

Vedlegg B

MODELLBESKRIVELSE

Innhold

B1	Modeller for beregning av skredutbredelse og rekkevidde av steinsprang	2
B1.1	RockyFor3D	2
B1.2	Empiriske modeller for steinsprangutløp	3
B2	Modeller for beregning av skredutbredelse og rekkevidde av snøskred	5
B2.1	Statistisk-empirisk modell (α/β -modellen)	5
B2.2	RAMMS::AVALANCHE	7
B2.3	SAMOS-AT	8
B3	Beregning av skredutbredelse og rekkevidde av flom- og sørpeskred	12
B4	Beregning av skredutbredelse og rekkevidde av steinskred	13

B1 Modeller for beregning av skredutbredelse og rekkevidde av steinsprang

Beregningsmodeller er et viktig supplement ved plassering av faregrenser. Den viktigste kilde til fastsettelse av faregrenser er faglig skjønn basert på erfaring og observasjoner gjort under befaring og opplysninger om tidligere skredhendelser.

B1.1 RockyFor3D

På NGI har vi mange års erfaring med bruk av steinsprangmodellen Rockyfor3D i prosjekter hvor vi utfører faresonekartlegging. Rockyfor3D av ecorisQ simulerer enkeltblokkers bevegelse i tre dimensjoner ved å kombinere fysiske, deterministiske algoritmer med stokastiske tilnærminger^{1,2}. Modellen gir 3D-utbredelse av blokker, og er nyttig for å studere skredbaner med ulike sannsynligheter. Resultatene brukes gjerne som en støtte for våre vurderinger av utløp, rekkevidde og relativ sannsynlighet for skred på de ulike stedene i kartleggingsområdet.

Modellen inkluderer blokkform og -volum, og utløpsberegningene kan ta høyde for interaksjon med sikringstiltak og vegetasjon. Modellen og informasjon om modellutvikling er tilgjengelig for medlemmer av organisasjonen ecorisQ (se www.ecorisq.org for oversikt over publiserte artikler og presentasjoner på internasjonale konferanser).

Parametere som må inkluderes i modellen er kort beskrevet under:

- ↗ Terrengmodell
 - Terrengmodellen (raster) som ønskes brukt
- ↗ Beregningsområde
 - Et polygon som definerer hvilket område beregningene skal kjøres for
- ↗ Bakketype
 - Det er åtte forskjellige forhåndsdefinerte bakketyper som kan velges, for å beskrive de ulike underlag i skredbanen. Bakketypen gir elastisiteten til underlaget og er direkte knyttet til verdier for normalrestitusjon av modellen.
- ↗ Kildeområde
 - Ett eller flere polygon som angir potensielle kildeområder for steinsprang. Form og mål (lengde x bredde x høyde) på blokker må defineres for hvert kildeområde.
- ↗ Overflateruhet
 - Terrengets overflateruhet. Denne "ruheten" skal representere høyden på skredblokker som ligger i terrenget og utgjør hindringer i skredbanen. Ruheten angis som høyden (i meter) på hindringene over terrengoverflaten, representativ for 70%, 20% og 10% av det definerte bakketypepolygonet,

¹ Dorren L.K.A., 2012. Rockyfor3D (v5.1) revealed – Transparent description of the complete 3D rockfall model. ecorisQ paper. URL [\[www.ecorisq.org\]](http://www.ecorisq.org) : 31p.

² Dorren L.K.A., 2016. Rockyfor3D (v5.2) revealed – Transparent description of the complete 3D rockfall model. ecorisQ paper. URL [\[www.ecorisq.org\]](http://www.ecorisq.org) : 33p.

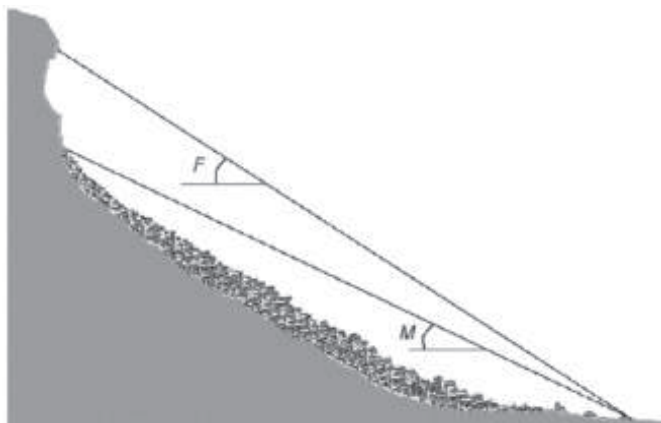
sett i blokkas fallretning. Dette måles objektivt, da programmet tar hensyn til blokkas størrelse i forhold til hindringene i terrenget. Overflateruheten brukes i modellen til å beregne tangentiell restitusjonskoeffisient, og denne parameteren bestemmer derfor energitap under støt med overflaten. Modellen er sensitiv til denne parameteren, og den må derfor undersøkes og bestemmes i felt.

- ↗ Antall simuleringer per celle
 - Antall blokker som simuleres fra hver celle i kildeområdet
- ↗ Variasjon av blokkvolum (%)
 - Gir mulighet til å legge inn variasjon av forhåndsdefinert blokkvolum
- ↗ Ekstra startfallhøyde (m)
 - Blokker kan gis ekstra oppstartsenergi ved å gi dem ekstra fallhøyde i starten

B1.2 Empiriske modeller for steinsprangutløp

Empiriske modeller er generelt basert på forhold mellom topografiske faktorer og rekkevidden av observerte steinsprang, og kan også kalles statistiske modeller. Disse kan brukes som grove anslag for maksimal rekkevidde for steinsprang.

To mye brukte sammenhenger er vinklene *Fahrböschung* (F) og *Minimum shadow angle* (M), som er vinkelen fra hhv. toppen av løsneområdet og uren (talus apex) ned til ytre steinsprangblokk (Figur 1-1). Det er viktig at vinkelen måles i falllinjen til blokken. Vinkelen vil avhenge av underlag, hvor jevne/glatte underlag vil gi flatere vinkel.



Figur 1-1 Fahrböschung (F) og Minimum shadow angle (M)³

Fahrböschung (F) ble foreslått av Heim allerede i 1932⁴. Noen vanlige estimater for F , og resultater fra ulike studier:

³ Dorren, L.K.A. 2003. *A review of rockfall mechanics and modelling approaches*, Progress in Physical Geography 27,1 (2003) pp. 69–87

⁴ Heim, A. (1932) *Der Bergsturz und Menschenleben*. Fretz und Wasmuth Verlag, Zürich, 218 p.

$F = 28-40^\circ$, hvor 95% stopper innen 32° ⁵

$F = 28,5^\circ$ ⁶

$F = 32^\circ$ ⁷

$F \geq 31^\circ$ for fjellsider 100 - 350 m høye⁸

$F \geq 35^\circ$ for fjellsider 350 - 650 m høye⁸

$F \sim 30^\circ$ (tommelfingerregel, NGI)

Minimum Shadow angle (M): Ved en sammenligning av flere studier ligger M vanligvis innenfor:

$M = 22-30^\circ$ ^{9,10,11,12}

$M = 28-30^\circ$ ¹¹

$M = 27,5^\circ$ ¹²

$M = 26,5^\circ$ ¹³

$M \sim 25^\circ$ (tommelfingerregel, NGI)

Runout ratio model er en sammenheng mellom maksimal rekkevidde for steinsprang og høyde på fjellsiden som ble funnet etter en studie av fjellsider og urer i Norge der mer enn 120 enkeltsprang ble studert, med hensikt å komme fram til geometriske metoder for beregning av rekkevidde for steinsprang¹⁴. Basert på dette studiet ble det funnet en sammenheng mellom rekkevidden S_1 relatert til høyden av fjellsiden H_{tot} : $S_1 = 1/3H_{tot} + 25 \text{ m}$, der terrenget utenfor urfot (γ) er slakere enn 12° og høyden på fjellsiden H_{tot} er $> 100 \text{ m}$, se Figur 1-2.

⁵ Evans, S.G., Hungr, O., 1993. The Assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 1993, 30(4): 620-636.

⁶ Toppe, R. (1987) Terrain models: a tool for natural hazard mapping, in: *Avalanche formation, movement and effects*, edited by: Salm, B. and Gubler, H., International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, UK, 162, 629-638.

⁷ Onofri, R. and Candian, C. (1979): *Indagine sui limiti di massima invasione di blocchi rocciosi franati durante il sisma del Friuli del 1976*, Reg. Aut. Friuli - Venezia Giulia, Cluet, 42 pp., 1979 (in Italian).

⁸ Domaas, U. 1994. Geometrical methods for calculating rockfall range. NGI rapport 585910-1.

⁹ Rapp, A. (1960). Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler* Vol. 42, No. 2/3 (1960), pp. 65-200.

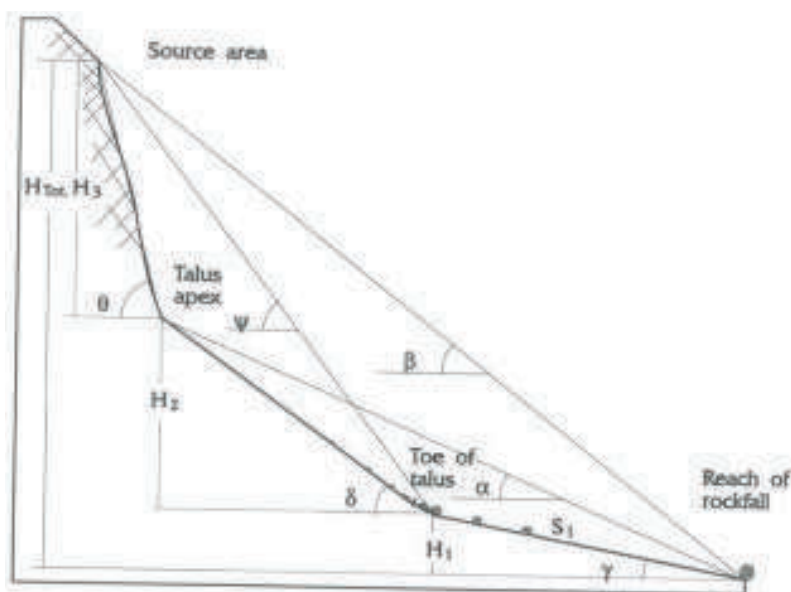
¹⁰ Govi, M. (1977). Photo-interpretation and mapping of the landslide triggered by the Friuli earthquake (1976). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 15: 67-72.

¹¹ Lied, K. (1977): Rockfall problems in Norway, in: *Rockfall dynamics and protective work effectiveness*, ISMES, Bergamo, 90, 51-53.

¹² Evans, S.G., Hungr, O., 1993. The Assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 1993, 30(4): 620-636.

¹³ Hestnes, E. (1978) Forsøk med steinsprang. NGI-rapport 54702-2. Oslo: Norges geotekniske institutt.

¹⁴ Keylock, C. og Domaas, U. (1999) Evaluation of Topographic Models of Rockfall Travel. Distance for Use in Hazard Applications. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol. 31, No 3. 312 - 320.



Figur 1-2. Definisjon av topografiske parametere som beskriver terrenget¹⁵

B2 Modeller for beregning av skredutbredelse og rekkevidde av snøskred

Modellene som oftest blir brukt for utløpsberegninger av snøskred i Norge er den topografisk statistiske α/β -modellen¹⁶, blokkmodellen PCM¹⁷ og strømningsmodellen RAMMS¹⁸ som beskriver utbredelsen av skredet i to horisontale dimensjoner.

B2.1 Statistisk-empirisk modell (α/β -modellen)

Den statistiske/topografiske α/β -modellen er utviklet ved NGI og gir maksimal utløpsdistanse utelukkende som en funksjon av topografi. Likningene for utløpsdistanse er funnet ved regresjonsanalyse, og korrelerer den lengste registrerte utløpsdistanse i mer enn 200 skredbaner med et utvalg av topografiske parametere. Parameterne som har vist seg å være mest betydningsfulle er gitt Tabell 2-1.

¹⁵ Domaas, U. 1994. Geometrical methods for calculating rockfall range. NGI rapport 585910-1.

¹⁶ Lied, K. og Bakkehøi, S. (1980). Empirical Calculations of Snow-Avalanche Run-Out Distance Based on Topographic Parametres. Journal of Glaciology, 26 (94), 165-177.

¹⁷ Perla, R.I., Cheng, T.T. og McClung, D.M. 1980. A Two-Parameter Model of Snow-Avalanche Motion. Journal of Glaciology Vol. 26, No. 94, 197-207.

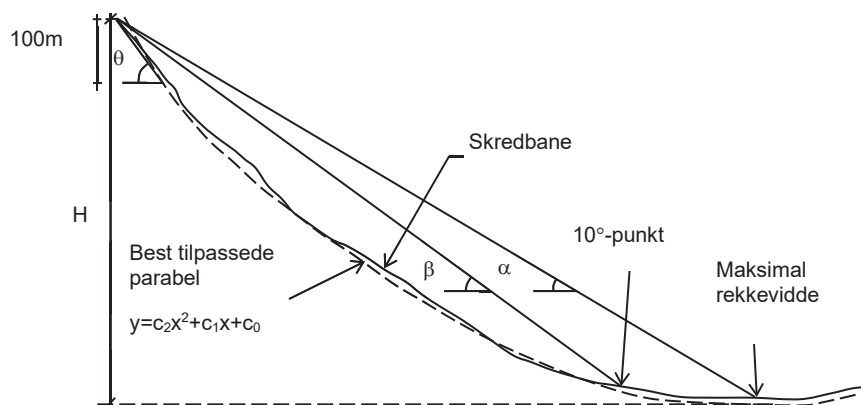
¹⁸ Christen, M.; Kowalski, J. og Bartelt, P. (2010). RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. Cold Regions Science and Technology 63(1-2), 1-14.

Tabell 2-1 Topografiske parametere for beregning av maksimal utløpsdistanse

Symbol:	Parameterbeskrivelse:
β (grader)	Gjennomsnittlig helning av skredbanen mellom øvre del av utløsningsområdet og "fjellfoten" (punktet med 10° helning i skredbanen)
θ (grader)	Helning av de øvre 100 høydemetrene av utløsningsområdet
H (m)	Total høydeforskjell mellom øvre del av utløsningsområdet og det laveste punktet langs best tilpassede parabel $y=c_2x^2+c_1x+c_0$, der c_0 , c_1 og c_2 er konstanter
y'' (m^{-1})	$y'' = 2c_2$, beskriver krumningen av skredbanen

β -vinkelen har vist seg å gi den beste beskrivelsen av helningen i skredbanen, og regresjonsanalyse har vist at β -vinkelen også er den eneste statistisk viktige terrengparameteren. β -vinkelen kan anses av gjennomsnittlig helning av skredbanen mellom øvre del av kildeområdet og "fjellfoten" (punktet med 10° helning i skredbanen). Modellen aksepterer kun β -punkt som er innenfor den delen av skredbanen der tangenten til den best tilpassede parabelen har en helning mellom 5° og 15°.

NGIs skreddatabase inneholder i dag ca. 230 tilfeller. Den mest brukte formen av α/β -modellen er i dag $\alpha=0.96\beta-1.4^\circ$. Standardavviket er 2.3° og korrelasjonskoeffisienten er 0.92.



Figur 2-1: Topografiske parametere som beskriver terrengprofilen.

For store skredbaner finner vi erfaringsmessig at rekkevidden for de fleste skredbanene med årlig sannsynlighet 1/1000 samsvarer godt med middelverdien av α der skredbanen er jevn parabel, mens de største skredene kan gå lengre.

B2.2 RAMMS::AVALANCHE

Utløpslengden av skred er vurdert med den dynamiske modellen RAMMS^{19,20}. RAMMS-modellen for simulering av utbredelse av skredets tette del har gått gjennom en lang prosess med uttesting og kalibrering mot målinger og observasjoner av snøskred i Alpene. I tillegg har NGI utført en del kalibreringer mot målinger fra NGIs forsøksfelt Ryggfonn på Strynefjellet.

Som friksjonsparametre på nye steder er standardverdiene for sjeldne og store skred i Sveits benyttet, korrigert for høyde over havet. Parameterne er avhengig av skredstørrelse, antatt returperiode og terrengforhold som helning og kanalisering av skredbanene (RAMMS Manual Ver. 1.4.1²¹). Friksjonsparameterne ξ og μ svarer til store skred (Large) med 300 års gjentakintervall. Tabell 2-2 gjengir verdier for store og middels skred. Der skredbaner i modellene er beregnet med hensyn til skog er friksjonsparametere tilpasset til skogstetthet og stammediameter. Disse friksjonsparameterne avviker fra den som er gitt i Tabell 2-2. I anvendt modell er erosjon og medriving av snø i skredbanen ikke inkludert (entrainment). Beregningene tar generelt ikke hensyn til bebyggelse. Skredvolumet i simuleringsmodellen er en direkte funksjon av løsnearealet. I botner kan dette gi svært store teoretiske løsneområder. Generelt sett gjengir modellen skredenes utløpsdistanse godt, men studier viser at RAMMS har en tendens til å undervurdere hastigheten av skredets front, som består av et fluidisert lag med betydelig redusert tetthet (Schaerer og Salway, 1980; Bozhinskiy og Losev, 1998; Issler m.fl., 1996; Issler, 2003; Gauer m.fl., 2008; Issler og Gauer, 2008).

¹⁹ Christen, M.; Kowalski, J. og Bartelt, P. (2010). RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Regions Science and Technology* 63(1–2), 1–14.

²⁰ RAMMS Manual Ver 1.4.1. Det sveitsiske institutt for snø- og snøskredforskning (WSL-SLF), Davos Dorf, Sveits.

²¹ RAMMS Manual Ver 1.4.1. Det sveitsiske institutt for snø- og snøskredforskning (WSL-SLF), Davos Dorf, Sveits.

Tabell 2-2: Friksjonsparametere for RAMMS snø avhengig av returperiode, skredvolum og kanaliseringsgrad

RAMMS::Avalanche 1.1		Friction Parameters							
Large avalanche (> 60'000 m ³)		300-Year		100-Year		30-Year		10-Year	
Altitude (m.a.s.l.)		μ	E	μ	E	μ	E	μ	E
unchannelled	above 1500	0.155	3000	0.165	3000	0.17	3000	0.18	3000
	1000 - 1500	0.17	2500	0.18	2500	0.19	2500	0.2	2500
	below 1000	0.19	2000	0.2	2000	0.21	2000	0.22	2000
channelled	above 1500	0.21	2000	0.22	2000	0.225	2000	0.235	2000
	1000 - 1500	0.22	1750	0.23	1750	0.24	1750	0.25	1750
	below 1000	0.24	1500	0.25	1500	0.26	1500	0.27	1500
gully	above 1500	0.27	1500	0.28	1500	0.29	1500	0.3	1500
	1000 - 1500	0.285	1350	0.3	1350	0.31	1350	0.325	1350
	below 1000	0.3	1200	0.315	1200	0.33	1200	0.345	1200
flat	above 1500	0.14	4000	0.15	4000	0.155	4000	0.165	4000
	1000 - 1500	0.15	3500	0.16	3500	0.17	3500	0.18	3500
	below 1000	0.17	3000	0.18	3000	0.19	3000	0.2	3000
Medium avalanche (25'000 - 60'000)		300-Year		100-Year		30-Year		10-Year	
unchannelled	above 1500	0.195	2500	0.205	2500	0.215	2500	0.225	2500
	1000 - 1500	0.21	2100	0.22	2100	0.23	2100	0.24	2100
	below 1000	0.23	1750	0.24	1750	0.25	1750	0.26	1750
channelled	above 1500	0.25	1750	0.26	1750	0.27	1750	0.28	1750
	1000 - 1500	0.27	1530	0.28	1530	0.285	1530	0.295	1530
	below 1000	0.28	1350	0.29	1350	0.3	1350	0.31	1350
gully	above 1500	0.32	1350	0.33	1350	0.34	1350	0.35	1350
	1000 - 1500	0.33	1200	0.34	1200	0.35	1200	0.36	1200
	below 1000	0.36	1100	0.37	1100	0.38	1100	0.39	1100
flat	above 1500	0.17	3250	0.18	3250	0.19	3250	0.2	3250
	1000 - 1500	0.19	2900	0.2	2900	0.21	2900	0.22	2900
	below 1000	0.21	2500	0.22	2500	0.23	2500	0.24	2500
forested area (mu=delta, xi=fix)		0.02	400	0.02	400	0.02	400	0.02	400

SLF, December 2007

B2.3 SAMOS-AT

SAMOS-AT, utviklet i 2007 ved AVL List GmbH i Østerrike, er etterfølgeren av SAMOS, som var i bruk fra 1999^{22,23}. En kort beskrivelse av modellen finnes i²⁴. Sampl og Granig, mens Sailer m.fl.²⁵ og Granig m.fl.²⁶ (2009) gir informasjon om validering og eksempler. Modellen kobler sammen en kvasi-3D (dybdemidlet) modell for den tette delen av snøskred og en 3D modell for snøskya, dvs. det turbulente laget av relativt lav tetthet som utvikler seg på overflaten av tørre snøskred.

Som i RAMMS::AVALANCHE eller MoT-Voellmy beskrives bevegelsen av *skredets tette del* gjennom ligninger for masse- (1 ligning) og impulsbevaring (2 ligninger tilsvarende retningene langs terrengoverflaten):

²² Zwinger, T.; Kluwick, A. & Sampl, P. (2003) Numerical Simulation of Dry-Snow Avalanche Flow over Natural Terrain, Dynamic Response of Granular and Porous Materials under Large and Catastrophic Deformations, Springer Basel AG, 2003, 11, 161-194

²³ Sampl, P. & Zwinger, T. (2004) Avalanche simulation with SAMOS, Annals of Glaciology, Int Glaciological Soc, 2004, 38, 393-398

²⁴ Sampl, P., og Granig, M. (2009). Avalanche simulation with SAMOS-AT. In: Proceedings of the International Snow Science Workshop Davos 2009. Sider 519-523

²⁵ Sailer, R., Fellin, W., Fromm, R., Jörg, Ph., Rammer, L., Sampl, P. og Schaffhauser, A. (2008). Snow avalanche mass-balance calculation and simulation-model verification. Annals of Glaciology 48, 183-192

²⁶ Granig, M. & Sauer Moser, S. (2008) Ein Erfahrungsbericht über die Lawinenmodellierung aus der aktuellen praktischen Arbeit der WLW Wildbach- und Lawinverbau (Zeitschrift des Vereins der Diplomingenieure der Wildbach- und Lawinverbauung Österreichs), 2009, 73, 142-151

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = \frac{j_e}{\rho} - \frac{j_s}{\rho},$$

$$\frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial(hu^2)}{\partial x} + \frac{\partial(huv)}{\partial y} = hg_x + \frac{1}{\rho} \frac{\partial(h\bar{\sigma}_{xx})}{\partial x} - \frac{\sigma_{xz}^b}{\rho} + \frac{\sigma_{xz}^s}{\rho} - \frac{F_x^{\text{obs}}}{\rho},$$

$$\frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial(hv^2)}{\partial y} = hg_y + \frac{1}{\rho} \frac{\partial(h\bar{\sigma}_{yy})}{\partial y} - \frac{\sigma_{yz}^b}{\rho} + \frac{\sigma_{yz}^s}{\rho} - \frac{F_y^{\text{obs}}}{\rho}.$$

I disse ligningene er h flytehoøyden, $\mathbf{u} = (u, v)$ den dybdemidlede hastigheten, $\mathbf{g} = (g_x, g_y, g_z)$ tyngdeakselerasjonen, $\bar{\sigma}_{xx}$ og $\bar{\sigma}_{yy}$ de dybdemidlede normalspenningene langs bakken, σ_{xz}^b og σ_{yz}^b skjærspenningene langs bakken, σ_{xz}^s og σ_{yz}^s skjærspenningene langs overflaten til det tette laget. j_e og j_s er henholdsvis erosjons- eller medrivningsraten og suspenderings- eller oppvirvlingsraten (denne snøen danner snøskya) målt i $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, og \mathbf{F}^{obs} omfatter motstand fra skog eller steinblokker i banen.

Som i MoT-Voellmy, antas det at normalspenningene parallelt med bakken er lik det hydrostatiske trykket,

$$\bar{\sigma}_{xx} = \bar{\sigma}_{yy} = \bar{\sigma}_{zz} = \frac{1}{2} \rho h (|g_z| + \kappa \mathbf{u}^2).$$

Skjærspenningen langs bakken ligner på uttrykket brukt i modeller av Voellmy-type med en hastighetsuavhengig Coulomb-friksjon og en del som er proporsjonal med \mathbf{u}^2 , men det finnes flere modifikasjoner:

$$(\sigma_{xz}^b, \sigma_{yz}^b) = \frac{\mathbf{u}}{\|\mathbf{u}\|} \left[\tau_0 + \mu \left(1 + \frac{R_{s0}}{R_{s0} + R_s} \right) \bar{\sigma}_{zz} + \frac{\rho \mathbf{u}^2}{\left(\frac{1}{k} \ln \frac{h}{R_D} + B_D \right)^2} \right]$$

τ_0 er en skjærstyrke i snøen som brukes for små skred for at de skal stoppe tidligere. Faktoren som multipliserer μ , lar Coulomb-friksjonen variere fra $2\mu\bar{\sigma}_{zz}$ ved $R_s = 0$ til $\mu\bar{\sigma}_{zz}$ ved $R_s \rightarrow \infty$. R_s beskriver graden av fluidisering som forholdet mellom $\rho \mathbf{u}^2$ og σ_{zz}^b , med antagelsen at $\rho \mathbf{u}^2$ er proporsjonal med det dispersive trykket som skyldes sammenstøt mellom snøpartikler pga. tøyning i skredet. I den siste termen erstattes g/ξ i RAMMS (eller k i MoT-Voellmy) med et fluiddynamisk uttrykk for motstandskoeffisienten til en turbulent grenselagsstrømning over en ru overflate. $k = 0,43$ er von Kármáns konstant, R_D overflateruheten (en lengde), og B_D en empirisk konstant. Parameternes standardverdier er $\tau_0 = 0$, $\mu = 0,155$, $R_{s0} = 0,222$, $R_D = 0,1$ m og $B_D = 4,13$. Med disse verdiene er koeffisienten til den turbulente motstanden (siste term i ligningen) lik 0,011 ved $h = 1$ m og 0,0068 ved $h = 2$ m.

Sett fra snøskya, virker den tette delen som en ru overflate i bevegelse. Med dette og en antatt logaritmisk hastighetsprofil i den laveste delen av snøskya er skjærspenningen ($\sigma_{xz}^s, \sigma_{yz}^s$) gitt av et uttrykk som ligner på ($\sigma_{xz}^b, \sigma_{yz}^b$). Lufttettheten brukes imidlertid istedenfor den tette delens tetthet, og hastighetsdifferansen $\Delta \mathbf{u}$ mellom snøskya på en

referansehøyde y ovenfor grenseflaten og hastigheten i den tette delen brukes istedenfor den dybdemidlede hastigheten i den tette delen:

$$(\sigma_{xz}^s, \sigma_{yz}^s) = \frac{\mathbf{u}}{\|\mathbf{u}\|} \frac{\rho_a (\Delta \mathbf{u})^2}{\left(\frac{1}{k} \ln \frac{y}{R_p} + B_p\right)^2}.$$

For R_p brukes en formel med tre empiriske konstanter for å ta med effekten av overflate-ruheten og av hoppende snøpartikler. Konstanten B_p er satt til 8,5.

I SAMOS-AT er medrivning av snødekket lokalisert ved fronten av skredet, og erosjonsdybden spesifisert av brukeren. Den eroderte massen fordeles mellom den tette delen og snøskya i forhold til Froude-tallet og flyte høyden (for detaljer se (Sailer m.fl., 2002)). Den tette delen mister også masse pga. suspensjon til snøskya, som antas å være proporsjonal med skjærspenningen σ^s , konsentrasjonsdifferansen mellom det tette laget og snøskya, Δc , og motstandskoeffisienten av snøpartiklene, $C_d \sim 3$, men invers proporsjonal med hastighetsdifferansen mellom lagene, $\|\Delta \mathbf{u}\|$, og partikkelstørrelsen, $d_p \sim 0,8$ mm:

$$j_s = -\alpha \frac{\|\sigma^s\| C_d}{\|\Delta \mathbf{u}\| d_p}.$$

Proporsjonalitetskoeffisienten er satt til 0,01 m. Modellen tillater imidlertid suspensjon av snøpartikler kun hvis overflaten av det tette laget er ristet sterkt nok; betingelsen er at partiklenes Froude-tall, $Fr_p = \mathbf{u}^2/|g_z|$, er større enn ca. 400.

Motstanden fra trær eller steinblokker i banen beregnes som

$$\mathbf{F}^{\text{obs}} = \frac{\mathbf{u}}{\|\mathbf{u}\|} c_w n D h \rho \frac{\mathbf{u}^2}{2},$$

med konstant motstandskoeffisient c_w , som gjelder tilnærmet ved høye Reynolds-tall, men trolig ikke i granulære masser.

Snøskya behandles som en to-fasers blanding av luft og ispartikler. SAMOS-AT beregner bevegelsen av luften og av partiklene separat. For luften løses massebevaring og Navier–Stokes-ligningen for middelverdiene av tetthet og hastighet, med et stort bidrag fra turbulensen til den effektive viskositeten, η_{eff} :

$$\partial_t \rho + \partial_j (\rho u_j) = 0,$$

$$\partial_t (\rho_a u_i) + \partial_j (\rho_a u_i u_j) = \rho g_i - \partial_i p + \partial_j [\eta_{\text{eff}} (\partial_j u_i + \partial_i u_j)] - f_i^{\text{obs}} - f_i^p$$

(For enkelthets skyld brukes det tensornotasjon med implisitt summering over like indekser). Turbulens er simulert gjennom k - ε -modellen med to ligninger for den turbulente kinetiske energien, K , og dissipasjonen, ε ; for detaljer om denne turbulensmodellen se f.eks. Rodi (1984). Sammen med den molekylære viskositeten av luft, $\eta_a \sim 2 \times 10^{-5}$ kg/(m s), og konstanten $C_\mu = 0,09$ resulterer

$$\bar{\eta}_{\text{eff}} = \eta_a + C_\mu \rho \frac{K^2}{\epsilon}.$$

For motstanden av objekter som trær brukes en analog formel som for den tette delen, men med luftens tetthet istedenfor skredets:

$$f_i^{\text{obs}} = \frac{\mathbf{u}}{\|\mathbf{u}\|} c_w n D \rho_a \frac{\mathbf{u}^2}{2}.$$

Relativbevegelsen mellom luft og partikler fører til en volumkraft f_i^p som henger sammen med den gjennomsnittlige motstanden av en partikkel, \mathbf{F}_p (omtalt lenger nede), gjennom den volumetriske partikkelkonsentrasjonen c og partikkelvolumet V_p som

$$\mathbf{f}^p = \frac{c}{V_p} \mathbf{F}_p.$$

Skjærspenningen σ^s og suspenderingsraten j^s/ρ_p brukes som randbetingelser.

For snøpartiklene i snøskya løses bevegelsesligningene for punktmasser, men hvert simulert massepunkt tilsvarer et ensemble av partikler med en samlet masse på typisk 100 kg eller omtrent 10^9 snøpartikler:

$$m_p \frac{d\mathbf{v}}{dt} = \mathbf{F}_p + m_p \mathbf{g}.$$

Motstandskraften på en partikkel beregnes fra

$$F_p = \frac{1}{2} C_d \rho_a (\Delta \mathbf{v})^2 \frac{\pi}{4} d_p^2 \frac{\Delta \mathbf{v}}{\|\Delta \mathbf{v}\|}.$$

Relativhastigheten mellom luft og partikkel fluktuerer pga. turbulens. Ved å dele opp \mathbf{u} i middelveid og fluktuasjon, $\mathbf{u} = \bar{\mathbf{u}} + \mathbf{u}'$, finner man $(\Delta \mathbf{v})^2 = (\bar{\mathbf{u}} + \mathbf{u}' - \mathbf{v})^2 = (\bar{\mathbf{u}} - \mathbf{v})^2 + \mathbf{u}'^2 = (\bar{\mathbf{u}} - \mathbf{v})^2 + 2K/3$. SAMOS-AT implementerer i tillegg en innviklet metode med tilfeldig valg av en fluktuasjons- eller virvelhastighet og -retning som partiklene følger over en (relativt kort) tid²⁷.

Den numeriske implementeringen av SAMOS-AT omfatter følgende elementer:

- Et regulært grid med celler på typisk $5 \times 5 \text{ m}^2$ brukes for å representere terrenget og resultatene for det tette laget.
- Et grovere grid (typisk $10 \times 10 \text{ m}^2$) fra terrenngmodellen, som utvides til den tredje dimensjonen med typisk 20 lag av celler benyttes for å simulere snøskya. Høyden av disse cellene øker oppover fra rundt 2 m nederst.
- Bevegelsen av den tette delen simuleres med hjelp av metoden Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH), som brukes også i flere andre skredmodeller; se (Monaghan, 1992) for en beskrivelse. Strømningen simuleres ved å følge bevegelsen av representative massepakker og å interpolere feltverdiene med hjelp av såkalte kjernefunksjoner med spesifikke egenskaper. Hver representative massepakke tilsvarer typisk rundt 0.25 m av skredsnø.

²⁷ Sampl, P., og Granig, M. (2009). Avalanche simulation with SAMOS-AT. In: Proceedings of the International Snow Science Workshop Davos 2009. Sider 519–523

- 7 I snøskya løses ligningene for luften gjennom en implisitt finite-volum-metode og ligningene for partiklene gjennom eksplisitt tidsintegrering.

I tillegg til den beskrevne skjærspenningsmodellen, tillater SAMOS-solver også implementering av andre skjærspenningsmodeller. Som et resultat er Samos relativt fleksibel og kan også håndtere andre gravitasjonsstrømmer, for eksempel flomskred eller Sørpeskred.

For beregning av skredutbredelse og rekkevidde av tørre snøskred har vi brukt blant annet en Coulomb-friksjons lov kombinert med snø medrivning, ifølge²⁸.

$$(\sigma_{xz}^b, \sigma_{yz}^b) = \frac{\mathbf{u}}{\|\mathbf{u}\|} \mu \bar{\sigma}_{zz}$$

B3 Beregning av skredutbredelse og rekkevidde av flom- og sørpeskred

Spredning og rekkevidde av flom- og sørpeskred er vurdert blant annet med den dynamiske modellen RAMMS^{29,30}. Hensikten er ikke å dimensjonere, men å finne terrengets sprednings- og avsetningsegenskaper. Den numeriske modellen er identisk med snøskredmodellen, og ved å redusere Mu of Xi verdiene, oppnås hastigheter og flythøyder tilpasset vannbårne skred. Det vil si at Mu settes til 0,2 og Xi til 300 - 700. Mu-verdien påvirker sterkt lengden på retardasjonsområdet/oppbremsingsområdet, og gir i realiteten utbredelsen av skredmassene. For sørpeskred vil Xi kunne bli mye høyere, samtidig er effektiv Xi betydelig mindre og har tilsvarende egenskap som for vann. På lange utløp med store høydeforskjeller vil sørpeskred kunne endre egenskaper fra sørpe til vann og flomskred. For antatt sørpeskred er det benyttet en tetthet på 900 kg/m³ mens det for reinere flomskred er benyttet 1400 kg/m³.

Spredning og rekkevidde av flom- og sørpeskred er i tillegg vurdert med den dynamiske modellen SAMOS²⁷. Hensikten er ikke å dimensjonere, men å finne terrengets sprednings- og avsetningsegenskaper. Den numeriske modellen er tilpasset til et Bingham-Coulomb³¹ type modell:

$$(\sigma_{xz}^b, \sigma_{yz}^b) = \frac{\mathbf{u}}{\|\mathbf{u}\|} \left[3 * M_B \frac{\|\mathbf{u}\|}{h} + 1.5 \tau_y + \mu \bar{\sigma}_{zz} \right]$$

²⁸ Gauer, P. (2020) Considerations on scaling behavior in avalanche flow: Implementation in a simple mass block model *Cold Regions Science and Technology*, **2020**, 180, 103165

²⁹ Christen, M.; Kowalski, J. og Bartelt, P. (2010). RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Regions Science and Technology* **63**(1–2), 1–14.

³⁰ RAMMS Manual Ver 1.4.1. Det sveitsiske institutt for snø- og snøskredforskning (WSL-SLF), Davos Dorf, Sveits.

³¹ Chen, H. & Lee, C. F. (2002) Runout analysis of slurry flows with Bingham model, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, **2002**, 128, 1032-1042

Med M_B er Bingham viskositet, τ_y er skjærsterke, μ er Coulomb friksjons faktor. Model også inkluderer medrivning.

På lange utløp med store høydeforskjeller vil sørpeskred kunne endre egenskaper fra sørpe til vann og flomskred. For antatt sørpeskred er det benyttet en tetthet på 700 kg/m^3 mens det for reinere flomskred er benyttet 1500 kg/m^3 .

B4 Beregning av skredutbredelse og rekkevidde av steinskred

Spredning og rekkevidde av steinskred er vurdert blant annet med den dynamiske modellen SAMOS²⁷. Hensikten er ikke å dimensjonere, men å finne terrengets sprednings- og avsetningsegenskaper. Den numeriske modellen er tilpasset til et Coulomb³² type modell:

$$(\sigma_{xz}^b, \sigma_{yz}^b) = \frac{\mathbf{u}}{\|\mathbf{u}\|} \mu \bar{\sigma}_{zz}$$

Coulomb friksjons faktor μ er bestemt etter Scheidegger³³ avhengig av antatt volumet. For antatt steinskred er det benyttet en flyttetetthet på 2000 kg/m^3 .

³² Chen, H. & Lee, C. F. (2002) Runout analysis of slurry flows with Bingham model, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, **2002**, 128, 1032-1042

³³ Scheidegger, A. E. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides, *Rock Mechanics*, **1973**, 5, 231-236