NGI

RAPPORT

FAKTORER SOM HAR BETYDNING FOR UTLØSNING OG REKKEVIDDE AV FLOMSKRED OG MULIGE SIKRINGSMETODER

av

FRODE SANDERSEN

58300-8 30 DESEMBER 1988

Norges Geotekniske Institutt

Norges Geotekniske Institutt
Norwegian Geotechnical Institute

NGI

RAPPORT

FAKTORER SOM HAR BETYDNING FOR UTLØSNING OG REKKEVIDDE AV FLOMSKRED OG MULIGE SIKRINGSMETODER

av

FRODE SANDERSEN

58300-8 30 DESEMBER 1988

S A M M E N D R A G

RESULTATENE I DENNE RAPPORTEN BYGGER I HOVEDSAK PÅ GJENNOMGANG AV LITTERATUR OG STUDIER AV UTVALGTE FLOMSKRED SOM ER UNDERSØKT I FORBINDELSE MED OPPDRAGSRAPPORTER VED NGI.

FLOMSKREDENE BLIR GJERNE UTLØST SOM FØLGE AV KRAFTIG EROSJON I BEKKELØPET VED FLOMVANNSFØRINGER, ELLER VED AT BEKKELØPET PLUTSELIG BLIR FYLLT OPP AV SKREDMASSER FRA EN SIDESKRÅNING GRUNNET HØYT POREVANNSTRYKK I LØSMASSENE. I BEGGE TILFELLER SYNES STOR VANNTILFØRSEL I FORM AV KRAFTIG NEDBØR ELLER STERK SNØSMELTING Å VÆRE EN NØDVENDIG FORUTSETNING FOR SKREDUTLØSNING. KRITISK INTENSITET PÅ VANNTILFØRSELEN ANTAS Å VÆRE MINST 30-40 MM I LØPET AV EN 6 TIMERS PERIODE, OG FAREN ER STØRST DERSOM DET HAR FALT MYE NEDBØR ELLER VÆRT STERK SNØSMELTING PÅ FORHÅND.

REKKEVIDDEN AV SKREDMASSENE ER FØRST OG FREMST AVHENGIG AV VANNINNHOLD I SKREDMASSENE OG AV KANALISERINGSGRADEN I UTLØPSOMRÅDET. SEDIMENTASJONEN BEGYNNER NÅR TERRENGHELNINGEN BLIR SLAKERE ENN CA. 15°, OG MAKSIMAL REKKEVIDDE SER UT TIL Å VÆRE BEGRENSET AV EN SIKTELINJE PÅ RUNDT 8° MÅLT UT FRA TOPPEN AV SEDIMENTASJONSOMRÅDET.

FOR Å HINDRE UTLØSNING AV FLOMSKRED KAN BEKKELØPET FORSTERKES VED F.EKS. TERSKLER ELLER STEINSETTING. SIDESKRÅNINGENE KAN STABILISERES VED TERRASSERING ELLER GRØFTING. SIKRINGSARBEIDER I UTLØPSOMRÅDET VIL VANLIGVIS GJØRES VED TILTAK SOM ENTEN REDUSERER (F.EKS. OPPSTRAMMING AV LØPET ELLER ØKNING AV LØPSGRADIENT) ELLER INTENSIVERER SEDIMENTASJONSPROSESSENE (F.EKS. BYGGING AV BASSENG ELLER OPPSETTING AV HINDRINGER I LØPET).

ARBEIDET BAK FORELIGGENDE RAPPORT ER GJORT MULIG VED BEVILGNINGER FRA STATENS NATURSKADEFOND, NORGES TEKNISK-NATURVITENSKAPELIGE FORSKNINGSRÅD (NTNF) OG NORGES VASSDRAGS- OG ENERGIVERK, VASSDRAGSDIREKTORATET, FORBYGNINGSAVDELINGEN. DENNE STØTTEN ERKJENNES MED TAKK.

Postal Address: P.O.B. 40 Tåsen, N-0801 Oslo 8, Norway
Street Address: Sognsveien 72, Oslo
Telephone: National (02) 23 03 88, International + 47 2 23 03 88
Telex: 19 787 ngi n
Facsimile: National (02) 23 04 48, International + 47 2 23 04 48
Postal Giro Account No. 5 16 06 43
Bankers: Bergen Bank *Account No.:* 5096.05.01281

NGI

SUMMARY

THE RESULTS IN THIS REPORT ARE MAINLY BASED ON A REVIEW OF THE LITTERATURE AND A STUDY OF SELECTED DEBRIS FLOWS WHICH HAVE BEEN INVESTIGATED THROUGH NGI'S WORK ACITIVITIES.

DEBRIS FLOWS ARE OFTEN TRIGGERED AS A CONSEQUENCE OF HEAVY CHANNEL EROSION AT HIGH WATER DISCHARGES, OR IF THE CHANNEL SUDDENLY BECOMES FILLED WITH SLIDE MATERIAL FROM THE SIDE SLOPES, DUE TO HIGH PORE PRESSURES. IN BOTH CASES, A LARGE AMOUNT OF WATER, EITHER AS HEAVY RAINFALL OR AS INTENSIVE MELTING OF SNOW, APPEARS TO BE A NECESSARY CONDITION FOR TRIGGERING THE FLOW. THE CRITICAL AMOUNT OF WATER SUPPLY SEEMS TO BE AT LEAST 30-40 MM IN A 6 HR PERIOD, DEPENDENT ON THE PRECEDENT MOISTURE CONDITIONS.

THE RUNOUT DISTANCE OF THE FLOWING MASSES DEPENDS MAINLY ON THE WATER CONTENT OF THE FLOWING MATERIAL AND ON THE CHANNELIZATION IN THE RUNOUT ZONE. SEDIMENTATION STARTS WHEN THE TERRAIN INCLINATION BECOMES LESS THAN ABOUT 15°. THE MAXIMUM RUNOUT DISTANCE SEEMS TO BE LIMITED TO AN INCLINATION OF THE LINE OF SIGHT 8°, MEASURED FROM THE TOP OF THE SEDIMENTATION AREA.

TO PREVENT THE TRIGGERING OF DEBRIS FLOWS, THE CHANNEL CAN BE REINFORCED WITH FOR EXAMPLE CHECK DAMS OR ROCKFILL. THE SIDE SLOPES CAN BE STABILIZED BY TERRACING OR DITCHING. SAFETY MEASURES IN THE RUNOUT ZONE WILL GENERALLY BE DONE BY MEANS WHICH EITHER REDUCE OR INTENSIFY THE SEDIMENTATION; FOR EXAMPLES CONFINING OF CHANNEL OR INCREASING OF THE CHANNEL SLOPE TO REDUCE SEDIMENTATION, AND CONSTRUCTING DEBRIS STRAINING STRUCTURES IN THE CHANNEL TO INCREASE SEDIMENTATION.

NGI

INNHOLDSFORTEGNELSE

INNLEDNING s. 1

1. TERMINOLOGI s. 2

2. UTLØSNINGSFASEN I ET FLOMSKRED s. 3

2.1 Utløsningsprosesser for flomskred som løsner grunnet stor fluvial løpserosjon s. 4

2.2 Faktorer som har betydning for erosjon og bunntransport i et bekkeløp s. 7

2.3 Geotekniske prinsipper for vurdering av stabiliteten av en løsmasseskråning s. 13

2.4 Faktorer som har betydning for utløsning av løsmasseskred s. 15

3. SAMMENHENGEN MELLOM NEDBØRSINTENSITET OG UTLØSNING AV FLOMSKRED s. 19

3.1 Momenter som må tas i betraktning i vurderingen av kritisk nedbørsintensitet s. 19

3.2 Forsøk på tallfesting av kritisk nedbørsintensitet s. 22

4. PROSESSER I SKREDLØPET s. 30

4.1 Dynamiske egenskaper og formelementer s. 30

4.2 Beregningsmetoder for skredhastighet s. 33

5. PROSESSER I UTLØPSOMRÅDET s. 34

5.1 Bestemmelse av hvor sedimentasjonen starter s. 34

5.2 Rekkevidden av flomskredmasser s. 36

6. SIKRING MOT FLOMSKRED s. 40

6.1 Sikringsmetoder i løsneområdet s. 40

6.2 Sikringsmetoder i skredløpet s. 41

6.3 Sikringsmetoder i utløpsområdet s. 43

LITTERATURLISTE s. 47

INNLEDNING

Flomskred gjør hvert år skader på bygninger, eiendom og veier. Eksempelvis ble de store skadene under storflommen i Jostedalen 14.-15. august 1979 i stor grad forårsaket av de mange flomskredene som ble utløst i de bratte sidebekkene, dels ved direkte skader påført av skredmassene idet disse strømmet utover i dalbunnen, og dessuten ved at Jostedøla fikk tilført så store materialmengder at det oppstod ustabile løpsforhold med erosjon og oversvømmelse som resultat. Anslagsvis ble 100 bolighus og 10 større bruer skadet, og store arealer med verdifull innmark ble dekket av løsmasser.

Flomskred antas å være en av de viktigste landskapsformende agenser i bratte fjellsider, enten ved dype nedskjæringer i løsmassedekket grunnet erosjon, eller ved levèer og vifteformede avsetninger i overgangen mot dalbunnen.

For å hindre at framtidig bosetning blir lagt til områder utsatt for flomskred er det viktig å få en bedre innsikt i de faktorer som har betydning for hvor slike skred kan tenkes å forekomme, slik at potensielle fareområder kan identifiseres. Dessuten vil det være nyttig å få bedre kjennskap til hvilke værsituasjoner som leder til skredutløsning. Av interesse er også en nærmere analyse av mulige forbygningsmetoder mot flomskred, slik at skredutsatte områder sikres på en effektiv og økonomisk måte.

Rapporten bygger i hovedsak på gjennomgåelse av litteratur innenfor dette fagfeltet. I tillegg har befaringer av utvalgte flomskredtilfeller i forbindelse med oppdragsvirksomheten ved NGI gitt verdifull informasjon. Til sist, men ikke minst må nevnes de mange diskusjoner med medarbeidere ved NGI som har vært av uvurderlig betydning i forståelsen av flomskred.

Rapporten tar først for seg de prosesser og faktorer som antas å ha betydning i utløsningsfasen av et skredtilfelle. Dernest blir det sett nærmere på transport- og sedimentasjonsdynamikken i skredløpet og utløpsområdet med særlig vekt på diskusjon av faktorer som styrer utbredelsen av skredmassene. Til sist blir det listet opp kjente metoder som er benyttet for å sikre mot flomskred i de ulike deler av skredbanen.

1. TERMINOLOGI

Flomskred er definert som en hurtig massebevegelse der løsmasser og vann kan inngå i ulike mengdeforhold (NBI, 1979). Skredene starter i bratte og morenedekkete fjellsider ved intense regnvær eller sterk snøsmelting. Skredmassene følger gjerne eksisterende bekkeløp nedover mot dalbunnen med stedvis kraftig erosjon i løsmassedekket, ofte helt ned til berggrunnen. Der terrenget slaker av mot dalbunnen legger skredmassene seg opp i vifte- eller tungeformede avsetninger (se Fig. 1).

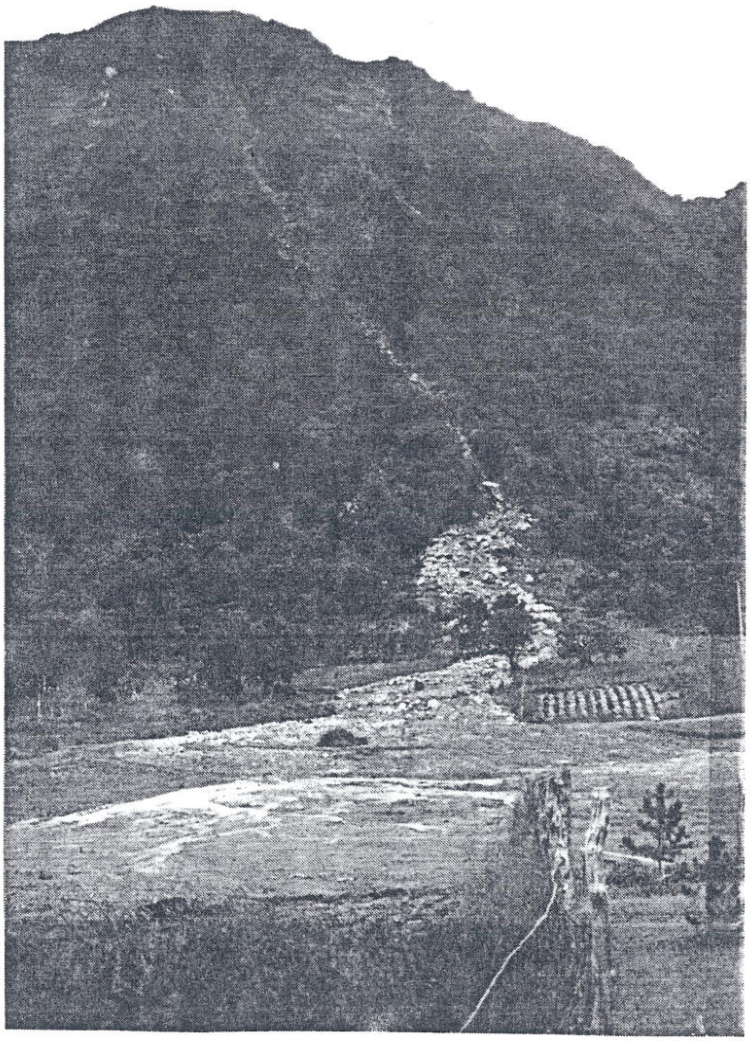

Fig. 1. Foto av flomskred i Forfjord, Andøy kommune utløst 20.07.83.

I engelskspråklig litteratur benyttes gjerne "landslide" som felles betegnelse på hurtige massebevegelser (se f.eks. Sharpe, 1938, Varnes, 1958 og 1978). De betegnelsene som ser ut til å best sammenfalle med flomskred er "debris flow", "debris slide", "debris avalanche" og "mudflow" (se f.eks. Swanston og Swanson, 1976).

I tyskspråklig litteratur brukes vanligvis "Wildbach".

Det er i denne rapporten benyttet følgende betegnelser for de ulike deler av en flomskredbane:

- Løsneområde (erosjonsområdet)
- Skredløpet (hovedsaklig transport, men også endel erosjon og sedimentasjon)
- Utløpsområde (sedimentasjonsområdet)

En slik inndeling er i samsvar med det som benyttes for snøskred.

2. UTLØSNINGSFASEN I ET FLOMSKRED

På bakgrunn av de feltobservasjoner som er er gjort av flomskred i Norge, synes det naturlig å dele inn flomskredene i to typer mht. de prosesser som har ledet til utløsning av skredene:

-Skred som blir utløst i et bekkeløp som følge av kraftig erosjon og stor sedimenttransport ved flomvannsføringer

-Skred som blir utløst ved at løsmasseskred fra en sideskråning fyller bekkeløpet slik at dette blir demmet opp.

I det første tilfellet er det kreftene som det rennende vannet eventuelt sammen med sedimentene i transport påfører bunnmaterialet som er avgjørende for skredutløsningen. I det andre tilfellet er det faktorene som spiller inn på stabiliteten av et løsmassedekke som er avgjørende. Også Takahashi, 1981a har pekt på disse to fundamentalt

048 Bra Trykk AS

forskjellige måtene flomskred kan bli utløst på.

2.1 Utløsningsprosesser for flomskred som løsner grunnet stor fluvial løpserosjon

For å forstå samspillet mellom erosjon, transport og sedimentasjon i et bekkeløp er det viktig å kjenne til de grunnleggende fysiske prinsipper for løpshydraulikk. Vi vil i denne rapporten ta for oss de enkleste formlene, for å gi et visst innblikk i hvilke faktorer som har betydning.

Rennende vann påfører bunnmaterialet i et bekkeløp skjærkrefter, og størrelsen av disse er først og fremst avhengig strømningshastighet, strømningstype og ruheten på bunnen. Flomskred blir utløst i bekker med stor løpsgradient, hvor strømningen må betraktes som turbulent. I slike tilfeller kan skjærspenningen på bunnmaterialet uttrykkes ved følgende formel (Sundborg, 1956):

$$\tau_o = \rho_\omega \left(\frac{U_z}{5{,}75 \log_{10} \frac{30{,}2\ z}{k_s}} \right)^2$$

der τ_o er skjærspenning på bunnmaterialet (Pa)
ρ_ω er densiteten av rennende vann (kg/m³)
U_z er strømningshastigheten (m/s) i høyden z (m) over bunn
k_s er høyden av irregulariteter i bunnmaterialet (m)

Kraften som søker å holde en partikkel fast, F er lik den neddykkete vekt multiplisert med friksjonskoeffisienten:

$$F = V\ (\rho_s - \rho_\omega)\ g\ \tan\Phi$$

der ρ_s og ρ_ω er densiteten av hhv. partikkel og vann (kg/m³)
V er volumet av partikkelen (m³)
g er tyngdens aksellerasjon (m/s²)
Φ er friksjonsvinkel (°)

Andre faktorer som har betydning er partikkelens form, bunnmaterialets porøsitet og kornfordeling samt eventuelle kohesive krefter dersom materialet inneholder silt/leire.

Ved en kritisk skjærkraft vil partikkelen bli løsrevet fra bunn (erodert) og satt i bevegelse (bunntransportert). I 1935 framstilte P. Hjulstrøm et diagram for sammenhengen mellom kritisk strømningshastighet og erosjon/transport/sedimentasjon for ulike kornstørrelser på et empirisk grunnlag (se fig. 2)

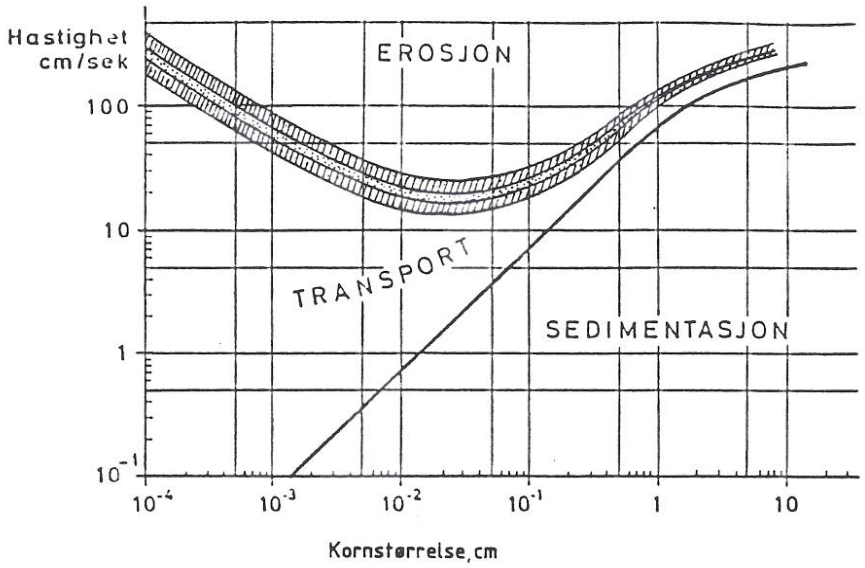

Fig. 2. Hjulstrøms kurve for sammenhengen mellom kritisk strømnings-hastighet og erosjon/transport/sedimentasjon.

Dette diagrammet viser at kornstørrelser 0,1-0,5 mm (fin sand) blir lettest løsrevet fra bunnen. Dessuten viser figuren at når en partikkel først er satt i transport, kan den holdes i bevegelse selv om strømningshastigheten blir lavere enn kritisk erosjons-hastighet.

Beregning av strømningshastigheten kan gjøres etter flere alternative formler, og felles for disse er at strømningshastigheten særlig er

avhengig av løpsgradienten, S, vannhøyden, h og ruheten i løpet. I Mannings formel som er basert på målinger i åpne kanalstrømmer, har vi følgende formel for den gjennomsnittslige strømningshastigheten v, i et tverrprofil:

$$v = \frac{h^{2/3} \; S^{1/2}}{n}$$

der n er en faktor for ruhet i løpet.

Ettersom vannføringa øker i forbindelse med regnvær eller snøsmelting vil vannhøyden øke og dermed også strømningshastigheten, noe som vil resultere i større skjærkrefter på bunnmaterialet og stadig større bunntransport. Når bunntransporten blir stor vil strømningsmønsteret endres pga. sedimentasjon i partier med relativt lavere strømningshastighet (f.eks. grunner, utflatninger eller i innersvinger) slik at vannstrømmen blir konsentrert til spesielle steder hvor erosjonen blir særlig stor (spesielt i yttersvinger). Den økte bunntransporten vil i seg selv føre til at skjærkreftene blir større.

Flomskred vil sannsynligvis utløses ved en kritisk skjærpåkjenning avhengig av strømningshastighet og mengden av bunntransport. Ut ifra observasjoner i løsneområdene for denne typen flomskred ser det ut til at skredene oppstår ved et plutselig skjærbrudd i bunnmaterialet slik at en større del av bunnen blir revet med. Dette vil resultere i ytterligere økning av erosjonen nedenfor bruddstedet, og skredet vil forplante seg nedstrøms sammen med den sterkt materialførende fronten. I tillegg vil det sannsynligvis også foregå en tilbakeskridende erosjon oppstrøms, men denne antas ikke å gi vesentlig bidrag til skredvolumet.

Takahashi (1981a) har ved undersøkelser av flomskredutsatte bekkeløp i Japan funnet en metode å vurdere faren for skred. I følge denne metoden er faren avhengig av gjennomsnittlig partikkelstørrelse av bunnmaterialet, d(cm), vannhøyde over bunn, h(cm) og løpsgradient, θ (^{o}).

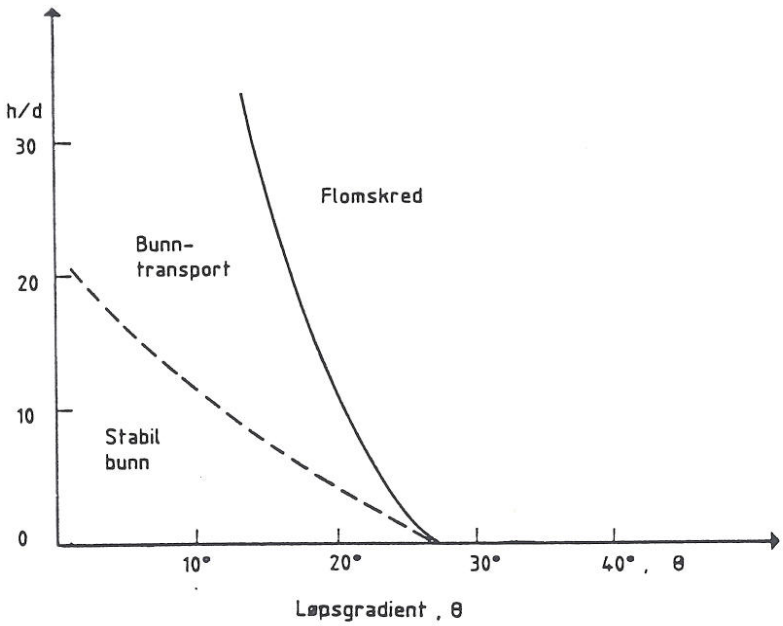

Fig. 3. Stabilitet av løpsmateriale basert på bunnmaterialets partikkelstørrelse, vannhøyde og løpsgradient (etter VanDine, 1985).

I denne figuren er det forutsatt at bunnmaterialet har følgende egenskaper:

Friksjonsvinkel: 37.5°

Tetthet ved full vannmetning: 2000 kg/m³

Tetthet i tørr tilstand: 1700 kg/m³

2.2 Faktorer som har betydning for erosjon og bunntransport i et bekkeløp

Graden av erosjon og mengden av bunntransport antas å være helt avgjørende faktorer når faren for flomskred skal vurderes nærmere. Erosjonen er først og fremst avhengig av strømningshastigheten. Dessu-

ten vil materialtilgjengeligheten i og langs løpet være vesentlig for mengden av materiale som kan settes i bevegelse.

Som tidligere nevnt er strømningshastigheten bestemt av løpsgradienten θ, høyden av vannstrømmen h, og ruheten av bunnmaterialet. Observasjoner av løpsgradienter der skred har startet er vist i fig. 4.

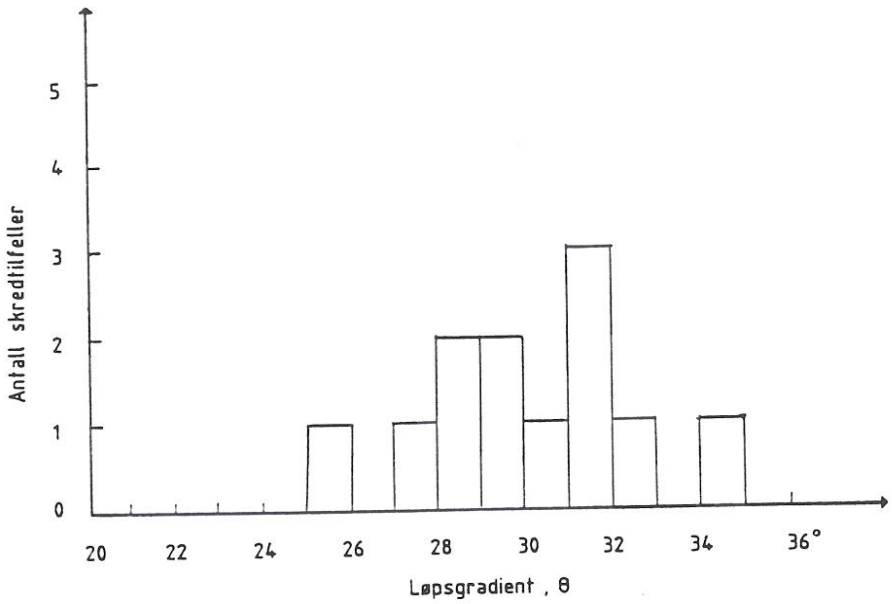

Fig. 4. Fordeling av løpsgradienter i løsneområdene for i alt 11 skredtilfeller som skyldtes sterk løpserosjon.

Nå kan det selvsagt ikke trekkes klare konklusjoner på bakgrunn av et så spinkelt observasjonsmateriale, men det ser ut til å eksistere en nedre kritisk grense på ca. 25° for hvor utløsning er mulig.

Vanndybden, h og dermed også strømningshastigheten, v øker med vannføringa, Q, og undersøkelser har vist at sammenhengen mellom v og

Q i en bestemt bekk kan uttrykkes ved

$$V = kQ^{0,35}$$

der k er en konstant avhengig av løpsforholdene.

Det er derfor viktig å kjenne til faktorene som innvirker på størrelsen av Q. Tar vi utgangspunkt i et enkelt uttrykk for vannbalansen i et nedbørfelt:

$$Q = P - E \pm \Delta S$$

der P er total nedbørtilførsel pr. tidsenhet (m^3/s)

E er total evapotranspirasjon (vannfordampning + vegetasjonens vannforbruk) pr. tidsenhet (m^3/s)

ΔS er forandringen i magasineringsvolum i løpet av tidsenheten (m^3/s)

ser vi at Q først og fremst er bestemt ut fra P og ΔS, da den relative betydningen av E kan ses bort fra i en nedbørsituasjon.

P er den faktoren som i de fleste tilfeller har størst betydning for Q. Dette blir da også bekreftet av det faktum at de fleste flomskred blir utløst i forbindelse med intense regnvær. Vi vil diskutere sammenhengen mellom nedbørsintensitet og skredutløsning nærmere i et senere kapittel (kap.3).

Magasineringskapasiteten, S i et nedbørfelt bestemmer hvor lang tid det tar fra nedbøren faller i et bestemt punkt til det kommer fram til det stedet der vannføringa blir målt. Dette tidsforbruket blir gjerne kalt responstid. I et felt med stor magasineringskapasitet vil variasjonene i nedbørsintensitet bli dempet gjennom feltet slik at vannføringa får et jevnere forløp. Variasjonene i Q antas å ha stor betydning for graden av skredfare, idet bekkeløp med store variasjoner gjerne er mer utsatt for skred. S er i første rekke avhengig av relieff, løsmasse-

dekkets sammensetning og tykkelse, nedbørfeltets form, drenerings-tetthet og arealet av sjøer. Lave S er gjerne forbundet med felt der vi har høyt relieff og tynt løsmassedekke, og hvor dreneringstettheten dessuten er høy, formen av nedbørfeltet er sirkulært og sjøarealet er lite.

Nå vil S forandre seg avhengig av i hvilken grad vannmagasinene er fyllt opp. Dette fører til at responstida er kortere i et felt etter nedbørrike perioder, slik at vannføringa vil reagere raskere på forandringer i nedbørsintensiteten. Faren for flomskred vil derfor være størst når nedbørfeltet er nær vannmettet forut for et nytt uværstilfelle.

I magasineringskapasiteten inngår også snødekket. Ofte inntreffer flomskred i perioder med sterk snøsmeltning om høsten, og i mange tilfeller antas snøsmeltningen å ha vært helt avgjørende for skredutløsningen. Eksempelvis vil smeltning av 30 cm snø med gjennomsnittlig tetthet 300 kg/m³ tilsvare en nedbørmengde på 90 mm.

Størrelsen av Q er selvsagt også avhengig av nedbørfeltets areal. Nå synes imidlertid faren for flomskred mere å være avhengig av variasjonene enn den absolutte størrelsen av Q. Dette henger sammen med at fordelingen av bunnmaterialets kornstørrelser er bestemt ut fra de rådende vannføringsforhold. Det betyr at bunnmaterialet er grovest i bekker med høy normal vannføring, og de vil derfor tåle større vannføringer før det blir utløst skred enn tilfellet er for mindre bekker.

Ved siden av Q antas <u>tilgjengeligheten til sedimenter</u> å være den faktoren som har størst betydning for graden av skredfare. I denne sammenhengen er det spesielt to momenter det må tas hensyn til:

1) Lokalisering og utbredelse av sedimentkildene

2) Sedimentkildenes evne til å motstå erosjon

Viktigste sedimentkilde er vanligvis materialet i selve bekkeløpet. Særlig viktig er her materialet i yttersvinger der det erfaringsmessig

foregår sterkest erosjon pga. størst strømningshastighet i disse partiene. Dessuten må man ta i betraktning at en stadig større del av materialet i løpets sidevegger vil inngå som mulige sedimentkilder ved stigende vannhøyde ettersom Q øker. Hvor lett eroderbare disse kildene er, kan kun avgjøres ved feltbefaring.

Lengdeprofilet av bekkeløpet har også betydning for graden av erosjon og tranport. Den største frekvensen av flomskred opptrer gjerne i sidebekker til større hoveddaler som er overfordypet i forhold til sidedalene ved glasial erosjon. Dette har ført til senket erosjonsbasis i sidedalene og dermed en mer intens erosjon. Dette forhold gir seg til kjenne ved at sidebekkene gjerne følger dype gjel ut mot hoveddalen. Mange steder er denne tilpasningen til ny erosjonsbasis ennå ikke fullført, og det foregår stadig tilbakeskridende erosjon oppover i bekkeløpet. Store akkumulasjonsvifter ved utløpet mot hoveddalen tyder da også på at det har foregått stor sedimenttransport i disse bekkene siden siste istid.

Dersom sideskråningene til bekkeløpet er bratte, må det også tas hensyn til eventuell tilførsel av materiale ved skredaktivitet fra sidene. Dette gjelder spesielt der bekkeløpene følger dypt nedskårete gjel med hyppig steinsprangaktivitet. Slikt skredmateriale vil hope seg opp i løpet og vil føres ut ved flomvannsføringer. Klarer ikke bekken å opprettholde likevekt mellom tilført og uttransportert materiale over en lengre tidsperiode, vil etterhvert faren for flomskred tilta.

En annen viktig sedimentkilde er steder der bekkeløpet skjærer gjennom glasifluviale avsetninger bestående av mest sand og grus med liten eller ingen kohesjon. I perioder med særlig stor vannføring har skråninger med slikt materiale en tendens til å bli undergravet med fare for utglidninger av store løsmassevolum.

Fargen og formen på bunnmaterialet vil ofte gi en indikasjon på graden av bunntransport i et bekkeløp. Består dette materialet av lysfarget og godt avrundet stein tyder dette på en intensiv

bunntransport, i motsetning til mørkfarget og kantet materiale i en bekk med liten transport.

Når det gjelder erosjons-, transport- og akkumulasjonsprosessene i et bekkeløp, er det ofte snakk om begrepet likevekt. En bekk i likevekt har over tid et nokså stabilt lengde- og tverrprofil, og det vil være omtrentlig samsvar mellom det løpet får tilført og det som blir transportert ut. Bekken vil opprettholde denne likevekten på forskjellig måter. Noen vil transportere ut det tilførte materialet jevnt og trutt ved hver flomvannsføring. Andre har så stor tilførsel at de ikke klarer å renske løpet ved de vanlig forekommende flommene. I stedet blir materialbalansen opprettholdt ved kraftig transport i helt spesielle og mer sjeldne flomsituasjoner. Bekker utsatt for flomskred hører gjerne til den sistnevnte kategorien.

Bekkeløpets form og gradient er hele tida tilpasset de rådende vannførings- og transportforhold. Inntreffer en situasjon bekkeløpet ikke er vant til, f.eks. helt ekstraordinære regnskyll eller plutselig tilførsel av løsmasser fra et skred i en sideskråning, vil løpet bringes ut av denne likevekten med fare for flomskred. I denne sammenhengen er det viktig å være oppmerksom på menneskelige inngrep i et nedbørfelt som f.eks. massedeponeringer eller utgravninger i bekkeløpet. Ikke sjelden har slike inngrep ført til utløsning av flomskred.

Man kan derfor aldri fullstendig utelukke at det vil løsne flomskred i en bekk. Forstyrres likevekten tilstrekkelig kan enhver bekk være utsatt. Derimot vil en feltbefaring kunne gi informasjon om graden av fare for skred.

2.3 Geotekniske prinsipper for vurdering av stabiliteten av en løsmasseskråning

Løsmasseskred glir gjerne ut etter relativt klare bruddplan tilnærmet parallelt med skråningen. Et løsmassedekke blir holdt på plass av friksjonskrefter mot bunnen og av strekk-krefter i selve løsmassedekket. Disse to fasthetskreftene må overvinne den drivende kraften som virker nedover skråningen og som er lik tyngdens komponent parallelt med skråningen.

Motstanden mot brudd, ofte kalt skjærfasthet (S), kan uttrykkes ved formelen (Sidle and Swanston, 1982):

$$S = c + (\rho_f g z \cos^2\alpha - u)\tan\phi$$

der
- S = skjærfasthet (Pa)
- c = kohesjon (Pa)
- ρ_f = gjennomsnittlig densitet av løsmassedekket over glideplanet (kg/m³)
- g = tyngdens aksellerasjon (9,81 m/s²)
- z = vertikal dybde av løsmassedekket over glideplanet (m)
- α = glideplanets og terrengets helning (°)
- ϕ = løsmassenes friksjonsvinkel (°)
- u = porevannstrykk ved glideplanet (Pa)

Tyngdens komponent parallelt skråningen vil påføre bruddplanet en skjærpåkjenning, τ:

$$\tau = \rho_f g z \cos\alpha \sin\alpha$$

Stabiliteten av et løsmassedekke kan nå uttrykkes ved den såkalte sikkerhetsfaktoren, F.S, og som er lik forholdet mellom skjærfasthet og skjærpåkjenning:

$$F.S = S/\tau$$

Ideelt skal brudd inntreffe når F.S < 1.

Spenningstilstanden av et element i et løsmassedekke er bestemt av kohesjonen, densiteten av løsmassene over glideplanet samt porevannstrykket mot glideplanet, idet de andre faktorene kan betraktes som konstante, ihvertfall over et kortere tidsintervall. Den helt avgjørende faktoren for stabiliteten er mengden av tilført vann. I løsmasser som inneholder finstoff (silt/leire) vil som regel kohesjonen avta med økende vanninnhold grunnet reduksjon i det kapillære suget, som har en tendens til å binde jorda sammen. I tillegg vil tettheten av løsmassene øke, noe som fører til en økning i såvel skjærfasthet som skjærpåkjenning. Totalt antas denne densitetsøkningen bare å ha minimal innvirkning på stabiliteten. Dersom vanntilførselen blir så stor at det bygger seg opp en vannmettet sone over bruddplanet, vil F.S reduseres betraktelig, og det er i litteraturen vanlig å tillegge porevannstrykket en helt avgjørende betydning i vurderingen av stabilitet. Porevannstrykket kan beregnes etter følgende formel:

$$u = \rho_\omega g h \cos^2\alpha$$

der h = høyden på den vannmettede sonen over glideplanet (m)

I en fjellside over marin grense vil vi vanligvis finne et jordprofil med følgende lagdeling:

(1) Øverst et lag av organisk materiale (humus)
(2) Under dette et lag med forvitringsjord
(3) Deretter forvitret bunnmorene, dvs. bunnmorene påvirket av eksterne prosesser som f.eks. frost og biologisk aktivitet
(4) Nederst den uforvitrete bunnmorenen

De tre øverste lagene har som regel gode dreneringsegenskaper (permeabilitet), mens det skjer en markert reduksjon av permeabiliteten i overgangen mot den uforvitrete bunnmorenen, som er svært tett. I denne overgangssonen ligger forholdene vel til rette for oppbygning av porevannstrykk. Vanligvis ligger denne sonen ved omtrent

0,5-0,7 m dybde. Befaring av løsneområdene viser da også at glidesjiktet ligger akkurat mot den uforvitrete bunnmorenen, som oftest også viser seg å være vannmettet like etter skredhendelsen.

Det er imidlertid vanskelig å anvende formelverket beskrevet ovenfor i praksis. Flere av de faktorene som inngår i formlene har vist seg vanskelig å kvantifisere, og dette gjelder spesielt permeabiliteten. Verdien av denne vil variere svært mye selv over korte avstander, avhengig av sprekkemøntre, rotsystemer og eventuelle store stein. De samme faktorene vil også gjøre det vanskelig å definere mulige glideplan eksakt. Dessuten kan det bygge seg opp vanntrykk i avgrensete sand- og gruslinser.

Det antas lite hensiktsmessig å anvende formelverket på en steinrik og vegetasjonsdekket moreneskråning, noe som trolig er den mest vanlige situasjonen her i landet. Likevel gir formelene et godt innblikk i hvilke faktorer som har betydning for stabiliteten av en løsmasseskråning.

Når et løsmasseskred løper ut i et bekkeløp, vil likevekten i bekkeløpet bli brakt ut av balanse. Det kan skje en oppdemming i bekkeløpet, og når denne bryter vil den sterkt masseførende strømmen føre til kraftig erosjon videre nedover i løpet. Selv uten oppdemming antas den store sedimenttransporten alene å kunne gi opphav til ustabile løpsforhold og utløsning av flomskred.

2.4 Faktorer som har betydning for utløsning av løsmasseskred

Som nevnt under kapittel 2.3 er stabiliteten av en løsmasseskråning i hovedsak bestemt av kohesjonen, c, og porevannstrykket, u. En reduksjon av stabiliteten skjer enten som følge av at kohesjonen avtar eller ved at porevannstrykket øker. Vi skal i dette kapittelet se litt nærmere på faktorene som spiller inn på størrelsene av c og u.

Vanntilgang til løsmassedekket i form av nedbør eventuelt i kombinasjon med snøsmelting antas å være en nødvendig betingelse for utløsning av

løsmasseskred. En økning av vanninnholdet over full metningsgrad vil foruten å gi en økning av porevannstrykket som regel også føre til en reduksjon av kohesjonen. Vi vil under kapittel 3 se nærmere på hvilke nedbørsintensiteter som må til før kritiske forhold inntreffer.

Lømassedekkets kornfordeling og struktur har først og fremst betydning for hvordan og hvor fort vannet renner gjennom jordprofilet. Kornfordelingskurver av jordprøver tatt fra lokaliteter der det har gått løsmasseskred viser alle god sortering, og dessuten inneholder alle minst 10% i leire- og siltfraksjonen (se fig. 5).

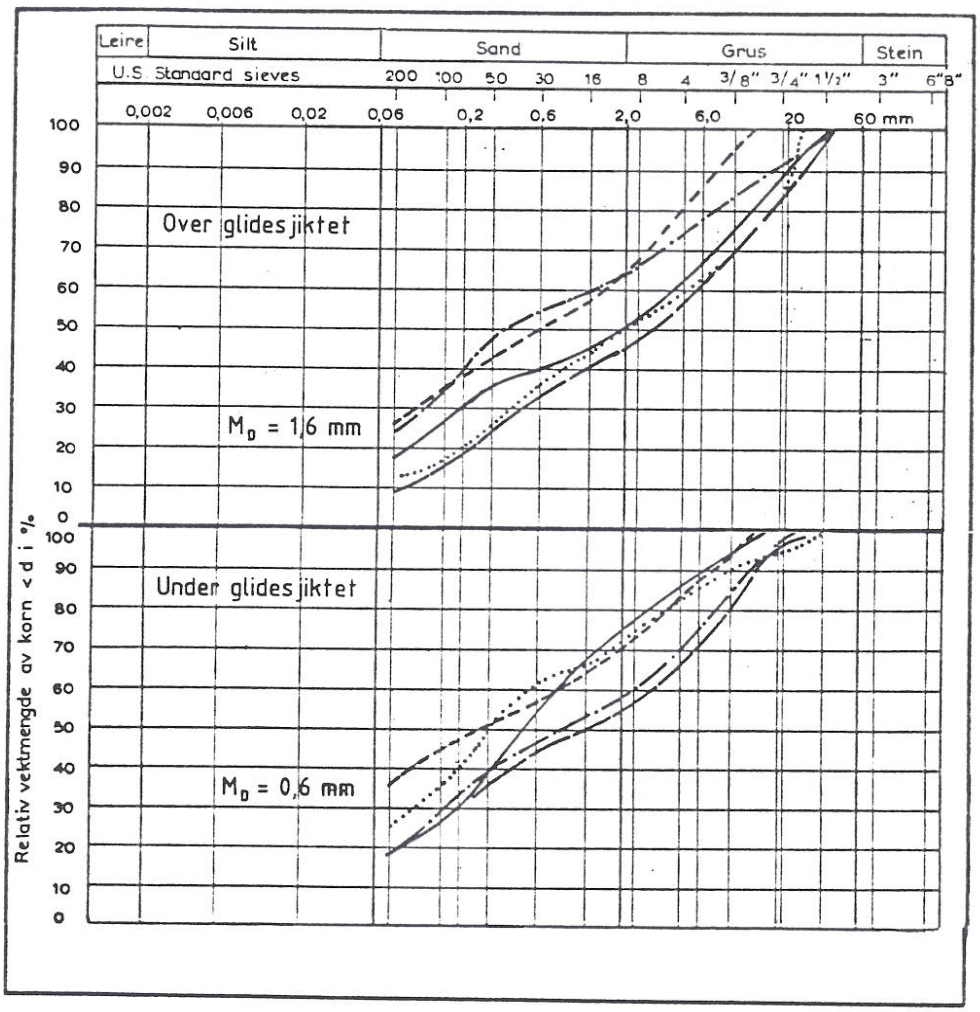

Fig. 5. Kornfordelingenskurver av jordprøver tatt fra steder der løsmasseskred har løsnet. M_d gjennomsnittlig korndiameter.

Nå vil kohesjonen normalt øke med økende finstoffinnhold. Viktigere er derimot det faktum at permeabiliteten avtar med økende leire-/siltinnhold med muligheter for oppbygning av porevannstrykk. Dette antas å være helt avgjørende for stabiliteten, idet porevannstrykk trolig er en nødvendig betingelse for at en skråning skal gå til brudd.

Også strukturen har betydning for muligheten av porevannsoppbygning. Eksistensen av tette sjikt med lav infiltrasjon der avrenningen ikke klarer å holde tritt med tilførselen av vann, synes å være et felles kjennetegn for jordprofiler der skred løsner. I norsk bunnmorene med typisk podsol-profil finner vi som regel en markert reduksjon i permeabiliteten omtrent i nivå med teledybden (ca. 0,5 m dybde). Telen forårsaker islinse- og sprekkedannelse som gir løsmassedekket en løs struktur med gode avrenningsegenskaper. Også røtter og dyreliv medvirker til at den øvre delen av jordprofilet blir løst pakket. Den overkonsoliderte og uforvitrete bunnmorenen som ligger under har langt lavere permeabilitet, og infiltrasjonen av vann inn i denne horisonten klarer ikke å holde tritt med tilførselen av vann ovenfra. Det faktum at de aller fleste løsmasseskred har et bruddplan nettopp mot den uforvitrete bunnmorenen indikerer at det bygger seg opp porevannstrykk i denne overgangssonen mellom høy og lav permeabilitet i jordprofilet.

Oppbygging av lokalt høyt porevannstrykk i løsmassene kan også skje ved tilskudd fra spesielt vannførende lag, enten i sand- og gruslag i selve løsmassene (Dahl og andre, 1981), eller fra horisonter i berggrunnen (Renwick, 1982). Flere øyevitner til løsmasseskred har hørt kraftige smell i utløsningsøyeblikket, ofte kombinert med utspyling av store vannmasser fra bruddstedet (bl.a. Seyffarth, 1960). Denne nærmest eksplosive formen for utløsning kan tyde på at grunnvannet står under artesisk trykk.

Vegetasjonens rotsystem vil foruten å innvirke på jordas permeabilitet også bidra til en økning av kohesjonen ved at rotsystemet har en tendens til å binde jorda sammen. Dessuten vil vegetasjonens vannforbruk

føre til at vanninnholdet blir redusert. Alle disse faktorene vil virke positivt inn på stabiliteten. Det er i litteraturen flere eksempler på at fjerning av vegetasjonen har resultert i utglidninger av løsmassedekket, se f.eks. Bishop and Stevens (1964). Fra Norge er det kjent at geitenes nedbeiting av bjørkeskogen samt snauhogging har ført til utløsning av skred.

Skråningens form, eksposisjon og steilhet vil også innvirke på skredfaren. Vanninnholdet i løsmassedekket vil være størst langs forsenkninger i terrenget, og muligheten for oppbygning av porevannstrykk er derfor størst her (Sidle and others, 1985). Eksposisjonen har betydning grunnet den orografiske nedbørutfellingen på vindsida av markerte høydedrag. Da de største nedbørmengdene på Vestlandet, i Trøndelag og Nord-Norge gjerne faller i forbindelse med vind fra sektoren SV-NV, vil skråninger som ligger vendt mot denne himmelretningen som regel motta de største nedbørmengdene. Den største hyppigheten av løsmasseskred opptrer derfor gjerne i skråninger med denne eksposisjonen langs kyst-Norge.

Eksposisjonen har dessuten betydning for hvor mye solinnstråling en skråning vil motta. Sørvendte skråninger vil ha en tendens til å tørke raskere opp etter et regnvær, slik at det skal mer nedbør til før det bygger seg opp porevannstrykk igjen. På den andre siden vil snøsmeltingen i slike skråninger være mere intens på vårparten med større tilstrømning av vann til løsmassedekket. Løsmasseskred som løsner på vårparten grunnet sterk snøsmelting har av denne grunn størst hyppighet i sør- og sørvestvendte skråninger.

Skråningsgradienten har selvfølgelig mye å si for stabiliteten, idet tyngdens komponent parallelt med skråningen øker med gradienten. Det ser ut til at fjellsider dekket med bunnmorene må ha minst 35° helning for at et løsmasseskred skal bli utløst. Nå har imidlertid en skråning siden siste istid stilt seg inn i en slags likevekt med de lokale klimatiske og vegetasjonsmessige forhold. Man kan derfor ikke uten videre fastslå at en skråning med 45° helning nødvendigvis har en

(43) Eta Trykk AS

lavere stabilitet enn en skråning med 40° helning. Det viktige i denne sammenhengen er hvilken nedbørsintensitet skråningen tåler før den går til brudd. Grunnen til at skråninger i samme området står med forskjellig steilhet må bero på ulike styrkeegenskaper grunnet f.eks. forskjell i vanninnhold, kohesjon eller struktur.

Det er også sett eksempler på at løsmasseskred har blitt utløst som følge av belastningen fra steinblokker som har løsnet i en brattkant ovenfor. Dette var tilfelle ved skredulykken i Nordfjordeid i 1976. I Japan er ytre påvirkninger i form av jordskjelv en vanlig utløsningsårsak.

Menneskelige inngrep i en skråning fører ofte til en reduksjon av stabiliteten. Som tidligere nevnt vil hogst øke skredfaren. Anleggelse av skogsbilveger i bratte fjellsider har i flere tilfeller resultert i skred grunnet utilstrekkelig dimensjonering av dreneringssystemet. Grøfting av myområder med ukontrollert drenering ut i bratte skråninger har likeledes gitt opphav til utglidninger.

3. SAMMENHENGEN MELLOM NEDBØRSINTENSITET OG UTLØSNING AV FLOMSKRED

Såvel internasjonal litteratur som erfaringer her i landet viser at utløsning av flomskred skjer i forbindelse med kraftig nedbør eventuelt i kombinasjon med snøsmelting. Dette gjelder både flomskred utløst ved stor løpserosjon og skred utløst grunnet oppfylling av løpet av løsmasseskred fra en sideskråning. Vi må derfor se litt nærmere på hvilke nedbørmengder som må til før skred blir utløst.

3.1 Momenter som må tas i betraktning i vurderingen av kritisk nedbørsintensitet

Nedbøren viser stor regional variasjon i Norge, og mye av denne variasjonen skyldes de topografiske forholdene. Når fuktig luft blir presset opp av et høydeparti vil prosessene som leder til nedbørut-

049 Bra Trykk AS

felling intensiveres. Denne såkalte orografiske effekten gir seg generelt til kjenne ved at de største nedbørmengdene vil falle på vindsida av et høydeparti. Dessuten vil nedbørmengdene vanligvis øke med høyden over havet. Også den konvektive bygenedbøren sommerstid kan vise stor variasjon selv over korte avstander. Lokaliseringen av nedbørstasjoner i Norge er altfor spredt til å fange opp disse forskjellene. Det er derfor ofte vanskelig å vite den eksakte nedbørmengden i et skredtilfelle der det er stor avstand til nærmeste nedbørstasjon.

Videre er det viktig å være klar over at ulike klimaområder vil ha ulike verdier for kritisk nedbørsintensitet. Bekkeløp og skråninger antas å tåle mer nedbør i et nedbørrikt område enn tilfellet er i et tørt område.

Enkelte forfattere har hevdet at nedbøren alene ikke kan være årsak til skredutløsning. Etter deres oppfatning er nedbøren kun en medvirkende årsak. Jackson (1966) har i sitt arbeid hevdet:

"However, while the climatic conditions initiating a slip may be abnormal....., it is unlikely that they are without any precedent in the history of the slope....., some other factor, either a gradual weathering or an unprecedented change in the conditions of existence of the slope must reduce the margin of safety."

Også Terzaghi (1960) er inne på det samme momentet:

"...exposure to rain and snowmelt belongs to the normal existence of a slope. Hence, if a slope is old, heavy rainstorms or rapidly melting snow can hardly be the sole cause of a slope failure, because it is most unlikely that they are without any precedent in the history of a slope. They can only be contributing factors."

Slike stabiliseringsreduserende faktorer kan f.eks. være menneskelige inngrep i form av undergraving i en skråningsfot, snauhogst, forstyrrelser i den naturlige drenering o.l. Effekten av slike ytre inngrep i en skråning eller i et bekkeløp har helt innlysende negativ

048 Bra-Trykk AS

effekt på stabiliteten. Betydning har også de langsomme og skjulte forandringer som foregår nede i jorda grunnet kjemiske reaksjoner og som på sikt kan bidra til at stabiliteten avtar. Ved kvikkleireskred er det utvaskningen av salt i den marine leiren som resulterer i at kornstrukturen over tid blir mer ustabil overfor påkjenninger. Hvorvidt en slik reduksjon også skjer i en moreneskråning vites ikke, og det er vanskelig å påvise denne reduksjonen i stabilitet ved vanlige geotekniske målemetoder.

Et annet viktig moment som må diskuteres når kritisk nedbørsintensitet skal vurderes, er hvilket tidsintervall intensiteten skal beregnes utfra. Flere forfattere hevder at det er den maksimale nedbørsintensitet innenfor et fåtalls timer som er avgjørende for hvorvidt det bygger seg opp tilstrekkelig stort porevannstrykk. Sidle and Swanston (1982) hevder således:

"The apparent cause of the debris slide was not the total amount of rain that fell during the 10 h storm, but rather the distribution of the rain, the maximum 2-6 h rainfall may have been the most important driving variable influencing the groundwater level...."

Temple and Rapp (1972) har i sitt arbeid fra Svalbard konkludert med:

"It is probably the extreme rainfall intensities over periods of 30 minutes to 1 hour are the critical parameter for build-up of porewater pressure and for shear failure".

Nedbørstasjonene i Norge foretar observasjoner av nedbøren stort sett en gang i døgnet. Dette er altfor lav registreringshyppighet sett i relasjon til ovennevnte sitater. Flere av de synoptiske værstasjonene registrerer 2 ganger i døgnet, noe som gir litt bedre utgangspunkt for vurdering av kritisk nedbørsintensitet.

Ved siden av den løpende utvikling av intensiteten i et nedbørstilfelle, har den forutgående nedbørsmengden også betydning for graden av skredfare. I perioder med mye nedbør vil vannmagasinene i et nedbørfelt

være fyllt opp og i tillegg vil løsmassedekket ha et høyt vanninnhold. Den kritiske nedbørsintensitet vil derfor i slike tilfeller være lavere enn om det på forhånd har vært en lang periode uten nevneverdig nedbør.

3.2 Forsøk på tallfesting av kritisk nedbørsintensitet

Med utgangspunkt i det kraftige uværet som gikk over nordlige Nordland og sørlige Troms i begynnelsen oktober 1959, har Jørstad (1964) sett nærmere på sammenhengen mellom observerte nedbørhøyder og skredaktiviteten. Han fant da ut at lokalitetene som hadde opplevd flom-/løsmasseskred, alle hadde døgnnedbør over 65 mm målt på nærmeste nedbørstasjon. Videre antok han at den kritiske døgnnedbør som kunne gi opphav til skred kunne angis som en prosentvis andel av årsnedbøren. Eksempelvis ble det antatt en kritisk døgnnedbør på 10-13% av årsnormalen i ytre strøk av Nordland og Troms. Tilsvarende prosenter for andre landsdeler var: Vestlandet 5-8% og indre deler av Østlandet 15-20%.

Jørstad utviklet en empirisk formel for beregning av kritisk døgnnedbør basert på innsamling av nedbørdata fra kjente skredhendelser i Norge:

$$R(24\ t,krit) = 40 + 0{,}058\ R(år)$$

der

R(24 t,krit): kritisk døgnnedbør (mm)
R(år) : gjennomsnittlig årsnedbør (mm)

Benytter vi denne formelen på ulike klimaområder i Norge, får vi følgende verdier:

Østlandet (R(år)=800 mm) : R(24 t,krit) = 86,4 mm

Nedbørrikt
Vestlandet (R(år)=2500 mm): R(24 t,krit) = 185,0 mm

Trøndelag
Nordland
Ytre Troms (R(år)=1500 mm): R(24 t,krit) = 127,0 mm

For å anskueliggjøre hyppigheten av disse nedbørsintensitetene for de ulike områdene, er det benyttet data fra en publikasjon utgitt av Det Norske Meteorologiske Institutt utarbeidet av Førland og Iden (1984). Her kan man finne statistiske forventede nedbørverdier i løpet av 1-30 døgn med forskjellig gjennomsnittlig gjentakelsesintervall for i alt 49 nedbørstasjoner i Norge.

Vi har valgt ut stasjoner som representerer de ulike klimaområdene nevnt foran, og for hver av disse er R(24 t,krit) beregnet i følge Jørstads formel. Det er deretter beregnet gjennomsnittlig gjentakelsesintervall,T(r) for disse kritiske intensitetene.

Landsdel	Nedbørstasjon	R(år) mm	R(24 t,krit) mm	T(r) år	Forventet 10-års døgnnedbør
Østlandet	0535 Nord-Odal	730	82,3	~120	53 mm
Sørlandet	3845 Herefoss	1348	118,2	~ 25	100 mm
Vestlandet	5025 Tysse	2421	180,4	~200	120 mm
Trøndelag	7210 Namdalseid	1115	104,7	~350	62 mm
Nordland og Ytre Troms	8685 Barkøy	1321	116,6	~ 50	85 mm
Indre Troms	8980 Øverbygd	587	74,0	~ 35	60 mm

De store forskjellene i T(r) tyder på at formelen for R(24 t,krit) må brukes med forsiktighet. Det synes lite sannsynlig at faren for skred i Herefoss skulle være over 10 ganger så stor som i Namdalseid.

De fleste forfattere i internasjonal litteratur har funnet at det gjennomsnittlige gjentakelsesintervall for den observerte nedbøren som har ført til skred, ligger i området 2-10 år (se bl.a. Sidle and

Swanston, 1982, Temple and Rapp, 1972 og Swanston, 1969). De peker imidlertid på at frekvensen av skred som regel er langt lavere enn dette intervallet. Det er derfor grunn til å anta at fordelingen av nedbør innenfor den perioden som intensiteten er beregnet utfra, også har stor betydning. I Norge foretas som tidligere nevnt de fleste nedbørstasjonene observasjoner kun en gang i døgnet. Sannsynligvis er faren for skred størst dersom størstedelen av nedbøren falt i løpet av ett døgn kommer konsentrert bare innenfor noen fåtalls timer.

Caine (1980) har gjennomgått i alt 73 skredtilfeller beskrevet i publikasjoner og sett på sammenhengen mellom intensiteten og varigheten av et nedbørstilfelle. Han fant følgende nedre grenselinje for når skred ble utløst:

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

der I: nedbørsintensitet (mm/time)
D: varighet (timer)

eller uttrykt ved nedbørsmengde, R (mm)

$$R = I \quad D = 14{,}82 \quad D^{0{,}61}$$

Disse formlene er vist grafisk i fig. 6.

Det er viktig å være klar over at datagrunnlaget er hentet fra ulike klimasoner med ulike geologiske og vegetasjonsmessige forhold og dessuten ved forskjellige forutgående nedbørforhold. Den er derfor beheftet med svakheter som det må tas hensyn til ved praktisk bruk.

Denne formelen gir følgende terskelverdi for døgnnedbør:

$$R_{24,krit} = 103{,}0 \text{ mm}$$

Dette tilsvarer en gjennomsnittlig intensitet på 4,3 mm/time.

Som nevnt tidligere har det fra flere hold blitt hevdet at det er den maksimale nedbørsintensiteten innenfor et tidsrom på 2-6 timer

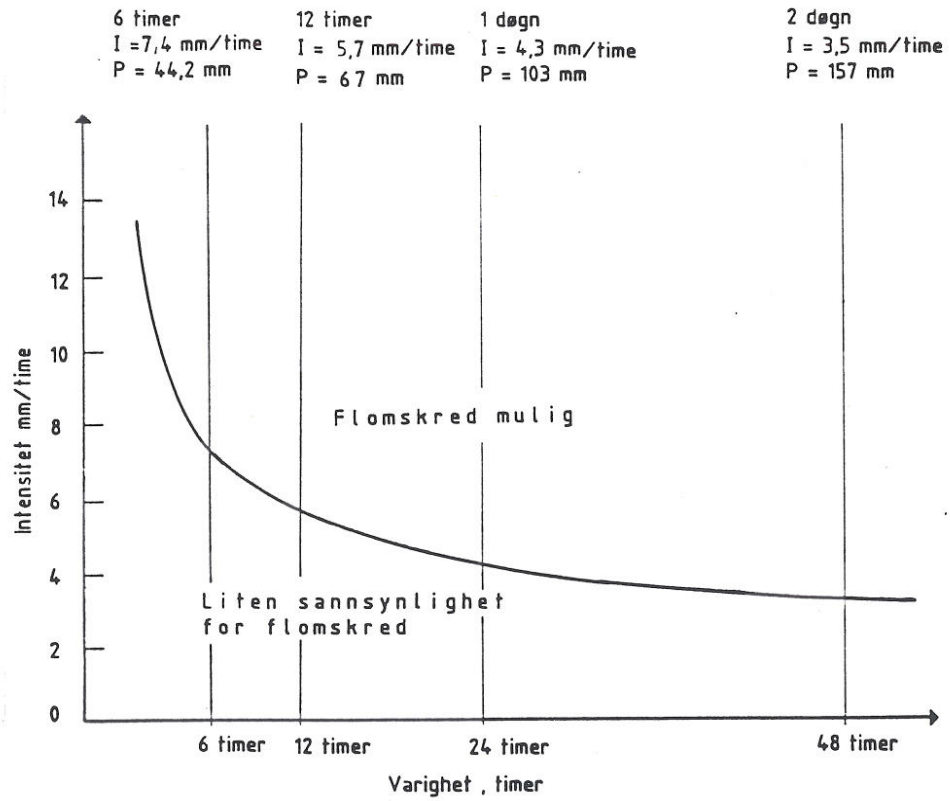

Fig. 6. Sammenhengen mellom nedbørsintensitet, varighet og flomskredfare.

som er avgjørende for hvorvidt det skal løsne skred eller ei. Caines formel gir følgende kritiske verdier for henholdsvis 2 og 6 timer:

R(2 t,krit) = 22,6 mm tilsvarende I = 11,3 mm/time

R(6 t,krit) = 44,2 mm tilsvarende I = 7,7 mm/time

Et godt eksempel for å belyse sammenhengen mellom skredutløsning og nedbørintensitet, er et skredtilfelle som fant sted 15. september 1988 i Skivika like nord for Bodø. Vågøynes forsøksstasjon ligger bare 2 km øst for skredområdet, og på denne stasjonen blir det foretatt nedbørmålinger hver time. Fig. 7 viser timeverdiene for nedbørhøyden under dette uværet.

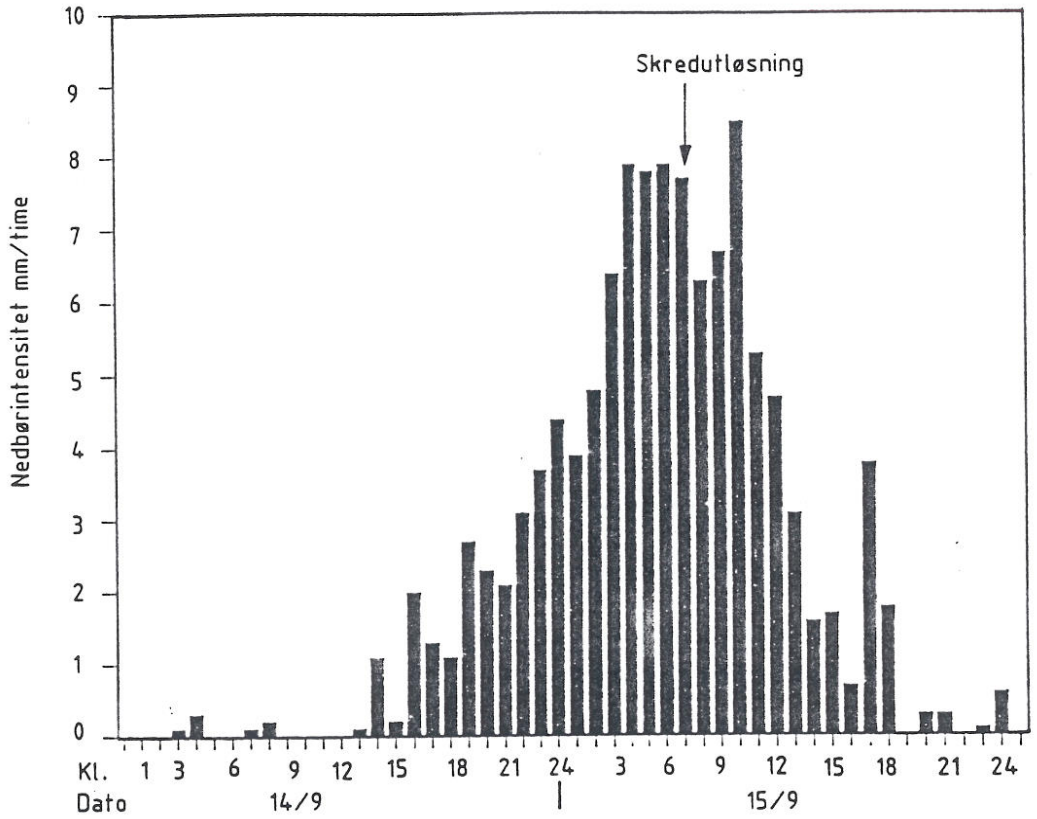

Fig. 7. Nedbørmålinger Vågøynes, Bodø 14-15/9-1988.

Skredet løsnet ca. kl. 06.00, og nedbørmengdene og intensitetene de siste 2 og 6 timer er beregnet til:

R (2 timer) = 15,6 mm tilsvarende I = 7,8 mm/time
R (6 timer) = 42,5 mm tilsvarende I = 7,1 mm/time

Nedbørmengden de siste 6 timene ligger svært nær den kritiske verdien i følge Caines formel. Det hadde vært en lengre nedbørfattig periode før dette uværet og antageligvis ville det løsnet skred ved lavere nedbørsintensitet dersom denne perioden hadde vært rik på nedbør.

Den største svakheten med formelen til Caine synes å være at det ikke er tatt hensyn til forutgående nedbørforhold. Takahashi (1981a) har utviklet en metode for å forutsi utløsning av flomskred hvor nettopp dette momentet er tatt med (se fig. 8):

049 Bra Trykk AS

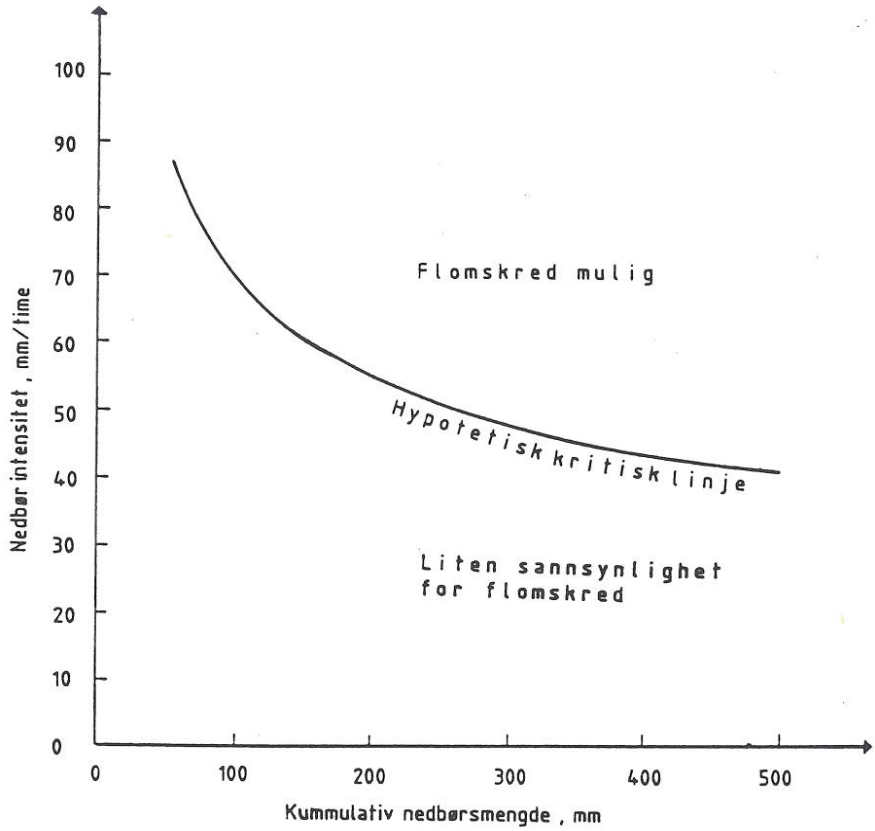

Fig. 8. Sammenhengen mellom nedbørsintensitet, akkumulert nedbør og skredfare i Japan (etter Takahashi, 1981a).

Vi ser av figuren at den kritiske intensiteten avtar med samlet nedbørmengde falt tidligere i uværstilfellet. Nå kan selvsagt ikke de samme skalaene for nedbørmengde/intensitet brukes for norske forhold. Men selve prinsippet for vurdering av skredfare virker fornuftig. På sikt vil erfaring fra skredhendelser i Norge gi muligheter å konstruere en tilsvarende figur som kan benyttes for norske forhold.

Den såkalte API-faktor (Antecedent Precipitation Index) har vært benyttet for å kvantifisere betydningen av forutgående nedbørsmengder. I denne blir tidligere døgns nedbørmengde tillagt stadig mindre betydning bakover i tiden.

048 Bra-Trykk AS

Et eksempel på en formel for beregning av API:

$$API = R(5)/5 + R(4)/4 + \ldots\ldots + R(1)/1$$

der R(i) er døgnnedbøren (i) dager siden

Det er også viktig å ta hensyn til de ulike klimasonene i Norge. I de maritime kyststrøk på Vestlandet, i Trøndelag og Nord-Norge, får man gjerne de største nedbørmengdene i forbindelse med frontpassasjer om høsten. Dette i motsetning til de mere kontinentalt pregete klimastrøk i innlandet, der de største nedbørmengdene vanligvis kommer på sensommeren med kraftige ettermiddagsbyger. Dette kommer klart til uttrykk når vi studerer hyppigheten av skred sett i forhold til måned (se fig. 9).

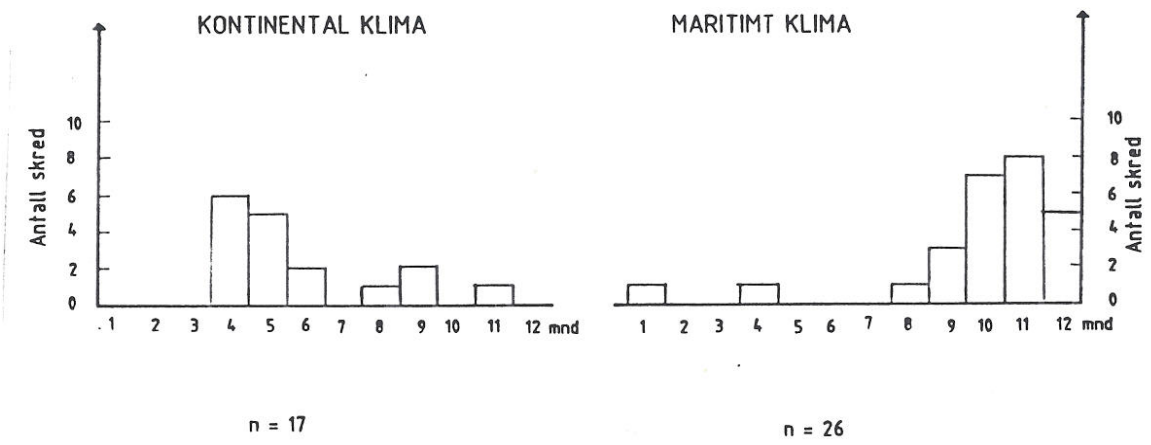

Fig. 9. Hyppigheten av løsmasse-/flomskred i Norge sett i forhold til månedene.

Også snøsmelting kan tilføre løsmassedekket et vesentlig vannbidrag. For de kontinentale strøk er hyppigheten av skred størst i vårmånedene, og dette henger sammen med de store vannmengdene som blir frigjort

ved snøsmelting i denne perioden. Også for de maritime strøk spiller snøsmelting en viktig rolle som kilde for tilførsel av vann. Erfaring tilsier at den største faren for skred inntreffer når det forut for et varmluftinnslag ligger mye snø på bakken. F.eks. vil det kunne smelte snø med en vannekvivalent på 80 mm ved vindhastighet 10 m/s og luft-temperatur 5°C. Nå er det stor usikkerhet forbundet med å kvantifisere bidraget fra snøsmeltingen innenfor et større nedbørfelt. For det første vil som regel snøhøyden tilta med høyden over havet. Dessuten vil snødybden variere fra sted til sted avhengig av vindforholdene. Og sist, men ikke minst, i standard formelverk for beregning av snøsmelting inngår faktorer det er vanskelig å kvantifisere innenfor et større område. Dette gjelder spesielt vindhastigheten, som er en helt avgjørende faktor i smelteprosessen. Antakeligvis vil det i Norge bare i helt ekstreme situasjoner kunne bli utløst skred som følge av smelting alene.

Inntil videre undersøkelser av sammenhengen mellom nedbørsintensitet og skredutløsning er foretatt, kan vi tenke oss at følgende kriterier legges til grunn for vurdering av skredfare:

Maritime strøk: Skredfare inntreffer ved relativt langvarige nedbørstilfeller i forbindelse med frontpassasjer. Faren størst om høsten når lavtrykksaktiviteten er høyest, og da spesielt dersom det fra før ligger snø i nedbørfeltet. Vi antar at kritisk periode for at det skal oppstå ustabile forhold er minst 6 timer. Foreløpig forslag til kritisk nedbørmengde i løpet av denne perioden:

R(6 t,krit) = 40-60 mm (tilsvarer I = 6,7-10 mm/time)

Den høyeste verdien benyttes i nedbørrike områder med årsnedbør over f.eks. 2000 mm og ved lave forutgående nedbørsmengder. I tillegg må man ta hensyn til bidraget fra eventuell snøsmelting.

Kontinentale strøk: De fleste skred løsner i vårperioden med regnvær og kraftig snøsmelting. Skred kan også utløses i forbindelse med intense regnskyll og tordenvær (konvektiv nedbør) på sensommeren.

049 Bra-Trykk AS

For førstnevnte gruppe antas snøsmelting å utgjøre det vesentligste vannbidraget, og det er derfor vanskelig å angi noen verdi for kritisk nedbørsintensitet i disse tilfellene. Det samme gjelder forsåvidt også for den andre gruppen, men her er usikkerheten først og fremst knyttet til den svært lokale karakteren til konvektiv bygenedbør. Kritisk periode for at det skal oppstå ustabile forhold kan i helt spesielle tilfeller antakeligvis gå helt ned mot 0,5 time. Skred kan også forekomme ved varmfrontpassasjer der lavtrykkssentrene følger en bane som fører til en orografisk forsterkning av nedbørutfellingen. Dette gjelder spesielt Østlandsområdene når lavtrykkene kommer fra sørlig kant, og vinden har en sørlig-østlig komponent. Som eksempel kan her nevnes uværet 2.-3. september 1988 som gav opphav til stor skredaktivitet i Mjøs-distriktet. Det ble da målt 75,5 mm nedbør i løpet av 24 timer og 44,5 mm i løpet av 12 timer ved Lillehammer nedbørstasjon. Det er vanskelig å anslå en kritisk nedbørmengde for en 6 timers periode, men vi vil anta at den omtrent vil være:

$$R(6t, krit) = 30\text{-}40 \text{ mm}.$$

4. PROSESSER I SKREDLØPET

4.1 Dynamiske egenskaper og formelementer.

Et flomskred har strømmende bevegelsesmåte. Flere forfattere har prøvet å utvikle formler for å beskrive denne bevegelsen ved kjente teorier for strømning av ulike væske/partikkel-blandinger (granular flow). Det vil føre for langt å gå inn på slike formler i denne rapporten, og vi vil nøye oss med å henvise til den mest kjente litteraturen innenfor dette feltet:

Bagnold (1968), Johnson (1970), Rodine (1974), Hungr (1981), Takahashi (1981 b) og Davies (1985)

De mange flomskredene som ble utløst i Ulvådalen, Rauma kommune under et kraftig regnvær 26. juni 1960, ble observert og rapportert av et

øyenvitne, B. Seyffarth (1960). På bakgrunn av disse opplysninger og egne erfaringer har Rapp (1963) rekonstruert hendelsesforløpet og delt inn initieringen av et flomskred i tre hovedfaser:

1) Glidefasen

2) Strømningsfasen

3) Erosjonsfasen

Denne inndelingen passer godt overens med skred som blir utløst som løsmasseskred (fase 1). Deretter vil innblanding av vann føre til at bevegelsen etterhvert får en strømmende karakter (fase 2). Når skredmassene får tilstrekkelig hastighet vil de få en stadig større eroderende kraft og et flomskred er i gang (fase 3).

Ved å betrakte filmopptak av flomskred i bevegelse fra bl.a. USA, Japan og Kina (video utgitt av U.S. Geol. Surv., 1984), kan det observeres at fronten av skredmassene er bratt og høyere enn strømmen bak, og denne fronten består av relativt ensgradert grovt materiale. Bak denne følger mere usortert og vannholdig materiale, og til sist følger en finstoffholdig del. Det kan se ut til at den blokkrike fronten blir skjøvet fram av materialet bak. Hastigheten av fronten viser store variasjoner ved at den stedvis nesten stopper helt opp før det demmer seg opp tilstrekkelig masser på oversida slik at fronten igjen skyter framover. Disse framstøtene kan oppstå bare med sekunders mellomrom eller det kan ta opp til ett minutt mellom hver gang det skjer. Dette tidsintervallet så ut til å være avhengig først og fremst løpsgradienten.

Det er to typiske formelementer i den delen av skredbanen der skredmassene har sin største hastighet:

- Ravine (erosjonsform)

- Levèer (sedimentasjonsform)

048 Bra-Trykk AS

Fig. 10. Foto av ravine med levèer i skredløpet (Forfjord, Andøy, 20. juli 1983).

Ravinen er som regel 2-5 m dyp og bunnbredden er fra 1 til 3 m. Levèene bygger seg opp på begge sider og består av de groveste fraksjonene i skredstrømmen. Ofte er det en tendens til at kornene i levèene blir finere nedover i skråningen (Blikra, 1986).

En annen interessant observasjon er skredmassenes evne til å frakte med seg grove blokker langt utover i skredbanen. Disse blokkene så ut til å nærmest flyte øverst i skredstrømmen.Dette har blitt forklart ved at skredstrømmen har stor skjærstyrke og nærmest kan betraktes som en pluggstrøm. Dette peker i retning av at strømmen har egenskaper som ligner på en sakalt Binghamvæske (Rodine 1974).

4.2 Beregningsmetoder for skredhastighet

I Canada har man dels ved direkte målinger og dels ved tilbakeregning funnet at skredmassene har oppnådd maksimal-hastigheter på 3 - 12 m/s (Hungr and others, 1984). Tilsvarende målinger i Japan har registrert hastighter helt opp mot 20 m/s, men dette har vært i tilfeller der skredmassene har bestått av svært mye finstoff (nærmest leirskred).

Det synes klart at skredhastigheten først og fremst er avhengig av helningsforhold, vanninnhold og strømningshøyden. Det er i litteraturen særlig to formler som blir benyttet når hastigheten skal beregnes:

(1) $v = \frac{\gamma S h^2}{k\nu}$ (Hungr and others, 1984)

(2) $v = \frac{2}{3} \xi S h^{3/2}$ (Bagnold, 1968)

der v = strømningshastighet (m/s)
γ = spesifikk vekt av skredmassene (N/m³)
S = gradient
h = strømningsdybde (m)
k = koeffisient for tverrsnitt-form
(k = 3 rektangel, k = 5 trapes, k = 8 halvsirkel)
ν = dynamisk viskositet av skredstrømmen (Pa s)
ξ = koeffisient omvendt proporsjonal med partikkel konsentrasjonen i skredstrømmen ($m^{-1/2}$ s^{-1})

ν og ξ er begge parametre for den indre motstanden (viskositet) i strømningen, og denne viskositeten er hovedsaklig bestemt av vanninnholdet. Forsøk har vist at verdier for $\nu \sim 3$ kPa s og $\xi \sim 3{,}25$ $m^{-1/2}$ s^{-1} synes å passe best med observerte målinger av flomskred. Strømningshøyden er svært avgjørende for hastigheten, og i de to formlene inngår h i forskjellig potens, henholdsvis 2 og 1,5. Erfaring viser da også at de største hastighetene oppnås der skred-

massene følger dype nedskjæringer og slik at skredet blir kanalisert og strømningshøyden blir stor.

5. PROSESSER I UTLØPSOMRÅDET

Utløpsområdet til et flomskred er definert som det området der sedimentasjonen er større enn erosjonen av løsmasser. Etterhvert som skredhastigheten avtar utover dalbunnen, vil suksessivt finere og finere materiale bli avsatt. En av de viktigste problem-stillingene forbundet med vurdering av skredfare, er å bestemme rekkevidden av skredmassene. Rekkevidden må hele tida relateres til partikkelstørrelsen, idet finstoff som silt og leire vil kunne fraktes ut med bekken som suspendert materiale til der bekken renner ut i et vann eller i sjøen, mens grove blokker blir avsatt nær topp-punktet i sedimentasjonsområdet.

5.1 Bestemmelse av hvor sedimentasjonen starter

Strømningshastigheten antas å være den faktoren som har størst betydning for hvorvidt en partikkel holdes i bevegelse eller om den vil bli sedimentert. Med utgangspunkt i formlene for strømningshastighet diskutert under kapittel 4.1, er det først og fremst gradienten og strømningsdybden som bestemmer hastigheten. Når hastigheten kommer under en kritisk verdi, vil vedkommende kornstørrelser sedimenteres ut av strømmen. Som regel skjer dette ved utflatninger eller ved plutselige retningsendringer langs løpet, eller det kan skje når løpet mister sin kanaliseringsgrad slik at skredmassene sprer seg sideveis og taper strømnings-høyde. Det kan være vanskelig å identifisere topppunktet for sedimentasjon, idet overgangen mellom typiske erosjons- og sedimentasjonsformer ofte kan være diffus. Dessuten kan det være strekninger høyt oppe i løpet der sedimentasjonsprosessene er dominerende, men der erosjonen igjen kan bli dominerende lengre ned langs profilet.

Oslo Bra Trykk AS

Det er i litteraturen beskrevet flere metoder for å bestemme hvor sedimentasjonen starter. Takahashi (1981 a) har sett nærmere på vinkelendringer i løpsprofilet, og har funnet at sedimentasjonen vil bli vesentlig dersom følgende ulikhet er oppfylt:

$$\frac{\tan\theta_d}{\tan\theta_u} < \frac{\tan\alpha}{\tan\phi}$$

der θ_d og θ_u er henholdsvis oppstrøms og nedstrøms løpsvinkel
α og Φ er henholdsvis kinetisk og statisk friksjonsvinkel.

Ved forsøk er det funnet at $\tan\alpha = 0{,}6$ og $\tan\Phi = 0{,}8$ som tilsvarer vinkler på henholdsvis 31,0° og 38,7° . Settes disse verdiene inn i uttrykket ovenfor fås:

$$\frac{\tan\theta_d}{\tan\theta_u} < \frac{0{,}6}{0{,}8}$$

Antar vi f.eks. $\theta_u = 20°$, vil sedimentasjonen bli en dominerende prosess dersom vinkelen nedenfor blir lavere enn:

$$\theta_d < 15{,}3°$$

dvs. en vinkelendring på ca. 5°.

Denne formelen kan kun benyttes på skredbaner som har markerte knekk-punkter i lengdeprofilet.

En annen metode er beskrevet av VanDine (1984) der kritisk vinkel for sedimentasjon er avhengig av nedbørfeltets areal. Forfatteren har målt gjennomsnittlig gradienter på vifteformede avsetnings-former og har funnet at de laveste vinklene opptrer for store nedbørfelt.

Hungr and others (1984) har i sine undersøkelser operert med kritiske sedimentasjonsvinkler på 10-14° for løp med liten kanaliserings-grad og 8-12° for løp som følger markerte forsenkninger.

048 Bra Trykk AS

Beregninger av viftegradienter i Stryn kommune i Norge viser også viktigheten av kanaliseringsgraden. For løp som fulgte trange gjøl ble det funnet sedimentasjonsvinkler helt ned mot 7,5°, mens gjennomsnittsgradienten i øvre del av vifta var 10,8°. I bekkeløp med liten kanaliseringsgrad var tilsvarende vinkler 12,2° og 16,0°. Disse resultatene er i godt samsvar med Hungr sitt arbeid.

For 8 undersøkte flomskred i Andøy kommune i Nordland ble det funnet at sedimentasjonen startet når løpsgradienten lå i intervallet 18,1-21,9°. Ingen av disse løpene var nevneverdig kanalisert.

5.2 Rekkevidden av flomskredmasser

Det mest omfattende arbeid innenfor dette problemområdet er gjort i Japan av Takahashi and Yoshida (1979) og Takahashi (1981 b). I deres formler for beregning av rekkevidde er det antatt at skredmassene strømmer utover et jevnt hellende terreng etter å ha forlatt et bratt og kanalisert skredløp. Formlene er nærmest identiske med tilsvarende formler utviklet for snøskred. Rekkevidden av skredmasser, X (m) målt fra topp-punktet for når sedimentasjonen blir dominerende prosess, beregnes ved formelen:

$$X = V^2 / G$$

$$V = v_i \cos(\theta_i - \theta_u) \left(\frac{1 + gh_i \cos \theta_i}{2 v_i^2}\right)$$

$$G = g(S_f \cos \theta_u - \sin \theta_u)$$

der v_i, h_i og θ_i refererer seg til henholdsvis hastighet, strømningsdybde og løpsgradient inn mot utløpsområdet.

θ_u = utløpsområdets helningsvinkel

S_f = friksjonskoeffisient til skredmassene

023 Bra-Trykk AS

v kan beregnes ved hjelp av formelen for strømningshastighet beskrevet under kapittel 4.1.

Hastigheten på den retarderende skredfronten kan beregnes ved

$$v = GX^{-L}$$

der L er avstanden fra der sedimentasjonen starter.

Denne utregningsmetoden er forbundet med flere usikkerheter. For det første inneholder formelverket for beregning av strømningshastighet og -dybde flere faktorer som det er svært vanskelig å kvantifisere uten bruk av adskillig skjønn. Dessuten er det ikke tatt hensyn til i hvilken grad skredmassene er kanalisert i utløpsområdet, en faktor som er av avgjørende betydning for rekkevidden. Metoden gir heller ikke noen informasjon om den relative rekkevidden til de ulike partikkelstørrelser som inngår i skredmassene.

Dette siste forholdet er undersøkt nærmere i forbindelse med skredhendelsen i Andøy kommune 21. juli 1983. Rekkevidden av ulike partikkelstørrelser i to av utløpsområdene er undersøkt, og resultatene er vist på fig. 11. Utløpsdistansen er angitt ved den helningsvinkelen siktelinja fra ytre begrensning av vedkommende kornstørrelse opp til der sedimentasjonen starter danner med horisontalplanet.

I disse to tilfellene viste det seg at den groveste delen av skredmassene med langakse over 1.0 m nådde ut til ca. 14° helning på siktelinja, mens kornstørrelser med langakse mindre enn 0.1 m nådde ut 12°, en forskjell på rundt 100 m målt i terrenget.

En annen faktor som antas å virke inn på utløpsdistansen er volumet av skredmassene, idet store skred når lengre utover i dalbunnen enn skred med mindre volum. Dette gjelder spesielt i de tilfeller der skredløpet er kanalisert i utløpsområdet.

049 Bra-Trykk AS

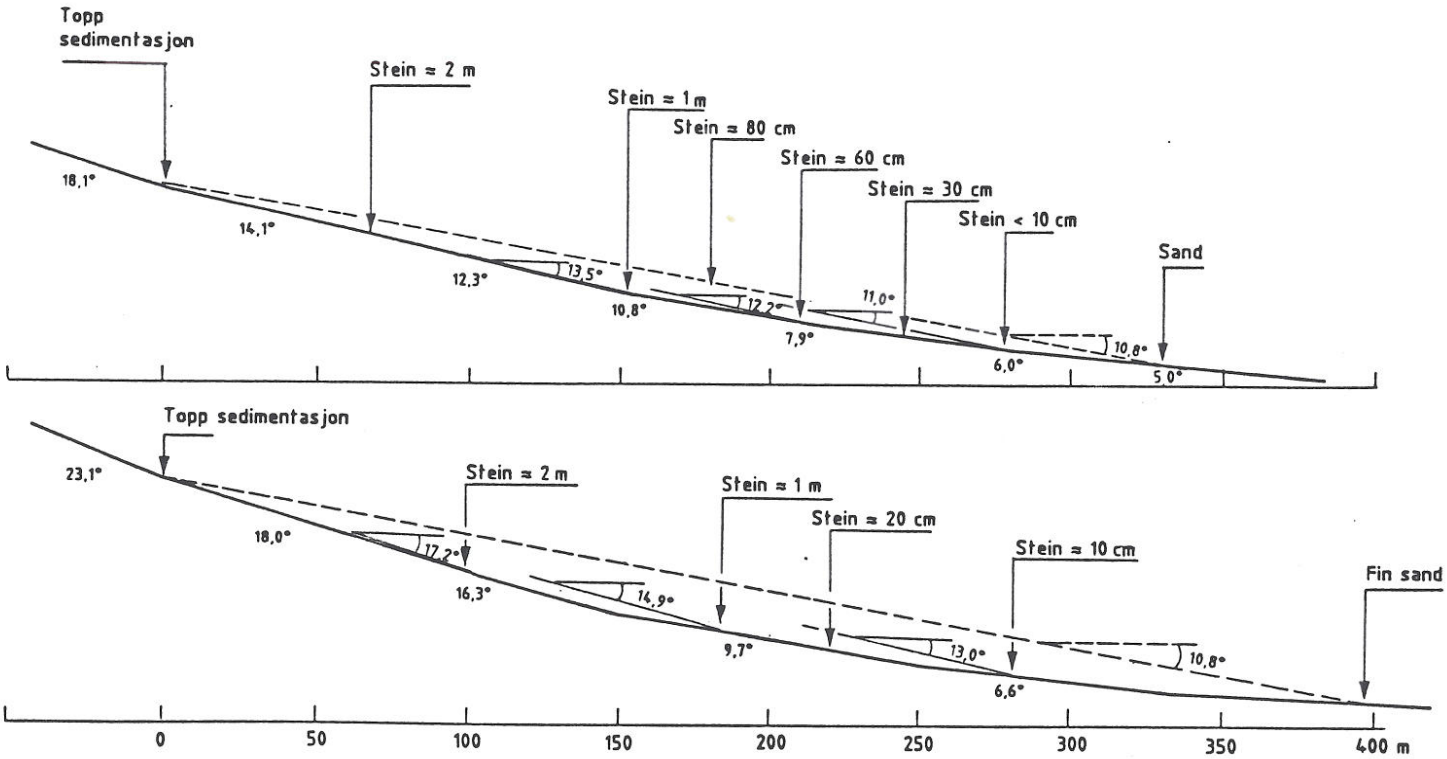

Fig. 11. Terrengprofil av utløpsområdet for to flomskred i Forfjord, Andøy kommune 20. juli 1983.

VanDine (1985) har relatert antatt skredvolum til størrelsen av nedbørsfeltet etter følgende enkle formel:

$$V = 10.000 \cdot A$$

der V er skredvolum i m^3 og A er nedbørfeltets areal i km^2.

Når A skal beregnes synes det naturlig bare å innbefatte den delen av nedbørsfeltet som antas å være materialproduserende. F.eks kan de deler av feltet som drenerer ut i sjøer eller basseng med liten løpsgradient ekskluderes. Det samme gjelder terreng slakere enn ca. 25° der hurtige massebevegelser er lite sannsynlig.

Sammenhengen mellom gjennomsnittlig viftegradient og nedbørfeltets sedimentproduserende areal blitt undersøkt nærmere for et tilfeldig utvalg av nedbørfelt i Stryn kommune. Resultatene er vist i fig. 12.

048 Bra Trykk AS

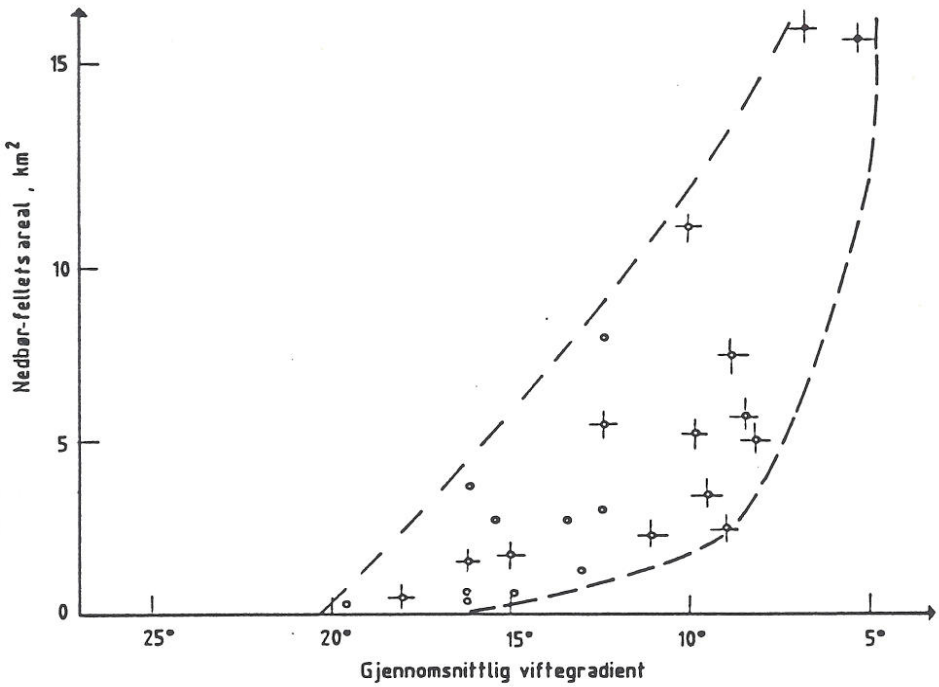

Fig. 12. Sammenhengen mellom nedbørfeltets areal og gjennomsnittlig viftegradient for et tilfeldig utvalg av vifter i Stryn kommune indikerer vifter der utløpsområdet er kanalisert.

Det synes ikke å være noen entydig sammenheng, men det er likevel en klar tendens til at de største nedbørfeltene legger legger opp de slakeste viftene, og dermed også har den lengste rekkevidden forbi stedet der sedimentasjonen starter. Dessuten viser figuren at kanaliseringsgraden spiller inn på utløpslengden, idet de lengste utløpene fås ved god kanaliseringsgrad.

Målingen av viftegradienter indikerer at ca. 8° ser ut til å være en nedre grense det slakeste fall flomskredmasser kan bygge seg opp over en vifte. Inntil mer erfaring er innhentet vil vi foreslå at det benyttes 8° helningsvinkel for store nedbørfelt med areal over 5 km² og god kanalisering i utløpsområdet. 10° kan benyttes for store nedbørfelt uten nevneverdig kanalisering og for små felt med god kanalisering, og til sist kan 12° benyttes for små felt uten særlig kanalisering.

049 Bra-Trykk AS

6. SIKRING MOT FLOMSKRED

Det er relativt liten erfaring med å sikre potensielle fareområder mot flomskred i Norge. Stort sett er det NVE, Forbygningsavdelingen som har stått for planlegging og gjennomføring av de sikringstiltak som er bygget. Dette arbeidet har i all vesentlighet bestått i bygging av løsmassevoller for å hindre overløp av skredmasser på vifter med hyppig flomskredaktivitet samt erosjonssikring av løpene ved steinsetting. Også Vegvesenet har en viss erfaring med bygging av sedimentasjons-basseng for å hindre gjentetting av kulverter.

I Østerrike, Sveits og Japan, hvor problemene med flomskred er langt større enn her i landet, har man imidlertid lang erfaring med bygging av ulike typer sikringsformer, og det er utarbeidet flere rapporter der ulike sikringsarbeider og dimensjoneringsgrunnlag er vurdert. Oppstillingen nedenfor er i hovedsak hentet fra disse rapportene.

6.1 Sikringsmetoder i løsneområdet

I de tilfeller der skred løsner som følge av løpserosjon, kan faren for flomskred reduseres ved å bygge erosjonsterskler i den utsatte delen av løpet. Slike terskler bygges nå for tiden gjerne i betong, mens det før var vanlig med tømmer. Slike terskler har til hensikt å hindre ukontrollert løpserosjon ved at løpsgradienten slakes ut. Plassering og dimensjonering av slike terskler er bl.a. beskrevet av Thurber Consultant Ltd. (1984).

Avstanden mellom hver terskel er avhengig av:

(1) Løpsgradient
(2) Terskelhøyde
(3) Sedimentasjonsvinkel av materiale ovenfor terskelen
(4) Lengde av potensielt erosjonsfarlig parti

Det er også gjort forsøk på å redusere materialetilgangen fra sideskråningene til et bekkeløp ved stabiliserende tiltak som f.eks.

Bra-Trykk AS

terrassering, planting av trær og graving av dreneringsgrøfter for å lede bort porevann.

Ulempen med tiltak i løsneområdene er selvsagt den vanligvis vanskelige tilgjengeligheten til områdene, noe som medfører høye anleggskostnader. Dessuten kan de potensielle løsneområdene være så store at eventuelle sikringsarbeider ville måtte bli svært omfangsrike for at faregraden skulle bli vesentlig redusert. Dette gjør at det bare unntaksvis vil være aktuelt å legge sikingsarbeider til denne delen av skredbanen.

6.2 Sikringsarbeider i skredløpet

Dersom flomskredbanen har markerte svinger eller utflatninger der det er fare for overløp av skredmasser pga. stor materialopphopning, kan det være aktuelt med utsprengning/utgraving av bekkeløpet. Også i dette tilfellet vil tilgjengeligheten til fareområdene være avgjørende for hvorvidt et slikt sikringstiltak vil være regningssvarende.

For å hindre opphopning av materiale må løpets tversnittsareal og gradient tilpasses forventet maksimal skredføring og hastighet. Et regneeksempel vier en mulig fremgangsmåte for dimensjonering av en slik kanal.

Antar vi f.eks. et flomskred som omfatter rundt 10.000 m³ løsmasser vil vi i følge Hungr and others (1984) kunne oppnå maksimal skredmasseføring lik:

$$Q_m = 200 \text{ m}^3/\text{s}$$

Antar vi at hastigheten på skredmassene

$$v = 8 \text{ m/s}$$

vil skredstrømmen ha et tversnittsareal

$$A = Q_m/v = 25 \text{ m}^2$$

04² Bra Trykk AS

En halvsirkulær kanal må da ha en dybde (radius):

$$h = \sqrt{\frac{2A}{\pi}} \approx 4 \text{ m}$$

Gradienten i kanalen må da minst være:

$$s = \left(\frac{\frac{3}{2} v}{\xi h^{3/2}}\right)^2 = 0.21 \text{ (se Hungr and others, 1984)}$$

som tilsvarer en vinkel, $\theta = 12°$

Det er i dette regneeksemplet ikke tatt hensyn til den ekstra forhøyningen skredstrømmen får i yttersvinger. Denne forhøyningen, ΔH kan beregnes ved følgende formel:

$$\Delta H = \frac{bv^2}{rg} \text{ (Mears, 1981)}$$

der ΔH er høydeforskjellen mellom inner- og ytterside av strømningen (m)

b er overflatebredda av strømningen (m)

v er gjennomsnittlig strømningshastighet i tverrprofilet (m/s^v)

r er gjennomsnittlig kurveradius (m)

g er tyngdens aksellerasjon (m/s^2)

Undersøkelser i Japan viste at den aktuelle ΔH kunne være 2,5-5 ganger høyere enn den beregnete (Ikeya and Uehara, 1982).
For å være på den sikre sida blir det derfor anbefalt å benytte $5 \cdot \Delta H$ for å dimensjonere høyden av forbygninger i yttersvinger (Hungr and others, 1984).

049 Bra-Trykk AS

6.3 Sikringsarbeider i utløpsområdet

Utløpsområdet er og har vært det mest vanlige stedet hvor sikringsarbeider igangsettes, og hvor vi antar at dette også vil være tilfelle i framtida. I beskrivelsen av de ulike sikringsmetoder synes det hensiktsmessig å dele disse inn i to hovedgrupper, basert på den effekt de har på sedimentasjonsprosessene.

- (1) Tiltak som har til hensikt å intensivere sedimentasjonsprosessene slik at skredmassene blir avsatt før de når sikringsobjektet.

- (2) Tiltak som søker å opprettholde sedimenttransporten og redusere sedimentasjonen slik at skredmassene blir ført forbi sikringsobjektet på en kontrollert måte.

GRUPPE 1:

Inn under den første gruppe (1) faller sedimentasjonsbasseng og ulike typer løpshindringer.

Sedimentasjonsbasseng

Formålet med slike basseng er å fange opp den grove andelen av skredmassene (grus og grovere), mens vann og finstoff (sand og finere) i suspensjon får passere fritt igjennom. Sikringsformen blir vanligvis benyttet på steder der løpsgradienten slaker ut eller på steder hvor løpstverrprofilet kan gjøres større. I Sveits, Østerrike og Japan er det vanlig å avslutte bassenget med en demning i nedre ende i de tilfeller der materialtilgangen er så stor at sedimentasjonskapasiteten til bassenget blir overskredet. I demningen må det lages en eller annen form for spalte hvor vann og suspendert materiale kan slippe igjennom. For å sikre en effektiv sedimentasjon er det viktig å redusere strømningshastigheten. Dette kan gjøre ved at løpsgradienten slakes ut i tilstrekkelig grad eller ved at tverrsnitts-

04 Bra-Trykk A/S

arealet av løpet økes. Dessuten kan det bygges hindringer i løpet som vil redusere strømningshastighet ytterligere.

Basert på diskusjonen om sedimentasjonsvinkel tidligere i rapporten (kap.5.1) ser det ut til at bunngradienten i sedimentasjonsbassenget ikke bør være særlig større enn 5°. Bredden og dybde av bassenget vil først og fremst være avhengig av forventet sedimenttilgang. Dessuten vil tilgjengeligeheten for maskiner som muliggjør jevnlig opprensking av bassenget, ha betydning. Bruk av demning vil stort sett være aktuelt der det ligger bebyggelse på nedsida av bassenget og hvor plassmangel umuliggjør bygging av stort nok basseng slik at man ikke kan se bort fra at bassenget blir igjenfylt av skredmasser. Vi henviser til Thurber Consultans Ltd. (1984) for dimensjonering av slike demninger.

Løpshindringer

Slike hindringer er særlig benyttet i mindre bekkeløp der skredvolumet antas å være av beskjeden størrelse. Vanlig plassering er ovenfor kulverter for å hindre gjentetting eller sammen med andre sikringsmetoder som f.eks. sedimentasjonsbasseng.

Følgende materiale har bl.a. vært benyttet:

Jernbaneskinner/-sviller
Ulike typer jernbjelker
Tømmerstokker
Kabler og nett
Kulvertrør
Prefabrikerte betongbjelker

Grovt materiale som er avsatt på oversida av hindringer må fjernes etter hvert flomskredtilfelle.

Oslo Bra Trykk AS

GRUPPE 2:

Inn under den andre gruppa faller tiltak som søker å øke eller opprettholde strømningshastigheten slik at sedimentasjonen blir holdt på et minimum. Slike tiltak kan være aktuelt på strekninger der man har problemer med for stor akkumulasjon av skredmasser med fare for igjenfylling av løpet og overløp. Som eksempler kan her nevnes markerte svinger eller utflatninger langs løpet og ved passasje av f.eks. kulverter, broer eller gallerier. Et viktig moment man må ta hensyn til ved disse inngrep er at overførte skjærkrefter mot løpsmaterialet vil øke ettersom strømhastigheten blir større enn tidligere. For å unngå ukontrollert erosjon langs løpet. må det derfor foretas en forsterkning av løpsprofilet ved f.eks. steinsetting eller bruk av betongelementer.

De meste benyttede tiltak er økning av løpsgradient, utretting av løp, kanalisering og reduksjon av bunnfriksjon.

Økning av løpsgradient

Løpsgradienten kan økes, eller i det minste holdes konstant, ved å senke løpsprofilet eller ved å rette ut løpet forbi en sving. På denne måten kan strekningen med sedimenttransport utvides nedstrøms forbi et parti der det ellers ville ha foregått sedimentasjon. Slike inngrep kommer først og fremst på tale i markerte svinger eller i overgangen mot en utflatning langs løpet der man frykter overløp av skredmasser mot f.eks. bebyggelse eller dyrka mark.

I tillegg til arbeider i selve løpsprofilet, er det vanlig å legge opp løsmassevoller langs løpet for å oppnå en ekstra sikkerhet mot overløp.

Kanalisering

En kanalisering vil som regel benyttes i tilfeller der bekkeløpet skal passere under eller over f.eks. vei eller jernbane, eller når

terrenget ovenfor er så bratt at det er umulig å anlegge sedimentasjonsbasseng.

Ved relativt store løpsgradienter benyttes gjerne sprengt stein som bygningsmateriale, mens det i slakere terreng hvor det er om å gjøre å holde strømningshastigheten høyest mulig ofte brukes betongelementer. Slike elementer er glattere enn sprengstein og vil derfor påføre strømningen mindre motstand.

Under denne gruppen kan også nevnes ulike typer forbygningsarbeider utenfor selve bekkeløpet som har til hensikt å fange opp eventuelle skredmasser som har gått ut av løpet. Et slikt tiltak er bl.a. planlagt på ei vifte i Gudvangen, Aurland.

0482 Bra Trykk AS

NGI

LITTERATURLISTE

Bagnold, R.A. 1968: Deposition in the process of hydraulic transport. Sedimentology, 10, s.45-56.

Bishop, D.M. and Stevens, M.E. 1964: Landslides on logged areas in southeast Alaska. U.S.Forest Service Research Paper NOR-1.

Blikra, L.H. 1986: Glasialgeologi og skråningsprosesser i Skjerdingsdalen og Grasdalen, Stryn, Indre Nordfjord. Hovedfagsoppgave (Cand.Scient.) i kvartærgeologi ved Universitetet i Bergen våren 1986.

Caine, N. 1980: The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. Geografiska Annaler. 62A (1-2), s.23-37.

Dahl, R., Berg, K. og Nålsund, R. 1981: Stabilitetsforholdene i skråninger med morene og lignende jordarter. Rep. 17, Geol.inst., NTH, Trondheim.

Davies, T.R.H. 1985: Large debris flows. A macro-viscous phenomenan. Acta Mechanica, Vol. 63, 1-4, s. 161-178.

Førland, E.J. og Iden, K.A. 1984: Ekstrem nedbør i løpet av 1-30 døgn. Fagrapport nr. 4/84 KLIMA. DNMI.

Hungr, O. 1981: Dynamics of rock avalanches and other types of slope movements. Ph.D. Thesis, Department of Civil Engineering, University of Alberta, Edmonton, Alta.

Ikeya, H. and Uehara, S. 1982: Debris flow in S-shapes channel curves. Japanese Civil Engineering Journal, 24, s.645-650.

036 Bra Trykk AS

Jackson, R.J. 1966: Slips in relation to rainfall and soil characteristics. Journal of hydrology (N.Z.). Vol. 5, No. 2.

Johnson, A.M. 1970: Physical processes i Geology. Freeman-Cooper, San Francisco, California

Jørstad, F. 1964: Nedbør, skred og skader i Nord-Norge ved regnværet i oktober 1959. NGI-rapport.

Mears, A.F. 1981: Design criteria for avalanche control structures in the runout zone. U.S.Department of Agriculture, Forest Service General Technical Report RM-84.

NBI 1979: Byggedetaljer. A 511.202. Del II. Grunnforhold. Skredfarevurdering.

Rapp, A. 1963: The debris slides at Ulvådalen, Western Norway. An example of catastrophic slope processes in Scandinavia. Nachrichten der Akademie der Wissenschaft in Gøttingen. II. Matematisch-Physikalische Klasse. Jahrgang 1963. Nr.13.

Renwick, W. 1982: Landslide morphology and processes on Santa Cruz Island, California. Geografiska Annaler. 64A(3-4), s. 149-159.

Rodine, J.D. 1974: Analysis of the mobilization of debris flows. Ph.D.Thesis. Stanford University.

Seyffarth, B. 1960: Fjellsiden raknet. Artikkel i Aftenposten 5/11-1960.

Sharpe, C.F.S. 1938: Landslides and related phenomena. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture.

Sidle, R.C. and Swanston, D.N. 1982: Analysis of a small debris slide in coastal Alaska. Canadian Geotechnical Journal, 19, s.167-174.

Bra-Trykk AS

Sidle, R.C., Pearce, A.J. and O'Laughlin,C.L.1985: Hillslope Stability and Land Use. Water Recources Monograph 11. American Geophysical Union.

Sundborg, Å. 1956: The river Klarälven; a study of fluvial processes. Geografiska annaler. 38. s. 125-316

Swanston, D.N. 1969: Mass wasting in coastal Alaska. U.S.Department of Agroculture Forest Servcie Research Paper PNW-83, Portland, OR.

Swanston, D.N. and Swanson, F.J. 1976: Timber harvesting, mass erosion and steepland forest geomorphology in the Pacific Northwest. In Geomorphology and Engineering. Edited by D.R.Coates, Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, PA, s. 199-221.

Takahashi, T. and Yoshida, H. 1979: Study on the deposition of debris flows, Part 1 - Deposition due to abrupt change of bed slope. Annuals, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan, 22 B-2.

Takahashi, T. 1981a: Debris flow. Annual Review of Fluid Mechanics, 13, s. 57-77.

Takahashi, T. 1981b: Estimation of potensial debris flows and their hazardous zones; soft countermeasures for a disaster. Journal of National Disaster Science, 3, s. 57-89.

Temple, H.P. and Rapp, A. 1972: Landslide in the Mgeta area, Western Uluguru Mountains, Tanzania. Geografiske Annaler 54 A (3-4), s. 157-192.

Terzaghi, K. 1960: Mechanism of landslides. Engineering Geology (Berkey) Volume. Geological Society of America, November 1950, s. 83-123.

Thurber Consultans Ltd. 1984: Debris torrents, a review of mitigative measures. Report to British Columbia Ministry of Transportation and Communication. Victoria, B.C.

048 Bra-Trykk AS

VanDine, D.F. 1985: Debris flows and debris torrents in the Southern Canadian Cordillera. Canadian Geotechnical Journal, 22, s. 44-68.

Varnes, D.J. 1958: Landslide types and processes. Chap. 3 in Landslides and Engineering practice. Edited by E.B.Eckel. Highway Research Board Spec. Rep. 29, s. 20-47.

Varnes, D.J. 1978: Slope movement types and processes. In Landslides, analysis and control. Edited by R.L. Schuster and R.J.Krizck. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington DC. Special report 176, s. 11-33.