

SNØSKRED OG VURDERING AV SNØSKREDFARE

Snow avalanches and evaluation of risks for snow avalanches

Cand.real. Karstein Lied, Norges Geotekniske Institutt

SAMMENDRAG

Artikkelen gir først en kort historikk av snøskredforskning i Norge. Den er nå organisert ved Norges Geotekniske Institutt som har etablert en fast forskningsstasjon i høyfjellet. Deretter er det redegjort for de viktigste forhold ved dannelsen av snøskred og tilslutt hvilken metodikk som benyttes for vurdering av terrengformer med henblikk på snøskredfare.

SUMMARY

This paper starts with a short historical review of the research done in Norway on snow avalanches. To day this is organized at the Norwegian Geotechnical Institute which has established a research station in a mountainous area. Further there are given a survey of the principal conditions for origination of snow avalanches and at last the methods used for evaluation of mountainous terrain form with view to the risks for snow avalanches.

INNLEDNING

Snøskredforskningen i Norge er en ung vitenskap, det er ikke mer enn knapt tre år siden Stortinget vedtok et forslag til en organisasjonsplan. Forut for Stortingsvedtaket hadde det foregått en viss virksomhet på feltet snøskred, allerede siden begynnelsen av 50-årene. I Landbruksdepartementets regi ble det fra da av foretatt registrering og kartlegging av en rekke skredfarlige områder på Vestlandet, og det ble gjennomført praktiske sikringstiltak mot snøskred. Virksomheten opphørte imidlertid etter en 10 års tid. Takket være iherdig innsats fra enkeltpersoner og Utvalget for snøforskning, men også som følge av store snøskredulykker i slutten av 60-årene, lyktes det å få igangsatt en fast organisert snøskredtjeneste. Virksomheten ble vedtatt lagt til NGI som fra tidligere arbeidet med andre typer skred.

For at man så raskt som mulig skulle oppnå erfaring og kompetanse innen fagområdet, ble det bygget en forskningsstasjon i et utpreget snøskredterreng. Stasjonen ble lagt til Grasdalen, Stryn ca. 1000 m.o.h. i et område som har svært gode betingelser for at skredforskerne skal få en realistisk føling med skredenes adferd og virkninger. Studiet av snøskred, og særlig det å være rådgiver på området krever i høyeste grad personlig erfaring fra felten. Faget er ingen eksakt vitenskap, og graden av skredfare kan ikke uttrykkes nøyaktig ved hjelp av tall, diagrammer eller tabeller. Det å uttale seg om snøskredfare er derfor fremdeles basert mye på skjønn og erfaring.

VIRKSOMHETEN VED INSTITUTTET

I prinsippet skiller ikke skredgruppens virksomhet seg fra de øvrige gruppers arbeid ved NGI, idet vi arbeider både med praktiske oppdrag og med mer forskningsbetonte aktiviteter. Oppdragene kommer vesentlig fra Statens Naturskadefond, Vassdragsvesenet, Vegvesenet og kommuner i utsatte skredstrøk. Oppgavene går vanligvis ut på å vurdere graden av skredfare i gitte områder, og om nødvendig foreslå sikringstiltak.

På forskningssiden arbeider vi med studier av snøens fasthetsegenskaper og bruddbetingelser. I samarbeid med Vassdragsvesenet måler vi snøtrykk mot kraftmaster i hellende terreng, og vi har på trappene et samarbeidsprosjekt med Vegdirektoratet om måling av krefter på snøskredoverbygg. Forsøk med kunstig utløsning av snøskred med bombekaster drives i samarbeid med et institutt ved NTH og med Vegdirektoratet. Videre arbeider vi med kriterier for dannelse av snøskred, samt studier av terrengformenes betydning for snøskredfaren.

DANNELSE AV SNØSKRED

Spenningsforholdene i snødekket i et skredparti er meget komplekse og kvantitativt sett ikke målbare. Spenningsbildet kan derfor kun forstås ut fra forenklinger. I horisontalt terreng vil snøen gjennomgå en vertikal setningsbevegelse. Denne setningen er størst i nyfalle snø når temperaturen er nær 0°C . I hellende terreng vil tyngdens komponent parallelt med skråningen forårsake en langsom krype-bevegelse og snøen vil deformeres plastisk. Bevegelsen er størst nær overflaten og avtar mot bakken. I tillegg vil hele snøpakken også gli langs bakken (se fig. 25.1). Varierende terrenghelning, underlagets ruhet og varierende snødybder fører til varierende sige og glidebevegelser. Av denne grunn vil spenningene i snødekket variere fra sted til sted, og man får soner med strekk, skjær og trykkspenninger.

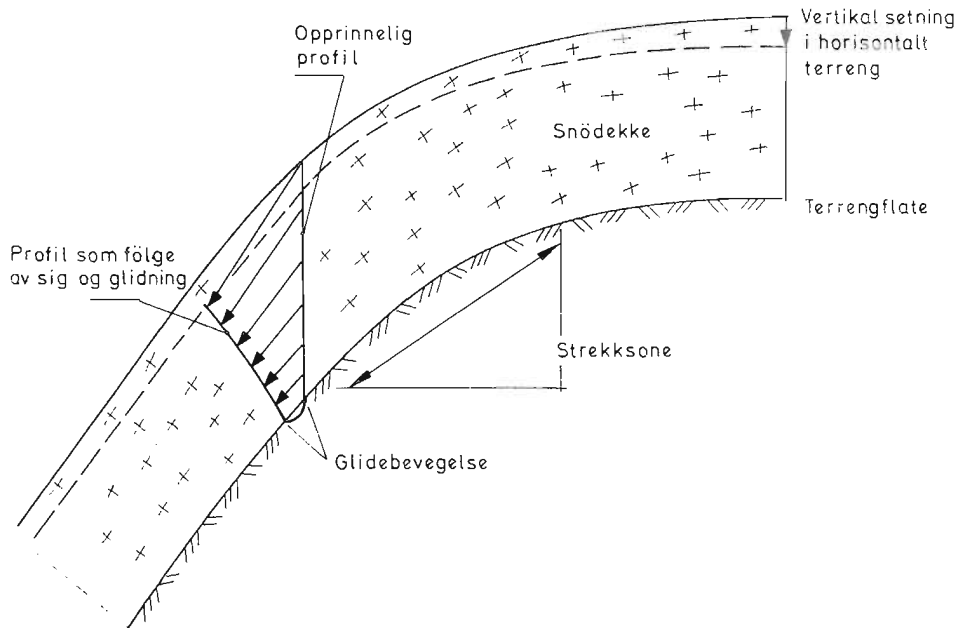


Fig. 25-1. Spenningsforholdene i snødekket i hellende terreng.
Stress conditions in snow pack on sloping terrain.

Skredet utløses når spenningene i et ovenforliggende lag overstiger fastheten i et svakere lag lenger nede i snødekket. Som regel forekommer et primært skjærbrudd. Dette forplanter seg raskt til sidene og fører til nye brudd fordi omgivelsene blir overbelastet. På denne måten beveger bruddet seg innover områder med høyere stabilitet. Øverst oppe i henget i nærheten av steder der snødekket er godt forankret til underlaget skjer det så et strekkbrudd med dannelse av den typiske "bruddkanten". Denne kan ha en høyde fra 15–20 cm opptil et par meter, i enkelte tilfelle endog flere meter. Bruddkantens lengde kan gå opp i flere hundre meter (se fig. 25.2).

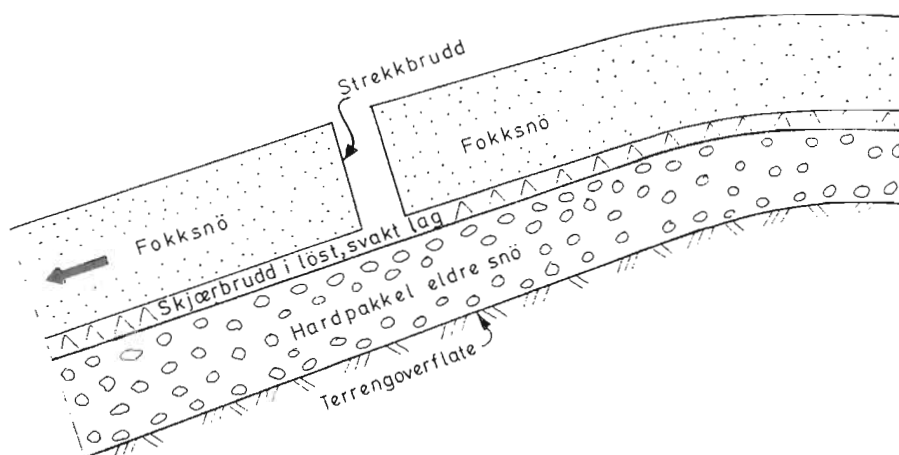


Fig. 25-2. Vanlig sammensetning av snødekket ved flakskreddannelse.
Regular build up of snow pack by slab avalanche.

SKREDBEVEGELSEN

Umiddelbart etter bruddet glir snøblokkene i en slags rutsjebevegelse. Vanligvis øker så hastigheten og snøblokkene brytes i stykker. Bevegelsen får karakter av flytning og turbulensen tiltar. Ved ca. 10 m/sek. og tørr snø hvirvles snøstøv ut i luften, og det oppstår en kombinasjon av flytning langs bakken og turbulent luftbevegelse. Under ideelle forhold kan hastighetene blir store, og det er registrert verdier på over 100 m/sek. dvs. bortimot 400 km/t. På grunn av friksjonen mot underlaget og luftmotstanden vil hastigheten alltid være mindre enn det rene friksjonsfrie fall hvor

$$v = \sqrt{2gh}$$

Realistiske hastighetsverdier for store skred der terrenghelningen er ca. 38–40° er:

Våre flyteskred	10–30 m/sek.
Tørre flyteskred	30–40 m/sek.
Støvskred	30–70 m/sek.

I de såkalte støvskredene foregår hele bevegelsen i luften og skredet faller nærmest som en tung gassblanding gjennom luften og oppnår stor hastighet og rekkevidde.

Trykkvirkningen fra skred er proporsjonal med tettheten og med kvadratet av

hastigheten. Eksakte verdier for tettheten i skredmasser under bevegelse er ikke kjent, men kan sannsynligvis settes til:

Våte flyteskred	300–500 kg/m ³
Tørre flyteskred	50–300 kg/m ³
Støvskred	2–15 kg/m ³

For blandede skred der man har en kombinasjon av bakke/luftbevegelse ligger verdiene sannsynligvis mellom 15–20 kg/m³. Skredets trykkvirkning (p) kan uttrykkes ved:

$p = \frac{\gamma}{g} \cdot v^2$. For et tørt flyteskred med tetthet 300 kg/m³ og hastighet 30 m/sek., blir trykket mot en rett vegg således 27 t/m². Det er målt trykkrefter på over 100 t/m², men dette har vært høyt oppe i skredbanen hvor hastighetene er nær maksimale. Støvskredene medfører som regel ikke trykk over 10 t/m² om hastighetene er store. Årsaken til de forholdsvis lave verdiene er at tettheten er svært liten. Skog og normale bygninger har likevel ingen mulighet til å motstå slike krefter, særlig ikke når trykkvirkningene kan forekomme høyt over bakken i for eksempel 5–10 m høyde.

Når et støvskred beveger seg nedover en fjellside med svært bratt fall, vil man foran selve skredet få en ren lufttrykkvirkning som kan nå anseelig størrelse, men normalt vil trykket her være lavere enn i selve skredet.

TERRENGFORMENES BETYDNING

Terrenghelningen er sannsynligvis den enkeltfaktor som har størst betydning for graden av skredfare. Prinsipielt vil alle skrånninger av noen utstrekning kunne gi opphav til skred når terrenghelningen ligger mellom 11 og ca. 60°. Dette er en stor spredning og angir ekstreme verdier. Hyppigheten av skred ved lave og høye verdier vil derfor være liten. Den optimale terrenghelning for størst skredfrekvens ligger på omkring 45°, og for praktisk bruk bør man regne med at skrånninger med gradienter mellom 30 og 55° kan gi opphav til skred (se fig. 25.3). Samtidig må ruheten i skrånningen være såpass liten at ujevnheter i skredets løseområde dekkes av snø. Dvs. at når skrånningen er skogkledd helt til topps, eller det

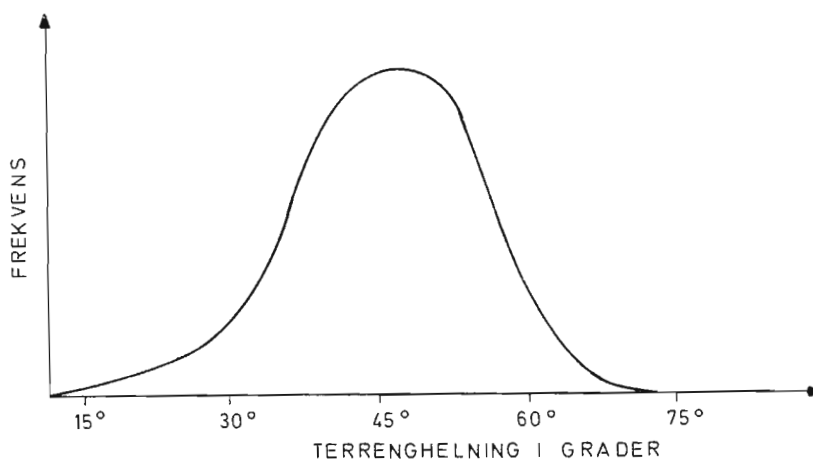


Fig. 25-3. Forholdet mellom skredhyppighet og terrenghelning.
Relation between frequency of avalanche and slope of terrain.

finnes andre ujevnheter som ikke dekkes av snø i løpet av vinteren, holdes snødekket på plass og faren for skred blir liten.

I alminnelighet gjelder det at skred utløses på steder som samler mye snø, dvs. terreng som ligger i le for vinden. Vinden må sies å være skredenes byggmester, i det denne frakter, omfordeler og pakker snøen. Slike le-eksposisjoner finnes i botner, skålformede forsenkninger av forskjellig størrelse og utforming, og i gjel og bekkedaler i fjellsiden. Platåer innenfor et skredfarlig område fører til at relativt store fokksnømengder kan fraktes ut i fjellsiden og gi større skred enn formasjonene i fjellsiden isolert sett gir inntrykk av. Større, flatere partier i bratte fjellside er også steder hvor snøen samles opp. Overgangen mellom en bratt fjellside og uren nedenfor fremstår også som steder hvor brudd forekommer. Likeledes er svabergpartier potensielle løснеområder, kanskje særlig for skred som går om våren som følge av gjennomfukning av hele snødekket med dannelse av smeltevann langs fjelloverflaten.

Terrenghelninger ned mot ca. 30° gir som regel store, men sjeldne skred hvis mulighetene forøvrig ligger til rette for oppsamling av store snømengder. Der terrenget er brattere over ca. 45° vil hyppigheten som tidligere nevnt være stor, men skredene vanligvis små.

Når man studerer en fjellside nede fra dalbunnen med tanke på skred, er det lett å undervurdere størrelsen på terrengformene øverst oppe fordi avstanden dit opp er lang, og fordi fjellsiden betraktes fra en ugunstig synsvinkel. Derved synes eventuelle løśnieområder små og ubetydelige. Fra motsatt dal- eller fjellside får man bedre oversikt, men aller best er et helikopter som gir mulighet for å komme løśnieområdet på nært hold slik at man får et riktigere bilde av størrelsesforholdene i fjellsiden. Betragtning fra forskjellige synsvinkler er også nødvendig for at inntrykket av alle terrengformasjonene i skredområdet skal bli så fullstendig som mulig.

Når et konkret område skal vurderes, bør man starte med å lete etter potensielle løśnieområder. Først på kart og flybilder, deretter i terrenget. Alle områder av den type som er beskrevet foran er aktuelle i denne sammenheng. Terrenghøydeprofil av potensielle skredbaner bør tegnes opp, og sammen med kart og flybilder gir dette et godt forhåndsgrunnlag for vurdering av faren.

KLIMAFORHOLD

En avgjørende faktor er selvsagt klimaet på stedet, som sammen med terrengformene er bestemmende for skredhyppigheten. Store nedbørintensiteter i form av snø, samt hyppige og sterke vinder kombinert med snøfall gir gode betingelser for dannelse av snøskred. Beliggenheten av et skredparti i forhold til den framherskende nedbørsførende vindretning blir svært viktig når et område skal vurderes. Kanskje særlig gjelder dette for midlertidige installasjoner, f.eks. anleggsvirksomhet. I slike tilfelle hvor man bare er på stedet et fåtall år, er muligheten liten for at spesielle vær-situasjoner med sjeldne vindretninger kombinert med nedbør skal inntreffe. Størst hensyn må derfor tas til de vanligste nedbørsførende vindretninger. Når det derimot gjelder permanent bebyggelse, må man i vurderingen ta hensyn til at helt spesielle værforhold kan inntreffe i løpet av f.eks. en 300 års periode. I slike tilfelle blir det topografien som teller mest i vurderingen.

SKREDSKADER I SKOG

Skogen røper ofte skredaktivitet, særlig hvis skredene går hyppig. Ved årvisse skred fjernes skogvegetasjonen helt, i hvert fall sentralt i skredbanen. Utover til sidene og lengst

nede blir skogen eldre og eldre etter hvert som avstanden til sentrale områder i skredbanen øker. Skogen påvirkes og skades av skredene på forskjellig vis. Trærne er gjerne knekket, splintret eller bøyet der skred har gått. Gamle trær med grove stammer knekkes ofte lettere enn yngre myke trestammer. Særlig yngre bjørkestrær står forbausende godt mot skredpåkjenningene, trærne bøyes bare ned og retter seg opp igjen om våren. De får imidlertid en karakteristisk bøy (se fig. 25.4). Slike former *kan* også skyldes snøsig, og man skal være forsiktig med å trekke sikre konklusjoner ut fra vegetasjonsskader alene. I eldre skog vil også vindfall være vanlig. Hvis skogen imidlertid ligger nedfelt i én retning som striper eller gater nedover fjellsiden, kanskje også opp i motsatt dalside, er det sannsynligvis skred som er årsaken.



Fig. 25-4. Skredpåvirket vegetasjon.
Vegetation influenced by snow avalanches.

Ofte vil det være tydelige sprang i aldersforskjellen på skogen ut til sidene for de sentrale områdene i skredbanen. Årsaken til dette er at skred med mange års mellomrom går større enn vanlig og ødelegger skogen i soner utover til sidene. Jo lenger ut man kommer fra skredet, jo eldre blir skogen. Skogen i et skredfar skiller seg også ut ved at den får en friskere grønn farge om våren, sannsynligvis på grunn av aldersforskjellen til den eldre skogen ut til sidene som er mindre påvirket av skred. Skredskader i skog kan aldri bestemmes hvis skogen fortsatt er i live. Når stammene bøyes ned av skredet, vil grensene innstille seg på nytt i vertikalretningen. Ved å telle år-ringer på disse grenene, kan man få en idé om når skredet gikk (se fig. 25.5).



Fig. 25-5. Nye skudd som vokser vertikalt etter at treet er knekket av skred.
New sprouts which grows vertical after the tree is bend down by snow avalanches.

SPOR I LØSMASSER

Store skred, og særlig vårscred, går gjerne helt ned til bakken og virker eroderende, særlig i øvre deler av skredbanen. Blokker, stein, sand, grus og jord dras med av skredet og avsettes i utløpsområdet. Ved store, hyppige skred er terrenget nederst i skredbanen gjerne oversådd av slikt materiale. Skredtransporterte masser kan være vanskelig å skille fra masser som er bragt på plass av elver og bekker i fjellsiden, eller på grunn av rene blokkfall. Imidlertid vil skredene som regel transportere løsmaterialet lenger bort fra fjellsiden og ut i flatere terreng enn det mindre bekker og steinsprang er i stand til. Et annet karakteristisk trekk ved skredtransportert materiale, er at mindre stein og grus kan være avlagret oppå større stein og blokker. Årsaken er at stein- og grusmateriale som har ligget inne i skredmassene og smeltet ned når skredet tinte vekk, blir avleiret slik som beskrevet, oppå store steiner og blokker (se fig. 25.6).

På steder hvor store skred kommer ned fra en bratt fjellside og overgangen til den flatere dalbunnen er skarp og markert, vil skredene grave en fordypning i bakken på grunn av avbøyningskraften. Derved dannes en forsenkning, og massene som eroderes ut legges opp i en voll. Det samme kan ses der skred går ned i elver. I elvebunnen og på sidene finnes gjerne løsmasser, og disse kastes opp på den borteste elvebredden. I årenes løp kan det dannes nokså store, karakteristiske voller på denne måten (se fig. 25.7). Også i vann og langs fjordkanten kan man finne spor etter slik aktivitet.

SKREDENES UTLØPSOMRÅDE

En vesentlig problemstilling ved vurdering av skredfaren er spørsmålet om hvor langt ut i



Fig. 25-6. Småstein avlagres oppå større stein og blokker.
Cobbles places up on larger stones and blocks from melting avalanche mass.



Fig. 25-7. Skredvoll i elvebredden.
Embankment created by avalanches at the river bank.

dalbunnen eller bort fra fjellsiden skredmassene kan tenkes å nå. I det praktiske rådgivningsarbeid er vurderingen av denne såkalte utløpsstrekningen ett av de vanligste problem man blir stilt ovenfor. Samtidig er det ett av de spørsmål som er vanskeligst å besvare fullt ut.

Skredenes evne til å bevege seg utover terrenget der terrenghelningen er så liten at oppbremsing av skredmassene foregår, skyldes flere faktorer, vesentlig skredets hastighet og friksjonen mot underlaget. Hastigheten er igjen avhengig av hvor store masser som går til brudd, terrenghelningen og friksjonsforhold i skredbanen og i snøen.

Hvis skredet tvinges inn i skar, gjel eller andre terrengformer oppe i fjellsiden, slik at skredmassene konsentreres nedover i skredbanen, vil hastigheten nødvendigvis øke. Hvis samtidig overgangen mellom fjellsiden og dalbunnen er jevn og slett, er betingelsen til stede for at skredets utløpsområde blir langt. I ekstreme tilfelle kan forholdet mellom skredets vertikale fallhøyde (h) og den totale horisontale utstrekning (l) gå ned mot 0,36. Dvs. $\frac{h}{l} = 0,36$. Dette tilsvarer at siktelinjen fra skredmassenes front der disse stanset og opp til bruddkanten blir ca. 20° med horisontalplanet (fig. 25.8). Som regel er denne vinkelen større, sannsynligvis mellom 25° og 35° .

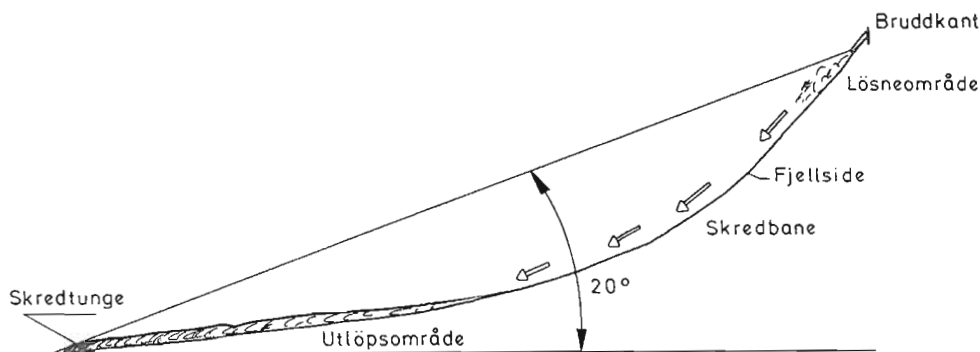


Fig. 25-8. Skredets utløpsområde kan få stor utstrekning.
The outflow area of the avalanche may be very wide.

Beregning av skredenes utløpsområder har vært forsøkt ved hjelp av forskjellige metoder, fra rent empiriske til rent fysisk/matematisk modeller. Hittil ser det imidlertid ikke ut til at man har kommet fram til anvendelige og sikre kriterier på dette felt. Fastsetting av grenser som skiller mellom skredfarlig og ikke skredfarlig terreng er derfor fortsatt for en stor del basert på skjønn og erfaring.