører til at disse blir uframkommelige og dermed må stenges for kortere eller lengre tid.
2. Skredene kan være sterkt eroderende. Dette kan føre til omfattende skader på veg eller jernbane, slik at disse må repareres. De mest omfattende skadene skyldes som regel at drens-systemet for vegen eller banen blir tettet med skredmasser, og at de vannrike skredmassene deretter eroderer hele eller deler av vegen.
3. Skredene vil som oftest ha stor hastighet og ha en så stor styrke at de representerer en fare for trafikantene.
4. Den mest utsatte gruppen for disse skredtypene er sannsynligvis menneskene som drifter veger og jernbaner. I perioder med fare for skred er det stort behov for å ha mannskap ute på vegene, og de må derfor oppholde seg i lengre perioder i utsatte områder. Disse skredtypene kan også opptre flere ganger i løpet av en dag i det samme skredløpet. Dette gjør at ryddearbeidet etter et skred ofte representerer en stor fare, dersom arbeidet blir igangsatt for tidlig.

Det ser ut til at det er en tendens til at omfanget av flomskred og sørpeskred er økende. Dette skyldes endringer i klimaet med større frekvens av intensive nedbørsperioder og flere perioder med kraftig regnvær på snødekket mark. Økningen i omfanget av vannrelaterte skred kan også ha sin årsak i mer omfattende utnyttning av utmarksområder i bratt terreng. Dette gjelder bygging av skogsbilveg, og skader i terrenget på grunn av skogsdriften og boligbygging. Alle disse faktorene vil i mange tilfeller føre til endringer i de naturlige drensløpene og føre store vannmengder fram til partier med dårlig erosjonssikring.

Håndboka tar sikte på å gi leseren et bedre grunnlag for å kunne:

- Vurdere hvor flom- og sørpeskred kan bli utløst, og kunne anslå omfanget av arealene som blir påvirket av slike skred.
- Forstå hvilke klimatiske forhold som kan forårsake utløsning av slike skred og kunne vurdere når det er fare for at slike skred kan bli utløst og utgjøre en fare for trafikantene og personell som drifter vegen.
- Planlegge og dimensjonere aktuelle sikringstiltak for veger og jernbaner.



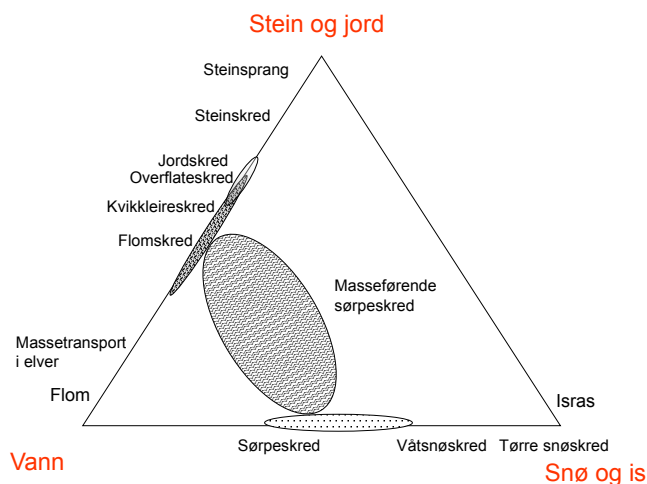
## 2 Orientering om skredtypene

### 2.1 Bakgrunnen for flomskred og sørpeskred

Skred er hurtig massetransport av snø, stein eller jordmasser, og skredmassene har ofte et stort vanninnhold. I enkelte tilfeller forekommer det også skred som omfatter alle disse materialtypene, jord, stein, snø og vann, samtidig som naturlige skred også kan inneholde trær og humus.

I internasjonal litteratur vil en finne ulike måter å beskrive og karakterisere de forskjellige skredtypene. Den vanligste måten er å karakterisere skredene ut fra materialene som er involvert, for eksempel; fjellskred, jordskred, kvikkleireskred, snøskred og isras. Andre måter å karakterisere skredene er å dele dem inn etter utløsningsmekanismer, størrelse, hastighet og strømningstype. En videre orientering om klassifisering av skred og spesielt om flomskred er blant annet vist i Jakob and Hungr (2005), Takahashi (2007) og Sidle og Ochiai (2006).

En metode for å karakterisere de forskjellige skredtypene er ved hjelp av et trekantediagram, fig 2.1. Diagrammet viser at av skred som omfatter bare en av materialtypene har vi bare steinsprang, isras og tørre snøskred. De aller fleste naturlige skred har også en viss andel av vann. Erfaring har vist at andelen av vann har stor betydning for hvordan skredene opptrer, både med hensyn til utløsningsmekanismer, bevegelsestyper og utløpsdistanser. Der det bare er vann til stede er det ren flom og materialbevegelsen er styrt av de hydrodynamiske lovene. I skredtypene som omfatter bare snø, is, stein eller jord er det rene partikkelbevegelser, og det er samspillet mellom partiklene som bestemmer hvordan skredene oppfører seg, også kalt granulær dynamikk. I de fleste skredene, som omfatter både partikler og vann, vil det være et samspill mellom begge disse to prosessene som bestemmer bevegelsestype og utløpsdistanse.



Figur 2.1 Klassifisering av skredtyper ut fra forholdet mellom vann, stein og jord, og snø og is.

For flomskred og sørpeskred som vist i figur 2.1 er gjerne partikkelinnholdet under skredbevegelsen ca 40–70 % av det totale volumet. Dette forholdstallet kalles volumetrisk tetthet,  $C_v$ . Karakteristisk for disse skredtypene er det store vanninnholdet som gjør at skredene får stor mobilitet. Det vil si at massene har liten fasthet og derfor i stor grad oppfører seg som en seig væske. Slike skred får derved lengre utløp enn tilsvarende skred med mindre vanninnhold. Skredtypene er også kjennetegnet ved at de blir utløst i perioder med stor nedbørsintensitet eller i perioder med stor tilførsel av vann på grunn av intens snøsmelting. Det er også store likhetstrekk mellom hvordan sørpeskred og flomskred oppfører seg og hvordan veger og jernbaner best kan sikres mot slike skred. Dette er bakgrunnen for at begge disse skredtypene er inkludert i denne håndboka.

Ut fra disse innledende kommentarene kan flomskred og sørpeskred beskrives slik:

*Flomskred og sørpeskred er en blanding av granulære materialer og vann som beveger seg på grunn av gravitasjon, og hvor blandingen opptrer som et kontinuum. De granulære materialene kan enten være jordmasser eller snø, eller en blanding av disse. Den høye mobiliteten til flom- og sørpeskredene skyldes at det er en begrenset fri distanse mellom partiklene og at porene er fylt med vann.*

Denne beskrivelsen tilsier at den volumetriske tettheten til disse skredtypene varierer innenfor et begrenset område. Dersom tettheten er liten vil skredene bli betraktet som en hurtig vannstrøm med massetransport. I dette tilfellet vil vannet være den drivende kraften og partiklene vil opptre som enkeltpartikler og med store hastighetsdifferanser mellom partiklene og vannet. Overgangen mellom stor massetransport i elver og mer tradisjonelle flomskred er ofte diffus. Generelt vil en definere selv moderate mengder med transporterte materialer som et skred, da sikring mot en slik massetransport omfattes av de samme sikringsmetodene som for fullt utviklede skred.

Dersom den volumetriske massetettheten er så stor at den frie avstanden mellom partiklene er liten, vil skredmassene ha redusert mobilitet og kan derfor ikke betraktes som en strøm med viskøse egenskaper. Jordskred, fig. 2.1, vil derfor i noen tilfeller falle utenfor den foreslåtte beskrivelsen for flomskred. Ut fra litteraturen ser det ut som om de fleste publikasjoner avgrensner den maksimale volumetriske tettheten til ca 70 % for å opprettholde høy mobilitet. I denne håndboka er det forutsatt at grunne jordskred, overflateskred, som utløses i forbindelse med intense nedbørsperioder faller innenfor beskrivelsen for flomskred, selv om de har begrenset mobilitet. Derimot vil dypere utglidninger av jordmasser, og som ikke får tilstrekkelig tilskudd av vann til å bli flytende, bli betraktet som jord- eller leirskred, og er behandlet i mer generell geoteknisk litteratur, for eksempel V221 Grunnforsterkning, fyllinger og skråninger.

Tilsvarende avgrensinger må også settes for sørpeskred. Sørpeskred vil etter denne definisjonen bestå av snøpartikler hvor det er fritt vann mellom partiklene. Dersom dette ikke er tilfelle vil skredene bli betraktet som våtsnøskred og er da omtalt i V138 Veger og snøskred.

## 2.2 Klassifisering av skredtypene

### 2.2.1 Metoder for klassifisering

Flomskred og sørpeskred omfatter skred med en rekke forskjellige egenskaper. Det vil derfor være hensiktsmessig å dele dem inn i forskjellige undertyper. Inndelingen kan foretas på grunnlag av:

- Materialer involvert i skredet; vann, løsmasser og snø
- Materialsammensetningen; partikkelstørrelser og sorteringsgrad
- Volumetriske tetthet ( $C_v = \text{volum av partikler} / \text{totalt volum}$ )
- Utløsningsmekanismer
- Strømningstype og mekanismer for energitapet
- Kanaliseringsgrad
- Stoppmekanismer

I denne håndboka er det valgt å bruke materialtyper og materialsammensetning for det første nivået av undergrupper. Senere vil en diskutere de andre egenskapene, delvis generelt og delvis ut fra de forskjellige skredtypene.

De viktigste skredtypene som er behandlet i denne håndboka er:

- Grunne jordskred, overflateskred
- Flomskred
- Sørpeskred
- Blandingskred

### 2.2.2 Grunne jordskred, overflateskred

Overflateskred består oftest av en utglidning av en begrenset mengde løsmasser, figur 2.2. Utglidningen skjer som oftest langs et lag med redusert fasthet og dybden til bruddflaten varierer mellom 0,2–1,0 m. Som oftest har bruddflaten fått en redusert skjærfasthet på grunn av stor infiltrasjon av vann i jordmassene.



**Figur 2.2** Eksempel på overflateskred, Dombås, Dovrebanen. Foto Harald Norem

Det kan være flere grunner til at skjærfastheten langs bruddflaten blir redusert til under den kritiske verdien, hvorav de viktigste er:

1. Overflatevann og nedbør metter jordmassene slik at de blir tyngre. Samtidig vil infiltrasjonen ned i massene redusere fastheten langs potensielle bruddflater
2. Grunnvannsstrømmer i permeable lag kan føre til økt poretrykk dersom overflaten i skråningen har liten permeabilitet
3. Grunnvannsstrømmer i permeable lag kan føre til erosjon og initialscred der disse lagene føres ut i terrenget, figur 2.3.
4. Når terrengoverflaten er frossen vil det frosne laget ha liten permeabilitet. Dette kan føre til oppbyggingen av store poretrykk i laget som ikke er frosset.
5. I forbindelse med tining av frossen jord kan en få overskudd av vann dersom det er lag med islinser som ligger parallelt med skråningshellingen.



**Figur 2.3** Eksempel på overflateskred som skyldes erosjon der det har vært stor vannstrømming langs permeable lag. E6, Melhus, Sør-Trøndelag. Foto Ivar Horvli

De overflateskredene som har størst sannsynlighet for å bli utviklet videre til et flomskred vil være løst lagrete, finstoffrike masser, hvor vann blir frigjort fra porene i forbindelse med utglidningen. Videre vil det være sannsynlig at utglidninger som skjer langs vannførende glidelag eller hvor massene som glir ut i naturlige dreisløp kan utvikle seg videre til flomskred.

### 2.2.3 Flomskred

Flomskred omfatter skred med store variasjoner innen vanninnhold og typer jordmasser som er involvert. Takahashi (2007) deler flomskredene inn i to hovedgrupper; turbulente flomskred og fullt utviklede flomskred

#### Turbulente flomskred

Turbulente flomskred er hurtige, vannrike flomskred hvor det er turbulensen i vannmassene som river med seg partiklene. Denne skredtypen representerer derfor grenseovergangen mellom mer tradisjonell sedimenttransport i elver og flomskred. Turbulente flomskred opptrer oftest der det er stor produksjon av finstoff, for eksempel nær breer og i vulkanske områder. I forbindelse med flomtopper kan finstoffet bli erodert og transportert over lange strekninger.

En forutsetning for at vannmassene skal oppnå stor turbiditet og derved ha stor transportkapasitet er at massene er begrenset i mengde i forhold til vannmengdene. Turbulente flomskred vil derfor sjelden ha større volumetrisk massetetthet enn 30 %, og ca 75 % av partiklene har diameter mindre enn 1 mm, Takahashi (2007). I en slik strøm kan de finere partiklene opptre som et suspendert materiale, og matriksen av partikler og vann vil oppføre seg som en ren væske, men med større viskositet enn rent vann. Strømningen vil være turbulent og kan beregnes ut fra klassiske hydrodynamiske formler.



### Full utviklede flomskred

Fullt utviklede flomskred er karakterisert ved at de har større volumetrisk tetthet enn turbulente flomskred. Derved er det mindre fri avstand mellom partiklene og partiklene har mindre bevegelser i forhold til hverandre. Det er det store innholdet av partikler som gjør at turbulensen i vannet blir dempet og at skredene derved opptrer som et kontinuum av partikler og vann.

Fullt utviklede flomskred starter enten som en kraftig erosjon i en elvestrøm eller ved at det skjer et initialscred som utvikler seg ved å ta opp vann og erodere masser fra sidene av drensløpene. I det første tilfellet skjer erosjonen ved en brå overgang fra en masseførende elvestrøm eller turbulent flomskred med tetthet opptil  $1,5 \text{ t/m}^3$  ( $C_v=0,3$ ), og til en langt større tetthet,  $1,9\text{-}2,2 \text{ t/m}^3$  ( $C_v=0,5\text{-}0,7$ ). Slike flomskred opptrer derfor oftest i vassdrag med en lett eroderbar elvebunn, og med finstoffrike masser under erosjonshuden, Takahashi (2007). Massene i slike flomskred har oftest den samme kornfordelingen som elvebunnen, og massene har gjennomgående høyt innhold av silt/sand partikler. Partiklene og vannet opptrer som en blanding med liten grad av separering.

De fleste større flomskredene starter som et mindre initialscred og eroderer deretter masser fra sidene av drensløpet, fig. 2.4. Massene i slike skred vil derfor reflektere kornfordelingen i massene som blir utløst. Materialene er derfor gjennomgående mer usortert og har store variasjoner i steinstørrelse. Vanligvis vil finstoffinnholdet, partikler  $< 1 \text{ mm}$ , være i området 10–20 vektprosent og steiner med diameter over 10 cm kan utgjøre opptil 50–70 % av vekten, Takahashi (2007).



**Figur 2.4** Foto av et steinrikt flomskred utløst av et initialscred i en bekkedal. Innerdalen, Møre og Romsdal. Foto Arnold Hustad

Strømningsmønsteret til fullt utviklede flomskred er karakterisert ved følgende forhold, se også fig. 4.22:

- Skredene opptrer i bølger. Avstanden mellom de store bølgene kan variere fra sekunder til minutter og i enkelte tilfeller opptil timer.
- De store frontbølgene er oftest steinrike og de største steinene opptrer i fronten eller på sidene. Poretrykket i den steinrike fronten ser ut til å være mindre enn det hydrostatiske trykket.
- Den vertikale kornfordelingen viser at de fine partiklene er konsentrert mot bakken, mens de største partiklene er konsentrert i toppen av skredmassene. Denne omvendte kornfordelingen viser at massene beveger seg som et kontinuum og hvor partiklene kolliderer med hverandre. I strømninger hvor partiklene føres med strømmende vannmasser, som turbulente flomskred, finner vi de største partiklene nær bunnen.

- Bak frontbølgene er det som oftest en strømning av finstoffrike partikler med høyt poretrykk.
- Frontbølgene stopper oftest noe lenger opp i skredbanen og danner der markerte rygger med de største steinene på toppen eller på sidene av avsetningen.
- Da de fleste flomskredene er sterkt erosive, er det ofte et høyt innhold av trær og annen vegetasjon i de avsatte skredmassene.
- Det er den finstoffrike delen av flomskredet som danner den lengste utløpsdistansen. De avsatte massene fra denne delen danner oftest horisontale, tynne avsetninger.

#### 2.2.4 Sørpeskred

Sørpeskred er en spesiell type snøskred hvor skredmaterialet består av snø med høyt vanninnhold, fig 2.5. I forbindelse med skredbevegelsen vil ofte de enkelte snøpartiklene danne større snøballer og porevolumet mellom snøballene vil da være fylt med vann. Sørpeskred opptrer når tilførselen av vann til snødekket er større enn avrenningen. Dette skjer oftest i kystnære områder ved kraftig regnvær på snødekket mark eller i mer arktiske områder ved kraftig snøsmelting om våren. Et karakteristisk trekk for å få utløst sørpeskred er at snødekket har et minimum 0,5–1,0 m tykt lag med porøs snø som kan lagre store mengder med vann før skredet utløses.

Sørpeskredene utløses der tilsiget av vann til snødekket er størst. Dette vil si i bekkefar eller forsinkinger med lite permeabel grunn. De mest aktuelle stedene for sørpeskred er der bekker passerer områder med fjell i dagen, og områder der dreneringen til jord er dårlig, for eksempel på grunn av frost i bakken.

Sørpeskredene beveger seg tilsvarende som et flomskred ved at både vann og partikler sammen danner en enhet. Hastigheten til sørpeskred er ofte større enn for flomskred da partiklene er lettere enn vann, og det kan derfor danne seg et vannsjikt nær bakken med mindre viskositet enn for resten av skredmassene. På grunn av dette vannsjiktet mot bakken vil de aller fleste sørpeskredene ikke komme til ro før de når fram til tilnærmet horisontale flater.



Figur 2.5 Sørpeskred, E6 Langfjorden, Finnmark, 16.05.2010 Foto Bente Svendsen

### 2.2.5 Blandingsskred

Flomskred er karakterisert ved at de starter som et lite initialskred og deretter øker i volum ved at løsmasser og vegetasjon blir erodert nedover i skredløpet. De aller fleste flomskred inneholder derfor betydelige mengder med trær og organiske materialer.

Sørpeskred kan også være sterkt eroderende. Spesielt sørpeskred som løsner i bratte bekkedaler kan ta med seg store mengder med løsmasser etter hvert som de utvides i størrelse. I avsetningsområdet vil skredmassene da bestå av en blanding av faste snøballer, eroderte jordmasser og organiske materialer, etter at det frie vannet har rent bort.

Der skredbanen er spesielt lang kan det være store temperaturforskjeller mellom utløsningsområdet og utløpsområdet. Det kan derfor forekomme at når et sørpeskred løsner i stor høyde, vil dette initialskredet deretter rive med seg jordmasser og bli blandet opp med vann i bekkedalen. Når slike skred når fram til dalbunnen kan de opprinnelige sørpeskredmassene være smeltet, og det vil da være få spor igjen etter sørpeskredet, som initierte flomskredet. De avsatte skredmassene vil i slike tilfeller ha mer karakter av et tradisjonelt flomskred, fig 2.6.



**Figur 2.6** Foto fra Fv 40, Møre og Romsdal. Skredet ble utløst i november 2004 som et sørpeskred, og ved vegen besto skredmassene av mer enn 50 % med eroderte jordmasser. Foto Harald Norem



## 3 Terrengtyper som er utsatt for skred

### 3.1 Innledning

Vanligvis deles skredbanen inn i tre hoveddeler, figur 3.1.

#### Utløsningsområdet

Utløsningsområdet er den øverste delen der skredet starter. Hovedprosessen er erosjon eller utglidning av materiale. Som regel vil skredhastigheten øke i dette området.

#### Skredløpet

I skredløpet vil det i hovedsak skje en transport av skredmaterialet, men ofte vil det i tillegg foregå en medrivning av nytt materiale som tas opp i skredet slik at det vokser i størrelse. I noen tilfeller kan denne tilførselen av nytt materiale langt overstige det opprinnelige utløsningsvolumet. I markerte svinger eller utfatninger i skredløpet kan det også foregå en sedimentasjon av skredmasser. Vanligvis vil hastigheten av skredmassene være størst i denne delen av skredbanen.

#### Utløpsområdet

I utløpsområdet retarderes skredet til full stopp og skredmassene sedimenteres. Vanligvis vil de grove massene avsettes først og på sidene av skredet, mens finere og finere materiale vil suksessivt avsettes utover i utløpsområdet.



Figur 3.1 Inndeling av skredbanen. Flomskred i Flå i 2007  
Foto: Trond Vernang, NGL.

Spør etter tidligere flomskred kan oftest ses som raviner øverst i fjellsidene eller som vifteformede avsetninger nede i dalbunnen. Grunne jordskred vil også noen ganger sette spor etter seg som skålformede forsenkninger i utløsningsområdene eller som tunger av løsmasser nede ved foten av dal-sida. I noen tilfeller vil også sørpeskredene dra med seg mye løsmasser slik at det vil kunne bygge seg opp skredvifter i utløpsområdet. Også skogen vil påvirkes av skred, og dersom hyppigheten av skred er stor nok, vil skredbanene skille seg ut fra den øvrige fjellsida med helt egne vegetasjonstyper.

## 3.2 Utløsningsområdet

### 3.2.1 Grunne jordskred

Grunne jordskred blir gjerne utløst i terreng brattere enn ca. 25–35° avhengig av finstoffinnhold. I friksjonsjordarter bestående av grov sand og grus vil det vanligvis ikke bygge seg opp store vanntrykk, fordi permeabiliteten (vanngjennomtrengeligheten) er høy. Skråninger i slike jordarter står vanligvis stabilt ved helningsvinkler lavere enn ca. 37°, med mindre det oppstår ekstrem nedbørsintensitet eller jordskjelvrystelser. Permeabiliteten i silt og leirige masser er mye lavere, slik at det kan bygge seg opp porevanntrykk som vil svekke stabiliteten, og skråninger ned mot 25° helning kan bli ustabile. Vanligvis vil en skråning med stort innhold av silt og leire være mer skredutsatt enn en tilsvarende skråning av grovere masser.

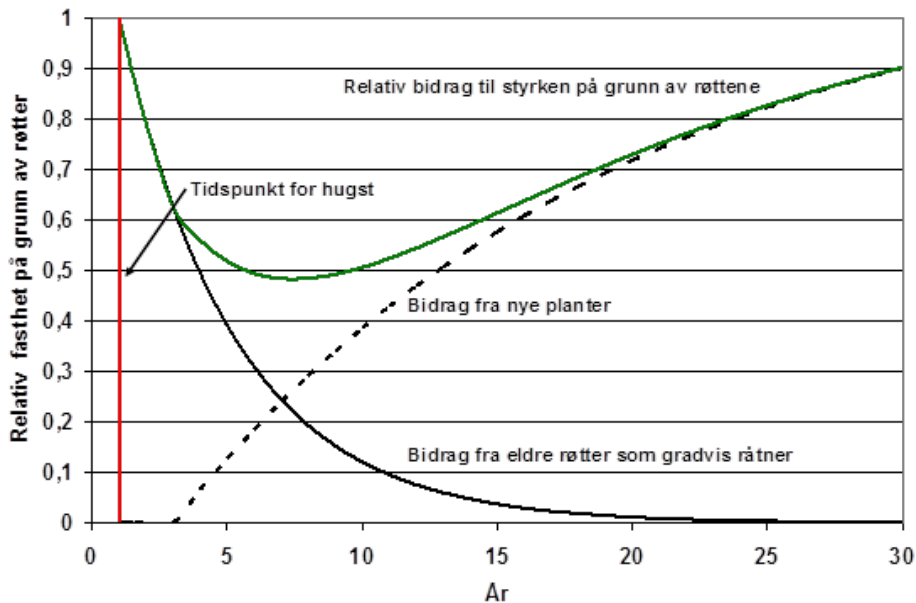


**Figur 3.2** Eksempel på grunt overflateskred sett ovenfra i Nore og Uvdal i 2007. Foto: Trond Vernang, NGL.

Foruten helningsvinkel vil også terrengformen ha betydning, og de fleste grunne jordskredene blir utløst i konkave terrengformasjoner som samler vann eller der grunnvannet står grunt. Ekstra utsatt er også områder hvor det er en konsentrasjon av grunnvannsstrømmene.

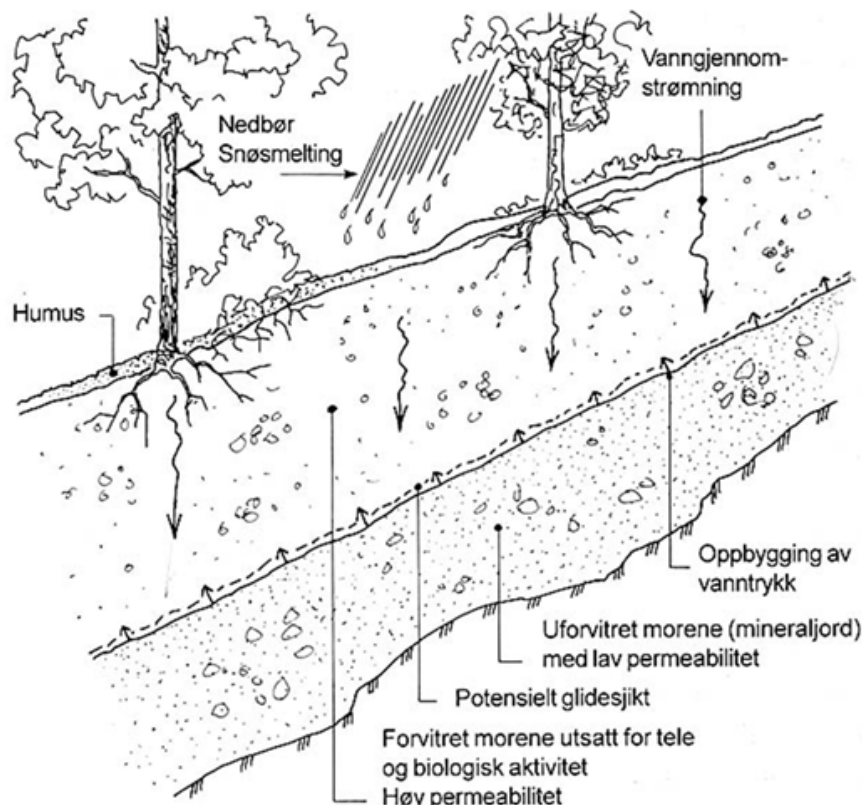
Vegetasjonen har stor betydning for stabiliteten ved at røtter har en bindende effekt på løsmasse-dekket og vil føre til ekstra kohesjon og være gunstig for stabiliteten. En annen positiv effekt er at vegetasjon vil forbruke vann i vekstsesongen og bidra til at en mindre del av nedbøren går til opp-

bygging av porevanntrykk i bakken. Effekten av vegetasjonen med hensyn til stabiliteten varierer med tiden. Best effekt har en av stor og relativt tett skog. Etter omfattende hugst vil røttene gradvis råtne. Dette fører til at styrken reduseres, samtidig som de råtne røttene kan gi lange hulrom i løsmasse-dekket og derved gi mulighet for oppbygging av store poretrykk, se også avsnitt 4.2.2. Etter nyplanting vil de nye røttene gradvis øke stabiliteten. Dette forholdet er vist i figur 3.3, hvor bidraget til øket fasthet er vist med grønn kurve, og hvor denne er representert som summen av effekten av eldre røtter og effekten fra nyplantingen.



**Figur 3.3** Skjematisk presentasjon av bidraget fra røtter med hensyn til stabiliteten som funksjon av tiden etter hugst.

Lagdeling med ulik permeabilitet vil påvirke stabiliteten og ha betydning for hvor det kan oppstå porevannsovertrykk. Det skjer en stadig utvasking fra den øverste delen der det er tilgang på oksygen til et lag med utfelling lengre nede i jordprofilet der tilgangen på oksygen er mindre. Utfellingslaget vil være relativt tett med lav permeabilitet. Frostpåvirking, uttørring, røtter og biologisk aktivitet vil gi det øverste laget en porøs struktur med stor vanngjennomtrengelighet. Ved stor vanninfiltrasjon vil det kunne bygge seg opp positive porevannstrykk i overgangen mot det underliggende mindre permeable utfellingslaget. Dette laget ligger som regel på 0,5–1,0 m dybde. Figur 3.4 viser en prinsippskisse av en typisk lagdeling i en norsk morene.



Figur 3.4 Typisk lagdeling i en norsk morene, hentet fra Byggforskserien Planløsning 311.135.

Vanligvis vil løsmassedeckket inneholde lag med ulik sammensetning og styrkeegenskaper. Dette vil i stor grad påvirke transporten av vann og ha avgjørende betydning for hvor det kan bygge seg opp kritiske porevannstrykk, avsnitt 4.2.2. Også lagdelingen i berggrunnen kan ha betydning. Vannet vil følge sprekker i berget og føre til at vann også kan tilføres løsmassedeckket fra bunnen av løsmassedeckket.

### 3.2.2 Flomskred

Flomskred blir gjerne utløst langs en eksisterende dreneringsvei, men forekommer også hyppig ved at jordskred tilføres vann og utvikler seg til flomskred. Hølningsforholdene for når flomskred kan utløses og vokse til betydelig størrelse varierer med de hydrologiske forholdene. Vanligvis må helningen være større enn rundt  $15^\circ$  for at vannet skal få tilstrekkelig hastighet til å kunne erodere i løpet. En annen viktig forutsetning er at det finnes løsmasser i og langs løpet som vannet kan erodere i slik at massetransporten blir tilstrekkelig stor. Et løp der lange strekninger går på fast fjell vil normalt være mindre skredutsatt. En viktig kilde til tilførsler av sedimenter vil også være fra sideskråninger til løpet. Hvis disse er bratte med mulighet for utglidning av jordskred, kan tilførselen av løsmasser til hovedløpet bli stor.

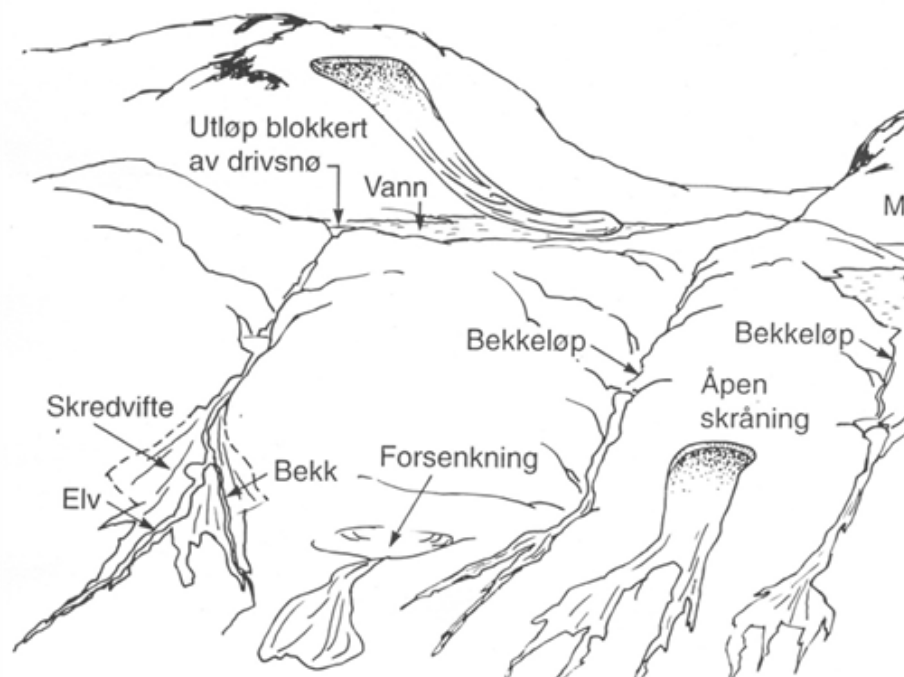
Grunnforhold og topografi innenfor nedbørfeltet som spiller inn på hvor raskt vann transporteres gjennom feltet har også stor betydning. Størst fare for flomskred er gjerne i bratte nedbørfelt med tynt løsmassedeckle med rask respons ved tilførsel av vann.



### 3.2.3 Sørpeskred

Sørpeskred blir utløst i områder med mulighet for ansamling av vann i perioder med regn eller snøsmelting, fig. 3.5. Skredene starter gjerne fra området med relativt lave helningsvinkler (5–25°) der tilførselen av vann er større enn det som drenerer ut. Forsenkninger langs eksisterende dreneringsveier er mest utsatt, Hestnes (1997).

Grunnforholdene har også stor betydning for hvor utsatt et område er for sørpeskred. Dersom bakken har liten permeabilitet, svaberg eller frossen mark, vil infiltrasjonen av vann mot underlaget være liten og dette favoriserer oppbygging av vann i snødekket. Dårlig drenering av snødekket får en også der bakken er jevn uten naturlige drenskanaler. Det finnes eksempler på at aktiviteten av sørpeskred er øket på dyrket mark etter en har gått over fra åpen til lukket drenering



Figur 3.5 Typiske terrengformer som kan gi opphav til sørpeskred. Hestnes (1997)

Store sørpeskred kan bli utløst fra flate myrområder, forsenkninger eller vann dersom det ligger en propp av for eksempel foksne og stenger for utløpet. Ved stor vanntilførsel kan vanntrykket bli så stort at proppen ryker og oppdemt vann kan plutselig strømme ut. Det har også blitt observert sørpeskred når store snøskred løper ut på vann og generer en bølge som forplanter seg mot utløpet av vannet. Store snøskred kan også demme opp vann i bekkeforsenkninger med mulighet for sørpeskred når demningen brister som følge av stort vanntrykk. Sørpeskred kan også bli utløst i bratte elveløp ved at flomvann eroderer og river med seg snø langs sidene av bekkene

## 3.3 Skredløp og utløpsområde

### 3.3.1 Grunne jordskred

Vanligvis vil skredmassene følge forsenkninger i terrenget, men i åpne og slette fjellsider kan skredmassene spre seg sideveis, særlig dersom løsmassedekket er vannmettet med redusert fasthet.

En viktig forutsetning for at skredene skal vokse seg store er at skredmassene kan rive med seg nytt materiale nedover i skredløpet. Denne tilveksten er i stor grad avhengig av:

- Tykkelse og hastighet til skredmassene
- Mektighet på løsmassene
- Styrkeegenskapene til løsmassedekket
- Mulighet for tilførsel av fritt vann

Størst tilvekst vil skje dersom mektigheten på løsmassedekket er stor og styrken liten, for eksempel ved store porevannstrykk i løsmassedekket.

I utløpsområdet vil det foregå en sedimentasjon av skredmassene. Vanligvis vil sedimentasjon av skredmasser bli en dominerende prosess der terrenghelningen blir rundt 20 grader. De grove massene vil avsettes først, mens suksessivt finere og finere materiale vil avsettes utover i utløpsområdet. Ved høy konsentrasjon av finere sedimenter i skredstrømmen kan grove skredblokker flyte oppå skredet og fraktes langt utover i utløpsområdet. Formen på utløpsområdet vil styres av terrengformene idet skredmassene vil gå lengst ut langs forsenkninger der skredet er kanalisert og vanninnholdet i skredmassene er høyest.

### 3.3.2 Flomskred

Flomskred følger gjerne eksisterende bekkeløp. Skredene kan vokse i størrelse dersom det ligger mye eroderbare løsmasser i løpet, og tilveksten er bestemt av kornfordelingen og mektigheten av løsmaterialet. Masser kan også tilføres ved overflateutglidninger fra sideskråningene. Stabiliteten av sideskråningene vil reduseres ved vanntilførsel eller dersom bekken undergraver skråningsfoten. Ustabile skråninger med gjentatte utglidninger vil gjerne mangle vegetasjonsdekke.

Ved markerte utflatninger eller ved brå retningsendringer kan skredmasser sedimenteres fordi strømningshastigheten avtar. Sedimentasjon vil føre til bunnheving og redusert dreneringskapasitet med muligheter for at skredmassene strømmer ut av løpet. Kritiske partier for overløp kan bare identifiseres ved detaljert feltbefaring.

Det er også vanlig at det avsettes rygger langs sidene av skredløpet der strømningshastigheten er lavere enn sentralt i skredstrømmen.

Ofte vil overgangen mellom skredløpet og utløpsområdet være diffus. Erfaringsmessig vil sedimentasjonen starte ved terrenghelning 15–20°. Flomskred vil oftest over tid bygge opp vifteformede avsetninger i utløpsområdet, figur 3.6. Slike vifter er dannet ved at bekkeløpene med ujevne mellomrom skifter løp over vifta i forbindelse med flommer med stor massetransport. I slike situasjoner kan løpet fylles igjen slik at bunnen heves og tverrsnittet av løpet blir mindre. Dette kan resultere i at bekken finner seg et nytt løp over vifta.



**Figur 3.6** Stor vifteformet avsetning etter gjentatte flomskred i Geisdøla, Årdalstangen Foto: Frode Sandersen, NGII

Toppen av vifta vil som oftest være det mest kritiske punktet for gjenfylling av løpet og da særlig hvis helningen på løpet reduseres markert eller det skjer en markert retningsendring i overgangen mellom skredløpet og vifteavsetningen. Sjansen for overløp er også størst i bekkeløp med stor massetilgang i utløpsområdet eller i skredløpet.

Også for flomskred vil det skje en suksessiv avlagring av finere og finere kornstørrelser utover i utløpsområdet, figur 3.7.

Helningen på vifta vil variere fra nedbørfelt til nedbørfelt og vil først og fremst være avhengig av frekvensen og størrelsen på flomskred. For store nedbørfelt med hyppig aktivitet vil helningen typisk være rundt 10–15°, mens den for små felt med liten aktivitet gjerne vil ligge på rundt 15–20°.



**Figur 3.7** Det foregår en suksessiv sedimentasjon av finere og finere kornfraksjoner utover i utløpsområdet. Flomskred i Supphelledalen i 2004. Foto: Krister Kristensen, NGI

### 3.3.3 Sørpeskred

Sørpeskred følger som oftest eksisterende dreneringsveier og forsenkninger i terrenget tilsvarende som for flomskred. Under spesielle snøforhold med liten fasthet kan sørpeskred spre seg sideveis dersom terrenget er relativt åpent, figur 3.8. Skred i løs nysnø og løs grovkornet snø har en tendens til å bre seg ut nedover i skredløpet og skredvolumet kan vokse betraktelig. I noen tilfeller kan skredmassene også begynne å erodere i løsmassedekket slik at skredmassene blir en blanding av snø, løsmasser, organisk materiale og vann.

Sørpeskred kan nå langt utover i relativt flatt terreng, særlig hvis skredmassene følger et kanalisert bekkeløp. Ofte stopper ikke skredmassene før de når ut i et hovedvassdrag, vann eller fjorder. Skred som har fritt utløp vil vanligvis nå områder der helningen er mindre enn 5°.



**Figur 3.8 Sørpeskred utløst i forbindelse med omslag til varmt vær 15–17.mai 2010 i Vefsn der skredløpene spredde seg ut grunnet liten fasthet i snødekket.**  
Foto A. Taurisano, NVE

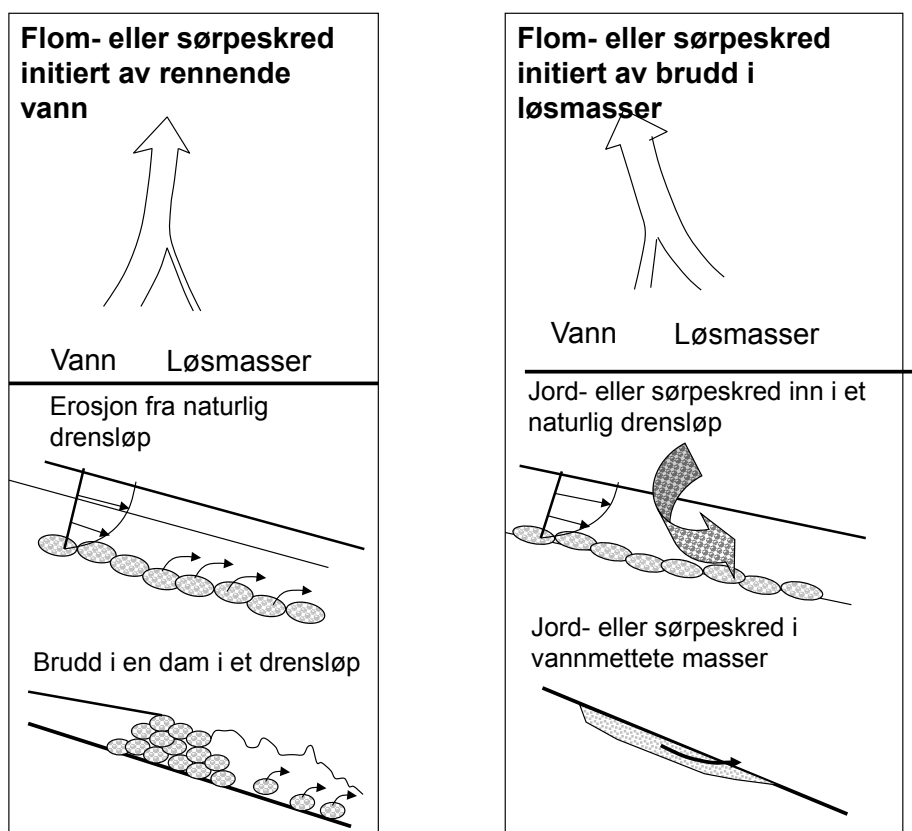
## 4 Karakteristiske trekk ved flomskred og sørpeskred

### 4.1 Utløsningsårsaker

I prinsippet er det to typer årsaker som kan føre til at flomskred og sørpeskred kan bli utløst. Den ene typen er at kreftene som overføres fra en vannstrøm overstiger erosjonsmotstanden til underlaget slik at partikler blir satt i bevegelse. Dersom erosjonshastigheten og transportkapasiteten til vannet er tilstrekkelig stor, vil innholdet av masser i vannet gradvis øke og utvikle seg til et flom- eller sørpeskred. De fleste skredene som er dokumentert i Norge er av denne typen.

Det andre prinsippet er at en jord- eller snømasse glir ut, og at denne massen tar opp i seg eller får frigjort vann, slik at blandingen partikler/vann får tilstrekkelig mobilitet.

Disse forholdene er illustrert i fig 4.1, hvor de to øvre figurene representerer de to hovedgruppene for utløsningsårsaker, mens de to nedre figurene viser to undergrupper innen hver av hovedgruppene.



Figur 4.1 Prinsippskisse for å illustrere de to hovedårsakene for initiering av flomskred og sørpeskred.

## 4.2 Utløsningsmekanismer

### 4.2.1 Skred initiert av rennende vann

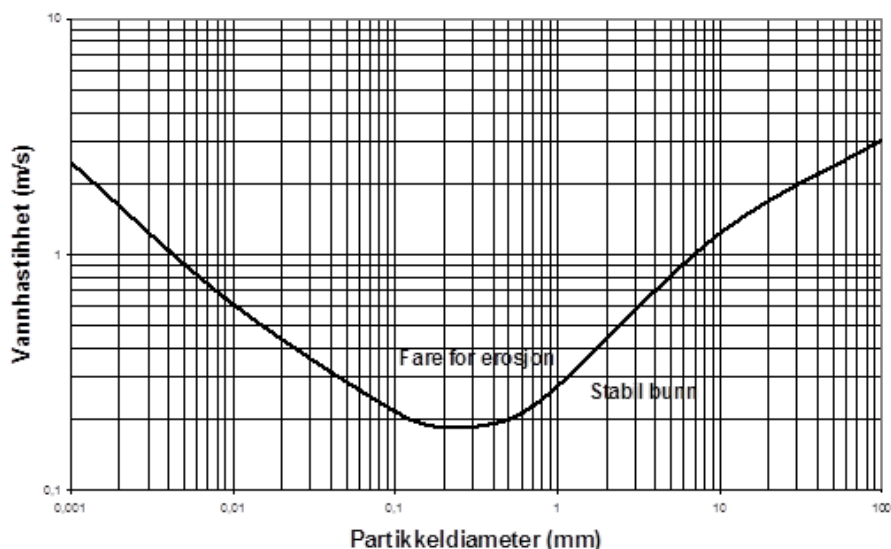
Den første undergruppen omfatter en hurtig erosjon fra naturlige drensløp og er forårsaket av at skjærspenningene som overføres fra vannet overstiger drensløpets skjærfasthet. Dette skjer som oftest i flomperioder hvor vannet kommer med markerte flomtopper i bratte drensløp eller der flomvannet har funnet nye løp over terreng hvor naturen ikke har utviklet en naturlig erosjonshud. Årsaken til at flombekker tar nye løp kan ha naturlige årsaker, men skyldes ofte også menneskelige inngrep ved at drensforholdene i sårbare områder er endret. Dette kan omfatte bygging av veger i bratte områder, boligbygging, masseuttak, dreneringstiltak som grøfting og omlegging av bekker eller manglende vedlikehold av slike dreneringstiltak.

Et naturlig drensløp utvikler med tiden en erosjonshud eller et relativt sterkt bunnsjikt slik at en oppnår å få en stabilitet ut fra de rådende klimatiske forholdene på stedet. Dersom det skjer endringer i de klimatiske forholdene kan denne naturlig utviklede likevekten forstyrres, og økt skredaktivitet kan bli resultatet. Dette er hovedgrunnen til at hyppigheten av flomskred forventes å bli sterkt påvirket av mulige klimaendringer. Dette er også en viktig bakgrunn for at en skal være spesielt forsiktig med å foreta endringer i de naturlige drensløpene i terreng som er sårbare for slike skred.

Sørpeskred kan også bli utviklet på grunn av at en flombekk eroderer i snødekket på siden av bekken. Derved skapes et initialskred som vil utvikle seg videre etter hvert som mer vannmettet snø blir erodert og ført med i de snøfylte vannmassene.

#### Erosjonskriterier

Kriteriene for at erosjon skal oppstå på grunn av en kanalisert strømning ble i hovedtrekk utviklet av Shields i 1936, og det er fortsatt hans kriterier som er i bruk i dag. Shields kriterier er vanskelige å bruke i praksis, og Hjulstrøm har for praktisk bruk utarbeidet et diagram som viser kritiske hastigheter som funksjon av partikkelstørrelsen på bunnlaget for å få erosjon, figur 4.2, (ref. Vanoni 1975). Når vannhastigheten er større enn kriteriene i figur 4.2 er faren for erosjon til stede.

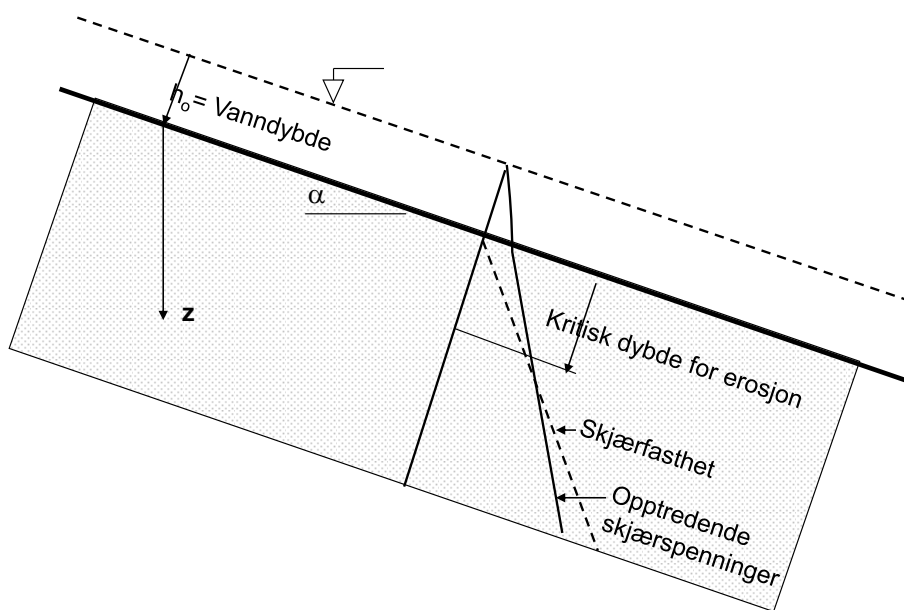


Figur 4.2 Sammenheng mellom kritisk vannhastighet og partikkelstørrelse for å få erosjon på grunn av overflatevann. Figuren er basert på erosjonskriteriene utarbeidet av Shields og er videre utarbeidet av Hjulstrøm. Etter Vanoni 1975

Figur 4.2 viser at kritisk partikkelstørrelse for erosjon med hensyn til vannhastigheten er ca 0,2 mm. Ved partikkelstørrelser mindre enn dette er det antatt at det er noe kohesjon mellom partiklene og at kohesjonen bidrar til krav om større vannhastighet for å få erosjon. Når partiklene øker i størrelse vil det kreves større overførte skjærspenninger for å løsrive og sette partiklene i bevegelse. En videre beskrivelse av betingelsene for erosjon i bekker og elver er blant annet gitt i Vassdragshandboka (Fergus et al 2010) og Veileder for dimensjonering av erosjonssikringer av stein (Jenssen og Tesaker 2009)

### Grunnbrudd i drensløpet

En forutsetning for at det skal foregå en hurtig erosjon er at kriteriene for både erosjon av bunnen er tilfredsstillt og at det etableres en ustabilitet ned til en betydelig dybde i bunnlaget. Dette er illustrert i fig 4.3, og denne tegningen og de videre analysene er basert på Takahashi (2007).



Figur 4.3 Opptredende skjærspenninger og antatt skjærfasthet i et sedimentlag overstrømmet av vann.

Dersom en forutsetter at vannstrømmen har konstant høyde,  $h_o$ , og konstant hastighet når den renner over en bunn med helling,  $\alpha$ , så vil de overførte skjærspenningene ved bunnen,  $\tau_b$ , være lik vektkomponenten av vannet parallelt bunnen:

$$\tau_b = \rho_f g h_o \sin \alpha \quad (\text{Pa}) \quad (4.1)$$

der  $\rho_f$  er vannets densitet og  $g$  er gravitasjonskonstanten.

Lenger ned i sedimentlaget kommer i tillegg effekten av vektkomponenten av dette laget, og ved en gitt dybde,  $z$ , er de opptredende skjærspenningene,  $t_{\text{oppt}}$  lik:

$$\tau_{\text{oppt}} = \left[ \rho_f h_o + (C_v \rho_s + (1 - C_v) \rho_f) z \right] \cos \alpha \cdot g \sin \alpha \quad (\text{Pa}) \quad (4.2)$$

Der  $\rho_s$  er densiteten til partiklene og  $C_v$  er den volumetriske tettheten til sedimentet. Det er her antatt at alle porene i sedimentet er fylt med vann.

Sedimentets skjærfasthet,  $\tau_{fast}$ , kan antas å følge Coulomb-Mohrs lov og vil ved dybden,  $z$ , være:

$$\tau_{fast} = \left[ z g \cos^2 \alpha \cdot C_v (\rho_s - \rho_f) \right] \tan \varphi + c \quad (\text{Pa}) \quad (4.3)$$

Der  $\varphi$  er sedimentets friksjonsvinkel og  $c$  er kohesjonen.

Omfattende erosjon og mulighet for hurtig utvikling av flomskred i et drensløp vil en derfor bare ha dersom de opptredende skjærspenningene,  $\tau_{oppt}$ , er større enn skjærfastheten,  $\tau_{fast}$ , ned til en vesentlig dybde,  $z$ .

Den mest kritiske situasjonen er når skjærspenningene overstiger skjærfastheten i hele sedimentets tykkelse. Dette skjer når både:

- De overførte skjærspenningene fra vannet overstiger skjærfastheten for det øverste partikkellaget av sedimentet, erosjonshuden. Dette tilsier at skjærspenningene må være større enn summen av kohesjonsfastheten og normalspenningene under det første partikkellaget. Kriteriet for bunnerosjon er derved oppfylt.
- Hellingen på kurven for de opptredende skjærspenningene må være større eller lik hellingen for skjærfastheten.

Forutsetningen for at det siste kriteriet,  $\tau_{oppt} \geq \tau_{fast}$ , skal være oppfylt for et materiale uten kohesjon er:

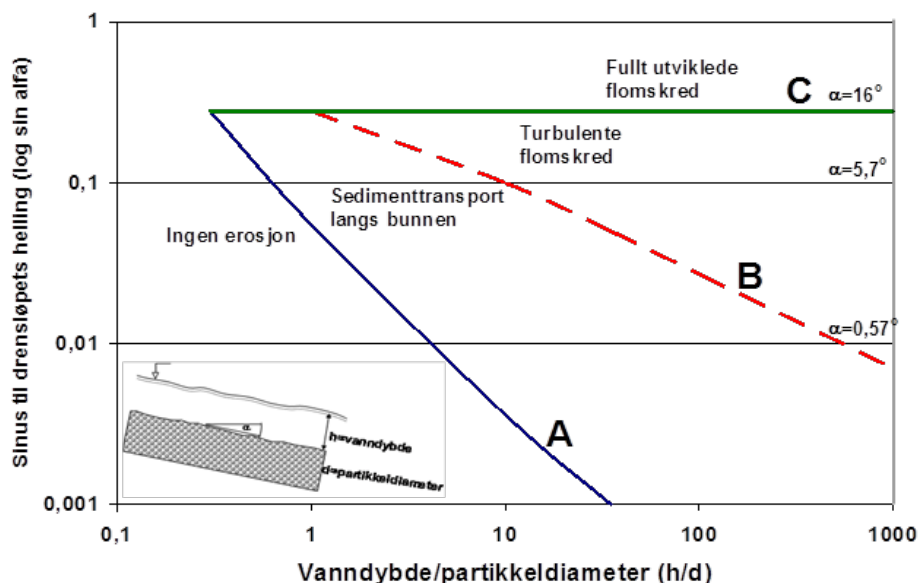
$$\tan \alpha \geq \frac{C_v (\rho_s - \rho_f) \tan \varphi}{C_v \rho_s + (1 - C_v) \rho_f} \quad (4.4)$$

Dersom vi antar som en første antagelse at sedimentet har en friksjonsvinkel på  $30^\circ$ , volumetrisk tetthet på 0,8 og at densiteten til partiklene er  $2700 \text{ kg/m}^3$ , så vil den kritiske bunnhellingen være  $18,4^\circ$ . Dette tilsier at flomskred som involverer hele sedimentlaget bare vil bli initiert dersom hellingen i den bratteste delen av drensløpet er større enn  $15\text{--}20^\circ$ . Nå er det kjent at store flomskred også har blitt initiert i mindre hellinger enn  $15^\circ$ . Dette har sannsynligvis sammenheng med at poretrykket i bunn-sedimentene har vært større enn det hydrostatiske trykket.

Kriteriene for massetransport og flomskred, likn. 4.4, er illustrert av Takahashi (2007) ved hjelp av figur 4.4. Figuren viser overgangen fra tilstanden med ingen erosjon, bare erosjon og til fullt utviklete flomskred. X-aksen er forholdet mellom vanddybden og partikkelstørrelsen til bunnsedimentet, mens Y-aksen er sinus til hellingen til drensløpet. Linje A i figur 4.4 representerer overgangen mellom ingen erosjon og erosjon og er en videreutvikling av erosjonskriteriene i figur 4.2. Mellom linje A og B ligger forholdene til rette for en begrenset massetransport. Erosjonskriteriene er her overskredet, men erosjonsdybden er begrenset og vannets transportkapasitet er ikke tilstrekkelig til at store mengder med sedimenter kan føres med strømmen.

Figuren har en horisontal linje, merket C, ved sin  $\alpha=0,27$  og som tilsvarer  $16^\circ$ , og hvor det er antydnet at fullt utviklete flomskred kan utløses. Ved denne hellingen kan flomskredene bli utløst for alle partikkelstørrelser dersom kriteriene for erosjon av bunnsjøet er tilfredsstillt og sedimentet er labilt på grunn av store poretrykk. Ved mindre hellinger, i området mellom linje B og C kan flomskred forekomme, men slike flomskred vil ofte ha noe høyere vanninnhold enn fullt utviklete flomskred, og de har da karakteren av massetransport i elver.



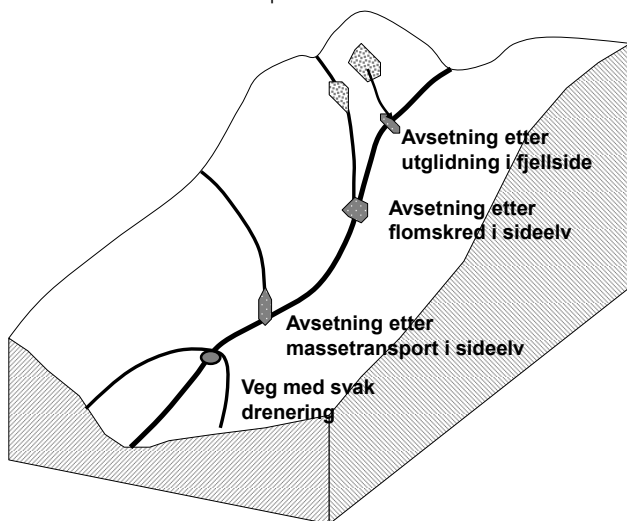


Figur 4.4 Kriterier for å få utviklet forskjellige typer massetransport i dreisløp. Basert på Takahashi 2007

**Brudd i dammer eller forhøyninger i dreisløpet**

Figur 4.5 er en prinsipptegning som viser hvordan naturlige eller kunstige dammer kan bygge seg opp i terrenget. Der det har bygd seg opp slike dammer er en spesielt sårbar ved intense regnvær, ved at dammene kan bli oversvømt av en sterk eroderende strøm. Ved et eventuelt dambrudd vil det oppdemte vannet bak demningen bli satt i hurtig bevegelse og store skred kan bli utviklet.

Naturlige dammer kan være avsetninger av tidligere massetransport i hovedløpet eller avsetninger fra sideløp. Det kan også være avsetninger fra utglidninger i dalsidene eller eroderte masser fra sidene av dreisløpet.



Figur 4.5 Alternative muligheter for å få avsatt naturlige dammer i dreisløp. Etter Sidle og Ochiai 2006

Kunstige dammer vil oftest være utfyllinger, enten av snø eller løsmasser direkte i drensløpet. En annen viktig årsak til endringer i drensløpene er vegbygging i potensielle utløsningsområder. Det kan for eksempel være svakt dimensjonerte stikkrenner, eller stikkrenner som går tett på grunn av masse-transport eller blir tettet av greiner og annen vegetasjon i forbindelse med intense regnvær, figur 4.5.

Naturlige dammer er også en viktig årsak til utløsning av sørpeskred. I disse tilfellene er det oftest tidligere snøskred som har blitt avsatt i naturlige drensløp, tilsvarende det som er vist i figur 4.5. I tillegg er det også kjent at fokksnø flere steder har tendens til å fylle igjen trange partier av bekkeløp. Slik fokksnø har stor tetthet og vil fungere som naturlige dammer inntil regn og fritt vann i snøen har redusert fastheten, og disse ikke lenger kan holde igjen den vannfylte snøen som presser på bakfra.

#### 4.2.2 Skred initiert av brudd i massene, grunnbrudd

Den andre undergruppen av flomskred, figur 4.1, skyldes at vannet som blir infiltrert i jordmassene bidrar til å redusere fastheten slik at brudd oppstår. Det er derved poretrykket i sedimentene, og ikke vannets effekt på overflaten, som er den kritiske faktoren for stabiliteten.

Jordmassene i potensielle utløsningsområder er oftest preget av store variasjoner med hensyn til jordartenes egenskaper, lagdelinger og innhold av organiske materialer. En typisk morene består ofte av et øvre lag som har stor permeabilitet på grunn av frostpåvirkning. Dette laget har også en stor andel med røtter og organismer. Under det øvre permeable laget finnes det ofte et tett, finstoffrikt morenelag. I dette laget kan det være lagdelinger med forskjellig korngradering og permeabilitet, samtidig som det kan være kortere eller lengre kanaler på grunn av erosjon eller røtter som har råtnet opp.

For å beskrive effekten av poretrykket med hensyn til endringer av stabiliteten er det nødvendig å ta utgangspunkt i enkelte idealiserte forutsetninger. I det følgende er det tatt utgangspunkt i tre ulike prinsipielle lagdelinger av løsmassene i en fjellside, figurene 4.6–4.8:

1. Fjellsida har en uendelig lang utstrekning og over et tett lag er det et homogent sediment med en gitt permeabilitet og dybde.
2. Fjellsida har et lagdelt sediment over det impermeable laget. Det er forutsatt tre lag og det midtre laget har vesentlig større permeabilitet enn det øvre og nedre laget.
3. Inne i et homogent sediment er det et lag med begrenset lengde og som har større permeabilitet enn det omkringliggende laget.

#### Homogent sediment over et impermeabelt lag

I de fleste håndbøker er det vanlig å ta utgangspunkt i at en fjellside består av et uendelig langt sediment som hviler på et impermeabelt lag for å forklare vannets effekt med hensyn til stabiliteten, fig 4.6. Dette laget vil i de fleste tilfellene være fjell, men kan også være et tett leire- eller morenelag. Det er i figuren forutsatt at grunnvannsstanden er relativt høy og at dybden til grunnvannsnivå er  $z_v$ .

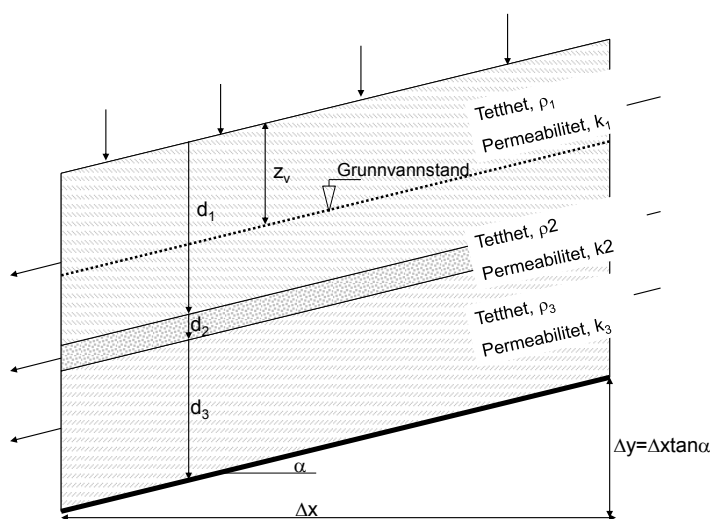


Likeledes vil endringer i utløpet også være avhengig av permeabiliteten. Det kan derfor være vanskelig å bygge opp en høy grunnvannstand i sterkt permeable masser, fordi enhver økning i grunnvannsnivået vil føre til hurtig økning i vannmengden som renner ut av kontrollvolumet. På den annen side vil lite permeable masser trenge en langvarig nedbør- og smelteperiode for å kunne øke grunnvannsnivået til et kritisk nivå.

Masser med stor permeabilitet og liten mektighet og som ligger i øvre del av nedbørsfeltet vil derfor oftest ha en kortere responstid med hensyn til effekten av intens nedbør, og vil derfor først og fremst bli ustabile i forbindelse med kortvarig og intens nedbør og snøsmelting. Tilsvarende vil partier med tettere masser og som ligger lenger ned i fjellsidene først bli ustabile etter lenger tid med nedbør og snøsmelting.

### Et permeabelt lag mellom to tette lag.

Lagdelling i sedimentene har stor betydning for stabiliteten. I figur 4.7 er det vist et eksempel på et lagdelt sediment med uendelig utstrekning og med større permeabilitet i det midtre laget.



Figur 4.7 Prinsippkisse av et sediment med uendelig lang utstrekning med to relativt tette lag mellom et tynnere lag med større permeabilitet.

Dersom det er fri tilgang til vann i nivået under grunnvannsnivået vil strømningshastigheten i det permeable laget i forhold til de andre lagene bli:

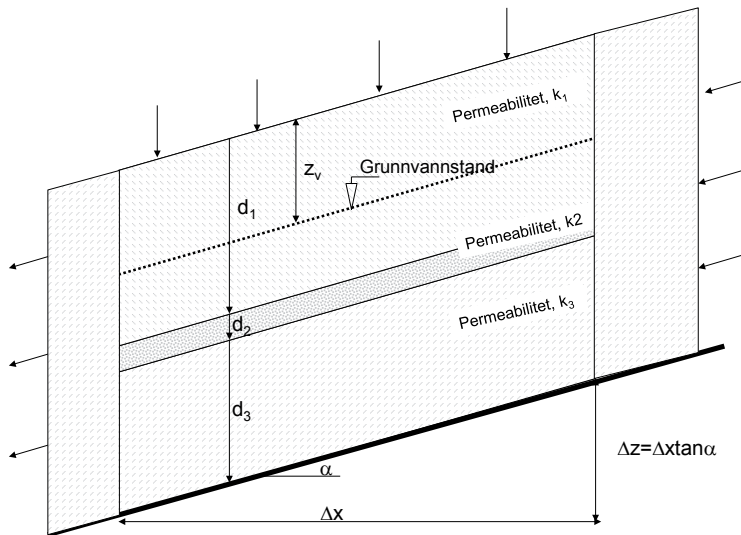
$$v_2 = v_1 \cdot k_2 / k_1 \quad (\text{m/s}) \quad (4.7)$$

Dersom permeabiliteten i lag 2 er ti ganger større enn i lag 1 og 3 vil hastigheten også bli ti ganger større. I praksis er det sjelden at det er tilstrekkelig fritt vann tilgjengelig til å oppnå de store vannstrømmende som er teoretisk mulig. I slike tilfeller virker lag 2 som et drenerende lag og en får sjelden bygget opp store poretrykk i dette laget og laget ovenfor, Janbu (1970).

Generelt vil derfor et permeabelt lag virke stabiliserende på en dalside fordi det er vanskeligere å bygge opp store poretrykk i sedimentet. På den annen side kan en i perioder med intens nedbør få kraftige strømmer dersom et slikt drenerende lag føres ut i en dalside eller i en ubeskyttet skjæring med eroderbare sedimenter. Dette kan gi opphav til mindre initialscred og som videre kan utvikle seg til større flomskred. Et eksempel på erosjon der permeable lag føres ut i et eroderbart terreng er vist i figur 2.3.

### Permeabelt lag med begrenset lengde

Det tredje prinsipielle tilfellet forutsetter at det i sedimentet er et permeabelt lag med begrenset lengde, se figur 4.8.



**Figur 4.8** Prinsippkisse av et sediment med et permeabelt lag med begrenset lengde mellom sedimenter med mindre permeabilitet.

Strømhastigheten ut og inn i et sediment som vist i fig 4.8, er bestemt av permeabiliteten til det tette laget rundt laget med stor permeabilitet, og vil være:

$$v = k_1 \cdot \frac{\Delta z}{\Delta l} = k_1 \cdot \sin \alpha \quad (\text{m/s}) \quad (4.8)$$

Trykkfallet over strekningen  $\Delta l$  vil i laget med liten permeabilitet tilsvare høydeforskjellen,  $\Delta z$ . I det permeable laget vil trykkfallet bli mindre på grunn av den lave strømningshastigheten i forhold til den store permeabiliteten:

$$\Delta h_2 = \Delta z \cdot \frac{k_1}{k_2} \quad (\text{m/s}) \quad (4.9)$$

Dette vil si at når vannet stopper opp mot det nedre tette laget vil en få et poreovertrykk tilsvarende:

$$\Delta p = \rho_f g \Delta l \left(1 - \frac{k_1}{k_2}\right) \cdot \sin \alpha \quad (\text{Pa}) \quad (4.10)$$

Dersom det permeable laget eller kanalen er lang kan dette gi betydelige poreovertrykk og destabilisere hele sedimentet. Det er også kjent at rett etter at flomskred har blitt utløst forekommer det at artesiske vann har strømmet ut av skredsåret langs åpne kanaler, fig 4.9. Det permeable laget hvor det kan bygge seg opp store poreovertrykk kan være et grovkornet jordlag, men det kan også være hulrom i jordlaget, som er forårsaket av dyr, røtter som har råtnet eller det kan ha foregått langvarig erosjon langs slike kanaler.



**Figur 4.9** Vann som strømmer ut av sprekker i berggrunnen til side for løsnemrådet for et jordskred i Otta, april 2008. Foto: Håkon Heyerdahl, NGI.

### **Oppbygging av poreovertrykk i snødekket for utløsning av sørpeskred**

En forutsetning for å få utløst sørpeskred er at snødekket i forbindelse med intens nedbør eller snøsmelting er i stand til å lagre tilstrekkelige mengder med vann og helst at det frie vannet i snødekket har større poretrykk enn det hydrostatiske trykket. Dersom den siste forutsetningen er til stede vil det økte poretrykket være tilstrekkelig til å løfte hele snødekket.

Forutsetningen for å få økt vanninnhold med tiden er:

- Det må være en intens snøsmelting eller nedbør over en viss tid.
- Avrenningen nedenfor det kritiske partiet bør være begrenset. Ustabile snødekker oppstår gjerne ovenfor der det er demninger i drensløpet. Disse demningene kan være naturlige dammer eller fjellrygger, men kan også være lokale partier med fast snø, som er dannet av tidligere snøskredavsetninger eller drivsnø.
- Snødekket må ha en mektighet og porøsitet som gjør det mulig å lagre tilstrekkelig mengder med fritt vann.

Med hensyn til hvilke terrengformer hvor store poretrykk oftest oppstår, og derved øker sannsynligheten for sørpeskred vises til kapittel 3.2.3 Sørpeskred.

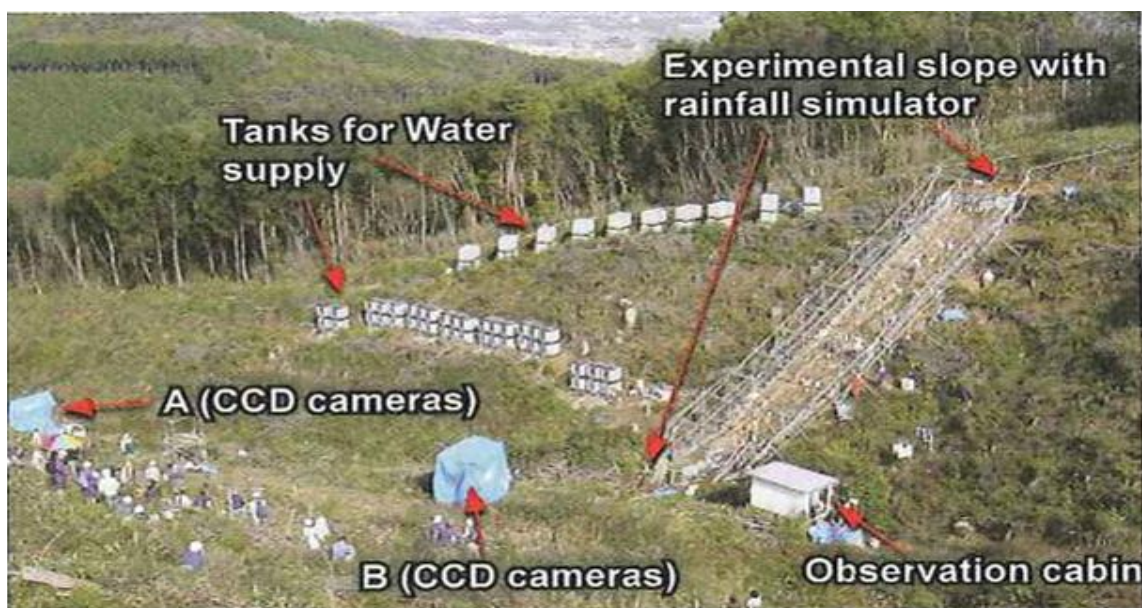
## 4.3 Utløsing av skred

### 4.3.1 Eksempel på feltforsøk

Det er til nå ikke kjent at det har vært mulig å instrumentere potensielle skredområder og å registrere utløsning og videre utvikling av naturlige flomskred. De kunnskapene vi har i dag om hvordan flomskred utløses har vi ervervet gjennom følgende typer undersøkelser:

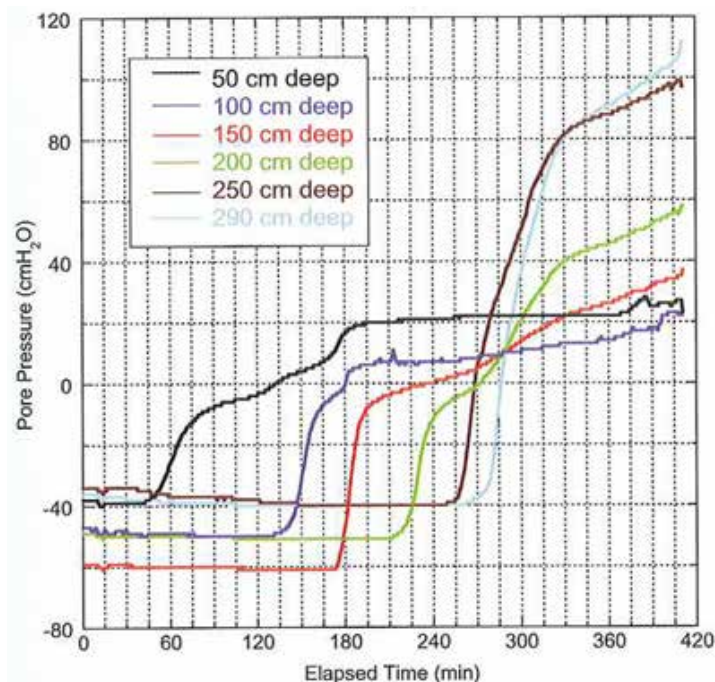
- Laboratorieundersøkelser av materialer i skredenes utløsningsområder for å fastslå skredmassenes fasthet og viskositet i forbindelse med hurtige deformasjoner og ved tilsetning av vann.
- Modellforsøk i laboratorier for å simulere bruddmekanismer og utvikling av flyteeenskaper ved tilføring av nedbør og grunnvann til massene.
- Modellforsøk i stor målestokk for å utløse instrumenterte flom- og sørpeskred
- Analysering og tilbakeregning av kartlagte skred

Det essensielle for å forstå utløsningen og utviklingen av et flomskred er å forstå hvordan en lokal utglidning kan utvikle seg til et skred med andre strømningsegenskaper enn massene hadde sekunder før bruddet inntraff. For å vise prosessen med utløsning og utvikling av et flomskred er det i det følgende vist til et større feltforsøk og et modellforsøk gjennomført i Japan. Begge forsøkene er presentert av Ochiai et al (2007), og de representerer typen flomskred initiert av brudd i jordmassene.



**Figur 4.10** Oversiktsbilde av området for studier av utløsning av et kontrollert overflateskred som utviklet seg til et flomskred, Ochiai et al (2007).

Feltforsøket ble gjennomført i en naturlig skråning hvor en avgrenset del av skråningen ble isolert mot sideområdene, fig. 4.10. Det avgrensede området var 30 m langt og 5 m bredt og hadde en helling på 33°. Sedimentet hadde en tykkelse på 1–3 m og besto av en granittisk, finkornet sand dekket med et leirlag av vulkansk opprinnelse. For å gjennomføre forsøkene ble skråningen påført kunstig nedbør med intensitet på 78 mm/h. Videre ble sedimentet instrumentert med strekkmålere, bevegelsessensorer og poretrykksmålere i forskjellige snitt og dybder. I tillegg ble forsøket stereofotografert for å dokumentere initieringen av skredet og skredbevegelsen.

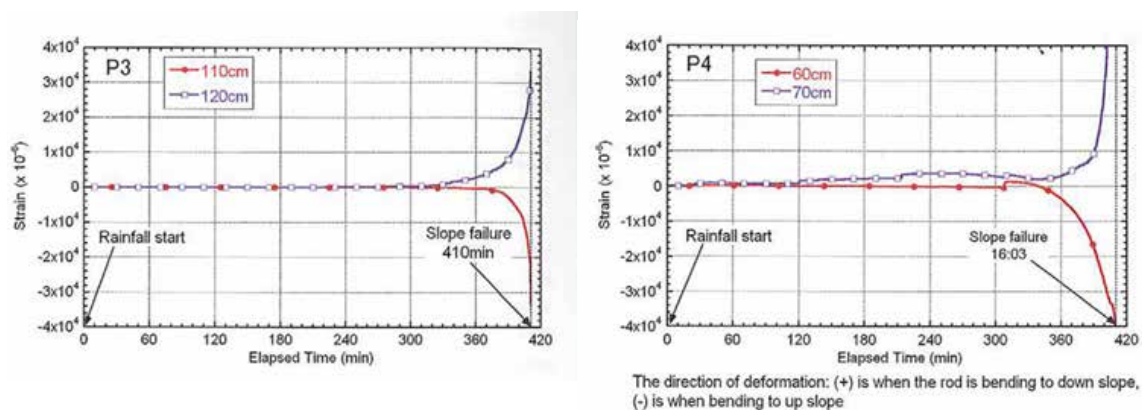


**Figur 4.11** Registrerte poretrykk i forskjellige dybder i et snitt sentralt i forsøksområdet. Målingene viser poretrykket fra den kunstige nedbøren startet og til skredet ble utløst etter 410 min, Ochiai et al (2007)

Fig. 4.11 viser poretrykksoppbyggingen fra forsøket startet og til bruddet ble registrert etter 410 min. Figuren viser at før forsøket ble satt i gang var det negativt poretrykk, sug, i alle sensorene. Dette viser at ingen del av sedimentet var vannmettet før forsøket startet. Etter at kunstig nedbør ble tilført, registrerte en de første endringene i poretrykket i øvre lag ved 50 cm dybde. Deretter ser en at metting av sedimentet skjer gradvis fra toppen og nedover og metning ved dybden 290 cm skjer først etter 290 min. Ved bruddet 410 min etter at forsøket startet, hadde det vært en kraftig økning i poretrykket i alle poretrykksmålere. Bruddet skjedde først etter at alle målerne hadde et betydelig positivt poretrykk, men før det ble registrert hydrostatisk poretrykk. Dette har sannsynligvis årsak i at hellingen på sedimentet er relativt stor, 33°. Det er da behov for et begrenset positivt poretrykk før sedimentet blir ustabil.

Instrumenteringen som målte tøyningene i sedimentet i forskjellige dybder viste at initieringen av skredet skjedde langs en vel definert bruddflate. Figur 4.12 viser tøyningene i to forskjellige snitt, P3 og P4, henholdsvis 10 m og 7 m fra bunnen av skråningen. Positive verdier viser at sedimentet under målepunktet er på glid og tilsvarende viser negative tøyninger at det er sedimenter over målepunktet som er på glid. Under forsøket ble det bare målt ubetydelige tøyninger de første 300 minuttene av forsøket. Dette tilsvarer tiden det tok før hele sedimentet ble mettet med vann. De neste 110 minuttene var det en svak økning i tøyningene fram til 370–380 minutter og deretter en sterkt akselererende tøyning fram til bruddet ved 410 min. Dette viser at selv i en skråning med kunstig høy nedbørsintensitet skjer bruddutviklingen over relativt lang tid. Figuren viser også at ved den øvre måleren, P3 montert 10 m fra bunnen av skråningen, skjedde bruddet mellom 110 og 120 cm fra overflaten. Tre meter lenger ned i skredbanen, ved P4, skjedde bruddet mellom 60 og 70 cm fra overflaten.





Figur 4.12 Registrerte tøyninger 10 m (P3) og 7 m (P4) ovenfor bunnen av skråningen, Ochiai et al (2007)

Det kontrollerte skredet utviklet seg til et flomskred og hadde en utløpsdistanse på 50 m langs dalbunnen. Dette tilsvarer en utløpsvinkel, definert fra toppen av skredet til maksimalt utløp, på 16,7°, (tan  $\alpha = 0,3$ ).

#### 4.3.2 Eksempel på modellforsøk

Ochiai et al (2007) gjennomførte også en rekke modellforsøk i en 9 m lang og 1 m bred renne, figur 4.13. Den nedre delen av renna var 4 m og hadde en helling på 10° og den øvre delen en helling på 32°. I alt ble det foretatt fire forskjellige eksperimenter, alle med lik sedimenttype, men med forskjellig tykkelse på sedimentene, tabell 4.1. Til forsøkene ble det brukt en sand med gjennomsnittlig partikkelstørrelse på 0,51 mm, friksjonskoeffisient 30,6°, kohesjon 0,75 kPa og permeabilitet  $1,2 \cdot 10^{-4}$  m/s.

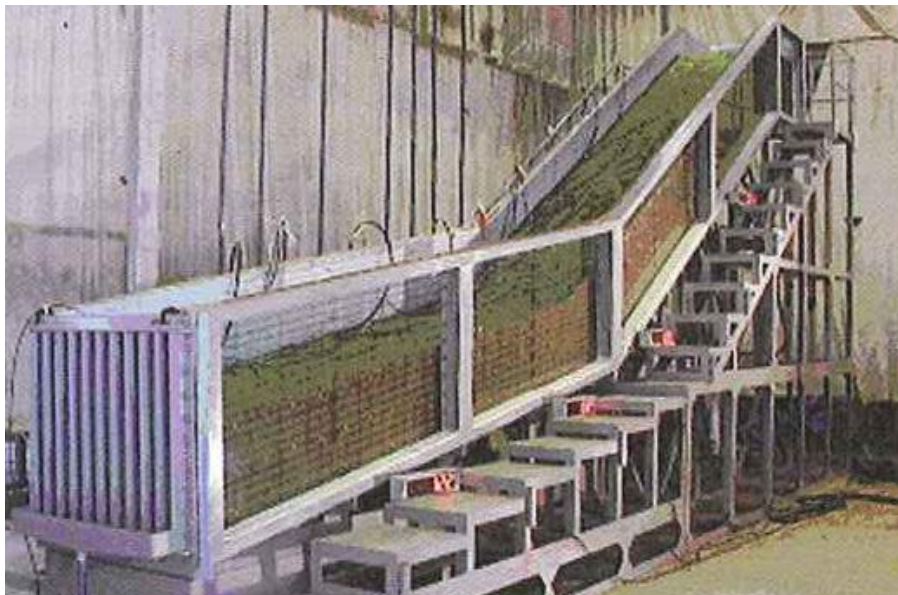


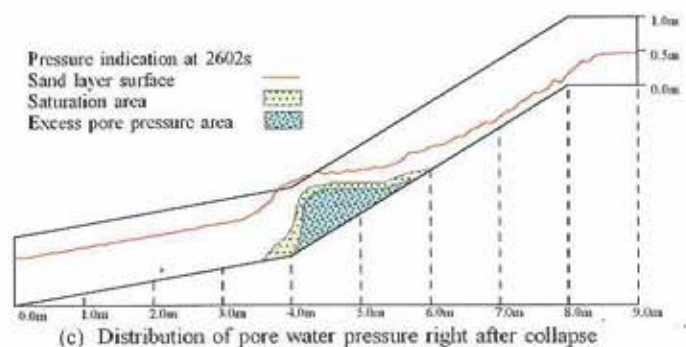
Fig 4.13 Foto av renne for gjennomføring av modellforsøk med utløsning av flomskred, Ochiai et al (2007)

Forsøkene ble gjennomført ved å tilføre nedbør ved overrisling med en intensitet på 100 mm/h. Tabell 4.1 viser at nødvendig nedbør for å utløse modellskredene er avhengig av sandlagets tykkelse i den bratte delen av renna, men at vanninnholdet i % er relativt likt i det skredet løses ut, uavhengig av skredlagets tykkelse. Dette indikerer at tykkere sedimenter krever større nedbørmengder, og har derved lenger responstid, før de går til brudd.

Forsøksnummer	Tykkelse i øvre del (m)	Tykkelse i nedre del (m)	Akkumulert vannmengde (mm)	Vanninnhold i øvre del (%)
1	0,5	0,5	81,5	27,1
2	0,5	0,7	72,2	26,1
3	0,7	0,5	108,2	27,3
4	0,7	0,7	111,2	27,3

**Tabell 4.1 Sedimenttykkelser for øvre og nedre del, nødvendig vannmengde for å få utløst skredene og vanninnhold i prosent i øvre del idet skredene blir utløst, Ochiai et al (2007)**

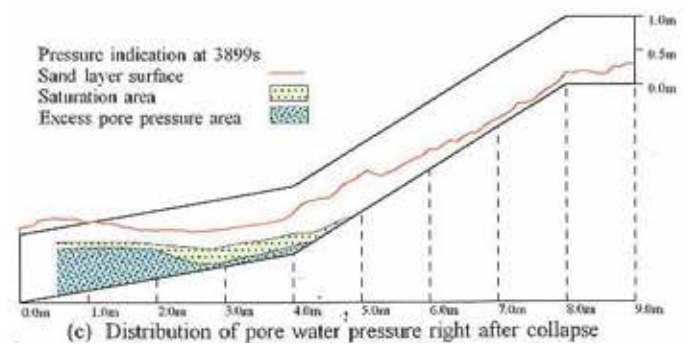
Forsøket viste at det var en relativt liten sone i det øvre laget som var vannmettet før bruddet ble registrert. Dette må sees i sammenheng med at hellingen i den øvre delen av renna var større enn friksjonsvinkelen til sandlaget. Det trengs derfor begrenset pålasting av vann før sandlaget blir ustabil.



Forsøk 2

$H_{\text{øvre}} = 0,5 \text{ m}$

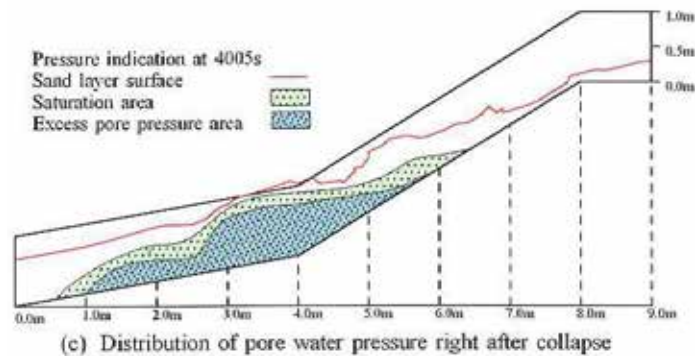
$H_{\text{nedre}} = 0,7 \text{ m}$



Forsøk 3

$H_{\text{øvre}} = 0,7 \text{ m}$

$H_{\text{nedre}} = 0,5 \text{ m}$



Forsøk 4

$H_{\text{øvre}} = 0,7 \text{ m}$

$H_{\text{nedre}} = 0,7 \text{ m}$

**Figur 4.14 Registreringer fra modellforsøk med kunstig utløste flomskred, Ochiai (2007). Figuren viser overflaten av sandlaget etter forsøkene, sonene med vannmettet sand og sonene med poreovertrykk.**

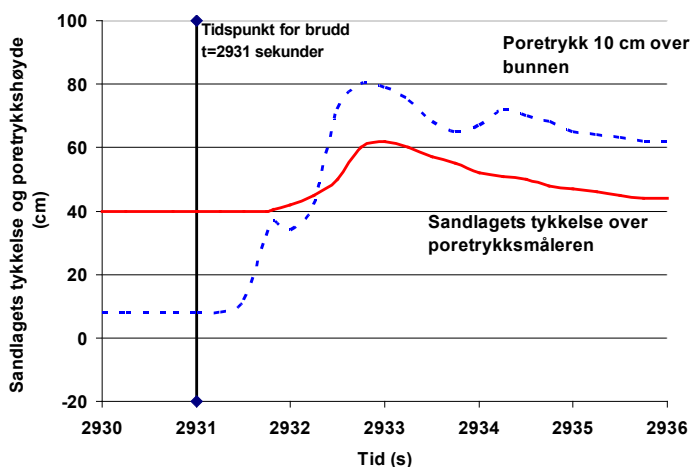
Resultatene fra forsøkene er vist i figur 4.14. For eksperimentene 2,3 og 4 er nivået for sandlaget etter bruddet vist, samt arealet av den vannmettete sone og sone med poreovertrykk 4–6 sekunder etter bruddet. De viktigste konklusjonene vi kan trekke ut fra disse forsøkene er:

- I alle fire eksperimentene har bruddet oppstått først etter at laget mot bunnen av renna har blitt mettet av vann, og bruddet i massene har skjedd i den vannmettete sone.
- I tre av fire tilfeller har bruddet i massene utviklet seg til et skred med flyteegenskaper, flomskred.
- Det bruddet som ikke utviklet seg til flomskred, forsøk 2, hadde mindre dybde i det bratte partiet enn i det slake. Det var også dette forsøket som hadde minst vanninnhold og minst sone med metning i det nedre laget da bruddet inntraff.
- Skredet med lengst utløp var forsøk 3 med større tykkelse på sandlaget i den bratte delen enn i den nedre, slake delen av renna. Det var også for dette forsøket at sedimentet i den nedre delen hadde størst vannmettet sone.
- De to forsøkene med lik tykkelse i øvre og nedre del, 0,5 og 0,7 m (forsøk 1 og 4), hadde nesten identiske utløpslengder.
- For alle skredene er det registrert en stor sone med poreovertrykk i massene nærmest bunnen etter at skredene har stoppet.

### 4.3.3 Oppbygging av poreovertrykk ved utvikling av flomskred

For å kunne forklare hvordan masseutglidninger kan utvikle seg til flomskred er det viktig å forstå hvordan store poretrykk kan bygge seg opp i forbindelse med initialbruddet slik at effektivspenningene blir redusert over lengre tid.

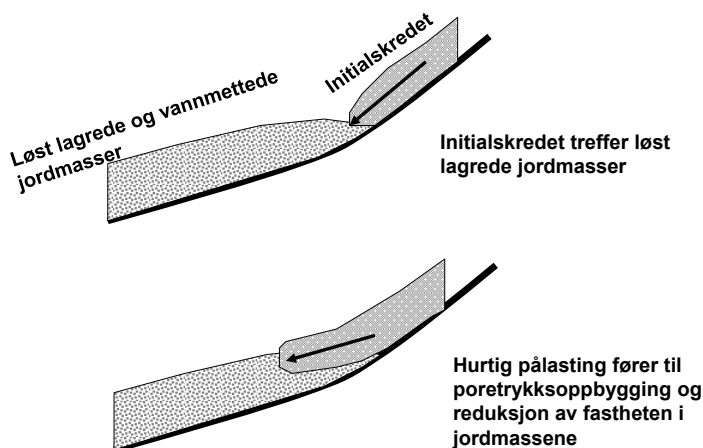
Ochiai et al (2007) registrerte under sine modellforsøk også tøyninger, hastigheter og poretrykkendringer i to snitt, 3 m og 7 m fra bunnen av renna. Figur 4.15 viser tykkelsen av sandlaget over poretrykkmåleren og poretrykket i snittet 3 meter fra bunnen av renna for forsøk nr.1. Bruddet i den øvre delen av renna skjedde ved  $t=2931$  s, og det tok ca 0,5 sekunder før det ble registrert endringer i tykkelse og poretrykk i den nedre delen av renna. Fra  $t=2931,6$  sekunder skjedde det en gradvis økning i tykkelsen av sandmassene idet massene fra initialskredet førte til en oppstuvning av de nedre massene. Fra  $t=2931,6$  er det også en hurtig økning i poretrykket og allerede etter 0,6 sekunder økte poretrykkshøyden til en verdi høyere enn tykkelsen på sanda, som viser at et poreovertrykk har bygget seg opp. Det er denne poretrykksoppbyggingen som gjør at skredmassene får flyteegenskaper og dermed kan oppnå stor hastighet og lange utløpsdistanser.



Figur 4.15 Registrert høyde på sandlaget og poretrykk i nedre del av renna for modellforsøkene utført av Ochiai et al (2007)

Tidligere antok en at det var først og fremst løst lagrede sedimenter som kunne utvikle flomskred. Dette var basert på teorien om at slike masser får redusert volum under skjærtøyninger og i forbindelse med volumendringen må massene kvitte seg med det overflødig porevannet. Dersom bruddet skjer som et udrenert skjærbrudd vil dette forårsake en rask stigning av poretrykket. Senere forsøk har vist at også tett lagrede masser kan utvikle fritt vann langs bruddflatene. Dette er blant annet påvist av Sassa et al (2007) som gjennomførte forsøk med hurtige skjærdeformasjoner i et ringformet skjærapparat. Ved økte deformasjonshastigheter er partiklene i mindre grad i kontakt med hverandre, med det resultat at det oppstår store poretrykk for å kunne bære vekten av skredmassene.

Et annet forhold som er årsak til oppbygging av poreovertrykk kort tid etter initieringen av skredene er den hurtige pålastingen av grunnen under skredmassene. Sassa et al (2007) forklarer poretrykksoppbyggingen og erosjonen med at den hurtige pålastingen skjer som en udrenert pålasting, med en hurtig økning av poretrykket som resultat. Når massene fra initialscredet strømmer over masser som allerede er vannmettet vil både den økte vekten på massene og poretrykksøkningen føre til vesentlig redusert stabilitet for hele sedimentet og med kraftig erosjon som resultat, fig. 4.16.



Figur 4.16 Forklaring av prosessene som kan føre til at mindre initialscred er opphav til erosjon og utvikling av vannrelaterede skred. Etter Sassa et al (2007)

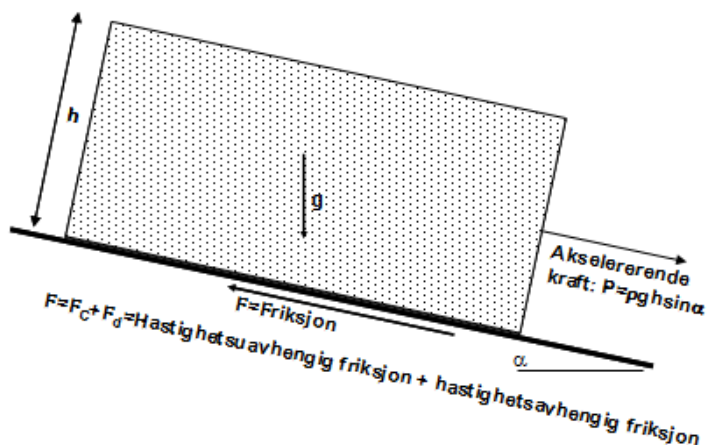
## 4.4 Bevegelsestyper og hastighetsberegninger

### 4.4.1 Faktorer som kontrollerer skredbevegelsen

Det er av avgjørende betydning at en kan anslå de fysiske egenskapene som kontrollerer skredbevegelsen for å:

- Fastsette utløpsdistanser og derved kunne vurdere hvilke områder som kan være utsatt for skred
- Velge riktig sikringsmetode mot skred og kunne dimensjonere disse.

Dersom vi betrakter et lite volum av skredmassene som beveger seg nedover en dalside så er disse påvirket av både akselererende og retarderende krefter, figur 4.17. Det er tyngdekomponenten av skredmassene som utgjør de akselererende kreftene, mens det er forskjellige former for friksjon som utgjør de retarderende.



Figur 4.17 Krefter som virker på skredmassene

Etter Newtons første lov er produktet av masse og akselerasjon proporsjonal med differensen av de akselererende og retarderende kreftene. Dersom volumet i figur 4.17 dekker et enhetsareal kan følgende likning settes opp:

$$ma = \rho h \frac{dv}{dt} = P - F = \rho g h \sin \alpha - (F_c + F_d) \quad (\text{Pa}) \quad (4.11)$$

der  $F$  er den totale friksjonskraft pr areal som virker i retning mot skredbevegelsen. Dersom denne kraften er mindre enn tyngdekomponenten,  $P$ , vil massene akselerere og motsatt der disse er større enn tyngdekomponenten. Dersom disse er like store vil skredet få en tilnærmet konstant hastighet, som utgjør skredets maksimale hastighet, terminalhastigheten, ved den gitte hellingen.

Ved utvikling av modeller for å kunne beregne skredenes hastighet og utløpsdistanse er det vanlig å gruppere friksjonskraften i to hovedgrupper, en gruppe friksjon som er uavhengig av hastigheten,  $F_c$  og en friksjonstype som øker med hastigheten,  $F_d$ , fig. 4.17 og likn. 4.11. Dersom all friksjon er uavhengig av hastigheten, vil skredene aldri nå en terminalhastighet. De fleste skred ser imidlertid ut til å oppnå en tilnærmet terminalhastighet i bratt terreng. Derfor representerer den hastighetsavhengige friksjonen en vesentlig del av den totale friksjonen for de aller fleste skredtypene.

På den annen side, dersom all friksjon er representert ved en friksjon som bare er avhengig av hastigheten vil alle skred først stoppe etter at de har kommet ut på flat mark og begynt å bevege seg i terreng med mothelling. Siden alle flom- og sørpeskred ser ut til å kunne stoppe i nedoverhellende terreng, og de også oppnår en konstant hastighet, må friksjonen bestå av både hastighetsavhengige krefter og krefter som ikke varierer med hastigheten.

De viktigste faktorene som avgjør bevegelsestypen, skredhastigheten og utløpsdistansen for vannrelaterte skred er:

#### Størrelsen på skredet, volum og flyte høyde

All erfaring tilsier at skredenes hastighet og utløpsdistanse øker med skredvolumet.

#### Erosjon langs skredbanen

De fleste flom- og sørpeskred er sterkt erosive i den øvre del av skredbanen. Dette fører til at de øker volumet og får derved lengre utløp.

**Partikkelstørrelser**

Vanligvis vil friksjonen øke ved økende partikkelstørrelser, og skred med overvekt av store partikler har gjennomgående mindre hastigheter og kortere utløp enn skred som er mer finstoffrike.

**Poretrykk**

Store poretrykk gir skredmassene stor mobilitet. Poretrykkene varierer både langs skredbanen fra initialskredet og til der skredet stopper, og de varierer også i skredets lengderetning fra fronten og til halen av skredet. Store poretrykk får en først og fremst i finstoffrike masser

**Ruheten i skredbanen**

Skredbanens ruhet er først og fremst karakterisert ved steinstørrelsen i skredbanen, men også typen av vegetasjonsdekke, terskler i lengdeprofilen og kanaliseringsgrad vil påvirke ruheten og dermed friksjonskreftene.

**4.4.2 Modeller som beskriver skredbevegelsen.**

Det foreligger i dag en rekke numeriske modeller for beregning av hastigheter for de fleste skredtyper. Enkelte av disse er så generelle at de kan omfatte flere skredtyper, mens andre først og fremst er utviklet for bestemte skredtyper. Felles for alle modellene er at for å beskrive kreftene som påvirker skredmassene er at de har minst et plastisk ledd som er uavhengig av hastigheten, og et kinematisk, hastighetsavhengig, ledd. Dette vil si at modellene forutsetter at materialet både har egenskaper fra fasthetslæren og fra hydrodynamikken. Dessuten må skredbanens form være kjent.

Kompleksiteten til modellene varierer i stor grad. De enkleste modellene beregner hastigheten og utløpsdistansen for skredenes tyngdepunkt, mens de mer komplekse modellene tar hensyn til at skredene har en viss lengde og tykkelse og de gjør det mulig å beregne endringene i flyte høyde fra start til stopp. Denne gruppen modeller blir kalt to-dimensjonale modeller da de beregner både skredets hastighet og flyte høyde langs skredets senterlinje. De siste årene er det også utviklet tre-dimensjonale modeller som beregner både skredets hastighet, flyte høyde og bredde. Den siste typen modeller er enten basert på at en kjenner senterlinja for skredbanen og tverrprofilen langs skredbanen, eller modellen beregner selv sannsynlig skredbane ut fra oppgitt topografi.

En beregningsmodell kan imidlertid bare gi et estimat for hastighetsutviklingen til skredene og for utløpsdistansen. Til nå er det ikke utviklet realistiske modeller som blant annet tar hensyn til:

- Endringer med tiden med hensyn til poretrykket i massene og at poretrykket varierer fra fronten av skredet og bakover i skredmassene.
- Konsekvenser av eventuell separering av massene ved at de finstoffrike massene konsentreres mot bunnen og de grovere fraksjonene mot toppen av skredmassene.
- Erosjon og medrivning av masser i skredløpet og utfelling av masser i utløpsområdet. Noen modeller har riktignok tatt med disse effektene, men anslagene for disse effektene er usikre.

I og med at det er så mange viktige faktorer som det ikke er mulig å ta hensyn til i en matematisk/numerisk modell for å beregne hastighet og utløpsdistanse er det naturlig i en praktisk håndbok å ta utgangspunkt i en relativt enkel modell for å kunne anslå hastigheter for flomskred og sørpeskred.

I mange lærebøker i dag og ved etterberegning av kartlagte skred er det vanlig å beskrive at skjærspenningene langs bakken (friksjonskraft/areal) er representert med to ledd. Det første, som er uavhengig av hastigheten, er representert med en tradisjonell Coulomb-Mohr skjærspenning og det andre leddet er representert med et hastighetsavhengig ledd tilsvarende som for vanlige væsker.

Likning 4.11 kan da skrives:

$$ma = \rho h \frac{dv}{dt} = P - (F_c + F_d) = \rho gh \sin \alpha - \left( c + p_e \tan \varphi + \kappa \frac{v}{h} \right) \quad (\text{Pa}) \quad (4.12)$$

Der  $p_e$  er effektivspenningen,  $\tan \varphi$  er jordmassenes friksjonsvinkel,  $\kappa$  representerer den dynamiske viskositeten og  $v/h$  er skredhastigheten dividert med skredets tykkelse, som er den gjennomsnittlige hastighetsgradienten.

### Hastighets-uavhengige spenninger

For de fleste skredtypene er det antatt at kohesjonen til et materiale er relativt liten når partiklene er i interne bevegelser og de derfor sjelden er i langvarig kontakt med hverandre. Med hensyn til flomskred kan kohesjonen ha betydning når skredene har stort leirinnhold eller ved sørpeskred som har så lite vanninnhold at de grenser mot våtsnøskred. I det første tilfellet kan det være elektromagnetiske bindinger mellom de små partiklene, og i det siste tilfellet er det sintring mellom partiklene som kan gi skredmassene en viss fasthet.

I praksis er det vanlig å se bort fra kohesjonen i forbindelse med skredbevegelsen for alle typer skred. De hastighetsuavhengige spenningene kan derfor skrives:

$$p_e \tan \varphi = (gh \cos \alpha - p_u) \cdot \tan \varphi = \bar{\mu} gh \cos \alpha \quad (\text{Pa}) \quad (4.13)$$

der  $\varphi$  er jordmassenes friksjonsvinkel,  $\bar{\mu}$  er den effektive friksjonskoeffisienten og  $p_u$  er poretrykket ved grenseflaten mellom skredet og bakken.

Poretrykket,  $p_u$ , kan variere innenfor vide grenser og er en viktig parameter for å forstå hvorfor flomskredene og sørpeskredene kan opptre nærmest som en ren væske. Det er tidligere vist at i forbindelse med brudd i en vannmettet væske så kan det oppstå en hurtig og vesentlig økning av poretrykket utover det hydrostatiske trykket, og som fører til reduserte effektivspenninger. Forutsetningen for at skredene skal få lange utløp er at dette store poretrykket blir opprettholdt under det meste av skredbevegelsen.

Wang og Sassa (2003) har presentert resultatene fra relativt enkle laboratorieforsøk hvor de undersøkte poretrykket i vannmettet sand som ble utsatt for kraftig omrøring, figur 4.18. Instrumentet består av et kar hvor det er fylt opp vannmettet sand til et visst nivå. Nede i sanda er det fire staver som kan rotere ved forskjellige hastigheter for å oppnå interne hastighetsforskjeller i massen. Poretrykket i bunnen av sylindere måles kontinuerlig og presenteres som en funksjon av rotasjons-hastigheten.

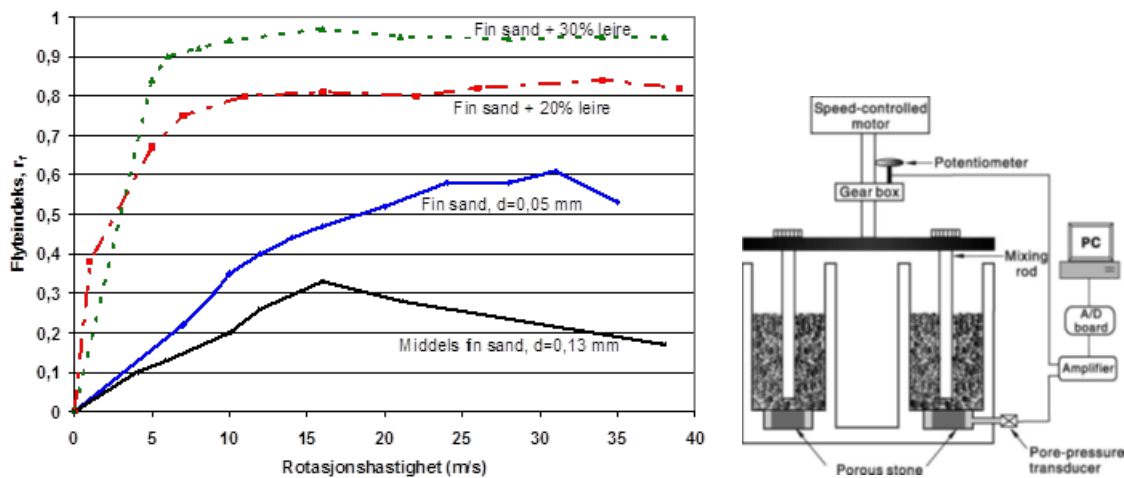


Fig. 4.18 Apparat for omrøring av vannmettede løsmasser (til høyre), og sammenheng mellom registret flyteindeks som funksjon av rotasjonshastigheten for tre sandtyper med forskjellig innhold av leire, (Wang og Sassa 2003).

Basert på målingene presenterte Wang og Sassa (2003) en flyteindeks som er definert ut fra følgende likning:

$$r_f = \frac{p_u - p_{us}}{\sigma_t - p_{us}} = \frac{p_u - \rho_f gh}{\rho gh - \rho_f gh} \tag{4.14}$$

der  $p_u$  er registrert poretrykk,  $p_{us}$  er hydrostatisk poretrykk ( $\rho_f gh$ ) og  $\sigma_t$  er overlagingstrykket ( $\rho gh$ ).

Likn. 4.14 kan settes inn i likn. 4.13 for å uttrykke effektivtrykket  $p_e$  ved hjelp av flyteindeksen  $r_f$ :

$$p_e = \rho gh \cos \alpha (1 - r_f) \left( 1 - \frac{\rho_f}{\rho} \right) = \bar{\mu} \rho gh \cos \alpha \tag{4.15}$$

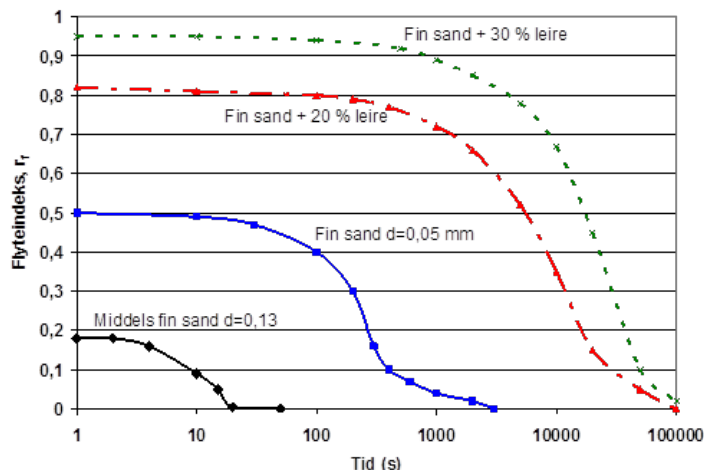
der  $\bar{\mu}$  er den effektive friksjonskoeffisienten for skredmassene.

Ved hydrostatisk trykkfordeling måles  $r_f$  lik 0, og de mettede jordmassene har da en friksjonsvinkel på ca 16°. Når  $r_f=1$  er effektivspenningene lik 0, og materialet er flytende og har ingen fasthet. Ved så stort poreovertrykk vil derfor skredmassene bevege seg som en væske med stor viskositet.

Resultatene til Wang og Sassa (2003) er vist i figur 4.18 for masser med forskjellig kornfordeling. De to nedre kurvene viser resultatene for middels fin og fin sand med gjennomsnittlig korndiameter på henholdsvis 0,13 og 0,05 mm. De to øvre kurvene er for sand med  $d=0,05$  mm, men med innblanding av henholdsvis 20 og 30 % leirpartikler. Figur 4.18 viser klart at finstoffinnholdet er en viktig forutsetning for å få høye  $r_f$  verdier. Den middels fine sandtypen oppnår en maksimal flyteindeks på 0,33, mens tilsvarende tall for finsand med  $d=0,05$  mm er 0,61. Flyteegenskapene til de undersøkte prøvene endrer seg vesentlig med innblanding av leire, og med 30 % innhold av leirpartikler er høyeste målte verdi for flyteindeksen 0,97, som er helt opp mot det teoretisk mulige.

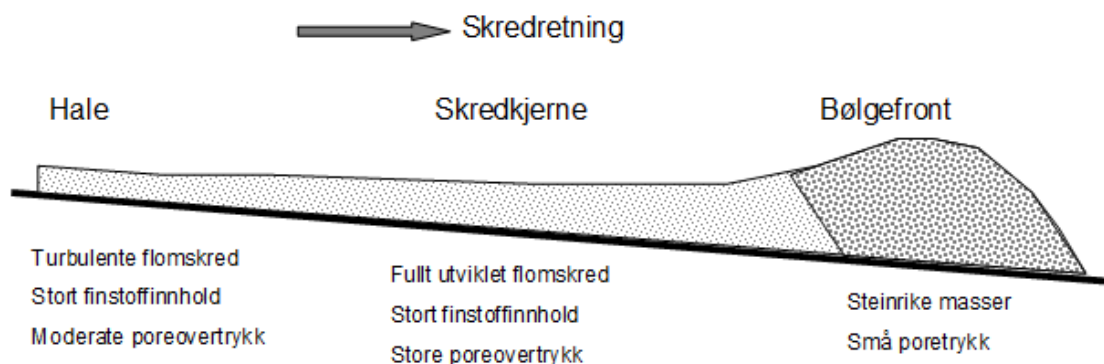


For at skredene skal oppnå lange utløp er det også viktig at massene opprettholder det høye poreovertrykket etter at massene utsettes for mindre skjærdeformasjoner. Figur 4.19 viser hvor raskt poreovertrykkene i massene reduseres med tiden etter at de ikke lenger utsettes for skjærdeformasjoner. Figuren viser at i middels fin sand er poreovertrykket forsvunnet i løpet av 20 s, mens det i finsand varer ca 400 s (7 min) før en er tilbake til hydrostatiske forhold. Der innholdet av leirmineraler er høyt kan poreovertrykket være i opptil  $10^5$  s (28 timer).



**Figur 4.19** Flyteindeksens variasjon med tiden etter at massene ikke lenger er omrørt, (Etter Wang og Sassa 2003).

Det er også viktig å forstå hvordan poretrykkene varierer fra fronten av skredet og til de bakre delene av skredet. Fullt utviklete flomskred er rapportert å bevege seg med distinkte bølgefronter, og hvor det er bevegelsen av bølgefronten som representerer skredets fronthastighet. Hungr (2005) har presentert en prinsipiell figur, basert på arbeider av Pierson (1986), som viser et lengdeprofil av en bølgefront, figur 4.20. Bølgefronten har de største flytehöydene og består av relativt grove masser. Rett bak fronten er det noe mer finstoffrike masser som har større mobilitet enn fronten. Halen av skredet består oftest av tynne sjikt av finstoffrike masser.



**Figur 4.20** Snitt av en bølgefront av et flomskred, (Basert på Hungr 2005 og Pierson 1986)

Iverson (1997) har undersøkt poretrykksforholdene i mer detalj gjennom storskala modellforsøk. Han viser at i den grovkornete fronten av skredet er poretrykket lavere enn det hydrostatiske poretrykket, mens det i kjernen og halen av skredet er store poreovertrykk. Skredbevegelsen er derfor karakterisert av en steinrik front med relativt stor friksjon, og som blir skjøvet framover av de

finstoffrike massene i kjernen som har liten fasthet. Massene i halen har noe større friksjon enn kjernen av skredet, noe som fører til at halen får mindre hastighet enn kjernen og at skredet derved øker i lengde nedover skredbanen.

### Hastighetsavhengige spenninger, viskositet

Det siste leddet i likn. 4.12,  $\kappa \cdot v/h$ , beskriver de viskøse egenskapene til skredmassene. Dette leddet får en stor verdi dersom viskositeten er høy, og når skredhastigheten er stor i forhold til skredtykkelsen.

Viskositeten er først og fremst avhengig av:

- Partikkelstørrelsene
- Vanninnholdet i skredmassene, den volumetriske tettheten,  $C_v$ .

Generelt gjelder at dersom skredet har små andeler med finstoff langs bunnen og relativt lite vanninnhold så er viskositeten høy og skredene får liten maksimalhastighet og korte utløp. Dessuten vil skred med liten flyte høyde føre til store skjærspenninger langs bakken, og derved mindre hastigheter og utløpsdistanser.

### Etterberegning av kartlagte skred

Parametrene for friksjonskoeffisienten og viskositeten skal prinsipielt kunne undersøkes i felten eller i laboratorier. Det er gjort en rekke forsøk på å finne fram til realistiske verdier for disse parametrene uten å ha lyktes fullt ut (f. eks Meunier 1991 og Bisantino et al 2010). En annen måte for å få fastsatt verdier på disse parametrene er å etterberegne kartlagte skred for å få en best mulig tilpasning til hastigheter og utløpsdistanse.

Ut fra de valgte parameterne vil likn. 4.12 og 4.13 for akselerasjonen bli:

$$a = g \sin \alpha - \bar{\mu} g \cos \alpha - \kappa \frac{v}{\rho h^2} \quad (\text{m/s}^2) \quad (4.16)$$

og skredets terminalhastighet oppnås når hastigheten er konstant og derved  $a=0$ :

$$v_{term} = \frac{\rho g h^2}{\kappa} (\sin \alpha - \bar{\mu} \cos \alpha) \quad (\text{m/s}) \quad (4.17)$$

Ved etterberegninger foretar en beregningene i korte tidsperioder for fronten av skredet fra skredet blir utløst og til skredet stopper helt opp. Beregningene blir foretatt ved å velge parameterverdier for friksjon, viskositet og skredtykkelse og deretter beregne akselerasjonen i hver tidsperiode ut fra likn. 4.16. Når en kjenner skredets hastighet, akselerasjon og skredbanens helling i begynnelsen av hver tidsperiode er det da mulig å beregne hastighet og hvor langt skredet har beveget seg ved slutten av tidsperioden. Disse verdiene vil da danne inngangsverdier for den neste beregningen.

Det er utført en rekke etterberegninger basert på data fra kartlagte skred hvor en har kunnskap om både skredhastigheten, flyte høyden og utløpsdistansen. Disse etterberegningene tyder på at Coulomb-friksjonen i flomskredene vanligvis er relativt liten. Den effektive friksjonskoeffisienten,  $\bar{\mu}$ , er anslått til å variere mellom 0,007 og 0,15. Dette tilsier at flyteindeksen,  $r_f$ , er anslagsvis 0,86-0,7. Dette viser at for alle dokumenterte flomskred må det ha vært et stort poreovertrykk i skredmassene.

Hastigheten på flomskred er vanligvis rapportert til å ligge i området 5–10 m/s, og det er bare skred større enn 50–100 000 m<sup>3</sup> hvor det er målt hastigheter opptil 15 m/s. Likning 4.17 angir at skredenes terminalhastighet er sterkt avhengig av skredenes flyte høyde. Dette forholdet er bekreftet i flere undersøkelser, blant annet av Hungr et al (1984). Vanligvis er skredenes flyte høyde mellom 1 og 2 m

og kan være opptil 3 m. Det er bare mindre skred som har en flyteøyde under 1 meter, og skredene skal være eksepsjonelt store dersom flyteøyden overstiger 3 m. Ved etterberegningen av skredene velges vanligvis flyteøyden mellom 1 og 2 m og viskositeten,  $\kappa$ , mellom 1 og 5 kPas.

Valgene av de tre parametrene, friksjonskoeffisient, viskositet og flyteøyde har betydning for den beregnede hastigheten og utløpsdistansen. Generelt gjelder at friksjonskoeffisienten har størst betydning for utløpsdistansen, og viskositeten og flyteøyden for terminalhastigheten.

#### 4.4.3 Grafisk presentasjon av skredhastigheter

Når skredet beveger seg nedover i skredbanen skjer det en utveksling av energi. I den første fasen har skredet først og fremst potensiell energi. Etter hvert blir denne overført til hastighetsenergi og varme, som representerer et energitap. Når skredet har stoppet opp er den potensielle energien og hastighetsenergien lik null og all potensiell energi er gått over til varme.

Bernoullis likning sier at summen av potensiell energi, trykenergier, hastighetsenergi og energitap er likt fra et sted til et annet. Disse energitypene kan uttrykkes ved hjelp av energihøyder, figur 4.21:

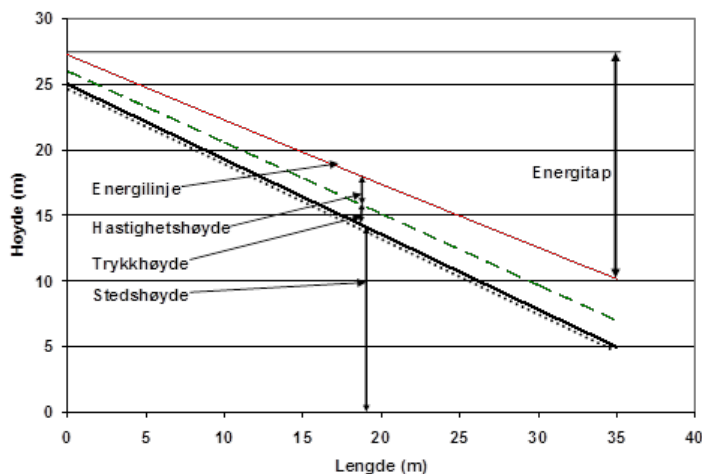
Stedshøyde:  $H_z = z$  Den potensielle energien tilsvarer høyden på ethvert sted i skredbanen

Trykenergier:  $H_p = \frac{\rho g h}{\rho g} = h$  Trykkehøyden tilsvarer skredets flyteøyde

Hastighetsenergi  $H_k = \frac{v^2}{2g}$  Hastighetsenergien varierer med kvadratet av hastigheten

Energilinje:  $H_e = H_z + H_p + H_k$  Energilinje representerer summen av energileddene

Energitalpet fra snitt 1 til snitt 2 tilsvarer fallet i energihøyden,  $H_{e1} - H_{e2}$



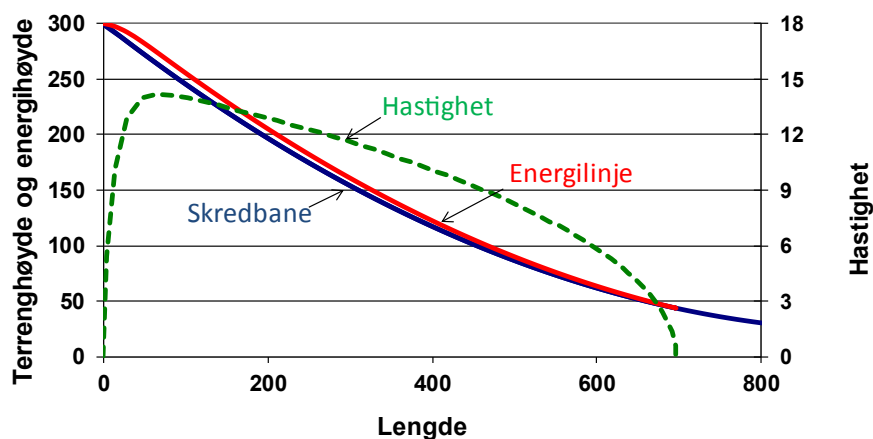
Figur 4.21 Eksempel på grafisk framstilling av energihøydene i et flomskred.

Figur 4.21 viser et eksempel med grafisk framstilling av energihøydene. Det er her tatt utgangspunkt i en 35 m lang del av skredbanen og med helling på 30°. Skredet er i en akselerasjonsfase og har ved  $X=0$  en flyteøyde på 1 m og en hastighet på 5 m/s, som tilsvarer  $H_k=1,25$  m. Den totale energihøyden ved  $X=0$  blir da  $25 + 1,0 + 1,25 = 27,25$  m. Ved  $X=35$  m er stedshøyden 4,8 m og skredet har økt

flyte høyden til 2 m og hastigheten til 8 m/s som tilsvarer  $H_k=3,2$  m. Dette gir en energihøyde på 10,0 m og energitapet fra  $X=0$  og til  $X=35$  m er derved 17,25 m, mens forskjellen i stedshøyde er 20 m. Dette vil si at på denne strekningen har skredmassene brukt deler av den potensielle energien til å øke flyte høyden og hastigheten. Det totale energitapet blir derved mindre enn tapet av potensiell energi og energilinja får en slakere helling enn skredbanen på denne utvalgte strekningen. Energilinjas helling i dette eksemplet er  $25,9^\circ$  mot  $30^\circ$  for skredbanen.

Generelt vil en derfor se at dersom energilinja har en slakere helling enn terrenget så er skredet i en akselerasjonsfase og tilsvarende bremses skredet opp når energilinja er brattere enn skredbanen. Når disse to linjene er parallelle så er hastigheten konstant, og dette representerer skredets maksimale hastighet.

Figur 4.22 viser beregnet fronthastighet og energilinje for et flomskred på grunnlag av likn. 4.16. Det er antatt at skredbanen er en parabelbane og at skredet har en tykkelse på 1 m. Beregningen er basert på en friksjonskoeffisient,  $\mu=0,15$ , og viskositet,  $\kappa=3,3$  kPas.



Figur 4.22 Beregnet hastighet og energihøyde for fronten av et flomskred på grunnlag av likn. 4.16.

Beregningene antyder at flomskredene relativt raskt når opp til en terminalhastighet, i dette eksemplet til ca. 18 m/s. Deretter bremses skredene langsomt ned etter hvert som skredbanen blir slakere. Teoretisk kan skredene stoppe først opp når terrenghellingen er mindre enn friksjonsvinkelen. I dette tilfellet så må hellingen være mindre enn  $8,5^\circ$  ( $\tan 8,5^\circ=0,15$ )

Denne beregningen bygger på svært forenklede forutsetninger og i praksis vil hastighetsforløpet være noe annerledes enn det denne beregningen viser. De viktigste endringene vil blant annet være:

- I utløpsområdet starter skredene oftest som et initialskred og dette skredet eroderer og river med seg nye skredmasser slik at skredet øker i volum og skredtykkelse i utløsningsområdet. Dette fører til at akselerasjonen blir mindre enn beregningene viser og at maksimal hastighet vil oppnås lenger ned i skredbanen
- I utløpsområdet skjer det ofte en separasjon av de grovere massene og de vannrike finstoffholdige skredmassene. De grovere massene vil ha mindre poreovertrykk i slutfasen og vil derved kunne stoppe i brattere terreng enn det som går fram av beregningene. Hastigheten for de grovere massene vil derfor få en hurtigere oppbremsing enn beregnet.
- De finere massene av skredet har ofte lengre utløp enn hovedskredet og de kan også få vesentlig lengre utløp enn beregnet. Eksisterende modeller for utløpsdistanser angir som oftest utløpet for de grovere massene i skredene.

## 4.5 Beregning av utløpsdistanser for flomskred

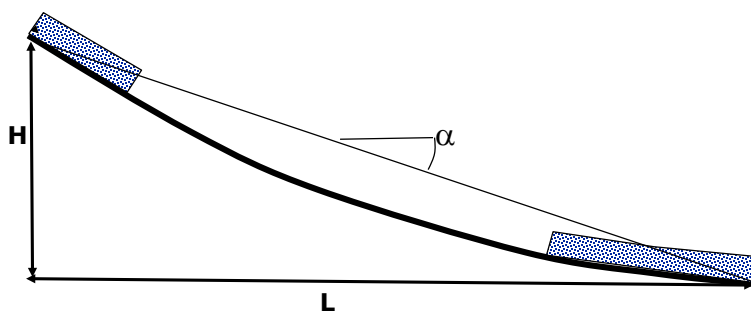
### 4.5.1 Definisjon av utløpsdistanse

Skredenes utløpsdistanse er definert som ytre begrensning av de avsatte skredmassene. Med hensyn til veier, jernbaner og boligområder kan det imidlertid være vanskelig å definere eksakt hva som er skredmasser og hva som er slamfylt vann. Rent praktisk vil en gjerne betrakte utløpsdistansen som ytre begrensning av de skredmassene som er til skade for de konstruksjonene en betrakter. For veier og jernbaner vil dette være de grovere skredmassene som fører til skader og stenginger. Derimot vil suspensjonsstrømmen av vann og finstoff ikke bli inkludert som skredmasser, da disse oftest fanges opp av drencsystemene som er bygget for å ta vare på flomtoppene. Med hensyn til boligområder vil også suspensjonsstrømmene føre til omfattende skader på hager og vil kunne fylle opp kjellere.

Internasjonalt er det vanlig å definere utløpsdistansen på bakgrunn av ytre grense for markerte avsetninger med en viss tykkelse, og derved ikke inkludere de tynne avsetningene med finstoff.

Uttrekningen av skredene kan beskrives ved hjelp av to forskjellige parametere, fig 4.23:

1. Ved avstanden fra utløsningspunktet til ytre begrensning for de avsatte skredmassene.
2. Ved hjelp av utløpsvinkelen, som er vinkelen fra utløsningspunktet og til ytre begrensning for de avsatte skredmassene.



Figur 4.23 Uttrekningen av skredene kan beskrives enten ved lengden,  $L$ , eller ved vinkelen,  $\alpha$ .

Ved planlegging av veier og annen infrastruktur er det ønskelig å kunne anslå utløpsdistansen for potensielle skred som en funksjon av en returperiode. Dette krever gode kunnskaper om terreng- og jordbunnsforholdene for å anslå både hyppigheten og omfanget av nye skred i ethvert område. For å anslå utløpsdistansen er det først og fremst viktig å ha kunnskaper om:

- Dimensjonerende returperiode for nye skred
- Hvilken del av skredmassene som bør definere skredenes ytre begrensning
- Volumet av potensielle skred
- Kornfordelingen i de potensielle skredene
- Forventede poretrykk i de potensielle skredmassene

Den aktuelle returperioden som skal være dimensjonerende vil være avhengig av hvilken type infrastruktur som skal sikres. Generelt kan en godta noe lavere returperioder for veier enn for bygninger (inkl. anleggsbrakker), anslagsvis 20-50 år for veier og vesentlig høyere for bygninger.

All erfaring tilsier at utløpsdistansene for flom- og sørpeskred øker med volumet på skredmassene. En vurdering av terrengforholdene med hensyn til dybde til fjell og lokaliseringen av potensielle glidesjikt i jordmassene kan derfor gi indikasjoner på hvilke volumer det er riktig å regne med dersom et skred skulle løsne.

Generelt vil en også få lange utløp dersom skredmassene er finstoffrike og har et høyt vanninnhold. Kartlegging av korngraderingen i skredenes utløsningsområder og vurdering av tilgangen på fritt vann er derfor en viktig del av grunnundersøkelsene for å vurdere hvilke områder som kan være utsatt for skred.

Et annet forhold som er viktig å ta hensyn til ved vurdering av utløpsdistanse er kanaliseringsgraden. All erfaring viser at skredene bremses kraftig opp fra området der skredene forlater en kanalisert bekkedal og løper ut på en skredvifte eller i åpent landskap. Denne effekten er påvist også ved hjelp av modellforsøk.

#### 4.5.2 Modeller for beregning av utløpsdistanse

Det finnes i dag en rekke undersøkelser hvor kjente skred er kartlagt med hensyn til utløpsdistanse, volum, terrengbanens form og klassifisering av skredmassene. Dette materialet er videre analysert og utviklet til mer generelle formler for beregning av utløpsdistanse. De presenterte modellene kan deles inn i to hovedgrupper, dynamiske og topografiske modeller.

##### Dynamiske modeller

Dynamiske modeller bygger på at en kjenner både profilet for skredbanen og de viktigste fysiske størrelsene og egenskapene for skredet. Skredets egenskaper er gjerne karakterisert ved hjelp av flyte høyde, lengde på skredet pluss friksjonsparameteren og viskositeten. På bakgrunn av disse parametrene er det deretter mulig, for eksempel ved hjelp av likn. 4.17, å beregne skredenes front-hastighet og hvor langt skredet beveger seg. Dersom en har kartlagt en rekke skred kan en så finne de settene med parameterverdier som gir best samsvar mellom beregninger og registreringer. Som vi har sett så tyder disse beregningene på at  $\mu$  bør velges innenfor 0,07 og 0,15 og  $\kappa h^2$  innenfor 1 og 5 kPas/m<sup>2</sup>. Dette gir store variasjoner med hensyn til beregning av hastighet og utløpsdistanse. Hittil har derfor ikke dynamiske modeller fått stor utbredelse for å avklare grensen mellom sikre og skredutsatte områder.

##### Topografiske modeller

Topografiske modeller er karakterisert ved at det bare er kunnskaper om skredbaneprofilet, som inngår i modellene. Derved vil slike modeller være objektive i den forstand at det er bare målbare parametere som inngår i modellen, og ikke parametere som må fastsettes med skjønn, som for eksempel friksjonskoeffisient og viskositet i de dynamiske modellene. En utvidelse av de topografiske modellene er at forventet volum kan inngå, og derved har en også for denne modelltypen innført en subjektivt valgt parameter.

En av de mest anerkjente topografiske modellene internasjonalt er utviklet av Corominas (1996), og beskriver sammenhengen mellom utløpsvinkelen og skredvolumet. Modellen er basert på kartlegging av 71 flomskred med volum mellom 10 000 og 100 000 m<sup>3</sup>. Likningen for utløpsvinkelen er:

$$H/L = \tan(\alpha) = 0,97 \cdot V^{-0,105} \quad (4.18)$$

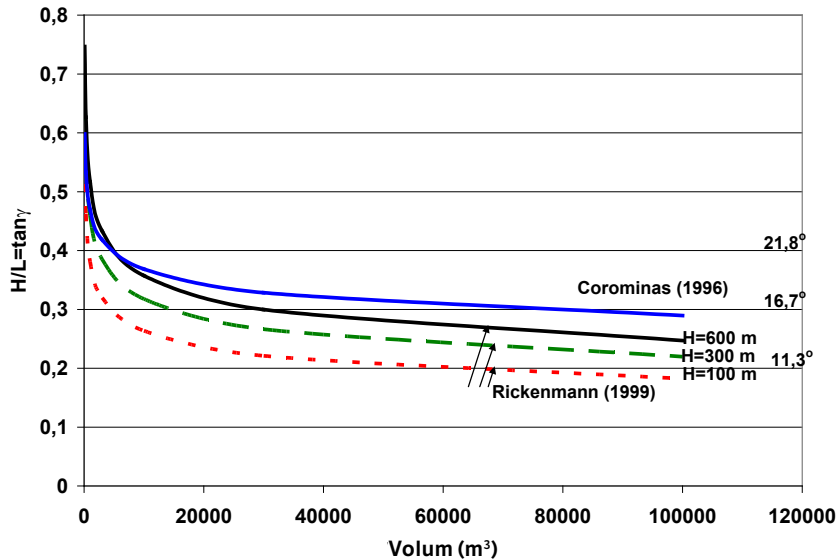
Der V=Skredvolumet (m<sup>3</sup>)

En tilsvarende modell er utviklet av Rickenmann (1999) basert på 160 flomskred i Alpene og hvor det er store variasjoner med hensyn til volum og høydeforskjeller.

$$H/L - \tan(\alpha) = 0,526 \cdot V^{-0,16} \cdot H^{0,17} \quad (4.19)$$

Figur 4.24 viser resultatene for disse to likningene som funksjon av volumet og for høydeforskjeller på 100, 300 og 600 m. Figuren viser at det er store forskjeller i resultatene for disse to modellene. For skred med små høydeforskjeller varierer differensen til tangens til utløpsvinkelene inntil 0,1.

Dersom vi forutsetter en høydeforskjell på 100 m, horisontalt utløpsområde og volum på 40 000 m<sup>3</sup>, er tangens til utløpsvinkelen i følge Rickenmann (1999) på 0,22, som gir en utløpsdistanse på 454 m. Tilsvarende tall for modellen til Corominas (1996) er henholdsvis 0,33 og 303 m. Forskjellene mellom disse to modellene er derfor dramatiske, og viser hvor store variasjonene er med hensyn til strømningsegenskapene til flomskred.



Figur 4.24 Beregnete utløpsvinkler basert på likninger presentert av Corominas (1996) og Rickenmann (1999).

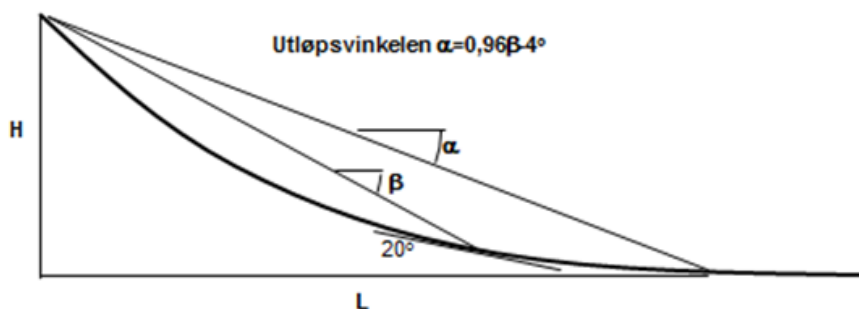
Hovedkonklusjonene en kan trekke ut fra disse modellene er blant annet:

1. Ved volumer mindre enn 10 000 m<sup>3</sup> øker utløpsvinkelen (kortere utløpsdistanser). Dette tyder på at skredene bør ha en viss størrelse for at store poreovertrykk kan bygge seg opp og deretter vare over lengre tid. Utløpsvinkelen for mindre skred vil derfor være i nærheten av friksjonsvinkelen for vannmettede jordmasser.
2. Utløpsvinkelen reduseres når høydeforskjellene er mindre. Dette har sammenheng med at når skredene beveger seg over lengre strekninger med tilnærmet terminalhastighet går all potensiell energi over til varme, og denne energien kan ikke gjenvinnes i utløpsområdet. Minst utløpsvinkel (lengst utløp) må en derfor forvente der skredet starter retardasjonsfasen kort tid etter at skredene har nådd terminalhastigheten.

En tredje type topografisk modell er utviklet ved NGI (Sandersen, pers. komm.) Denne modellen er basert på en tilsvarende modell som er utviklet for snøskred, (Lied og Bakkehøi 1980). Modellen er vist i fig. 4.25, og er basert på oppmåling av en rekke flomskred i Norge.

I denne modellen er utløpsvinkelen beskrevet som en funksjon av β-vinkelen, som er definert som vinkelen fra utløsningspunktet og til punktet i skredbanen som har helling på 20°. 20° punktet er valgt fordi det er i dette området at skredene ofte starter den markerte nedbremsingen og skredene ikke lenger eroderer og øker i størrelse. Den beste tilpasningen for utløpsvinkelen er funnet ved regresjonsanalyse til å være:

$$\alpha = 0,96\beta - 4,0^{\circ} \quad (4.20)$$



Figur 4.25 Topografisk modell for beregning av utløpsvinkelen for flomskred basert på skredbanens helling fram til 20° punktet. (Sandersen 2009)

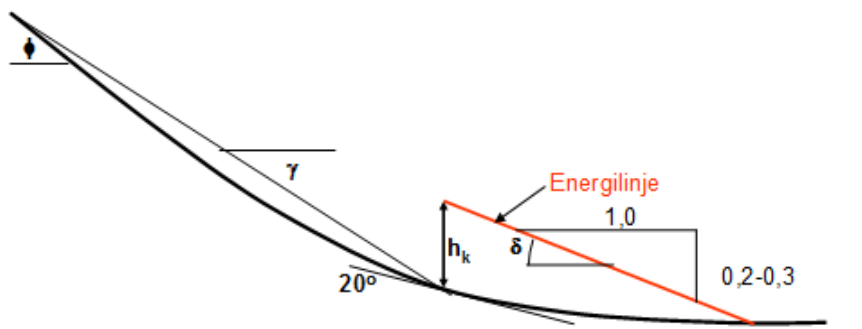
Vinkelen  $\beta$  vil oftest få en større verdi når hellingen i utløpsområdet er stor og ved store høydeforskjeller. Likning 4.20 bekrefter på mange måter forholdene som er funnet av Rickenmann (1999), at større høydeforskjeller gir større utløpsvinkler.

For de kartlagte skredene i Norge varierer  $\beta$ -vinkelen mellom 23° og 30°. Dette gir utløpsvinkler mellom 18,1° og 24,8°, som tilsvarer  $\tan \gamma$  mellom 0,32 og 0,46. Disse verdiene er derfor i det øvre område av likningene til Corominas (1996) og Rickenmann (1999), og som er presentert i fig. 4.24. Det er likevel et samsvar mellom alle disse undersøkelsene, da det er mindre skred, hvor volumet varierer mellom 2000 og 20 000 m<sup>3</sup>, som inngår i det norske materialet.

Når en beregner skredets utstrekning ved hjelp av en vinkel som har utgangspunkt i utløpspunktet, vil selv en liten unøyaktighet i vinkelen gi store utslag i utløpsdistanser. Det er derfor viktig å vurdere om det er mulig å finne et egnet utgangspunkt for en utløpsvinkel lenger ned i skredbanen.

#### Anbefalt fremgangsmåte for beregning av utløpsdistanse

Figur 4.26. viser forslag til en enkel prosedyre for beregning av utløpslengde basert på bruk av energilinje og 20° graders punktet.



Figur 4.26 Forslag til prosedyre for å beregne utløpsdistanse for flomskred.

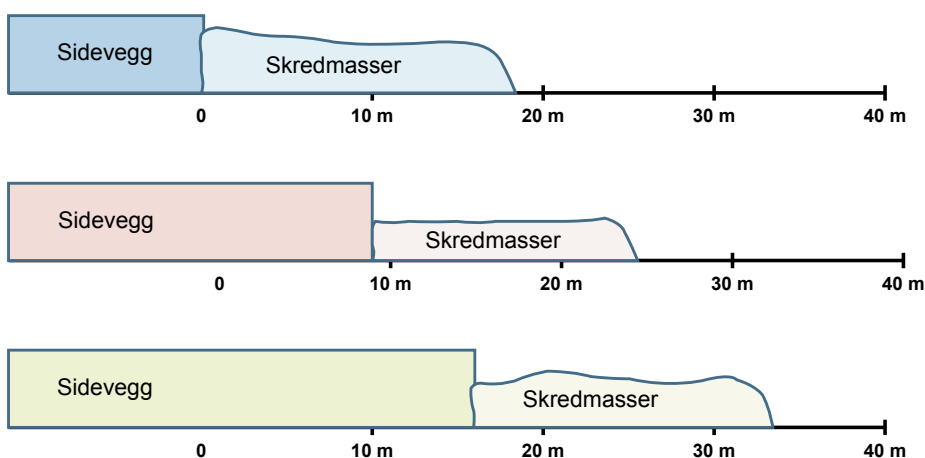
Det er i figur 4.26 tatt utgangspunkt i at de fleste flomskredene har en begrenset hastighet i 20° punktet. Denne hastigheten varierer for de fleste skredene mellom 5 og 10 m/s, og kan for spesielt store skred bli opptil 15 m/s. En hastighet på 10 m/s gir en energihøyde på 5 m, og kombinert med en flyte høyde på 2 m gir dette en samlet verdi for trykk- og hastighetshøyde på 7 m.

Hellingen på energilinja i nedre del av skredbanen er ved tilbakeregning av registrerte skred funnet å variere mellom 0,2 (11,3°) og 0,3 (16,7°). For vurdering av sikre/usikre områder er det naturlig å anta at  $\tan \delta = 0,25$  ( $\delta = 14^\circ$ ). Der en forventer mindre skred eller skredet består av grovere masser bør en



velge en verdi nærmere 0,3. Tilsvarende bør en for store skred og for finstoffrike masser velge verdier nærmere 0,2.

I hvilken grad skredmassene er kanalisert i utløpsområdet har også stor betydning for hvilken helling en bør velge på energilinja. Fig. 4.27 viser resultatene fra et større modellforsøk med flomskred, utført ved US Geological Service hvor en utløste ca. 10 m<sup>3</sup> masse i en 80 m lang renne, Iverson (1997), og hvor massene videre fløt ut på en horisontal flate. I selve renna var det bygd faste sidevegger og i utløpsområdet ble det bygd sidevegger, 0, 10 og 16 m ut fra det horisontale området. Fig. 4.27 viser at lengden på avsetningen av skredmassene er omtrent den samme for alle kanaliseringsgradene, og at utløpslengden øker nesten like mye som forlengelsen av kanaliseringen. Der eventuelle flomskred vil være kanalisert helt fram til vegen eller jernbanen bør en derfor velge en helling på energilinja lik 0,2.



**Figur 4.27 Registrerte utløpsdistanser fra modellforsøk med flomskred.**  
Figuren viser utstrekningen av sideveggene og avlagringen av skredmassene. Etter Iverson (1997)

For praktisk bruk for å bestemme utløpsdistanser vil en for veger og jernbaner foreslå å benytte de to prosedyrene som er gitt i figurene 4.25 og 4.26, og så benytte et gjennomsnitt av disse resultatene.

## 4.6 Beregning av hastighet og utløpsdistanse for sørpeskred

Det foreligger få undersøkelser med hensyn til hastighet og utløpsdistanse for sørpeskred. Det skyldes først og fremst fordi slike skred opptrer med liten hyppighet og det er bare i begrensede områder at denne skredtypen er kjent.

I bratt terreng er det kjent at sørpeskred har fått hastigheter opp til 30 m/s, men mer vanlige sørpeskred som beveger seg i terreng slakere enn ca. 20° får sjelden hastigheter høyere enn 10 m/s.

Sørpeskred er karakterisert ved at den hastighetsuavhengige friksjonen,  $\mu$ , er svært liten. Dette skyldes at snøpartiklene i skredet er lettere enn vannet som omgir partiklene. Disse vil derfor flyte opp og det vil danne seg et sjikt nær bakken med mer eller mindre rent vann, og som har liten eller ingen fasthet. Friksjonsvinkelen,  $\mu$  vil derfor variere mellom anslagsvis 0,01 og 0,05.

Et grovt anslag for beregning av utløpsdistansen for sørpeskred vil være å bruke samme prosedyre som er foreslått for flomskred, fig 4.26. Hastigheten i 20° punktet kan anslås til 20 m/s ( $H_k=2,2$  m), og hellingen på energilinja kan velges lik 0,1:1 (5,7°).



## 5 Skredutløsende faktorer

### 5.1 Faktorer som påvirker sannsynligheten for skred

All erfaring har vist at det er klar sammenheng mellom vær og klima og sannsynligheten for at flom- og sørpeskred blir utløst. For å få skred er det videre en forutsetning at det er tilstrekkelig med snø eller jordmasser i terrenget med nødvendig helling.

For alle skredtyper er det derfor tre faktorer som må være oppfylt for å få utløst skred. Disse er:

**1. Terrenget som har partier brattere enn kritisk hellingsvinkel**

Den kritiske hellingsvinkelen varierer med hva slags type masser som kan rase ut, og den representerer den minste friksjonsvinkelen materialene kan få over tid.

**2. I terrenget må det finnes jord eller snø med begrenset stabilitet**

I fjellsidene må det finnes jord eller snø som har tilstrekkelig mektighet til å utvikle betydelige skredvolum, dersom et initialskred blir utløst. Stabiliteten til massene varierer vanligvis med værforholdene ved at store nedbørmengder over lang tid gradvis reduserer stabiliteten. Redusert stabilitet kan også oppstå på grunn av langvarige prosesser i massene, som utvikling av hulrom på grunn av røtter som råtner, på grunn av mindre initialskred, eller ved menneskelige inngrep.

**3. Det må være en skredutløsende årsak**

Den utløsende årsaken for flom- og sørpeskred er først og fremst store nedbørmengder i form av regn, kraftig snøsmelting eller en kombinasjon av disse. Spesielt viktig er nedbørsintensiteten over en kort periode, oftest i løpet av en time eller kortere tid. Utløsende årsak kan også være menneskelige inngrep som graving/pålastning i kritiske områder og perioder.

For at skred skal representere en fare for mennesker og infrastruktur må skredene i tillegg ha en rekkevidde fram til områder hvor mennesker oppholder seg eller fram til områder som har en betydelig verdi.

Kapittel 3 og 4 beskriver hvilke terrengetyper som er utsatt for skred og hvordan stabiliteten av massene påvirkes av ytre faktorer. Dette kapittelet beskriver først og fremst de kritiske værforholdene som fører til at skred blir utløst, og forsøker å gi råd med å fastsette kritiske terskelverdier for å kunne vurdere faren for skred.

### 5.2 Metoder for å vurdere skredutløsende faktorer for flomskred

I følge Guzzetti et al (2008) er det to metoder som er aktuelle for å finne sammenhengen mellom utløsning av skred og kritiske værforhold. Den ene bygger på empiri og tar hensyn til statistisk sammenheng mellom de aktuelle værparametrene og skredaktivitet. Den andre metoden bygger på statiske analyser av sammenhengen mellom kritiske faktorer for sedimentenes fasthet, værrets påvirkning på disse og resulterende skredaktivitet.

Den empiriske metoden tar bare hensyn til erfaringssammenhenger mellom været og observerte skred. Denne metoden er derfor bare aktuell dersom en skal etablere et varsel for at skred kan utløses i et større avgrenset område, men er dårligere egnet for varsling av skred i bestemte potensielle skredbaner.

Den fysiske metoden forutsetter at en har kunnskap om sedimentene i de potensielle skredområdene og hvordan stabiliteten endrer seg med økende vanninnhold og porevannstrykk og hvordan dette igjen påvirkes av nedbørsforholdene. Den fysiske metoden krever bedre kunnskaper om grunnforholdene enn den empiriske metoden, og kan derfor teoretisk også benyttes til skredvarsling for enkeltområder.

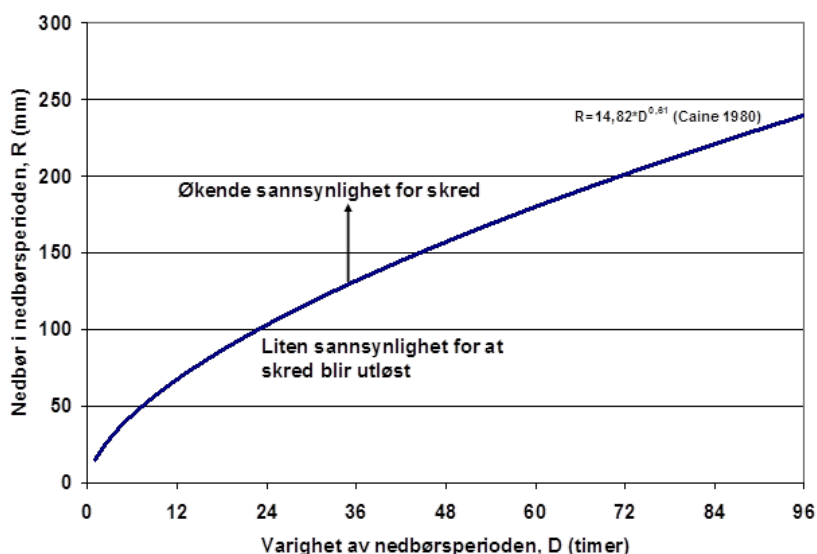
### 5.2.1 Den empiriske metoden

Kraftig nedbør og snøsmelting er de primære årsakene til at flomskred blir utløst. Den første til å undersøke sammenhengen mellom disse faktorene og sannsynlighet for flomskred var Caine (1980). Hans undersøkelser var basert på gjennomgang av de meteorologiske forholdene i forbindelse med 73 skredperioder over hele verden, og han presenterte følgende sammenheng mellom kritisk nedbør og varigheten av nedbørsperioden før skredene ble utløst, fig 5.1:

$$R=14,82 \cdot D^{0,61} \quad (\text{Gyldig: } 10 \text{ min} < D < 240) \quad (5.1)$$

Hvor: R=nedbørsmengden i mm i nedbørsperioden

D=varigheten av nedbørsperioden i timer inntil kritisk nedbørsmengde er oppnådd.



Figur 5.1 Sammenheng mellom nedbør, varigheten av nedbøren og muligheten for at flomskred blir utløst.

Sammenhengen mellom nedbør og skredaktivitet som Caine (1980) presenterte representerer en nedre grense for når en kan forvente skred. Det er relativt få observasjoner som er registrert i underkant av kurven for kritisk grense.

Senere har andre forskere presentert liknende sammenhenger for andre områder og hvor de i stor grad bekrefter resultatene til Caine (1980), men hvor de delvis har kommet fram til andre verdier for konstantene i likn. 5.1. Denne likningen kan derfor generelt skrives som:

$$R=k \cdot D^n \quad (5.2)$$

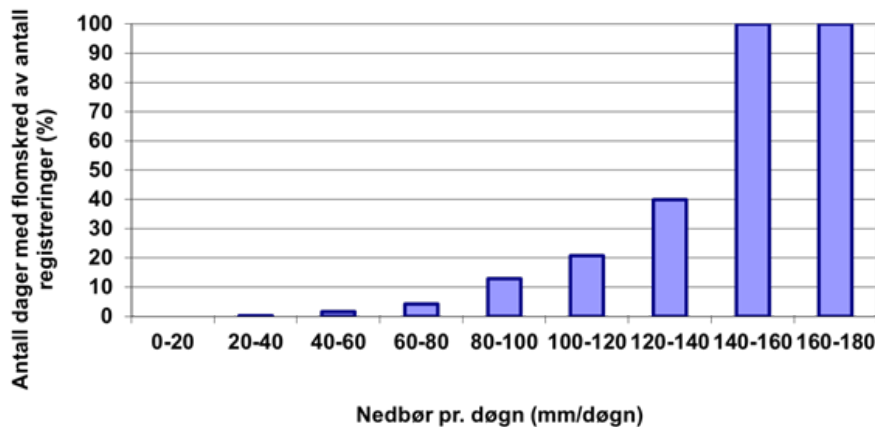
Konstanten k er uttrykk for hvor store nedbørsmengdene må være under korte og intense nedbørsperioder for å få utløst skred. De fysiske forholdene som gir store k-verdier (vanskelig å utløse flomskred) er:

- Store nedbørsfelt
- Sedimenter med stor mektighet i de bratte områdene
- Sedimenter med liten permeabilitet og dermed liten infiltrasjon under nedbør
- Terrenghellinger nær minste kritisk helling

k-verdien vil derved i hovedsak være en funksjon av topografien og grunnforholdene i det undersøkte området.

Eksponenten,  $n$ , gir sammenhengen mellom de kritiske nedbørsmengdene for å utløse skred og varigheten av den kritiske nedbørsperioden. Sedimenter som i stor grad holder på de tilførte nedbørsmengdene vil derfor ha små  $n$ -verdier, mens mer permeable masser vil få  $n$ -verdier nærmere 1.

Forholdet som viser at sannsynligheten for skred avhenger av nedbørintensiteten er blant annet vist av Glade (1998) fra skredanalyser i New Zealand, fig. 5.2. Figuren viser prosentandelen med dager det har vært registrert flomskred ved forskjellige klasser av nedbør pr. døgn. Ved nedbør <80 mm/døgn har det blitt registrert bare ubetydelig med skred. Derimot, dersom nedbøren er over 100 mm/døgn øker sannsynligheten for at skred skal bli utløst vesentlig, og når nedbøren overstiger 140 mm/døgn er det registrert flomskred alle disse dagene.



Figur 5.2 Sammenheng mellom antall dager med flomskred i forhold til antall dager registrert med tilsvarende nedbør. (Glade 1998)

Dersom en har gode observasjoner er det derfor mulig å beregne forskjellige verdier for konstantene i likn. 5.2, slik at en får fram en sannsynlighet for skred ved forskjellige nedbørsmengder. Dette er utført for enkelte områder, og beregningene viser at det er store forskjeller i kritiske nedbørsmengder, dersom det for eksempel er 10 % eller 90 % sannsynlighet for at skred skal bli utløst, se for eksempel Guzzetti et al (2008) og Salciarini et al (2008).

De forskjellige internasjonale undersøkelsene viser store variasjoner med hensyn til kritiske nedbørsmengder. Disse store variasjonene er det naturlig å forvente, og skyldes i hovedtrekk:

- Unøyaktige meteorologiske observasjoner på grunn av store avstander mellom målestasjonene og for liten hyppighet på nedbørsregistreringene
- Svak definisjon av når en skal starte beregningen av akkumulert nedbør (Definisjon av nullpunktet)
- Forskjeller i fuktigheten i bakken når en starter beregningen av akkumulert nedbør
- Store forskjeller i klimatiske forhold
- Forskjeller med hensyn til geologi og topografi

For å redusere variasjonene er det derfor fra flere hold gjort forsøk med å gruppere resultatene med hensyn til klima, geologi og topografi, hvor de mest vellykkede er med hensyn til lokale nedbørsmengder og gruppering i klimasoner, for eksempel maritime og kontinentale klimasoner.

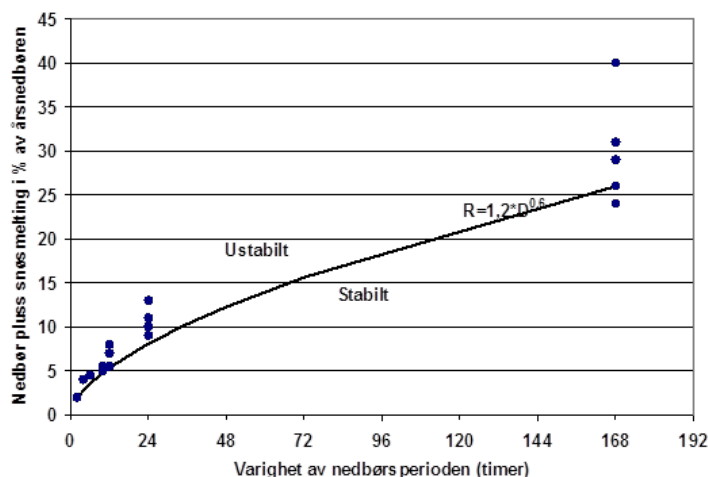
Naturen har ofte tilpasset seg de klimatiske forholdene, og er derfor stabil under vanlige nedbørintensiteter. Aleotti (2004) bemerker at dersom nedbøren overstiger 10 års returperiode er sannsynligheten for skred ca 70 %. Det er derfor fra flere hold gjort forsøk på å gjøre likn. 5.2 mer generell ved å normalisere verdien av  $R$  med gjennomsnittlige eller maksimale nedbørsmengder på de aktuelle stedene. Vanligvis har en brukt gjennomsnittlig årsnedbør (MAP) for denne normaliseringen.

Dette vil si at kritisk nedbørsmengde over en gitt tid, for eksempel 24 timer, uttrykkes som prosent av årsnedbøren. Det vil derfor kreves større nedbørintensiteter i et område med store nedbørsmengder enn i tørrere områder for å utløse skred.

Sandersen et al (1996) har samlet inn data for flere norske skred. I dette datamaterialet representerer nedbøren summen av nedbør og snøsmelting og dataene ble analysert både med hensyn til sammenheng mellom nedbør og varighet, og ved å normalisere nedbøren med hensyn til årsnedbøren. Han fant best sammenheng ved å bruke normaliserte nedbørsdata, og presenterte følgende sammenheng for norske forhold, fig 5.3:

$$RN=1,2*D^{0,6} \quad (5.3)$$

Hvor RN=kritisk nedbør og snøsmelting i % av gjennomsnittlig årsnedbør (MAP). Dersom MAP=1200 mm er denne likningen nesten identisk med den opprinnelige likningen til Caine (1980)



Figur 5.3 Kritisk nedbør for utløsning av flomskred. (Sandersen et al 1996).

Likn. 5.3 sier at i løpet av 24 timer må summen av nedbør og snøsmelting være minst 8 % av årsnedbøren for å få utløst flomskred. Dersom det er sammenhengende nedbør i 48 timer er tilsvarende verdi 12,2 %.

Figur 5.3 representer, som for Caine (1980), en nedre terskelverdi, men i denne undersøkelsen er det også tatt med beregnet snøsmelting i perioden før skredene ble utløst. Alle undersøkelser av flomskred i områder bekrefter at effekten av snøsmelting er viktig, og Sandersen et al (1996) viser også at i områder med innlandsklima i Norge utløses de fleste flomskredene i månedene april og mai. Snøsmelting målt i mm/døgn blir regnet for hver dag i nettportalen [www.xgeo.no](http://www.xgeo.no).

Guzzetti et al (2008) har gått gjennom data fra en rekke artikler og har sett på effekten av å normalisere dataene med hensyn til årsnedbør og maksimal nedbørsintensitet. De fant bare en svak bedring av nøyaktigheten, og da først og fremst for kortvarige nedbørsperioder (<48 timer). De forklarer dette med at for lengre nedbørsperioder er fuktingen og infiltreringen i grunnen en viktig faktor, og den effekten kan vanskelig uttrykkes som en funksjon av årsnedbøren. For øvrig mener de ut fra datamaterialet at i klimasoner representert med mildere maritimt klima og fjellområder har varigheten av nedbørsperioden større betydning enn i andre klimaområder.

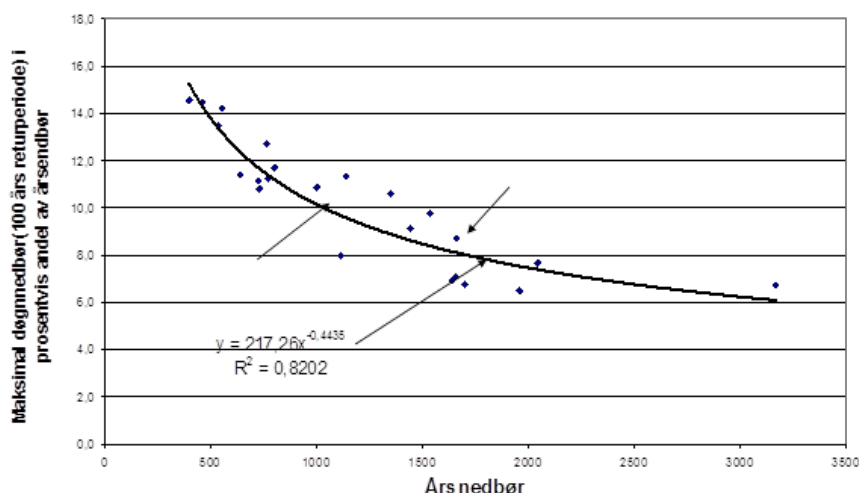
Normaliseringen av likn. 5.2 bør prinsipielt gjøres med hensyn til gjennomsnittlige eller ekstreme nedbørsmengder for den samme tidsperioden som brukes for kritisk nedbør. Dette vil i mange

sammenhenger være ca. et døgn, mens den kritiske nedbørsintensiteten for å få utløst skredene oftest skjer innenfor en tidsperiode på en time eller mindre. Det er derfor stort behov for å normalisere kritiske nedbørsmengder med hensyn til relativt korte tidsintervall.

Sandersen (2009) har vist at det i Norge er en statistisk sammenheng mellom maksimal døggnedbør med 100 års returperiode (RD100<sub>max</sub>) og gjennomsnittlig årsnedbør (MAP):

$$RD100_{\max} = 2.1726 \cdot MAP^{0.5565} \quad (5.4)$$

Denne sammenhengen er vist grafisk i figur 5.4. Figuren viser at store nedbørsintensiteter i forhold årsnedbøren skjer oftere i tørrere områder enn i nedbørrike områder. For eksempel tilsier likn. 5.4 at maksimal døggnedbør med returperiode 100 år utgjør ca. 10 % av årsnedbøren når denne er 1000 mm og bare 6 % ved 3000 mm. Dette tilsier at sannsynligheten for å få utløst skred skjer ved relativt mindre relative nedbørsmengder enn likn. 5.3. og fig. 5.3 tilsier.

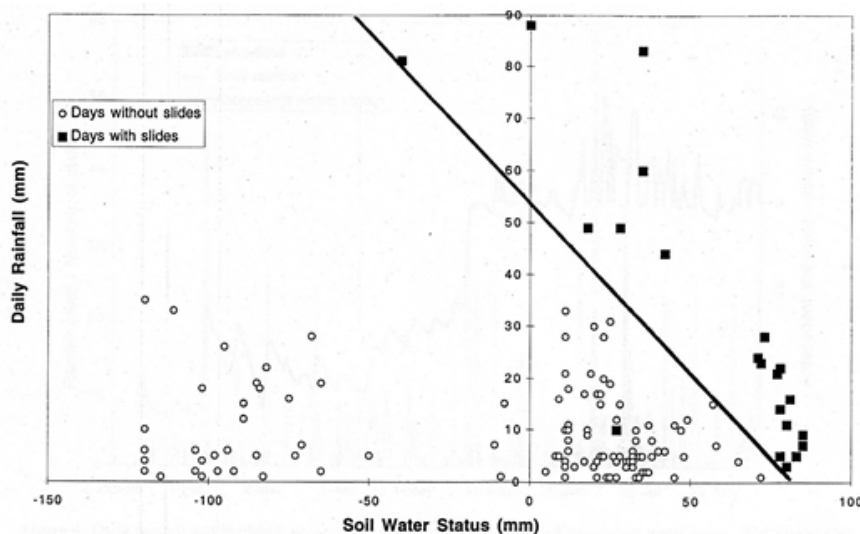


Figur 5.4 Sammenheng mellom maksimal døggnedbør med returperiode 100 år og gjennomsnittlig årsnedbør, (Sandersen 2009).

### 5.2.2 Den fysiske metoden

Den fysiske metoden bygger på antakelsen om at det er mulig å anslå reduksjonen av fasthet i sedimentene dersom en kjenner sedimentenes egenskaper, metningsnivået i sedimentene og nedbørsintensiteten i det øyeblikk skredene utløses. Den fysiske metoden tar derfor i større grad hensyn til nedbørsforholdene og snøsmeltingen i lengre tid før den intense nedbørsperioden starter. Metoden gjør det også mulig å ta hensyn til lokale variasjoner for sedimentenes fysiske egenskaper.

Betydningen av metningsnivået av jordmassene med hensyn til kritisk nedbør for å utløse skred er tydelig demonstrert av Crozier (1999) i forbindelse med analyser av en periode med stor skredaktivitet i Wellington, New Zealand, fig. 5.5. I denne undersøkelsen ble vannivået beregnet hver dag i et bestemt nivå. Minus-verdier representerer forhold hvor vannet holdes på plass av kapillærkrefter, mens for pluss-verdier ligger vannivået over målepunktet.



**Figur 5.5** Registrering av dager med hensyn til metningsnivå og nedbør. De åpne sirklene representerer dager uten samtidige skred, mens de fylte sirklene er skreddager. Den heltrukne linja er grense for dager med og uten skred (Crozier 1999).

En ser av figur 5.5 at det er registrert bare et skred ved negative poretrykk, mens det i forbindelse med store positive poretrykk er registrert skred ved relativt beskjedne nedbørsmengder pr. døgn.

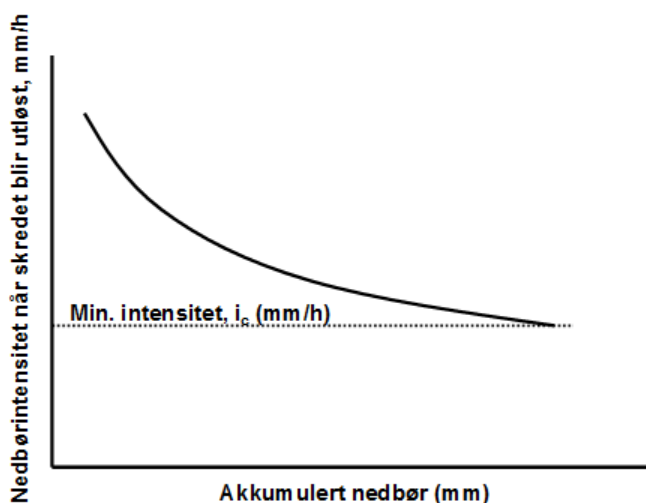
Betydningen av tidligere nedbør med hensyn til å heve metningsnivået og derved redusere nivået for å utløse flomskred er også påvist av Wiczorek og Glade (2005) fra en undersøkelse i California. I alt 22 perioder med intens regnvær ble delt i tre grupper, avhengig av nedbørsforholdene i perioden før den intense nedbøren, og konklusjonene var:

- Det ble ikke registrert skredaktivitet dersom det hadde vært mindre nedbør enn 280 mm i forkant av den intense nedbøren.
- Alle skred ble registrert i perioder med stor nedbørsintensitet og hvor det hadde falt mer enn 280 mm nedbør i forkant
- Det ble ikke registrert skredaktivitet dersom nedbøren i forkant oversteg 280 mm, men nedbøren hadde falt over lang tid, slik at jordmassene hadde lavt metningsnivå.

Disse resultatene er også i overensstemmelse med erfaringene fra felt- og modellforsøkene til Ochiai et al (2007) som er referert i avsnittene 4.3.1 og 4.3.2, hvor skredene ikke ble utløst før massene i utløsningsområdet hadde fått positive poretrykk.

Dersom sedimentene ikke er oppbløtt tilstrekkelig før den intense nedbøren starter opp, vil det derfor være nødvendig med større nedbørintensiteter enn når jordmassene har liten fuktighet. Takahashi (2007) har presentert prinsipptegningen som er vist i fig. 5.6 for å vise denne sammenhengen.





**Figur 5.6** Nødvendig nedbørsintensitet som funksjon av akkumulert nedbør for å få utløst flomskred, etter Takahashi (2007)

X-aksen som representerer de akkumulerte nedbørsmengdene må defineres med hensyn til hvordan en fastsetter tidspunktet for målingene og hvilken vekt en skal tillegge nedbøren som har falt flere døgn tidligere.

I stedet for akkumulert nedbør kan en ta utgangspunkt i beregnede verdier for vannmetningen av jordmassene i de aktuelle områdene. I Norge vil en for eksempel finne metningsgraden for hele landet i nettportalen [www.xgeo.no](http://www.xgeo.no). Dette blir beregnet hver dag på bakgrunn av HBV modellen og presenteres i kart med celler på 1 km<sup>2</sup>. HBV modellen er en nedbør-avløpsmodell, som på bakgrunn av observert nedbør, lufttemperatur og beregnet snøsmelting beregner avløp fra et vassdrag og vannmengden i markvannssonen. Resultatene av beregningene viser metningsgraden i % av maksimal metningsgrad i perioden 1980–2010, Beldring et al 2003.

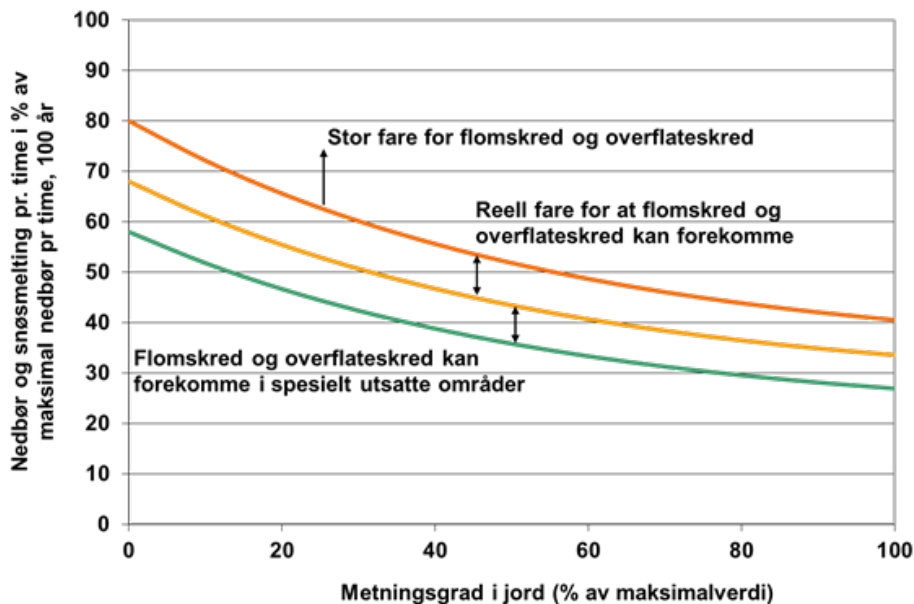
Y-aksen representerer i den fysiske modellen en kritisk nedbørsintensitet. Takahashi (2007) bruker mm/h i sine diagrammer. Dette er muligens en noe lang tid, fordi erfaring tilsier at initialskredene oftest inntreffer i perioder med korte og svært intens nedbør eller snøsmelting. Det er også en fordel om den kritiske nedbørsintensiteten,  $i_c$ , kan normaliseres med hensyn til maksimalverdier for det aktuelle området, fortrinnsvis på timenivået.

Den fysiske metoden for å kunne anslå kritiske terskelverdier for utløsning av flomskred krever egentlig at en har god kunnskap om de geologiske og topografiske forholdene i skredenes løsningsområde slik at effekten av metningsgraden kan anslås for hvert område. Dette er sjelden tilfelle når en ønsker å varsle fare for skred mot veier og jernbaner. De terskelverdiene som en ønsker å bruke, må derfor bygge på erfaringsverdier for større områder, og så må en foreta lokale tilpassinger dersom en har mulighet for det.

### 5.3 Klimatiske terskelverdier for vurdering av fare for flomskred

Ved valg av terskelverdier er det både nødvendig å ta hensyn til hvilken sannsynlighet for skred en kan akseptere, og hvilke vær-situasjoner som gir denne sannsynligheten. Med hensyn til akseptabel risiko må en blant annet ta hensyn til konsekvensene av eventuelle skred. For valg av terskelverdier er det valgt å ta utgangspunkt i den prinsipielle figuren presentert i fig 5.6, hvor kritisk nedbørsintensitet og akkumulert nedbør er de kritiske faktorene, fig.5.7. Som Y-akse er valgt timesnedbør i prosent av

maksimal timesnedbør i løpet av en 100 års returperiode,  $RD100_{max}$ . For X-aksen er valgt funksjonen «Vannmetning i jord» fra nettportalen [www.xgeo.no](http://www.xgeo.no). Denne viser beregnet vannmetningen i jordlaget i prosent av maksimal metning i perioden 1980–2010, og beregningene inkluderer effekten både av nedbør og snøsmelting.



Figur 5.7 Forslag til valg terskelverdi for kritisk døgnnedbør i forhold metningsgraden.

Forslagene til valg av terskelverdier som er vist i fig 5.7 er basert på følgende antagelser:

- Ved tørre forhold, metningsgrad=0 %, er det stor fare for skred bare når en når opp til maksimal døgnnedbør som tilsvarer 80 % av 100 års normalen,  $RD100_{max}$ . Dette tilsvarer en returperiode på ca 50 år. De publiserte dataene om betydningen av stor metningsgrad kan tyde på at det er liten fare for skred når bakken er tørr. Det er likevel en mulighet for at flomskred kan utvikles i drensløp ved kortvarig, intens nedbør, selv om det er liten fuktighet i bakken.
- Ved full metningsgrad, 100 %, trengs det minimum 40 % av  $RD100_{max}$ . Dette tilsvarer en returperiode for denne intensiteten på ca 5 år. Når dette kravet er kombinert med full metningsgrad vil det være anslagsvis 10 år mellom hver gang en når dette kravet.
- Ved markvannsnivå 50 % er kravet til nedbør i forhold til  $RD100_{max}$  satt til ca 50 %. Dette tilsvarer en returperiode på ca 10 år.

Rent teoretisk er det først og fremst ved tørre forhold at det er riktig å normalisere med hensyn til maksimal døgnnedbør. Når bakken allerede er vannmettet er det i større grad nedbørmengden i mm som er avgjørende om skred løsner. For å gjøre varslingsrutinene så enkle som mulig er det likevel valgt å bruke felles parameter for både tørr og fuktig mark.

I figur 5.7 er det også trukket opp terskelverdier for når det er reell fare for skred og en lavere sannsynlighet for skred. Disse terskelverdiene representerer ca 85 og 70 % av de valgte verdiene for stor fare for skred.

I løpet av 2013 ble det introdusert organisert varsling av fare for jord- og flomskred i Norge. Tjenesten

er et samarbeid mellom NVE, Jernbaneverket, Statens vegvesen og Meteorologisk institutt. Varselet er tilgjengelig på nettportalen [www.varsom.no](http://www.varsom.no) og dekker hele landet.

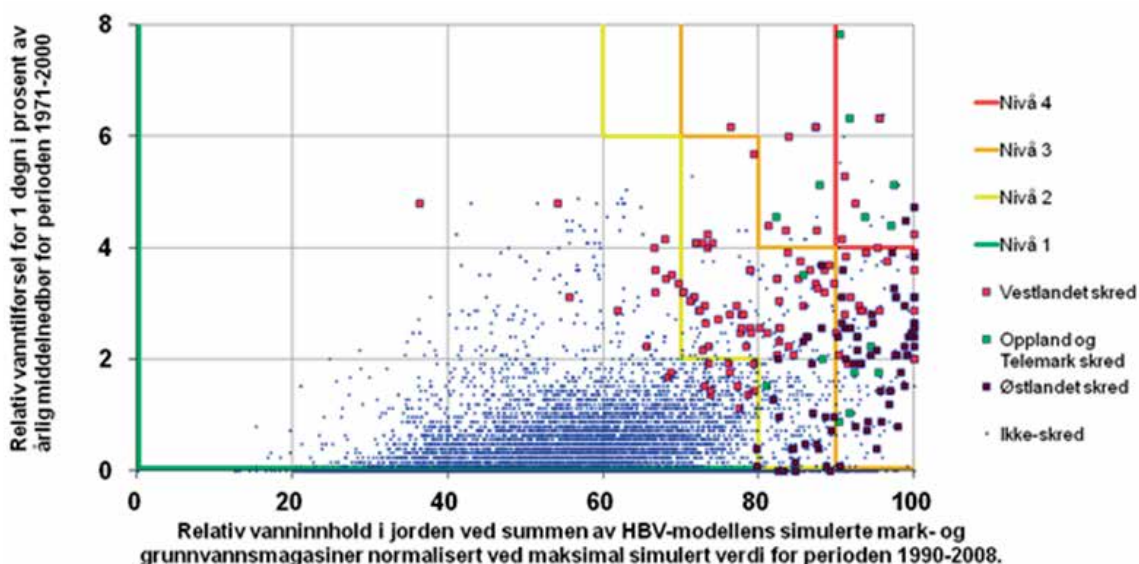
Varslene er basert på studier av sammenheng mellom forskjellige klimafaktorer og skredhendelser i Norge i perioden 1990–2008. I alt er det 206 skredhendelser som inngår i analysemateriale, hvorav 94 skred er registrert på Østlandet og 112 på Vestlandet. De viktigste meteorologiske dataene som inngår i analysen er:

- Lufttemperatur
- Nedbør
- Avrenning
- Snøsmelting
- Vannforholdene i bakken (grunnvannstand, markvannsnivå og vannmetning)
- Teledybde

Verdien for de hydro-meteorologiske variablene er beregnet ved hjelp av HBV-modellen (Beldring et al 2003). Verdien for disse parameterne blir daglig presentert på nettportalen [www.xgeo.no](http://www.xgeo.no).

Ved hjelp av statistiske analyser av 17 ulike hydrologiske variable ble det funnet at de to som ga best samsvar med observerte skredhendelser, var summen av regn og snøsmelting og metningsgraden av vann i jordbunnen, Colleuille et al (2010). Summen av nedbør og snøsmelting er normalisert med hensyn til gjennomsnittlig årsnedbør i perioden 1981–2010. Metningsgraden av vann er også oppgitt som en relativverdi, og er oppgitt i forhold til maksimal beregnet verdi for perioden 1990–2008.

I figur 5.8 er hver observasjon som inngår i analysemateriale vist med et punkt. Dager uten skred er vist med blå farge, mens det er forskjellige farger for dager med skred i de tre regionene som inngår i analysen. De to aksene i figuren er summen av nedbør og snøsmelting og jordas metningsgrad. Figuren indikerer at skred bare er registrert i de tilfellene hvor jorda allerede har stor fuktighet og det samtidig opptrer intens nedbør. Dette er også i overensstemmelse med resultatene til Crozier (1999), fig 5.5.



Figur 5.8 Statistisk analyse av dager med og uten jord- og flomskred. Hvert punkt representerer en av de undersøkte dagene. Streker med forskjellig farge viser inndeling i aktsomhetsnivåer. (Boje og Colleuille 2013)

Resultatene fra analysen presentert i fig 5.8 er videre brukt for å utvikle kriterier for sannsynligheten for jord- og flomskred. For dette formålet ble det utviklet en aktsomhetsindeks. Indeksen uttrykkes som en sum av nedbør og snøsmelting og vannmetning, hvor nedbøren og snøsmeltingen er gitt en vekt på 61 % og vannmetningen 39 %. Dersom vannmetningen er høyere enn 90 % og nedbøren og snøsmeltingen i løpet av et døgn overstiger 6 % i forhold til årets gjennomsnittlige nedbør er aktsomhetsindeksen definert til 1,0. Faren for skred er deretter uttrykt som et aktsomhetsnivå i 4 grader hvor grensene for de 4 nivåene er:

Aktsomhetsnivå	Aktsomhetsindeks
1 Liten fare	0-0,44
2 Middels fare	0,45-0,66
3 Stor fare	0,67-0,82
4 Meget stor fare	0,83-1,0

**Tabell 5.1 Foreslåtte verdier for aktsomhetsindeksen for å klassifisere faren for jord- og flomskred i 4 aktsomhetsnivåer.**

Det laveste aktsomhetsnivået vil bestandig bli valgt dersom den relative vannmetningen er <60 % eller det er beregnet et teledyp > 40 cm. I tillegg til den rent numeriske beregnede verdien for aktsomhetsindeksen vil det også bli foretatt faglige vurderinger basert på annen tilgjengelig informasjon før varslene blir distribuert på [www.varsom.no](http://www.varsom.no).

På figur 5.8 er grensene for de 4 aktsomhetsnivåene tegnet inn, hvor det går tydelig fram at en må både ha fuktig mark og stor tilførsel av vann for å nå opp til de høyere nivåene.

## 5.4 Klimatiske terskelverdier for vurdering av fare for sørpeskred

Sørpeskred blir utløst i forbindelse med hurtig økning av vannmengden i snøen. Tilsvarende flomskred, så er det nødvendig med både et løsmassedekke (snødekke) som kan gjøres ustabil, og det er nødvendig med en skredutløsende vær-situasjon.

Snødekker som kan bli involvert i sørpeskred bør erfaringsmessig være minst 0,5 m i tykkelse for å lagre tilstrekkelige vannmengder. Ved mindre snømengder skjer smelteprosessen så raskt at det ikke er tilstrekkelig med snø igjen til å utløse større skred når snødekket har nådd full metning.

En annen betingelse for å få sørpeskred er at snødekket er relativt porøst slik at det kan lagre store mengder fritt vann. Porøse snødekker er oftest nysnø, og eldre snø som ikke har vært gjennom smelteprosesser. Et snødekke med stor tetthet og lite porevolum vil oftest ha stor tetthet slik at smeltevann og regn i stor grad renner av som overflatevann, og i mindre grad blir infiltrert i snødekket.

Det er i utgangspunktet to typer vær-situasjoner som kan forårsake utløsning av sørpeskred:

1. Kraftig nedbør på et eksisterende snødekke. Kritisk nedbørmengde i slike situasjoner er ca 50 mm nedbør pr. døgn. Slike situasjoner skjer oftest i kystnære områder hvor det ofte er vekslinger rundt 0° C gjennom hele vinteren, og hvor det kan komme store nedbørmengder selv om vinteren.
2. Kraftig snøsmelting, eventuelt kombinert med noe nedbør. Tilstrekkelig snøsmelting til å utløse sørpeskred opptrer oftest sent på våren. De områdene som er utsatt for denne typen sørpeskred er oftest fjellområder i innlandet med kontinentalt klima. Det er gjerne bare i slike områder hvor det er tilstrekkelig med snø igjen i det øyeblikket det blir så varmt at snøsmeltingen når over den kritiske grensen. Kritisk grense for nedbør og snøsmelting er anslagsvis ca 50 mm pr. døgn.

## 6 Sikring av veger og jernbaner

### 6.1 Valg av strategi for sikringen

Målsettingen med sikring av en veg mot skred er å hindre at vegen blir utsatt for skred uten at en derved reduserer kravene til framkommelighet og trafikksikkerhet. For mange strekninger vil det være en uoverkommelig oppgave å bygge en veg eller jernbane som er hundre prosent sikker med hensyn til skred. For slike strekninger vil det derfor være nødvendig med en prioritering av tiltakene.

Ved prioritering av sikringstiltakene er det viktig å ta hensyn til en rekke faktorer som for eksempel:

- Hyppighet av skredene
- Konsekvenser av skredene med hensyn til skader på vegnettet og kostnader til rydding og utbedring
- Konsekvenser for trafikantene med hensyn til stengetid, muligheter for omkjøring og isolasjon av lokalsamfunn.
- Trafikk på vegen med hensyn til trafikkmengde og spesielle trafikktyper, som skolebarnkjøring, fisketransport og viktige bussruter
- Andre skredtyper som også kan stenge vegen
- Kostnader for sikringstiltakene
- Om skredene også kan påvirke annen infrastruktur eller verdifull eiendom
- Om sikring av vegen påvirker vegens generelle kjøreforhold i positiv eller negativ retning.

Statens vegvesen har i flere år arbeidet med utvikling av skredsikringsplaner på regionnivå. I forbindelse med disse planene er det utviklet rutiner for prioritering av skredområder. Dessuten skal alle planer, inklusive planer for skredsikring, konsekvensvurderes ut fra retningslinjene gitt i V712, Konsekvensanalyser. For ytterligere beskrivelse av metoder for prioritering og valg av sikringsnivå vises det til kapittel 9 i V138 Veger og snøskred.

Med hensyn til flomskred og sørpeskred vil det være naturlig å legge stor vekt på konsekvensene av skred i forbindelse med prioriteringer. Disse skredtypene opptrer relativt sjeldent, vanlig returperiode varierer oftest mellom 5 og 100 år. Dette fører til at vegar som er utsatt for slike skred sjelden når opp i prioriteringen etter vanlige kriterier. På den annen side kan slike skred føre til omfattende skader på veg- og jernbanenettet. Dette kan gi langvarige stenginger og kostbare reparasjoner. Derfor bør sannsynligheten for omfattende skader være et viktig grunnlag for framtidige investeringer.

### 6.2 Prinsipper for fysisk sikring

Veger og jernbaner kan sikres fysisk gjennom aktive sikringstiltak i potensielle skredløp; ved omlegging av de utsatte strekningene til sikre områder eller ved fysiske tiltak å hindre at skredmassene stenger vegen eller jernbanen.

Gruppering av de aktuelle tiltakene kan enten foretas etter hvor i skredbanen tiltakene gjennomføres eller etter hvilke prinsipper for sikringen som benyttes. I denne framstillingen vil en i første omgang gruppere tiltakene etter hvor de foretas; utløpsområdet, skredløpet eller utløpsområdet. I neste omgang vil inndelingen bli foretatt etter prinsippet som ligger til grunn for sikringen. De viktigste sikringsprinsipper er, fig 6.1.

- Hindre at skredene blir utløst.
- Redusere omfanget av skredene ved erosjonssikring av skredløpet
- Styre skredmassene til områder hvor konsekvensene av skredene er små
- Tiltak som reduserer utløpslengden for skredene, og derved hindre at skredene når fram til området som skal sikres

- Omlegging av vegen til sikre områder. Med hensyn til beregning av sannsynlige utløpsdistanser henvises det til kap. 4.5 og 4.6 (flomskred og sørpeskred er beskrevet i hvert sitt kapittel) «Beregning av utløpsdistanser»

Ved valg av sikringsmetoder er det viktig å kartlegge området også med hensyn til om det er andre skredtyper som representerer en fare for trafikantene, og at valg av sikringsmetode også tar hensyn til kravene med hensyn til utforming av vegene, N100 Veg og gateutforming.

Utfyllende litteratur om sikring mot flomskred finner en blant annet i Van Dine (1996), Jakob and Hungr (2005) og Bergmeister et al (2009). Dessuten finner en gode råd i EU-prosjektet IRASMOS (<http://irasmos.slf.ch/>).



Figur 6.1 Prinsipper for sikring av veg og jernbaner mot flomskred og sørpeskred.

## 6.3 Sikringstiltak i skredenes løsneområde

### 6.3.1 Generelt

Sikringstiltak i skredenes løsneområde har som formål å redusere sannsynligheten for at skred skal bli utløst. Dette kan gjøres ved å endre drensforholdene i løsneområdet, stabilisere ustabile skråninger eller ved å erosjonssikre ustabile drensveger. Et annet tiltak kan være å legge restriksjoner på endret bruk av terrenget i potensielle skredområder.

Generelt er det vanskelig og kostbart å arbeide i skredenes løsneområder. Det er derfor bare i spesielle tilfeller at det er aktuelt å foreta omfattende fysiske tiltak i disse områdene.

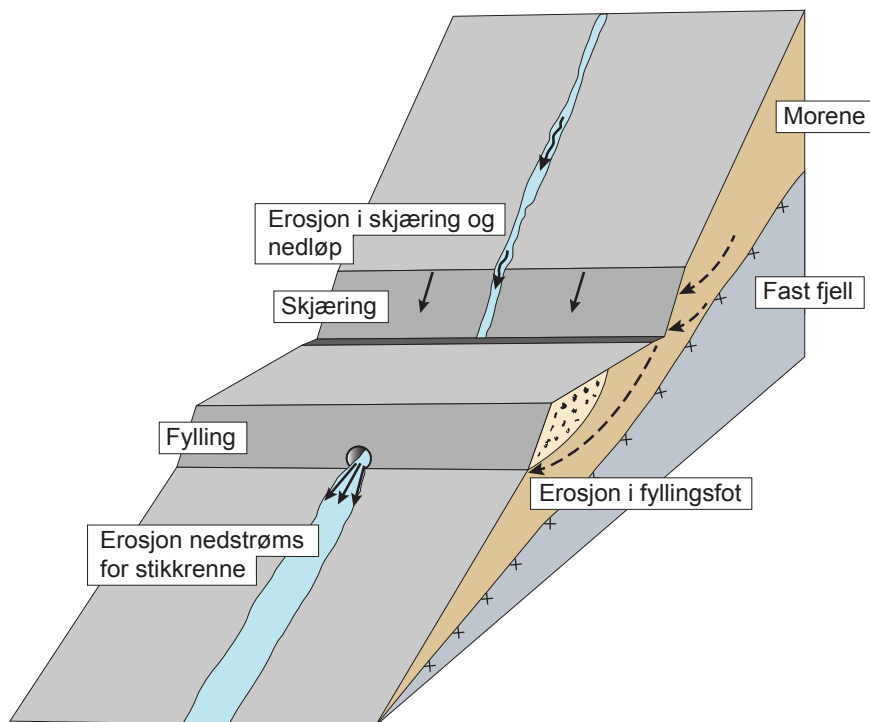
### 6.3.2 Restriksjoner på endret bruk av terrenget i løsneområdene.

En relativt stor andel av kartlagte flomskred har sin årsak i at det er bygd veger eller har vært foretatt hugst i utsatte områder, fig 6.1. Vegbyggingen forårsaker at det blottlegges store sår i terrenget, samtidig som både fyllings- og skjæringssider har en helling større enn kritisk helling på ca 30°. Vegbyggingen vil i mange tilfeller også endre drensforholdene ved at stikkrenner legges på andre steder enn nær de opprinnelige drensvegene, slik at vann kan bli ført ut i terreng uten en naturlig erosjonshud, fig 6.2 og 6.3.



**Figur 6.2 Flomskred utløst under intenst regnvær og ved utløpet av en stikkrenne på en skogsbilveg. Innfjorden, Møre og Romsdal** Foto Frode Sandersen, NGI

Det er vist i kapittel 3.2.2 at flatehugst etter få år vil redusere stabiliteten til skråningene på grunn av at røttene etter hvert råtner opp. Dessuten vil hugsten endre avrenningsforholdene slik at flomtoppene vil bli større etter en hugst. Et annet moment som har stor betydning med hensyn til utløsning av jord- og flomskred er den konsentrerte vannføringen som kan oppstå i hjulsporene etter hugstmaskinene.



**Figur 6.3. Eksempler på hvordan vegbygging i bratt terreng kan gi øket fare for utløsning av flomskred.**

Ved vegbygging i bratt terreng hvor det er fare for at inngrepet i terrenget kan øke sannsynligheten for overflateskred og flomskred er det viktig å ta vare på både stabiliteten og dreneringsforholdene. Både fyllinger og skjæringer må være stabile selv under intense nedbørsperioder. Terrenggrøfter, beskrevet i N200 Vegbygging, bør derfor vurderes både ved foten av fyllinger og toppen av skjæringer. Disse vil hindre at overflatevann strømmer ut på terrengflater uten erosjonshud. Vannet fra terrenggrøftene må føres fram til naturlige dreneringsveger, hvor sannsynligheten for utløsning av flomskred er minimal.

Videre er det viktig å ikke føre vannet fra stikkrenner ut på flater som ikke har en naturlig erosjonshud. Dette vil si at alle stikkrenner skal føres fram til eksisterende bekker eller elver. Flere av flomskredene som er utløst etter vegbygging, skyldes at stikkrenner har gått tett på grunn av massetransport eller av at trær eller greiner har lagt seg foran innløpet. Flomvannet har da funnet nye veger, enten ved at vegen er skylt bort eller ved at flomvannet har strømmet ut på ubeskyttet terreng. Det er derfor viktig å etablere alternative vannveger dersom en av stikkrennene går tett. Dette kan for eksempel gjøres ved å ha ekstra stikkrenner i tilknytning til hovedløpet. Eksempler på alternative dreneringsløp er vist i avsnitt 6.5.5 om sedimentasjonsbasseng.

Med hensyn til gjennomføring av hugst og bygging av skogsbilveger i områder med fare for skred er det gitt detaljerte råd i veilederen «Skogsveger og skredfare» (Fergus et al 2011) og i håndboka «A Guide for Management of Landslide-Prone Terrain in the Pacific Northwest» (Ministry of Forests 1994).

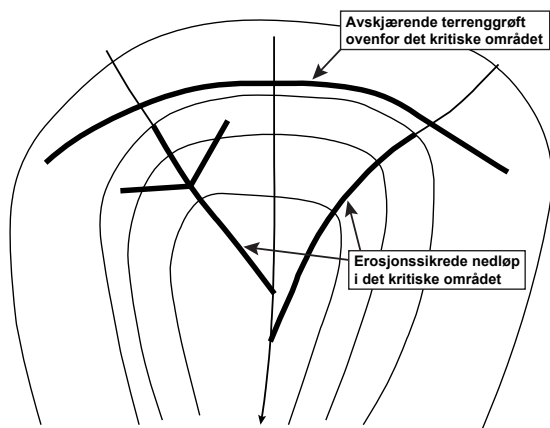
### 6.3.3 Stabilisere potensielle utløsningsområder

Det viktigste, og oftest det enkleste, tiltaket for å stabilisere potensielle utløsningsområder er å etablere skog i de bratte skråningene.

Ved etablering av skog er det viktig å velge planter som er egnet ut fra jordbunnsforhold og klima. Planter i bratt terreng kan også bli utsatt for store sigekrefter fra snødekket. Det kan derfor bli aktuelt å foreta spesielle tiltak for å redusere effekten av slike sigekrefter. Dette gjøres enklest med å ramme ned peler nær hver plante for å beskytte plantene inntil de er sterke nok til å motstå snøens sigekrefter.

### 6.3.4 Endre dreneringsforholdene

Målsettingen med å endre dreneringsforholdene i skredenes løsningsområde er å redusere vannføringen i de kritiske partiene. Endringen kan enten utføres ved å redusere vannføringen til hele området eller ved å føre vannet erosjonssikkert forbi de kritiske partiene, fig 6.4.



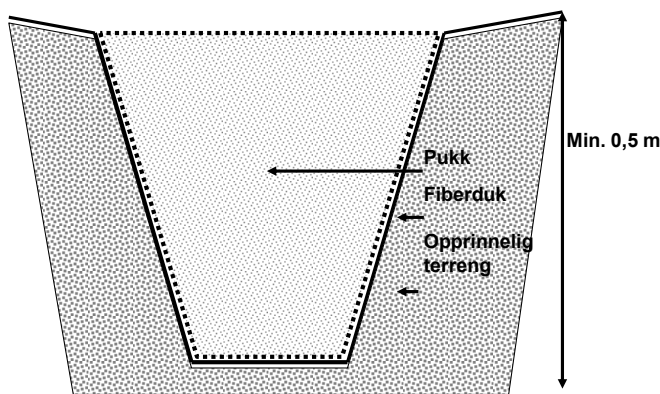
Figur 6.4. Prinsipper for plassering av avskjærende terrenggrøfter ovenfor løsningsområdet og erosjonssikring av dreneringsveger i de kritiske, brattere områdene av løsningsområdet.



Drenering av hele løснеområdet er mest aktuelt der det er relativt slakt terreng ovenfor de bratte partiene hvor skred kan bli utløst. Da vil en oppnå en god effekt ved å bygge terrenggrøfter rundt hele løснеområdet og føre dreneringsvannet fram til andre drensløp hvor det ikke er fare for å utløse flomskred, fig 6.4. Drensgrøftene må ha tilstrekkelig kapasitet til å lede flomvannet til et sikkert område og det må utføres nøyaktige undersøkelser for å forsikre seg om at den økte vannføringen i sideområdene ikke skaper uheldige situasjoner.

Terrenggrøftene bygges ofte som åpne drensgrøfter. Minimum dybde er 0,5 m og helst bør dybden være opptil 1 m. Grøftesidene må være tilstrekkelig slake slik at det ikke forekommer lokale utglidninger i grøftene som fører til at kapasiteten blir redusert. Det er også viktig å erosjonssikre bunnen og sidene av grøftene dersom disse er lange og vil få betydelig vannføring.

Der det er fare for at grøftene vil gro raskt igjen er det bedre å bygge disse som lukkede enn som åpne grøfter. Forslag til utforming av lukkede terrenggrøfter finnes i kap 4 i N200 Vegbygging. I fig. 6.5 er vist et forslag til utforming ved hjelp av fiberduk og pukk.



Figur 6.5 Forslag til utforming av lukket terrenggrøft med bruk av fiberduk og pukkstein.

I selve løснеområdet kan det også være aktuelt å føre vannet erosjonssikkert forbi kritiske partier. En vil da gjerne fange opp vannet i lukkede grøfter og føre dette fram til hovedløpet. Derved reduserer en mengden med overflatevann i det kritiske partiet, samtidig som en kan redusere poretrykkoppbyggingen. De lukkede grøftene i de bratte partiene må føres fram til terreng slakere enn kritisk helling, ca 16°, eller fram til naturlige drensløp med tilfredsstillende erosjonshud.

Der det er fare for sørpeskred er det viktig å hindre at smeltevann blir stående i snødekket ved terskler og flater med tett bunn. Dette kan gjøres ved å gjøre tiltak for å drenere ut smeltevannet så raskt som mulig, for eksempel med å grave eller sprengte ut smale grøfter i drensretningen. Med hensyn til sørpeskred er det derfor ønskelig, i større grad enn for flomskred, at terrenggrøftene bygges som åpne renner, og at de er så smale at de i liten grad fryser til om vinteren.

### 6.3.5 Erosjonssikring av drensløpene i løснеområdet.

I mange utløsningsområder er det erosjonssikringen av drensløpet og foten av de bratte skråningene mot drensløpet som er de kritiske områdene for å få utløst skred. I slike tilfeller kan det være riktig å erosjonssikre drensløpet. Forslag til erosjonssikring finnes blant annet i Jenssen og Tesaker (2009) og i V221 Grunnforsterkning, fyllinger og skjæringer.

## 6.4 Sikringstiltak i skredløpet

### 6.4.1 Generelt

I de fleste tilfeller er skredløpet for flom- og sørpeskred vel definert dersom de følger naturlige drengsveger. Hensikten med eventuell fysisk sikring i denne delen av skredområdet vil være:

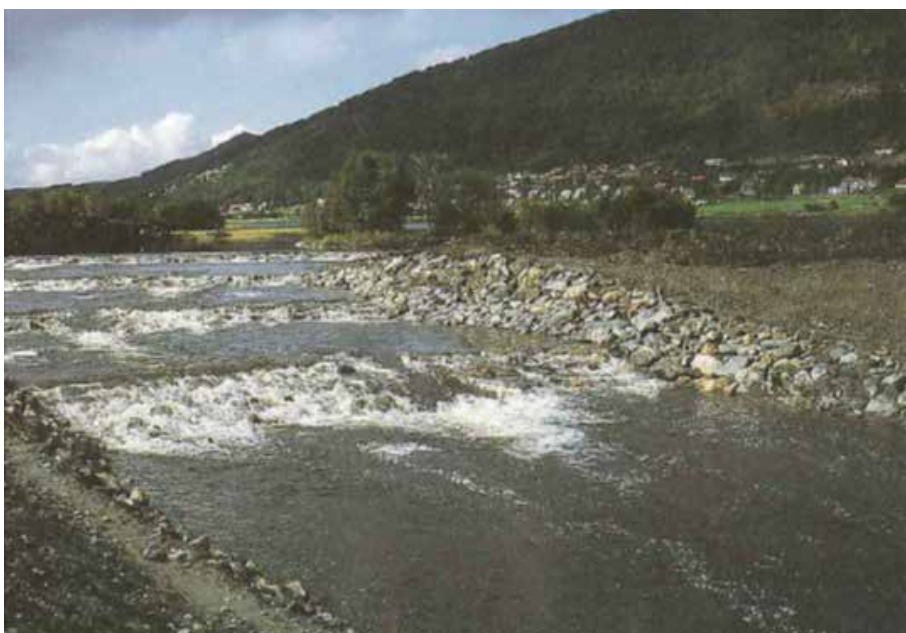
- Hindre at eventuelle flomskred eroderer i skredløpet og at skredene derved øker i volum
- Øke energitapet langs skredløpet for å redusere hastigheten og erosjonspotensialet for skredene. Ved å øke energitapene vil en også redusere skredenes utløpsdistanse.
- Hindre at eventuelle flomskred brer seg ut til siden.

### 6.4.2 Erosjonskontroll langs skredløpet

Erosjonssikring av skredløp vil oftest omfatte:

- Steinsetting av elvebunnen og breddene
- Bygging av ramper i forbindelse med mindre høydeforskjeller i lengdeprofilen.
- Bygging av terskler

I elveløp er det, i tillegg til erosjonssikringen, også viktig å kontrollere hastigheten til vannmassene ved å bygge tiltak som reduserer vannets hastighetsenergi. Dette kan for eksempel gjøres ved å etablere flere terskler nedover i skredløpet. Fig. 6.6 viser eksempel på et elveløp som er sikret med bygging av terskler og hvor vannet mister mye av sin energi hver gang det passerer en av tersklene.



**Figur 6.6** Eksempler på etablering av terskler for å erosjonssikre og øke energitapet i elveløpet, Hareidseelv, Møre og Romsdal. Foto: Bård Andersen/Vassdragshåndboka

Det er utarbeidet detaljerte forslag til erosjonssikring av vassdrag og vist eksempler på gjennomførte tiltak i Vassdragshåndboka, (Fergus et al, 2010).

### 6.4.3 Energikontroll i skredløpet, lukkede kontrolldammer

I skredløp med relativt stor frekvens med flomskred og massetransport, og som har kostbar infrastruktur som skal sikres, er det i flere land bygd en eller flere kontrolldammer i skredløpet, fig. 6.7.

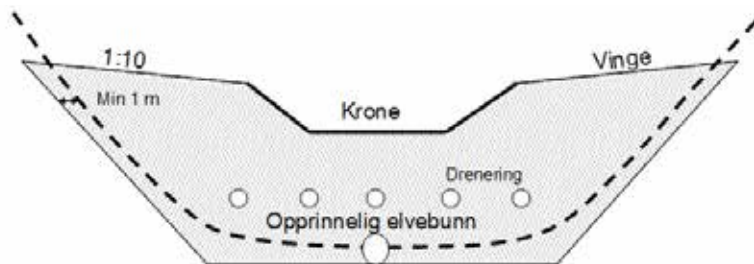


**Figur 6.7** Eksempler på kontrolldammer i skredløp for å redusere massetransporten og øke energitapet langs skredløp, Illgraben, Sveits. Foto: Harald Norem

De viktigste grunnene til å bygge kontrolldammer er:

- På strekningen mellom hver dam blir hellingen på skredløpet redusert, slik at både vannhastigheten og potensialet for erosjon blir redusert
- Ved passering av hver kontrolldam er det et markert energitap, som fører til at vannet får redusert hastighet og eventuelle skred får redusert transportkapasitet
- I den første tiden etter at kontrolldammene er bygget, vil disse også holde igjen vesentlige mengder med transporterte sedimenter og masser i flomskredene. Etter at arealet oppstrøms for dammene er fylt opp av masser vil denne effekten være redusert.

Kontrolldammene bygges tvers på elveløpet og utformes med en krone for overløp og vinger på begge sider for erosjonssikring av elvebreddene, fig. 6.8.



**Figur 6.8** Utforming av lukkede kontrolldammer. Disse utformes med en krone for overløpet og vinger på begge sider for å sikre elvebreddene mot erosjon.

En forutsetning for at kontrolldammene skal fungere tilfredsstillende er at bredden på krona og høyden på vingene er tilstrekkelig til at flomvannet og flomskredene ikke renner over toppen av vingene. Belastningen på krona er betydelig på grunn av stein som føres med flomskredene og denne bør derfor sikres med stålplater.

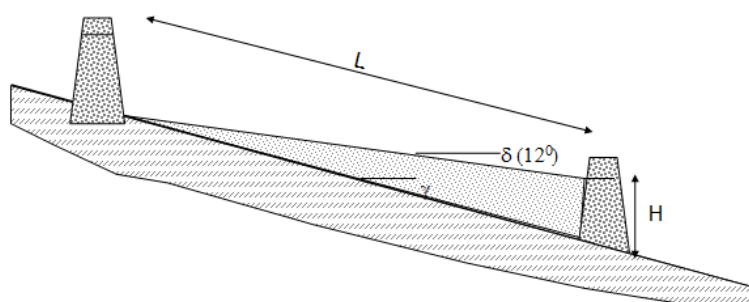
Vingene bør ha en liten stigning mot elvebreddene for å hindre at spesielt store skred vil erodere disse. Det er også viktig at vingene bygges inn i elvebreddene, anslagsvis minst 1 m, dersom skredene eroderer elvebreddene oppstrøms for kontrolldammen.

Kontrolldammer bygges oftest av armert betong, men de kan også bygges av uarmert betong eller som tørrmurer. I de siste årene har det også vært brukt nettkonstruksjoner for å etablere kontrolldammer. Best resultat med nettene har en oppnådd der skredene følger smale forsenkninger og det er relativt enkelt å montere nettene til elvebreddene, fig 6.9. Nettene har vist seg effektive til å holde igjen masser i skredet samtidig som de hindrer at det bygger seg opp store poretrykk mot nettene.



Fig. 6.9 Eksempel på bruk av fangnett for etablering av en lukket kontrolldam. Foto: Geobrugg AG

Der det er fare for erosjon over lengre strekninger av skredløpet er det nødvendig å bygge flere kontrolldammer. Avstanden mellom disse er først og fremst avhengig av hellingen på skredløpet og høyden på dammene. I fig 6.10 er det vist forslag til hvordan en kan anslå minimum avstand mellom dammene. I dette forslaget er det antatt at hellingen fra foten av en dam til krona på den neste ikke skal overstige hellingen til flomskredavsetninger. Denne er anslagsvis 10–15°, avhengig av vann- og finstoffinnhold. I figuren er det tatt utgangspunkt i en helling på 12°.



Figur 6.10 Kriterier for å fastsette minimumsavstanden mellom lukkede kontrolldammer.

Minimumsavstanden,  $L$ , mellom hver kontrolldam blir ut fra fig 6.9:

$$L = \frac{H}{\tan \alpha - \tan \delta} \quad (\text{m}) \quad (6.1)$$

der  $\alpha$  er skredløpets helling,  $\delta$  er hellingen til skredavsetningene og  $H$  er høyden på kontrolldammene.

Ved utforming og dimensjonering av kontrolldammene er det viktig å legge vekt på blant annet:

- Valg av høyde
- Fundamentering
- Erosjonssikring av foten

Høyden på kontrolldammene velges oftest mellom 3–5 m, men det er bygget dammer helt opp til 15 m høye, (IRASMOS). Ved store høyder blir sidebelastningene på dammene svært store, samtidig som det er vanskelig å erosjonssikre foten av dem.

Ved bygging av dammene er det viktig å legge vekt på fundamenteringen. I første omgang fundamenteres de som en vanlig støtteforbygning, men hvor det også må legges vekt på hydrauliske gradienter langs strømlinjer som går under foten av fundamentet. Dersom en velger å ikke tilbakefylle masser på oppstrøms side av dammen, må denne også beregnes for skredkrefter i tilfelle flomskred opptrer før vanlig massetransport har fylt opp masser mot dammen.

Trykket flomskred utøver mot vertikale flater kan anslås ut fra prinsippene for stagnasjonstrykket for vann. Der en kontinuerlig væskestrøm renner mot en vertikal flate er stagnasjonstrykket,  $p_s$ , lik:

$$p_s = 0,5 \cdot k \cdot \rho_s \cdot v^2 \quad (\text{Pa}) \quad (6.2)$$

Der  $k$  er en konstant,  $\rho_s$  er væskens tetthet og  $v$  er hastigheten.

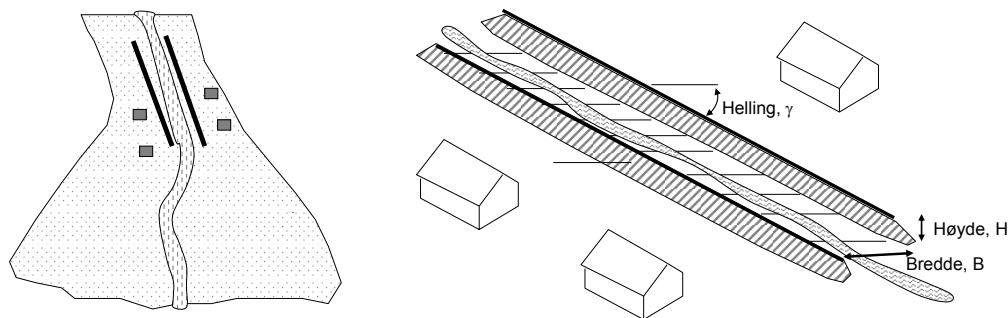
Konstanten,  $k$ , representerer effekten av at skredmassene har en viss fasthet og at det kan være store partikler i skredene. Hübl et al (2009) har foretatt tilbakeregninger etter flere skred og oppgir at  $k$ -verdien vanligvis varierer mellom 5,0 og 7,5. Tettheten til flomskredet kan anslås til 2000 kg/m<sup>3</sup>.

Ved utformingen av elveløpet nedstrøms for kontrolldammene er det viktig å legge vekt på erosjonssikringen. Dersom dette ikke gjøres kan en få så stor erosjon at den undergraver fundamenteringen av kontrolldammen. Med hensyn til utforming og dimensjonering av erosjonssikring bak terskler og dammer vises til Vassdragshandboka, Fergus et al (2010) eller annen relevant litteratur om erosjonssikring av elver og elveforbygninger.

En detaljert oversikt over utforming og dimensjonering av kontrolldammer er presentert i den østerrikske håndboka av Bergmeister et al (2009)

#### 6.4.4 Tiltak for å hindre skredene å bre seg ut til sidene.

Der det er fare for at flomskred eller sørpeskred kan bre seg ut til sidene i skredløpet kan det være riktig å kanalisere skredløpet ved hjelp ledevoller eller ved å bygge en erosjonssikret kanal, fig 6.11.



**Figur 6.11** Eksempler på bruk av ledevoller eller flomvern for å hindre at flomskred eller sørpeskred bre seg ut til siden i skredløpet.

I forbindelse med kanaliseringen av skredløpet er det viktig å legge vekt på å unngå at eventuelle skredmasser ikke stopper opp i den etablerte kanalen. Hvis fronten av skredet stanser opp i kanalen vil skredmasser lenger bak i skredet lett flyte over sidevollene, og derved skade infrastruktur eller ta en retning hvor det ikke er bygget sikringstiltak.

Ledevoller eller flomvern som er bygget i skredløpet bør derfor bare benyttes der en har rimelig grunn til å tro at skredmassene vil holde seg i bevegelse uten vesentlig nedbremsing. Kanaliseringen av skredløpet bør derfor foretas der hellingen i elveløpet er tilstrekkelig stor, og kanalen bør være så rett som mulig og ha et jevnt fall.

Det er rapportert fra undersøkelser i British Columbia, Canada, at det er minimalt med skredavsetninger i kanaliserte løp dersom hellingen er større enn 12° (21 %), Van Dine (1996). Helst bør hellingen være større enn denne vinkelen, men dersom dimensjonerende skred er finstoffrikt kan en redusere kritisk helling til ca 10° (18 %).

Høyden på vollene, eller dybden på kanalen, bør være minimum 4 m, og vollene må ha jamt fall. Dersom det er forskjeller i hellingen på kanalbunnen, bør dette føre til at vollhøyden økes ved passering av fordypningene, slik at vollkrona får konstant fall. I forbindelse med all bruk av voll mot skred er det ønskelig at vallsidene mot skredet bygges så bratte som mulig.

Kanalen må ha tilstrekkelig kapasitet for å hindre at skredmassene går over sidene. Hungr et al. (1984) etablerte en sammenheng mellom massetransporten ( $m^3/s$ ) og volumet av skredene ( $m^3$ ) basert på undersøkelser i British Columbia:

$$Q = 200 + 0,008 \cdot V \quad (6.4)$$

der  $Q$ =massetransporten i  $m^3/s$  og  $V$ =skredvolumet i  $m^3$ .

Dersom skredvolumet varier mellom 10 000 og 30 000  $m^3$  og skredets hastighet er 5 m/s, vil massetransporten være mellom 280 og 440  $m^3/s$  og nødvendig strømningsareal er mellom 56 og 88  $m^2$ . En bør ikke utnytte mer enn ca 75 % av kapasiteten til en skredkanal av hensyn til usikkerheten med hensyn til størrelse på skredet, hastigheten og muligheten for at skredmassene bremses opp i kanalen. Basert på at en slik kanal skal ha tilfredsstillende sikringseffekt for skredvolumer opptil 30 000  $m^3$ , bør bredden på kanalen være ca 30 m når vollhøyden er 4 m.

Det er ønskelig at en eventuell kanal etableres i direkte forlengelse av skredløpets retning ovenfor kanalen. Dersom kanalen har en vinkel i forhold til skredløpet må høyden på den utsatte siden økes ut fra hastigheten og vinkelen. Dimensjonering av ledevoller for å styre skredmassene blir behandlet i avsnitt 6.5.2 Ledevoller.

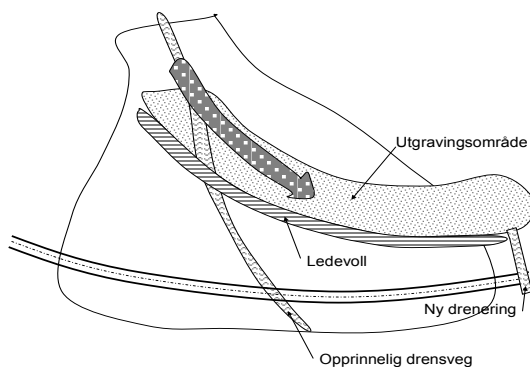
## 6.5 Sikringstiltak i utløpsområdet

### 6.5.1 Generelt

De fleste sikringstiltakene vil bli bygd i skredenes utløpsområde fordi dette området har best tilgjengelighet for maskiner og ligger nær opptil den infrastrukturen som skal sikres. Vanligvis vil de fleste tiltakene enten ha som formål å lede skredmassene til egnede områder eller å redusere skredenes utløpsdistanse. Innenfor den første gruppen finner vi ledevoller, overbygg og bruer, mens det i den andre gruppen er bremsekonstruksjoner, åpne kontrolldammer og sedimentasjonsbasseng som er mest aktuelt. Der en ønsker å stoppe skredene vil det ofte være aktuelt å kombinere to eller flere av de aktuelle tiltakene.

### 6.5.2 Ledevoller

Ledevoller brukes for å styre skredmassene mot et område hvor de ikke gjør skade. Fig. 6.12 viser et eksempel på bruk av ledevoll som er satt opp på en skredvifte og som skal styre skredmassene parallelt med vegen og til et område hvor det er plass til store skredavsetninger. Annen bruk av ledevoller kan være å styre skredmassene mot bruer, over tunneler eller over skredoverbygg.



Figur 6.12 Eksempel på bruk av ledevoll for sikring av veg.

En forutsetning for at ledevollene skal gi tilstrekkelig sikkerhet er at det legges stor vekt på både lokaliseringen, utformingen og dimensjoneringen av vollene. De forholdene en bør legge mest vekt på er:

- Vinkelen mellom skredets og vollens retning og eventuelle retningsendringer av vollen
- Hellingen langs vollkrona og hellingen i skredløpet i skredets retning
- Høyden på vollen
- Helling på skredsiden av vollen
- Utforming av utgravingsområdet
- Dreneringen av vollområdet og vegen
- Erosjonssikring av området

Ledevoller er også en mye brukt sikringsmetode for andre skredtyper, og mer detaljerte råd for bygging av ledevoller er gitt i V138 Veg og snøskred.

### Vinkelen mellom skredets og vollens retning

All erfaring med bruk av ledevoller er at vinkelen mellom skredet og vollen ikke bør overstige en kritisk verdi. Helst bør denne vinkelen ikke være større enn 10–20°, men en har også oppnådd tilfredsstillende resultat med vinkler opp mot 30°. Med hensyn til flomskred og sørpeskred, som består av masser med liten fasthet er det spesielt viktig at denne vinkelen ikke blir for stor.

I forbindelse med sikring av veger og jernbaner er det ofte ønskelig å styre skredmassene parallelt med vegen, før de stopper opp i markerte forsenkninger eller utgravingsområder ved siden av vegen, fig 6.13. Dette krever at skredmassene får en vinkelendring som er langt større enn 20–30°. Dersom en velger en slik løsning må vollene få en gradvis vinkelendring slik at retningsendingen av skredene ikke skjer for fort, og vollene må få tilstrekkelig høyde der vinkelen mellom skredene og vollene er stor. Dessuten er det viktig at en har et tilstrekkelig stort område i enden av vollene for å lagre skredmassene som føres langs vollene.

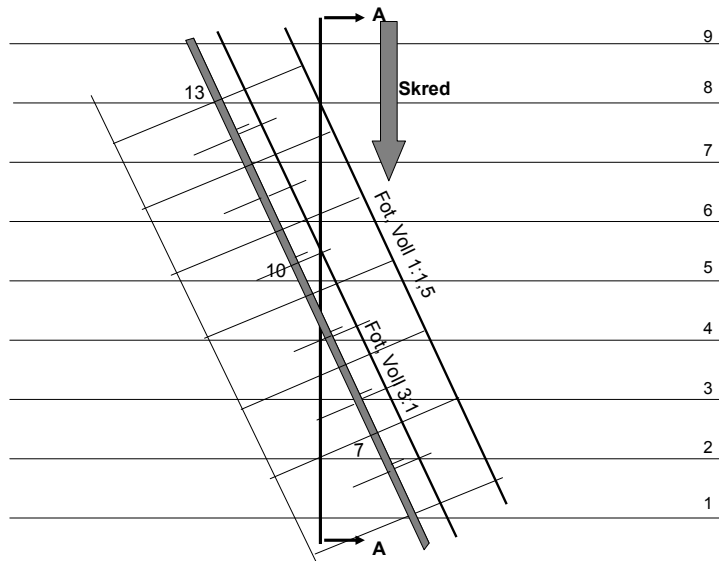


**Figur 6.13** Eksempel på ledevoll for sikring mot snøskred og sørpeskred. Vollkrona er dessverre ikke bygget med jamn stigning i øvre delen av vollen, og på dette partiet har skred gått over vollen, Sandvika, Sogn og Fjordane. Foto: Harald Norem

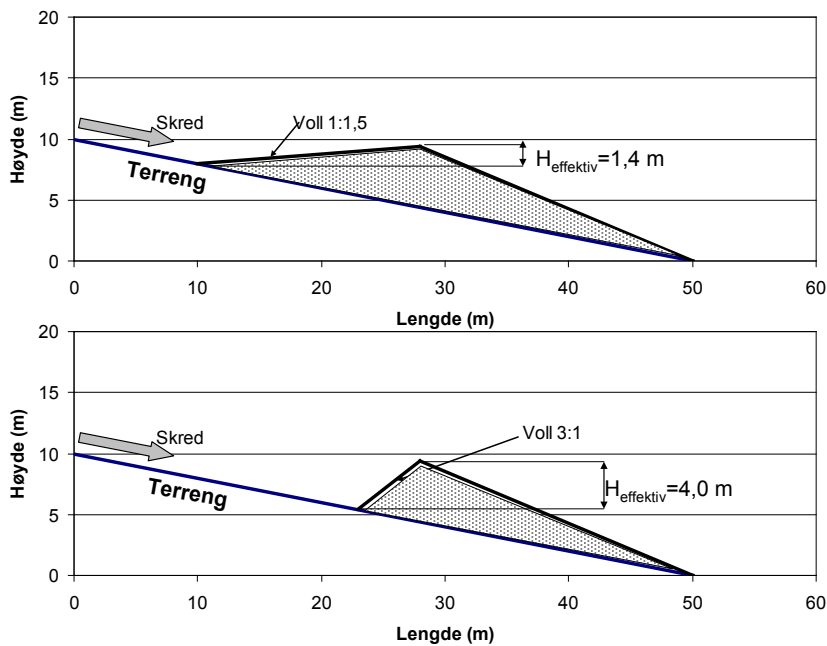
### Helling på skredsiden av vollen

Både praktisk erfaring og erfaring fra modellforsøkene viser tydelig at en ledevoll har vesentlig bedre effekt med økende helling på vollsida mot skredet. Dette forholdet er illustrert i fig. 6.14 og 6.15. Ved utarbeiding av figurene er det tatt utgangspunkt i at terrenget har en jamn helling på 1:5 (11°), og at det er bygget en ledevoll i 25° vinkel i forhold til skredet. Vollen har en konstant høyde 5 m over det opprinnelige terrenget, og det er forutsatt at vollsidene har en helling på henholdsvis 1: 1,5 (33,7°) og 3:1 (71,6°). Fig 6.14 viser plasseringen av vollen og foten av vollsidene, mens fig 6.15 viser profiler tatt i skredets retning for de to vollalternativene.





Figur 6.14 Eksempel på ledevoll bygget i terreng med jevn helling på  $11,3^\circ$ , og med  $25^\circ$  vinkel mellom vollen og skredet. Vollen er forutsatt 5 m over opprinnelig terreng og vallsiden mot skredet har hellinger på henholdsvis 1:1,5 og 3:1.



Figur 6.15 Snitt A-A av terreng og ledevoller i Fig 6.13. Den øvre figuren viser profil for vull med helling 1:1,5 mens den nedre er for en vull med helling 3:1.

Figur 6.15 viser at vuller med helling 1:1,5 yter beskjeden motstand mot skredbevegelsen når de bygges i terreng med slak helling. Den effektive høyden fra foten av vollen og til toppen av vollen er redusert fra 5,0 m til 1,4 m, når profilet tegnes i forlengelsen av skredets opprinnelige retning. Dersom hellingen på vallsiden økes til 3:1 vil den effektive vullhøyden bli 4,0 m, og skredet vil også støte mot en brattere skråning. Med hensyn til ledevoller bør en derfor legge stor vekt på at skredsiden av vollene gjøres så bratte som økonomisk forsvarlig.

### Høyden på vollene

Vollene må ha tilstrekkelig høyde for å endre retningen til skredmassene og for å hindre at skredmassene flyter over vollene. De viktigste faktorene med hensyn til valg av effektiv vollhøyde er:

- Hastigheten til skredet
- Skredets flyte­høyde og flyteegenskaper
- Skredets bredde
- Vinkelen mellom skredet og vollen
- Skredets størrelse

Med hensyn til definisjon av uttrykket effektiv vollhøyde er det forutsatt at denne måles som høydeforskjellen mellom foten av vollen og vollkrona, målt i skredets opprinnelige retning, fig 6.14.

Når en ønsker å endre retningen på skredmassene, vil hastigheten på skredet føre til at massene får en ekstra oppstuvningshøyde mot vollen. Denne oppstuvningshøyden er en funksjon av energihøyden og kan generelt skrives:

$$\Delta H = (v \sin \alpha)^2 / 2g = H_e \cdot \sin^2 \alpha \quad (6.5)$$

Der  $\Delta H$  er oppstuvningshøyden,  $v$ =hastigheten til fronten av skredet og  $H_e$ =energihøyden.

For flomskred varierer skredhastigheten vanligvis mellom 5 og 10 m/s, og hastighetsenergien,  $H_e$ , vil da variere mellom 1,25 og 5 m. Dersom treffvinkelen er 30° vil oppstuvningshøyden reduseres til henholdsvis 0,3 og 1,25 m. Tilsvarende tall for sørpeskred, som kan ha en hastighet opp mot 30 m/s, vil bli 45 m og 11,25 m for henholdsvis energihøyden og oppstuvningshøyden.

Med hensyn til flomskred er det flyte­høyden og effekten av nedbremsingen som er de viktigste faktorene for valg av vollhøyde utover oppstuvningshøyden. Flyte­høyden varierer vanligvis mellom 1 og 2 m, men det er liten erfaring med hensyn til hvordan en skal dimensjonere vollene for effekten av avset­ting av skredmasser mot vollene. Sannsynlig verdi er 1–2 m i terreng med liten oppbremsing av skredfronten og vesentlig mer dersom skredene bremses opp i forbindelse med retningsendringen.

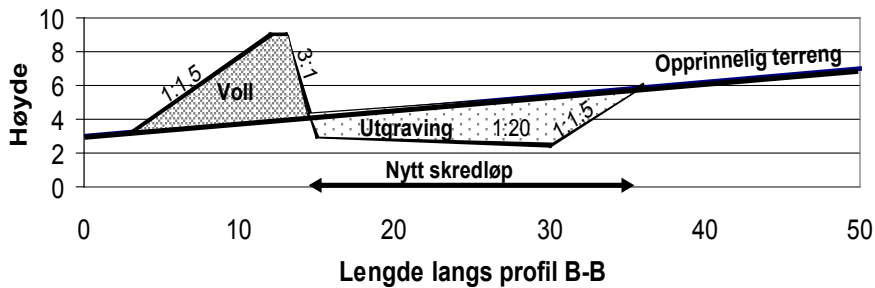
For styring av flomskred vil det i de fleste tilfellene derfor være tilstrekkelig å bygge ledevoller med effektiv høyde på 4–5 m. Treffvinkelen bør helst være <15–20° og bør ikke overstige 20–25°. Dersom flomskredene har høyt innhold av finstoff bør den kritiske treffvinkelen reduseres.

Med hensyn til bruk av ledevoller for å styre sørpeskred bør en være mer forsiktig, da denne skredtypen vanligvis har vesentlig større hastighet og oppstuvningshøyde. Dessuten er sørpeskred mer lettflytende enn flomskred. Rette ledevoller for å styre sørpeskred med små retningsendringer vil oftest ha god effekt. Derimot har en dårligere erfaringer med buede ledevoller for å sikre vegger mot sørpeskred.

### Utforming av skredløpet

Massene for å bygge vollene tas gjerne fra området på skredsiden av ledevollene. Ved å senke terrenget i framkant av vollen øker en den effektive vollhøyden samtidig som en også skaper bedre plass for skredmassene. Det er minst like viktig å legge vekt på utformingen av utgravingsområdet som for utformingen av vollen.

Figur 6.16 viser forslag til utforming av et nytt skredløp ved å hente masse i framkant av en voll med helling 3:1. Det er i forslaget forutsatt at terrenget senkes 1 m i framkant av vollen. Dessuten forutsettes det at det nye skredløpet får en svak helling ut fra vollen. Dette er viktig for at skredmassene ikke skal bli presset for mye mot vollen, og for at eventuelt flomvann ikke skal erodere langs foten av vollen.



**Figur 6.16** Forslag til utforming av utgravingsområdet for ledevoller. Det bør legges vekt på at det nye skredløpet får helling nedover fra foten av vollen.

Ved etablering av ledevoller er det viktig å utforme det nye skredløpet slik at skredmassene blir bremsert minst mulig opp. Selve skredløpet må ha tilstrekkelig bredde og det må ha et jevnt fall i skredretningen. Videre bør vollkrona ha et jevnt fall slik at vollens effektive høyde er konstant.

Ved bygging av rette ledevoller er det forutsatt at skredmassene kan styres til et område der de ikke gjør skade. Det er viktig å vite at skredenes utløpsdistanse sannsynligvis blir større ved bruk av ledevoller, fordi skredene flyter lettere når de er kanalisert. En må derfor kontrollere at skredene ikke vil gjøre skade dersom de får et lenger utløp enn de tidligere har hatt.

Figur 6.17 viser resultatene fra modellforsøk med buet voll utført med små glasskuler som modellmateriale, (Brateng 2005). Erfaringen fra modellforsøkene er at i mange av forsøkene var høyden på vollene tilstrekkelig til å hindre at fronten av skredet fløt over vollene, men at det var masser lenger bak som passerte vollen. Dette skyldes at i forbindelse med retningsendringen på skredene blir skredfronten bremsert ned og skredet blir konsentrert i bredde. Dette fører til at skredtykkelsen blir øket. De bakre massene i skredet kan da lettere flyte over massene som har blitt bremsert opp og derved redusert den effektive vollhøyden. Erfaringene fra modellforsøkene med buede ledevoller for å lede skredmassene er i overensstemmelse med praktiske erfaringer. Det er spesielt i området der vollene får en vinkel i forhold til skredet større enn 30–40° og i enden av vollene at det er tendens til at skredene flyter over vollene, fig 6.17.



**Figur 6.17** Modellforsøk med buet voll med helling 60°. Den fremre bølgefronten har passert vollen, mens vollen har styrt de bakre massene tilfredsstillende, Brateng (2005).

Bruk av buede ledevoller krever derfor at den effektive vollhøyden økes når treffvinkelen øker, slik som beskrevet i likn 6.5. Dessuten er det viktig at det i enden av en buet ledevoll etableres tilstrekkelig lagringsrom for skredmassene som skal avsettes i dette området.

Både flomskred og sørpeskred er skredtyper som har stort innhold av vann og er lettflytende. Det har vært noen tilfeller at der det har vært fall fra enden av buede ledevoller og fram til vegen, har de vannrike delene av skredmassene begynt å flyte og sperre vegen, selv om vollene har stoppet hoveddelen av skredet. Det er derfor en fordel om utløpsområdet ved enden av en buet ledevoll legges på et nivå lavere enn selve vegen, for å hindre at masser flyter inn i vegen.

Ledevoller vil i mange tilfeller bli fylt opp med skredavsetninger. De kan også bli utsatt for betydelige erosjonsskader. Det er derfor behov for å kunne foreta jevnlig opprydding og vedlikehold, og vollområdet må utformes slik at vedlikeholdsmaskiner får god tilgjengelighet til området.

### Drenering av vollområdet

Bygging av ledevoller fører som oftest til at de naturlige dreinsvegene i skredområdet blir endret, fig 6.11. I de fleste tilfellene er det naturlig å bygge ledevollene tette slik at en må etablere ny dreinsveg parallelt med ledevollen. Det er da ønskelig å legge den nye dreinsvegen i en viss avstand fra foten av vollen, som vist i fig. 6.15. Likeledes må en sørge for at den nye dreinsvegen føres erosjonssikkert fram til eksisterende dreinsveger.

Det er også mulig å bygge en kulvert gjennom ledevollen for å beholde den gamle dreinsvegen. I et slikt tilfelle må en anta at kulverten til tider vil bli fylt opp med skredmasse. Det er da nødvendig å etablere alternativ dreinsveg. I de fleste tilfeller vil dette være parallelt med ledevollen. Eventuelt vann fra den alternative dreinsvegen må også føres gjennom vegen i en ekstra stikkrenne eller kulvert som er dimensjonert for store flomtopper..

De overførte skjærspenningene fra både flomskred og sørpeskred er betydelige, og det vil derfor være behov for erosjonssikring av både skredsiden av vollen og det nyetablerte skredløpet. Det mest utsatte partiet er i området ved foten av vollen. Som en hovedregel anbefales det å dimensjonere erosjonssikringen ut fra overførte skjærspenninger på ca. 10 kPa langs de mest utsatte partiene. Det er da forutsatt en flyte høyde på 3 m, helling langs skredløpet på 10° og en tetthet på 2000 kg/m<sup>3</sup>.

### 6.5.3 Bruer

Flomskred og sørpeskred følger hovedsakelig markerte dreinsveger. Når disse skal krysses av veg eller jernbane er det nødvendig å bygge bruer. Tradisjonelt beregnes lysåpningen til bruene ut fra maksimal flomvassføring. Der det er stor massetransport i forbindelse med flommene eller det forekommer flom- eller sørpeskred er denne beregningsmetoden utilstrekkelig. Det er flere eksempler på at bruer har blitt ødelagt av flomskred og sørpeskred. Fig. 6.18 viser et eksempel fra Herraneselva i Finnmark hvor en fagverksbro med spennvidde på 50 m ble tatt av det tredje sørpeskredet som skjedde på den samme dagen.



**Figur 6.18** Foto av skredløpet i Herraneselva. Foto: Jens Tveit

Figur 6.19 viser eksempel på bruk av ledemurer og bru for å styre skredmassene under veien. Fotoet er fra skredområdet Riale Vallone i Tessin, Sveits og et skred med volum 35–45 000 m<sup>3</sup> rammet området i 2006. Brua ble noe skadet, men ble i liten grad dekket med skredmasser. Under brua passerte ca. 30 000 m<sup>3</sup> og ca. to tredeler av lysåpningen ble fylt opp av skredmasser.

Dersom bygging av bru skal være en del av skredsikringen er det viktig å legge vekt på at:

- skredmassene er godt kanalisert fram mot brua
- brua har tilstrekkelig høyde og bredde til å slippe gjennom skredmassene
- terrenget er utformet slik at skredmassene ikke bremses opp rett før eller under brua



**Figur 6.19** Bygging av bru og ledemurer for å styre skredmassene under veien, Ponte Rossa, Biasca, Sveits, Foto: Giorgio Valenti, Canton Ticino (venstre) og Harald Norem (høyre)

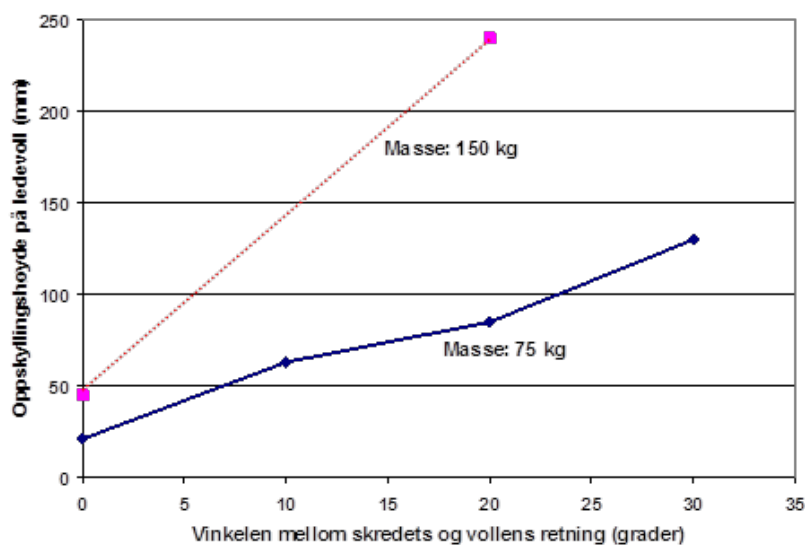
#### Utforming av arealet oppstrøms for brua.

Det er ved NTNU, Institutt for Vann og miljøteknikk, utført enkle modellforsøk med flomskred som styres under bruer, figur 6.20, Hiller og Jenssen (2009). Forsøkene ble gjennomført i en renne hvor det var bygget ledevoller inn mot en bru. Treffvinkelen mellom skredet og vollene ble variert mellom 10° og 30°, og bredden på brua ble valgt mellom 10 og 40 cm. Med en modellmålestokk på 1:20 tilsvarer dette 2–8 m i naturen. Målsettingen med forsøkene var å studere oppskyllingshøyden på vollene som funksjon av treffvinkelen på vollene og bredden av brua. Dessuten var det interessant å studere om skredmassene ville stoppe dersom bruåpningen ble for liten



**Figur 6.20** Til venstre: Foto av modellskred som treffer ledevollene. Brua er fjernet av hensyn til fotografieringen. Til høyre: Foto av skred som har oppskyllingshøyde opp mot brua. Modellforsøk ved NTNU, Hiller og Jenssen (2009)

Forsøkene viste at oppskyllingshøyden øker vesentlig når vinkelen mellom skredet og vollen øker, fig 6.21. Figuren viser at ved en treffvinkel på 10° så øker oppskyllingshøyden ca. tre ganger i forhold til et ukanalisert skred. Tilsvarende verdier for 20° og 30° vinkel er 4 og 6 ganger. En registrerte også en vesentlig økning av oppskyllingshøyden med å doble volumet av modellskredet. I dette tilfellet økte oppskyllingshøyden med 3 ganger når volumet ble doblet, fig 6.21. Økningen var ca. 5,5 ganger i forhold til flyteøyden for skred uten kanalisering.



**Figur 6.21** Målte oppskyllingshøyder mot ledevoller som funksjon av vinkelen mellom skredet og ledevollene. Modellforsøk ved NTNU, Hiller og Jenssen (2009)

Basert på resultatene fra modellforsøkene skal en være forsiktig med å snevre inn bredden av skredet oppstrøms for brua. Vinkelen på ledevollene bør ikke overstige 20° på en side eller 10° dersom det foretas innsnevring på begge sider.

### Utforming av bruområdet

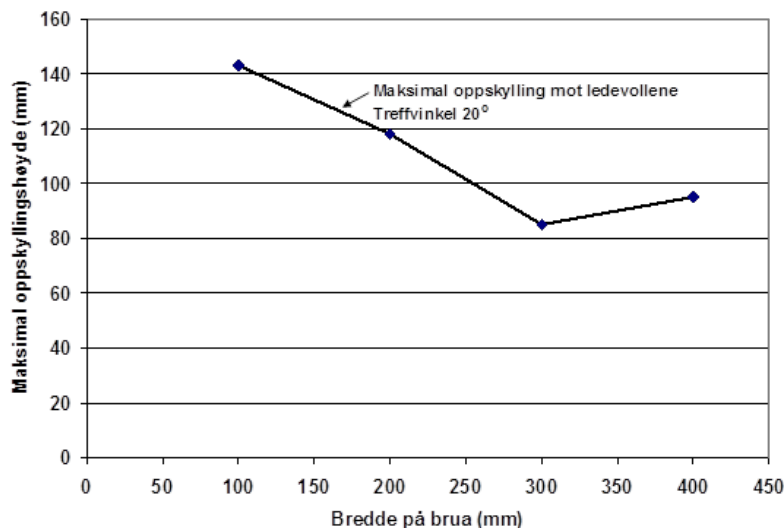
En forutsetning for å unngå at skredet ikke avsetter masser i kanalen før og under brua er at det er jevn helling i kanalen. Helst bør denne være minst 10°, og hellingen under selve brua bør være noe større enn ovenfor brua. Det er eksempler på at det er sprengt ut sedimentasjonsbasseng rett oppstrøms for bruer. Dette har i noen tilfeller ført til at skredmassene har stoppet opp i framkant av

bruene. Når det har kommet nye skred eller bølgefronter har det nye skredet gått over toppen av de tidligere skredmassene, og tatt med seg brua.

Bredden og høyden til et skred avhenger av størrelsen på skredet, hastigheten og kanaliseringsgraden. I avsnitt 6.4.4 og i likn 6.4 ble det vist at et skredløp bør ha et strømningsareal mellom 30 og 80 m<sup>2</sup> dersom skredets størrelse varierer mellom 10 og 20 000 m<sup>3</sup>. Bruer er dyre konstruksjoner, og konsekvensene av at en bru blir ødelagt er store både økonomisk og for framkommeligheten. En anbefaler derfor at dersom en bygger bruer som forutsetter at skredmassene skal passere under brua så bør disse planlegges med større lysåpninger enn 100 m<sup>2</sup>. Dersom dimensjonerende skred er større enn ca. 20 000 m<sup>3</sup> bør en øke lysåpningen i henhold til likn 6.4.

Minimum fri høyde for en bru bør være 4 m, da de fleste flomskred og sørpescred har en flyte høyde på 1–2 m og det er rygger i skredet og partikler som kan kastes i opp i lufta under skredbevegelsen.

Modellforsøkene ved NTNU viste videre at oppskyllingshøyden mot ledevollene var avhengig av bredden på brua. Fig 6.22 viser maksimal oppskyllingshøyde som funksjon av bredden på brua ved en treffvinkel på 20°. Resultatene fra modellforsøkene tyder på at oppskyllingshøyden var lite påvirket dersom bredden på brua ble redusert fra 400 mm (8 m) til 300 mm (6 m). Derimot var det en markert økning når bredden ble ytterligere redusert til 200 mm (4 m) og 100 mm (2 m).



**Figur 6.22** Målte oppskyllingshøyder mot ledevoller som funksjon av bredden på brua. Modellforsøk ved NTNU, Hiller og Jenssen (2009)

Teoretisk sett bør det være mulig å redusere bredden av skredet før det styres inn mot en bru-konstruksjon. Dette krever at innsnevringen foretas over en lang strekning, slik at treffvinkelen ikke blir for stor, og at en øker høyden på brua. En skal likevel være forsiktig med å redusere bredden for mye, fordi det økte sidetrykket i forbindelse med bredde-reduksjonen kan føre til at massene stopper helt opp, fig 6.23.



Figur 6.23 Foto av bru hvor skredet har stoppet opp under brua. White River Bridge, Oregon. (Armstrong et al).

#### Dimensjonerende skredkrefter mot bruer

Dersom skredene er vesentlig større enn forutsatt kan bruene bli utsatt for store belastninger, dette gjelder både horisontale og vertikale laster.

Det anbefales å beregne de horisontale belastningene ut fra likn 6.3, og hvor den totale horisontale lasten  $P_{skred}$  mot brua vil bli:

$$P_{skred} = k \cdot 0,5 \cdot \rho_s \cdot v^2 \cdot h \cdot L \quad (6.6)$$

der  $k$  er en konstant,  $h$  er høyden på brukonstruksjonen og  $L$  er spennvidden til brua. For flomskred og sørpeskred foreslås det å velge følgende verdier for de enkelte faktorene:

	<b>k</b>	<b>Tetthet (kg/m<sup>3</sup>)</b>	<b>Maks. hastighet (m/s)</b>
Flomskred	6	2000	15
Sørpeskred	4	900	40

Tabell 6.1 Anbefalte maksimalverdier for valg av k-verdi, tetthet og hastighet for flomskred og sørpeskred.

De oppgitte verdiene for skredhastighet er maksimalverdier. I de fleste tilfellene er vegen og brua lokalisert i skredenes utløpsområde hvor skredhastigheten er vesentlig redusert i forhold til hastighetene en finner i den bratteste delen av skredløpet. Forslag til rutiner for beregning av skredhastigheter er presentert i avsnitt 4.4. Bevegelsestyper og hastighetsberegninger.

Belastningen som beregnes ut fra likn.6.6 forutsetter at skredet treffer hele brukonstruksjonen på samme tid. I praksis skjer dette sjeldent. Det er mer vanlig at deler av brua blir truffet, enten på en side eller ved at det bare er den nedre delen av brukonstruksjonen som blir påvirket av skredmassene. Dersom skredet stopper opp under brua kan den også bli utsatt for store løftekrefter, fig 6.23. En kjenner dessverre ikke til beregningsmetoder for å anslå disse løftekreftene, men de oppstår som effekt av aktivt jordtrykk når bakre skredmasser trykker på massene som allerede har stoppet under brua.



### 6.5.4 Åpne kontrolldammer

En sikringsmetode som er blitt mye brukt i de siste årene i områder med hyppige flomskred er åpne kontrolldammer. Fig. 6.24 viser et eksempel på to forskjellige typer dammer som er bygget i serie ovenfor en bru. Dammene kan bygges som enkeltstående tiltak, men bør helst kombineres med andre tiltak, som for eksempel sedimentasjonsbasseng og bremsekonstruksjoner. Flere åpne kontrolldammer kan også bygges i serie. En generell orientering om bygging av kontrolldammer finnes i blant annet, Hubl et al (2009) og IRASMOS. Detaljerte råd med hensyn til utforming og dimensjonering er videre presentert i Bergmeister et al (2009)



**Figur 6.24** Eksempel på to typer åpne kontrolldammer. Lienz, Østerrike.  
[http://step.ipgp.fr/images/e/e3/09\\_02\\_Debris\\_Flow\\_Mitigation.pdf](http://step.ipgp.fr/images/e/e3/09_02_Debris_Flow_Mitigation.pdf)

Åpne kontrolldammer har flere formål, hvorav de viktigste er:

- Holde igjen en relativt stor andel av massene i flomskredet
- Redusere hastigheten til flomskredet
- Redusere flomtopper og den maksimale massetransporten av flomskredet

Målsettingen med dammene er å holde igjen det meste av de grove materialene og slippe finstoffet og vannet gjennom dammen. Dessuten representerer den åpne kontrolldammen også et energitap, slik at hastigheten på flomskredet blir redusert etter at det har passert kontrolldammen. Dersom dammen har en tilstrekkelig høyde vil den også være flomregulerende ved at den holder igjen noe vann i de største flomtoppene.

De åpne kontrolldammene bygges opp med tette voller eller betongkonstruksjoner på sidene av skredløpet og en relativt stor åpning sentralt i skredløpet. I denne åpningen bør det konstrueres et gittersystem for å holde igjen de største partiklene i skredmassene. Gittersystemet kan enten bygges opp av betongbjelker eller rørkonstruksjoner av stål.

Etter at et flomskred har passert en kontrolldam vil det samle seg betydelig med skredmasser både oppstrøms og nedstrøms for dammen. Dette fører til at dammene har redusert effektivitet når neste skred opptrer. Det er derfor en forutsetning for å bruke åpne kontrolldammer at skredmasser fjernes jevnlig. Dette krever at det må etableres adkomst for tunge anleggsmaskiner på begge sider av dammene.

Det er vanskelig å gi klare anbefalinger med hensyn til dimensjonering av åpne kontrolldammer, fordi flomskred har relativt lange returperioder og de kan variere betydelig i størrelse. En må derfor ta utgangspunkt i en antatt størrelse og hastighet for det dimensjonerende skredet ut fra kartlegging av terrenget og tidligere kjente skredhendelser. Ved dimensjoneringen må en fastlegge følgende verdier:

- Høyden på vollene
- Bredden på åpningen
- Utforming av gitterkonstruksjonen
- Utforming av arealet oppstrøms for kontrolldammen
- Behov for ristsystem for å holde igjen trær og annen vegetasjon.

### Høyden på vollene

Høyden på vollene avgjør hvor mye sedimenter som kan holdes igjen og i hvilken grad kontrolldammen kan fungere som et flomregulerende magasin. Vanligvis vil en bygge vollene så høye som det er praktisk mulig i terrenget. Det vil si at det er kanaliseringsgraden og faren for at skredmassene sprer seg ut til naboområdene som er avgjørende. Høyden bør helst være minst 4–5 m for å holde igjen flomskred av normale dimensjoner.

### Bredden på åpningen

Bredden på åpningen bør være dimensjonert ut fra skredstørrelsen, størrelsen på de største steinene og hvor stor flom en kan tillate nedstrøms for kontrolldammen. Dersom terrenget nedenfor kontrolldammen har god kapasitet er det ønskelig å bygge denne med en relativt stor bredde og med åpen gitterstruktur for at kontrolldammen skal ha mindre tendens til å bli fylt igjen ved passering av de første bølgefrontene i skredet.

De fleste åpne kontrolldammene har en bredde på 2–5 m og det er bare spesielt store kontrolldammer hvor bredden overstiger 10 m.

### Utforming av gitterkonstruksjonen

Generelt bør gitterkonstruksjonen være så åpen som praktisk mulig og likevel holde igjen tilstrekkelig med skredmasser. Åpningstettheten, forholdet mellom arealet av gitterkonstruksjonen og den totale lysåpningen bør være ca. 0,2. Erfaring tyder på at vertikale bjelker har noe mindre tendens til å bli fylt opp av skredmasser, fig 6.24 og 6.25.

Avstanden mellom hver bjelke eller rør i nyere konstruksjoner varierer mellom 0,5 m og 2 m. En holde-regel er at bredden på hver åpning bør være ca. 1,5 ganger diameteren på de største steinene i skredet.



**Figur 6.25** Eksempel på åpen kontrolldam med stålbjelker for å retardere og holde igjen skredmassene. Dammen er dimensjonert for et skredvolum på ca 30 000 m<sup>3</sup>. Whistler Mountain, Canada. Unzen, [http://step.ipgp.fr/images/e/e3/09\\_02\\_Debris\\_Flow\\_Mitigation.pdf](http://step.ipgp.fr/images/e/e3/09_02_Debris_Flow_Mitigation.pdf)

Gittersystemet må dimensjoneres for den dynamiske lasten skredene påfører konstruksjonen. Denne kan anslås enten som en jevn fordelt last eller som en punktlast dersom store steiner treffer bjelkene. En jevnt fordelt last kan anslås ut fra likningen 6.6 og tabell 6.1:

Den jevnt fordelte lasten bør antas å virke over hele bredden av kontrolldammen og må tas opp av de enkelte bjelkene. Trykket av skredet i høyden er imidlertid begrenset til skredets flyte høyde, og det jevnt fordelte trykket vil gradvis treffe gittersystemet i ny høyde etter hvert som skredmassene fylles opp fra bunnen av gittersystemet.

Det er ikke vanlig å dimensjonere bjelkene for treff av stor stein. I slike tilfeller er det bedre å foreta reparasjoner av gittersystemet framfor å overdimensjonere hele konstruksjonen.

Selve gitterkonstruksjonen kan konstrueres av betongbjelker eller som rørkonstruksjoner. Ved bruk av betongbjelker kan disse bygges helst som vertikale fortanninger, men kan også utføres med horisontale bjelker, som spenner mellom de to sidene av dammen. I Japan er det også utført en rekke forsøk både i terrenget og ved modellforsøk ved å bygge åpne rammekonstruksjoner i åpningen mellom damsiden, fig 6.26. Erfaring tyder på at disse konstruksjonene har god effekt med hensyn til å redusere energien i skredet og til å sedimentere de grovere delene av skredene. Bakdelen med disse konstruksjonene er at det er vanskelig å fjerne skredavsetningene.



**Figur 6.26** Figur av rammekonstruksjon brukt som gitter i en åpen kontrolldam. Fuji River Project. Fujikawa River Basin Sabo Office. <http://www.ktr.mlit.go.jp/fujikawa/english/project/index.html>

I enkelte tilfeller er det også brukt fleksible nett i åpne kontrolldammer framfor stive gitterkonstruksjoner, fig 6.27. Disse har fungert tilfredsstillende, men samler en større andel av materialene rundt nettene, da disse ofte har mindre åpninger enn de stivere alternativene. Det er også vanskelig å fjerne materialene tett inntil nettene. Dette har ført til at en etter en skredhendelse ofte fjerner nettet og rydder området før en erstatter nettet med et nytt.



**Figur 6.27** Eksempel på bruk av fleksibelt nett i en åpen kontrolldam. (Foto: Geobruigg AG)

### Utforming av arealet oppstrøms for kontrolldammen

Arealet oppstrøms for kontrolldammen bør ha tilstrekkelig kapasitet for å lagre skredmassene. Det er derfor ønskelig å utforme dette området som et sedimentasjonsbasseng. Det er også viktig at det er enkel adkomst for maskiner som skal fjerne avsatte skredmasser etter et skred. Figur 6.28 viser et eksempel hvor bygging av et stort sedimentasjonsbasseng er kombinert med en åpen kontrolldam. Utforming og dimensjonering av sedimentasjonsdammer er behandlet i avsnitt 6.5.5.



**Figur 6.28** Eksempel på kombinasjon av sedimentasjonsbasseng og åpen kontrolldam.  
Biasca, Sveits. Foto: Harald Norem

Den første bølgen i flomskredene fører ofte med seg trær og annen vegetasjon. Disse kan tette igjen gitterstrukturen i kontrolldammen og føre til at denne får redusert funksjonalitet. Dersom det er mulig, er det derfor ønskelig å bygge en form for et ristsystem oppstrøms for kontrolldammen.

### 6.5.5 Fangvoller og sedimentasjonsbasseng

Hensikten med et sedimentasjonsbasseng er at skredmassene skal stoppe opp før de når fram til objektet som skal beskyttes. Sedimentasjonsbasseng er i utgangspunktet rimelige tiltak dersom de lokale forholdene er til stede. Dersom et sedimentasjonsbasseng skal fungere som et separat tiltak bør bunnen av bassenget ligge på et nivå lavere enn objektet som skal sikres. Der dette ikke er mulig, bør tiltaket kombineres med en fangvoll for å oppnå tilstrekkelig lagringsvolum.

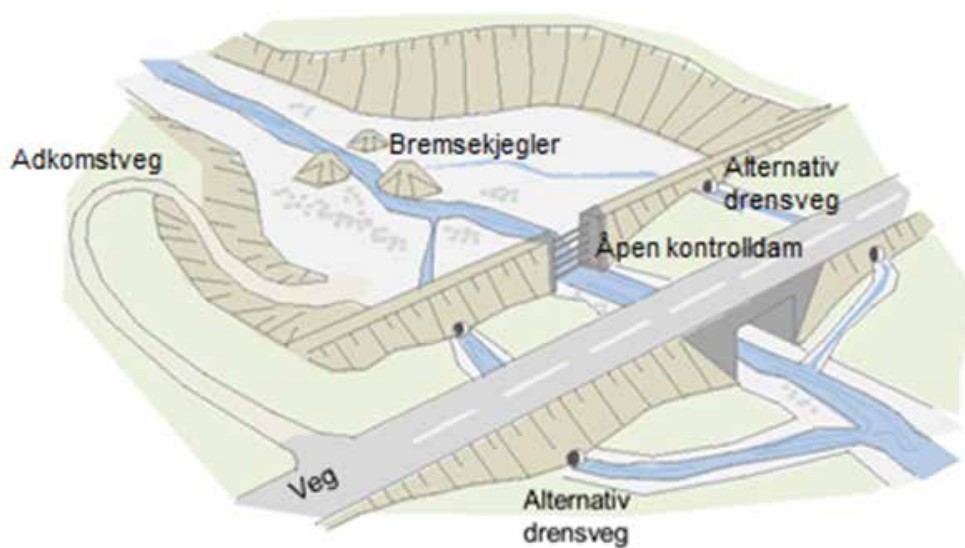
Figur 6.29 viser et eksempel hvor det er bygget en ledevoll/fangvoll og som er kombinert med utgraving for å sedimentere skredmassene. De brune massene oppstrøms for dammen er skredmasser som er fanget opp av tiltaket.



**Figur 6.29** Eksempel på en ledevoll/fangvoll og sedimentasjonsbasseng fra Chilliwack, B.C., Canada. Flomvannet og de finere materialene føres fram til kulverten for vegen gjennom en åpen kontrolldam og utsprengt flomløp.  
[http://step.ipgp.fr/images/e/e3/09\\_02\\_Debris\\_Flow\\_Mitigation.pdf](http://step.ipgp.fr/images/e/e3/09_02_Debris_Flow_Mitigation.pdf)

Fig 6.30 viser en prinsipiell utforming av et sedimentasjonsbasseng med fangvoll oppstrøms for vegen. Ved utformingen av sedimentasjonsbasseng og fangvoller er det viktig å legge vekt på:

- Oppsamlingsvolum
- Høydeforskjell for å kunne stoppe skredmassene
- Eventuelle bremsekonstruksjoner for å redusere energien i skredet
- Erosjonssikring av utsatte partier
- Drenering av flomvann og finstoff
- Adkomstveg for fjerning av avsatte skredmasser og for vedlikehold



**Figur 6.30** Prinsipiell utforming av sedimentasjonsbasseng med åpen kontrolldam

### Oppsamlingsvolum og vollhøyder

Oppsamlingsvolumet kan anslås ved å forutsette at skredmassene avsettes med en helling på  $10^\circ$  fra vollen. Helst bør hellingen av bunnen i magasinet være mindre enn  $5^\circ$  (1:12) og for å utnytte volumet av bassenget bør lengde/breddeforholdet ikke overstige 3:1. Det vil heller ikke være mulig å utnytte hele volumet fra toppen av vollen. Det anbefales derfor å beregne tilgjengelig lagringsvolum ved å foreta beregningen med en sikkerhetsmargin på 2 m fra toppen av vollen og trekke en linje med  $10^\circ$  helling mot skredet.

Høydeforskjellen fra bunnen av magasinet til toppen av vollen bør være minimum 4–5 m dersom skredvolumet er større enn  $10\,000\text{ m}^3$ . Ved mindre skred, og der en forventer mindre hastigheter kan høyden reduseres noe, og i noen tilfeller kan vegfyllingen fungere som en fangvoll, fig 6.31. I eksemplet på fotoet har magasinet stoppet mot vegfyllingen, og flomvannet og finstoffet har blitt ledet mot den alternative drensvegen 30 m til venstre for hovedløpet.



**Figur 6.31** Foto av sedimentasjonsbasseng hvor vegen representerer fangvollen og hvor det er bygget alternativ drensveg 30 m til side for hovedløpet. Foto: Harald Norem

### Bruk av bremseforbygninger

Det er en fordel å få avsatt skredmaterialene så høyt opp i sedimentasjonsbassenget som mulig, og i tillegg redusere skredets hastighetsenergi før det når fram til fangvollen. Dette kan en oppnå ved å sette opp bremsekonstruksjoner i øvre del av sedimentasjonsbassenget, fig 6.30. Bremsekonstruksjonene kan være bremsekjegler, betongelementer eller store steiner. Selv enkle kjegler eller store steiner er i stand til å redusere energinivået i skredmassene betydelig. I tillegg kan bremsekonstruksjonen føre til at de introduserer et vasstandssprang i skredmassene slik at de får større flyte høyde og en roligere skredbevegelse. Dette gjør at massene lettere sedimenterer.

Ved plasseringen av bremsekonstruksjonene er det viktig at de plasseres i områder hvor skredene er godt kanalisert. Dersom de plasseres ovenfor utgravningsområdet hvor skredløpet oftest er mindre kanalisert, kan det være fare for at skredene brer seg ut til sidene og sperrer vegen til side for sikringstiltaket.

En mer detaljert beskrivelse av effekter og bruk av bremsekonstruksjoner er gitt i V138, Veger og snøskred.

### Drenering av flomvann og finstoff

En forutsetning for at et sedimentasjonsbasseng og fangvoll skal fungere tilfredsstillende med hensyn til flomskred og sørpeskred er at overskytende vann dreneres sikkert forbi tiltaket og gjennom veggen. Drenssystemet må derfor fungere selv om hoveddreneringen for tiltaket tettes av skredmasser. Dersom dreneringen går tett kan veggen eller fangvollen bli påkjent av store oppdemmingstrykk og en vil få brudd av veggen tilsvarende dambrudd. De aller fleste omfattende brudd på vegger og jernbaner på grunn av flomskred eller sørpeskred skyldes høyst sannsynlig at stikkrenner og kulverter først er tettet av skredmasser og at det deretter har vært en sterkt eroderende vannstrøm over veggen.

Ethvert tiltak som har som formål å stoppe flomskred eller sørpeskred må planlegges med alternativ drensveg. Inntaket til den alternative drensvegen må lokaliseres og utformes slik at den ligger tørr og beskyttet i vanlige flomsituasjoner og den bør ligge utenfor området hvor den første fasen av skredet treffer sikringstiltaket. Fig. 6,32 viser et eksempel hvor drensvegen fortsatt er intakt etter at et stort sørpeskred har fylt opp sedimentasjonsbassengget. Fotoet viser også klart hvor viktig det er med en adkomstveg for vedlikeholdsmaskiner for slike sikringstiltak.

I mange tilfeller kan det bli kostbart og vanskelig å etablere alternativ drensveg til side for hovedretningen av skredet. En alternativ plassering er å bygge stikkrenner høyere opp i sikringsvollen eller veggen. Derved reduseres lengden på stikkrennene for den alternative drensvegen. Slike alternative stikkrenner må plasseres så høyt at skredmasser og vegetasjon i liten grad samler seg inntil innløpet. Det vil være en fordel om en plasserer de alternative stikkrennene noe til side for hovedretningen av skredet. Videre må nedløpet fra disse stikkrennene erosjonssikres, fig 6.30.



**Figur 6.32** Foto av fangvoll og sedimentasjonsbasseng for sikring mot snøskred, sørpeskred og flomskred. Fotoet viser adkomstveg og innløpet for dreneringen. Denne ligger beskyttet og er åpen selv etter at det store skredet har fylt igjen sedimentasjonsbassengget. Alternativ drensveg er i dette tilfellet lagt mellom vollen og veggen. E39 Festøy-Ørsta.

Foto: H. Norem

### 6.5.6 Tiltak mot massetransport i bekker

Det er en diffus grense mellom flomskred og massetransport i bekker og elver. I det siste tilfellet er det turbulensen i det strømmende vannet som er den drivende kraften og massene blir transportert som et resultat av de kreftene som blir overført fra vannet til partiklene. I slike tilfeller vil det være mulig å felle ut grovere steiner dersom en kan redusere hastigheten og turbulensen i vannmassene.

En stor andel av sperringer av veger og jernbaner skyldes massetransport i vassdrag. Massene består av jord- og steinmaterialer som er erodert langs vassdragene. Som oftest består massene også av en stor andel vegetasjonsmateriale i form av trær, greiner og deler av humusdekket. Slike masser har stor tendens til å tette stikkrenner. Dersom det ikke er alternative dreinsveger kan derfor selv mindre massetransport føre til stenging av veger og jernbaner, og i verste fall til omfattende erosjonsskader, fig 6.33.



**Figur 6.33** Foto av erosjon i flombekk og som har ført steinmasser fram til vegen, sperret stikkrenne og ført til store erosjonsskader. Fv. 241 Gudvangen-Bakka, Sogn og Fjordane. Foto: S. H. Frækaland

Der en har erfaring med at det skjer massetransport i dreinsløpene kan en redusere sannsynligheten for stenging av veger og jernbaner ved å:

- Erosjonssikre dreinsløpet fram til stikkrennene
- Etablere rister som samler opp vegetasjonsmateriale som følger med massetransporten
- Etablere sedimentasjonsbasseng som reduserer vannhastigheten og derved felle ut det groveste materialet i massetransporten
- Bygge om inntaket til stikkrennene for å hindre at massene når fram til disse
- Etablere alternative dreinsveger dersom hovedløpet går tett.

#### **Etablere sedimentasjonsbasseng for massetransport i dreinsløp**

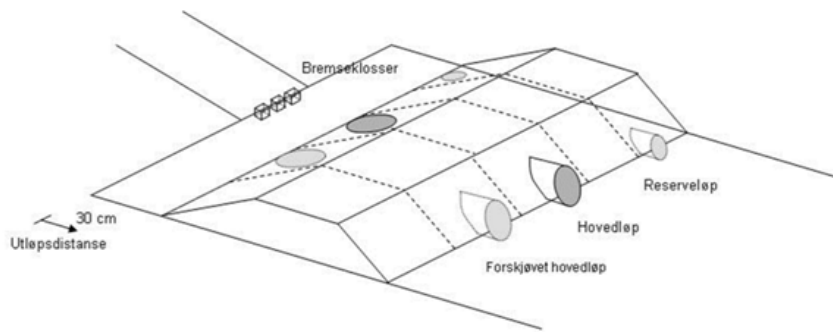
Massetransport i dreinsløp har oftest mindre omfang enn flomskred og eventuelle tiltak mot slik transport kan derfor som oftest utføres enklere. Det er likevel stort sett de samme prinsippene som bør legges til grunn, enten tiltakene skal fange opp flomskred eller massetransport. De viktigste forskjellene er:

- Det må legges større vekt på at bunnen av bassenget må ha et nivå lavere enn vegen.
- Oppstrøms for bassenget bør det være konstruksjoner som fører til at det etableres et vasstandssprang.

Andelen vann i forhold til jord og stein er langt større når vannet representerer den drivende kraften enn i rene flomskred. Massene blir derfor bare i liten grad felt ut før vannet har redusert hastigheten. Derfor har vannet stor transportkapasitet så lenge en har en strømmende bevegelse, mens sedimentasjonen skjer hurtig med en gang vannet har en flytende bevegelse. Overgangen fra strømmende til flytende bevegelse skjer oftest ved introduksjon av vasstandssprang.



Det ble ved NTNU i 2005 gjennomført enkle modellforsøk med massetransport av stor stein fram mot en vegfylling, fig 6.34, (Amundsen 2005). Forsøkene ble gjennomført ved å føre strømmende vann i en renne som førte inn mot en vegfylling. I renna ble det tilført stein som ble transportert med vannet. Modellmålestokken var 1:20. Under forsøkene ble det undersøkt hvordan kapasiteten for stikkrennene og tendensen til gjentetting av stikkrennene varierte med avstanden mellom renna og veggen effekten av å sideforskyve stikkrenne i forhold til dreisløpet.



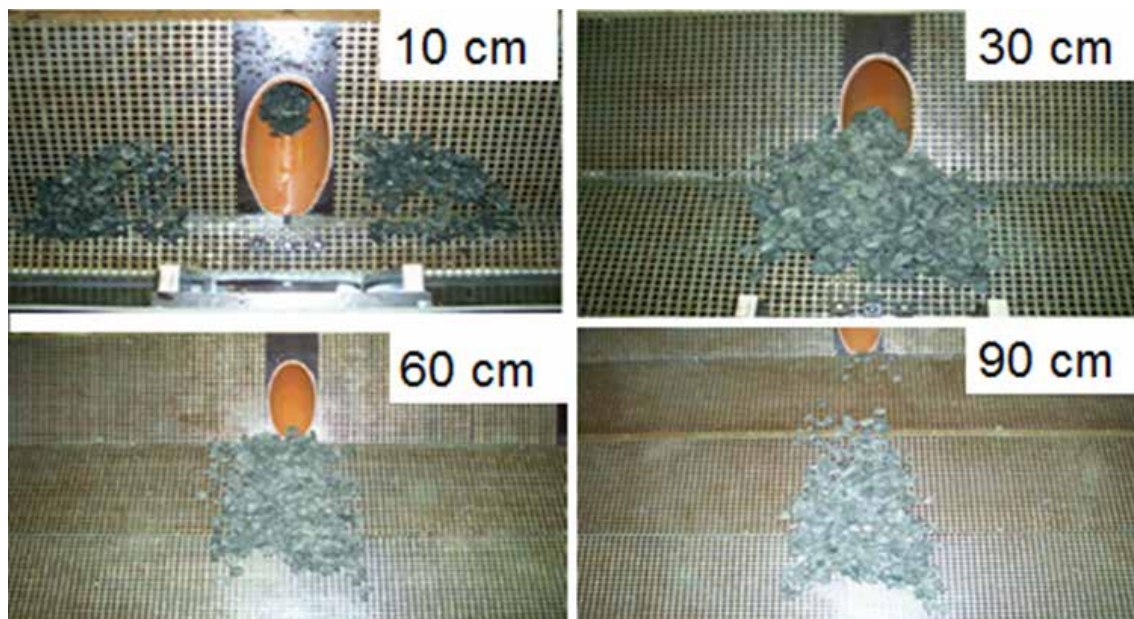
**Figur 6.34 Oppbygging av modell for å undersøke tendensen til gjentetting av stikkrenner ved massetransport i dreisløp. (Amundsen 2005)**

Hensikten med forsøkene var å undersøke:

- I hvilken grad stikkrennene ble fylt av steinmasser
- Effekten av bredden på sedimentasjonsbassenget for å få felt ut steinmassene
- Effekten ved å sideforskyve stikkrennene i forhold til retningen på dreisvegen med hensyn til gjentetting av stikkrennene
- Effekten av alternative dreisveger med hensyn til gjentetting

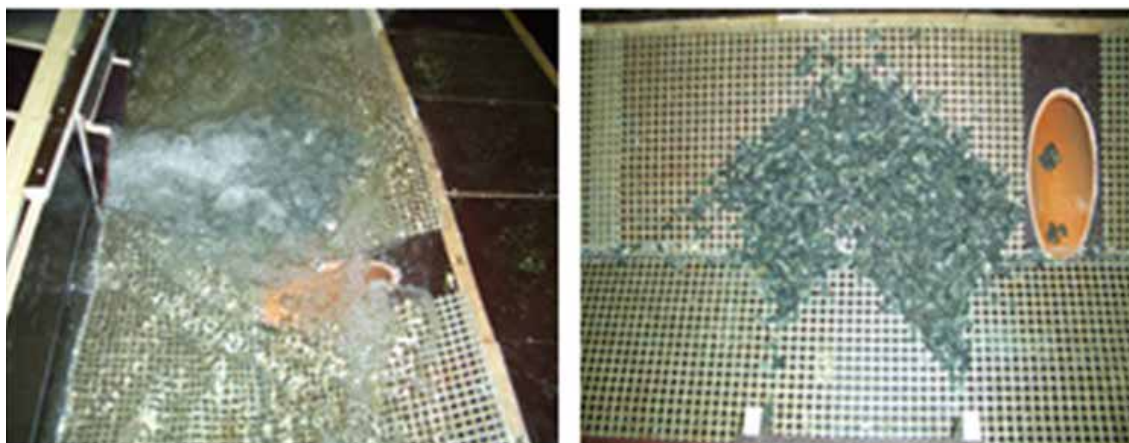
Forsøkene kunne bare gi indikasjoner for hvordan de forskjellige løsningene vil virke i praksis, men hovedkonklusjonene fra forsøkene med bruk av sedimentasjonsbasseng var:

1. Dersom vannmassene ble ført direkte mot vegfyllingen og stikkrenna ble massene ført gjennom stikkrenna og det var ingen tendens til gjentetting. Dette ville selvsagt endret seg dersom steinene hadde vært større i forhold til diameteren på røret, eller det hadde vært trær og vegetasjon med i massetransporten.
2. Det ble deretter satt opp tre klosser, 1x1x1 cm<sup>3</sup> ved inngangen til bassenget, fig 6.34. Disse bremsekonstruksjonene førte til at det ble etablert et vassdragssprang, og massene startet utfelling raskere. Dette førte til at massene samlet seg foran og i røret, fig. 6.35. På grunn av at massene la seg rundt stikkrenna fikk denne dårligere kapasitet og vannet strømmet over veggen.
3. Ved å øke avstanden mellom renna og veggen fra 10 til 90 cm, som tilsvarer 2,0 m til 18 m i naturen, fikk en avsatt massene før de nådde fram til stikkrenna, figur 6.35. Disse forsøkene ble gjennomført med bruk av bremseklosser for å etablere et vassstandssprang. Dersom vassstandsspranget ikke ble etablert ble massene ført gjennom stikkrenna eller de samlet seg inne i stikkrenna.



Figur 6.35 Avlagring av masser med varierende avstand mellom renne og veg. Avstandene 10, 30, 60 og 90 cm tilsvarer 2, 3, 12 og 18 m i naturen. (Amundsen 2005)

4. Ved å parallellforskyve stikkrenna 10 cm (2 m) til side for innløpet fikk en massene til å sedimentere mot vegfyllingen og til side for stikkrenna, fig 6.36. Dette skjedde både med og uten bruk av bremseklosser.



Figur 6.36 Avsetning av masser mot vegfyllingen når stikkrenna er parallellforskjøvet i forhold til innløpet.

5. Den siste forsøksrekken ble foretatt ved å ha to stikkrenner. Hovedløpet var plassert i forlengelsen av innløpet, mens reserveløpet ble plassert 50 cm (10 m) til side for hovedløpet, fig. 6.34 og 6.37. En vil se av fig. 6.37 at hovedmengden av massene har blitt avsatt rundt hovedløpet, men at noen masser har trukket mot venstre og reserveløpet. Under forsøket ble kapasiteten til reserveløp utnyttet fullt ut, og det var ikke noe vann som ble ført over fyllingen.



Figur 6.37 Resultat av modellforsøk med 30 cm (6 m) bred grøft og reserveløp 50 cm (10 m) til side for hovedløpet.

# Symbolliste

b	Skredbanens helling fra utløpsområdet til 20° punktet
c	Kohesjon (Pa)
$C_v$	Volumetrisk tetthet
D	Timer med nedbør
F	friksjonskraft
$F_c$	Hastighetsuavhengig friksjon (Coulomb-friksjon) (N)
$F_d$	Hastighetsavhengig friksjon (N)
g	tyngdens akselerasjon ( $m/s^2$ )
h	Skredlagets tykkelse
H	Trykkehøyde. Kan også være skredbanens høydeforskjell (m)
$h_o$	Vanndybde (m)
$i_c$	Kritisk nedbørsintensitet for å få utløst skred
k	Permeabilitet (m/s)
k	Konstant som angir hvor stor andelen av nedbøren som gir øket skredfare
L	Skredets utløpslengde (m)
m	Masse (kg)
MAP	Midlere årsnedbør
n	konstant som angir sammenhengen mellom skredfaren og varigheten av nedbøren
P	Tyngdekomponent av skredmassene (N)
$p_e$	Effektivspenning (Pa)
$p_s$	Skredtrykk (Pa)
$p_u$	Poretrykk (Pa)
Q	Massetransport ( $m^3/s$ )
R	Kritisk nedbørsmengde for å utløse skred
RD	Døgnnedbør
$r_f$	Flyteindeks
RN	Kritisk nedbørsmengde for å utløse skred i % av MAP
t	Tid (s)
v	Hastighet (m/s)
V	Skredets volum ( $m^3$ )
z	Vertikal dybde (m)
$\alpha$	Terrenghelling. Kan også være utløpsvinkel for skred ( $^\circ$ )
$\beta$	Helling fra skredets utløpsområde til skredbanens 20° punkt
$\delta$	Helling til skredavsetninger ( $^\circ$ )
$\varphi$	Jordartens friksjonsvinkel ( $^\circ$ )
$\kappa$	Dynamisk viskositet (Pa-s)
$\mu$	Friksjonkoeffisient
$\rho$	Densiteten til skredlaget ( $kg/m^3$ )
$\rho_f$	Densitet av vannet ( $kg/m^3$ )
$\rho_s$	Densiteten til partiklene ( $kg/m^3$ )
$\sigma$	Normaltrykk (Pa)
$\tau_b$	Overførte skjærspenninger ved bunnen (Pa)
$\tau_{fast}$	Skjærfastet (Pa)
$\tau_{oppt}$	Opptredende skjærspenninger (Pa)

## Litteraturliste

- Aleotti, P. (2004)  
A warning system for rainfall-induced shallow landslides  
Engineering Geology Vol 73, pp: 247-265
- Amundsen, S. A. (2005)  
Utforming av innløpsområdet til stikkrenner for å hindre gjenfylling under intense nedbørsperioder  
Masteroppgave, Institutt for bygg, anlegg og transport, NTNU, Trondheim
- Armstrong, A, Browning, M., Veneroso, M. og Lofgren, D.  
Hydrologic And Geomorphologic Assesment of Debris Flow Events for Mount Hood Highway. Fore-  
drag  
<http://www.fhwa.dot.gov/engineering/hydraulics/pubs/mthod/mthood.cfm>
- Beldring S., Engeland K., Roald L. A., Sælthun N.R. og Voksø A. (2003)  
Estimation of parameters in a distributed precipitation-runoff modell for Norway  
Hydrology and Earth System sciences, 7: 304-316.
- Bergmeister, K., Suda, J., Hübl, J. og Rudolf-Miklau, F. (2009)  
Schutzbauwerke gegen Wildbachgefahren  
Ernst & Sohn, Berlin
- Bisantino, T, Fischer, P., and Gentile, F. (2010)  
Rheological characteristics of debris-flow material in South-Gargano watersheds  
Natural Hazards Vol 54; 209-233
- Boje S. og Colleuille H. (2013)  
Bruk av indeksskart i xgeo for vurdering av jordskredfare  
Notat fra NVE til Statens vegvesen
- Brateng, L. (2005)  
Laboratorieforsk for utforming av terrengtiltak mot snøskred  
Masteroppgave, Institutt for bygg, anlegg og transport, NTNU, Trondheim
- Caine, N. (1980)  
The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows  
Geografiske annaler, Series A, 62:23-27
- Corominas, J. (1996)  
The angle of reach as mobility index for small and large landslides  
Canadian Geotechnical Journal, Vol 33.
- Crozier, M.C. (1999)  
Prediction of rainfall induced landslides, a test of the antecedent water status model  
Earth surface Processes and Landforms. Vol 24, Issue 9, pp: 825-833
- Colleuille, H., Haugen L.E., og Beldring S. (2010)  
A forecast analyses tool for extreme hydrological conditions in Norway. Poster presented in Sixth  
FRIEND Conference. Flow Regime and International Experiment and Network Data

Fergus, T, Hoseth, K.A, Sæterbø, E (2010)  
 Vassdragshandboka,  
 Norges vassdrags- og energidirektorat  
 Tapir, Trondheim

Fergus, T., Høydal, Ø.H., Johnsrud, T.E., Sandersen, F. og Schanche, S.(2011)  
 Skogsveger og skredfare-veileder  
 Landbruks- og matdepartementet

Glade, T. (1998)  
 Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorms events in New-Zealand  
 Environmental Geology, 35 2/3, 160-174

Guzetti, F., Perruccarci, S., Rossi, M. og Stark, C.P. (2008)  
 The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows, an update  
 Landslides, Vol 5, pp3-17

Hestnes, E (1997)  
 Slushflow hazard-where, why and when. 25 years of experience with slushflow consulting and research  
 NGI-report 582000-15, Norwegian Geotechnical Institute, Oslo

Hiller, P. og Jenssen, L. (2009)  
 Modellforsøk med flomskred mor bruer  
 Rapport VI 48-1 Institutt for vann og miljøteknikk, NTNU, Trondheim

Hubl, J, Suda, J., Proske, D., Kaitna, R. Og Scheidl, C. (2009)  
 Debris Flow Impact Estimation  
 Int. Sym. On Water Management and Hydraulic Engineering, Paper:A-56

Hungr, O., Morgan, G.C., og Kellerhalse, R. (1984)  
 Quantitative analyses of debris torrent hazards for design of remedial measures.  
 Canadian Geotechnical Journal, Vol 21, 663-677.

Hungr, O. (2005)  
 Classification and terminology  
 In: Jakob, M. and Hungr. O Debris-flow Hazards and Related Phenomena, Springer (2005)

Hürlimann, M., Rickenmann, D., Medina, V. and Bateman, A. (2008)  
 Evaluation of approaches to calculate debris-flow parameters for hazard assessment  
 Engineering Geology, Vol 102; 152-163

Iverson, R.M. (1997)  
 The Physics of Debris Flows  
 Reviews Geophysics, 35(3):245-296

IRASMOS  
 Integral Risk Management of Extremely Rapid Mass Movements  
 EU Sixth Framework Program (<http://irasmos.slf.ch/>)

Jakob, M. and Hungr, O. (eds) (2005)  
 Debris-flow hazards and related phenomena.  
 Praxis, Springer, Berlin, Heidelberg

Janbu, N. (1970)  
Geoteknikk  
Tapir, Trondheim

Jenssen, L. og Tesaker, E. (2009)  
Veileder for dimensjonering av erosjonssikringer av stein  
NVE, Oslo

Lied, K og Bakkehøi, S. (1980)  
Empirical calculations of Snow-Avalanche Run-out Distances based on Topographical Parameters  
Journal of Glaciology, vol. 26, No 94, 165-177

Meunier, M. (1991)  
Eléments d'hydraulique torrentielle  
Cemagref Série Etudes Montagne No 1. Grenoble

Ministry of Forests (1994)  
A Guide for Management of Landslide-Prone Terrain in the Pacific Northwest  
Land Management Handbook no. 18, Victoria Canada

Ochiai, H. Sammori, T. Okada, Y. (2007)  
Landslide experiments on artificial and natural slopes  
In: Sassa, K, Fukuoka, H, Wang, F and Wang G (eds.) 2007  
Progress in landslide science  
Springer, Berlin

Pierson, T.C. (1986)  
Flow behaviour of channelized debris flows. Mount st. Helens, Washington.  
In; A.D. Abrahams (ed). Hillslope processes (pp. 296-296) Allen & Unwin, Boston

Rickenmann, D. (1999)  
Empirical relationships for debris flows  
Natural hazards Vol 19; pp 47-77

Salciarini, D., Godt, J.W., Savage, W.Z., Baum, R.L. og Conversini, P. (2008)  
Modelling landslide recurrence in Seattle, Washington, USA.  
Engineering geology Vol 102, pp 227-237

Sandersen, F., Bakkehøi, S., Hestnes, E. and Lied, K. (1996)  
The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability  
Proc of the 7th Symp. on Landslides, Trondheim. Ed. Senneset, K. Balkema

Sassa, K, Fukuoka, H, Wang, F and Wang G (eds.) 2007  
Progress in landslide science  
Springer, Berlin

Sassa, K, Fukuoka, H, Wang, G og Wang, F. (2007)  
Undrained stress-controlled dynamic-loading ring-shear test to simulate initiation and post-failure motion of landslides.  
In: Sassa, K, Fukuoka, H, Wang, F and Wang G (eds.) 2007  
Progress in landslide science, Springer, Berlin

Sidle, R:C: and Ochiai, H. (2006)  
Landslides; Processes, Prediction and Land Use  
American Geophysical Union

Statens vegvesen  
Konsekvensanalyser  
Hb 140, Vegdirektoratet, Oslo

Statens vegvesen  
N100 Veg- og gateutforming  
Vegdirektoratet, Oslo

Statens vegvesen  
N200 Vegbygging  
Vegdirektoratet, Oslo

Statens vegvesen  
V138 Veger og snøskred  
Vegdirektoratet, Oslo

Statens vegvesen  
V221 Grunnforsterkning, fyllinger og skråninger  
Vegdirektoratet, Oslo

Statens vegvesen  
V712 Konsekvensanalyser  
Vegdirektoratet, Oslo

Takahashi, T., 2007  
Debris Flow, Mechanics, Prediction and Countermeasures  
Taylor and Francis Group, London, UK

Van Dine, D.F. (1996)  
Debris Flow Control Structures for Forest Engineering  
British Columbia Ministry of Forests, Victoria

Unzen, M. T.  
Debris Flow Preventive Measures  
Foredrag. [http://step.ipgp.fr/images/e/e3/09\\_02\\_Debris\\_Flow\\_Mitigation.pdf](http://step.ipgp.fr/images/e/e3/09_02_Debris_Flow_Mitigation.pdf)

Vanoni(1975)  
Sedimentation Engineering  
ASCE, New York

Wieczorek, G.F., og Glade, T. (2005)  
Climatic factors influencing occurrence of debris flows  
In: Jakob, M. and Hungr. O, Debris-flow Hazards and Related Phenomena, Springer (2005)

Wang, G., Sassa, K. (2003)  
Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides; effects of grain size and fine particle content  
Engineering Geology, 69, 109-125







[www.vegvesen.no/Fag/Publikasjoner/Handboker](http://www.vegvesen.no/Fag/Publikasjoner/Handboker)

ISBN 978-82-7207-676-3

**Trygt fram sammen**