



GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



**NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE**
· NGU ·



Rapport nr.: 2016.047	ISSN: 0800-3416 (trykt) ISSN: 2387-3515 (online)	Gradering: Åpen	
Tittel: Metodikken for konsekvensanalyse av fjellskred			
Forfatter: T. Oppikofer, M. Böhme, P. Nicolet, I. Penna, R.L. Hermanns		Oppdragsgiver: Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)	
Fylke: -		Kommune: -	
Kartblad (M=1:250.000) -		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) -	
Forekomstens navn og koordinater: -		Sidetall: 67 Kartbilag: 0	Pris: kr. 205
Feltarbeid utført: -	Rapportdato: 07.12.2016	Prosjektnr.: 351400	Sidemannskontroll: <i>Rydstein Nordgalen</i>
Sammendrag: <p>Denne rapporten beskriver NGUs metodikk for konsekvensanalyse av fjellskred, utviklet som del av den nasjonale kartleggingen av ustabile fjellpartier som NGU utfører på oppdrag fra Norges vassdrags- og energidirektoratet (NVE). Innenfor dette prosjektet ble det utviklet og testet ulike metoder som avdekker mulige konsekvenser av et fjellskred. Dette omfatter fem hovedtrinn:</p> <p>1) vurdering av volumet til et ustabil fjellparti, 2) beregningen av mulig utløpsområde, 3) vurdering av mulige sekundærvirkninger som flodbølger eller 4) oppdemning, og til sist 5) en analyse av antallet personer som oppholder seg i fjellskredfareområdet og kan miste livet under en skredhendelse. Dette antallet brukes etter hvert i en kvalitativ fare- og risikoklassifisering av det ustabile fjellpartiet, som er grunnlag for en kvantitativ fareklassifisering iht. TEK-10, utført av NVE.</p> <p>Ulike metoder med ulik detaljeringsgrad ble utviklet eller anvendt i hvert av disse fem trinnene. For å redusere kostnader brukes enkle vurderinger i en første fase av undersøkelser av et ustabil fjellparti, mens detaljerte modelleringer er forbeholdt ustabile fjellpartier som har middels til høy faregrad og risikograd iht. NGUs tilnærming for systematisk kartlegging av ustabile fjellpartier.</p> <p>Nye datasett ble sammenstilt om flodbølger utløst av skred (i samarbeid med universitetet Simon Fraser, Canada) og skreddemninger i Norge (masteroppgave ved NTNU). Disse datasettene ble benyttet for å lage empiriske modeller som knytter flodbølgens oppskyllingshøyde til skredvolum og distanse fra skredet hhv. skreddemningens høyde til skredvolum og demningens areal. Videre ble flere eksisterende metoder brukt og tilpasset for norske forhold, bl.a. utløpsvurdering med modellen Flow-R (Terranum Sàrl, Sveits) og flodbølgevurderingen med VAW-modellen (ETH Zurich, Sveits).</p> <p>Opptelling av antall personer i fareområdet baseres på flere ulike datasett, bl.a. et skreddersydd datasett fra Statistisk sentralbyrå med antall folkeregistrerte personer per adressepunkt, antall personer som kan oppholde seg i ulike bygningstyper definert i matrikkelen osv. Konsekvensanalysen tar også høyde for eksponering, dvs. hvor lenger personer oppholder seg i fareområdet, og sårbarhet, dvs. sannsynligheten for å miste livet i en fjellskredhendelse, og dets umiddelbare sekundærvirkninger (flodbølger).</p> <p>Metodikken har blitt testet i flere områder i Norge og ble lagt til grunn for en første serie risikoklassifiseringer publisert i oktober 2016. Nye metoder for de ulike trinn i konsekvensanalysen vil dukke opp. Disse skal etter hvert uttestes og kan muligens erstatte, etter en kost-nytte-vurdering, noen av verktøyene og metodene beskrevet i denne rapporten.</p>			
Emneord:	Fjellskred	Ustabil fjellparti	
Fare- og risikoklassifisering	Volumberegning	Utløpsområde	
Flodbølge	Konsekvenser	Tap av menneskeliv	

INNHold

Innledning	6
Bakgrunn	6
Historikk	6
Oversikt	7
Trinn 1: Volumestimering	9
Trinn 1a: Beregning av bruddoverflaten med Sloping Local Base Level	9
Trinn 1b: Tredimensjonal konstruksjon av bruddoverflaten	13
Trinn 2: Utløpsanalyse	15
Trinn 2a: Empirisk relasjon mellom siktevinkel og volum	15
Trinn 2b: Utløpsvurdering basert på siktevinkel	16
Trinn 2c: Numerisk utløpsmodellering i 2D eller 3D	18
Trinn 3: Flodbølgeanalyse	20
Trinn 3a: Empirisk relasjon mellom oppskyllingshøyde, volum og distanse	20
Trinn 3b: Flodbølgevurdering basert på allment gjeldene ligninger (VAW-modell)	25
Trinn 3c: Numerisk modellering av flodbølger og oppskylling	29
Trinn 4: Oppdemningsanalyse	30
Trinn 4.1a: Empirisk relasjon mellom damhøyde, volum og demningens areal	30
Trinn 4.1b: Modellering av oppdemningshøyde i 2D eller 3D	36
Trinn 4.2: Empirisk vurdering av demningens stabilitet	38
Trinn 4.3: Modellering av flomområdet nedstrøms	39
Trinn 5: Konsekvensanalyse	40
Trinn 5a: Enkel vurdering basert på nasjonale datasett	40
Trinn 5b: Detaljert vurdering basert på stedsspesifikke data	44
Konklusjoner og perspektiver	45
Takksigelse	46
Referanser	47
Vedlegg A: Parametertest Flow-R	52
Parametertest for det ustabile fjellpartiet Børa scenario C	53
Parametertest for det ustabile fjellpartiet Børa scenario B	57
Vedlegg B: Parametertest DAN3D	58
Parametertest for det ustabile fjellpartiet Børa scenario C	59
Parametertest for det ustabile fjellpartiet Børa scenario C2	64
Parametertest for det ustabile fjellpartiet Børa scenario B	66

INNLEDNING

Dette er sluttrapporten til prosjektet om "Metodikk for konsekvensanalyser av fjellskred" ved Norges geologiske undersøkelse (NGU) utført på oppdrag fra Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). Innenfor dette prosjektet ble det utviklet og testet ulike metoder som avdekker ulike aspekter i en analyse av mulige konsekvenser av et fjellskred. Dette omfatter estimering av fjellpartiets volum og beregning av det mulige utløpsområdet, i tillegg til en vurdering av mulige sekundærvirkninger som flodbølger eller oppdemning, og til sist en analyse av antall personer som kan miste livet under en skredhendelse.

Bakgrunn

NGU har siden 2005 jobbet med systematisk kartlegging av ustabile fjellpartier i Norge (Hermanns mfl. 2013b, Oppikofer mfl. 2013). Målet med kartleggingsaktiviteten er å identifisere alle ustabile fjellpartier der et større skred er mulig. Begrepet "ustabilt fjellparti" brukes her for fjell som har klare tegn til tidligere eller nåværende bevegelser (dvs. åpne bakskreinter, åpenbare avgrensninger av det ustabile området og deformasjon i fjellet), og som i framtida kan utvikle seg til et fjellskred. Fjellpartier undersøkt av NGU har derfor et stort volum, som spenner generelt fra hundretusen til flere millioner kubikkmeter. Den katastrofale og plutselige svikten av et slikt fjellparti kan danne et fjellskred med en mye lengre utløpsdistanse enn steinsprang og steinskred (Heim 1932, Evans mfl. 2006, Hermanns og Longva 2012). Fjellskred kan også forårsake alvorlige sekundærvirkninger, enten som flere meter til titalls meter høye flodbølger hvis skredet treffer en fjord eller en innsjø (Hermanns mfl. 2006, 2013a, Harbitz mfl. 2014), eller som en oppdemning av ei elv med oversvømmelse oppstrøms og en mulig nedstrøms flom i tilfelle for et dambrudd (Costa og Schuster 1988, Korup 2004, Evans mfl. 2011, Hermanns mfl. 2011, Hermanns 2013).

Historikk

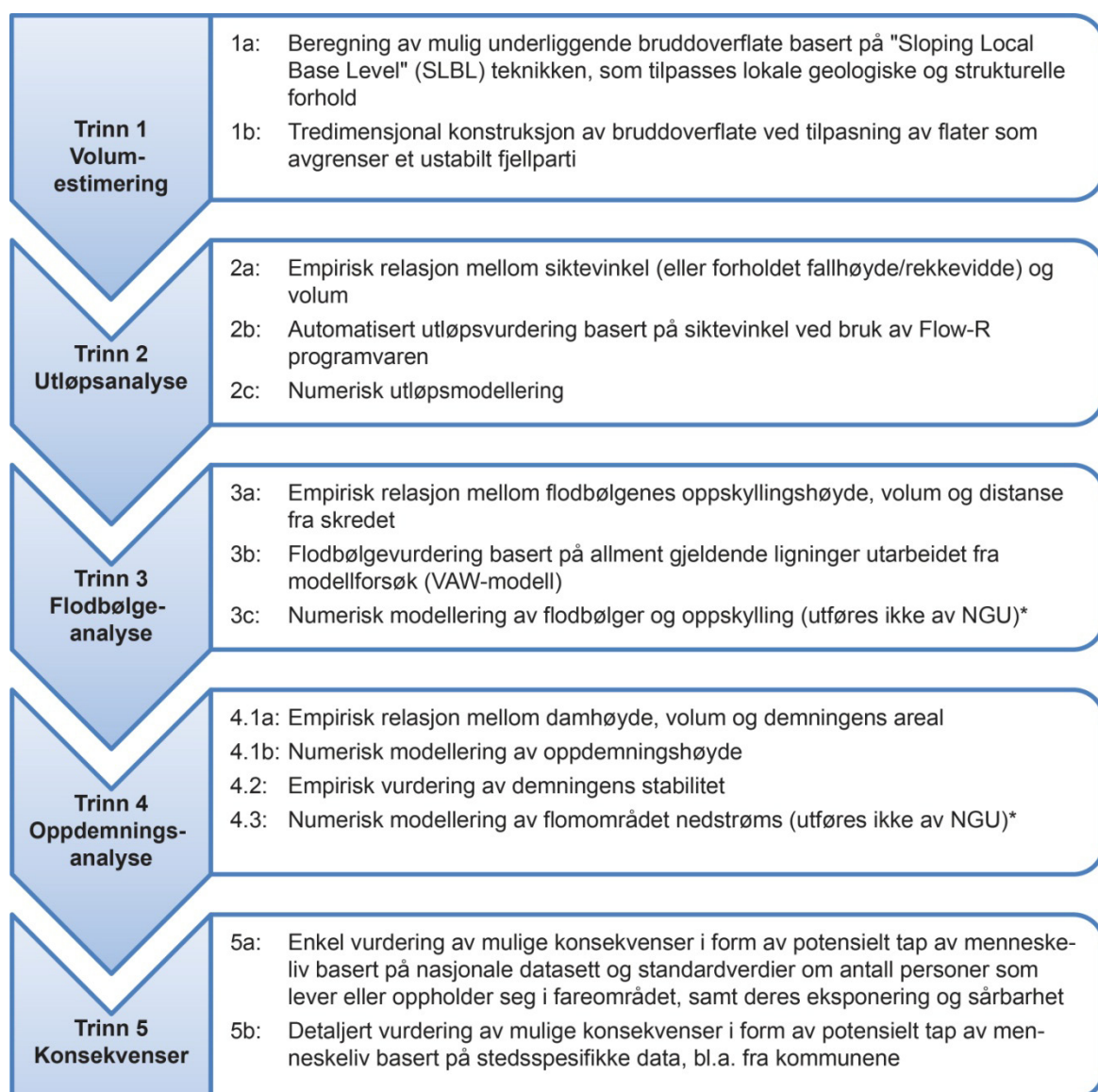
Et system for fare- og risikoklassifisering for ustabile fjellpartier i Norge ble utviklet av NGU i samarbeid med norske og internasjonale eksperter (Hermanns mfl. 2012). Denne klassifiseringen fokuserte mest på en kvalitativ fareklassifisering basert på ni geologiske kriterier (se Hermanns mfl. 2012 for en detaljert beskrivelse), men det ikke ble nærmere beskrevet hvordan mulige konsekvenser av et skred skulle vurderes. Dette ble fulgt opp med NGU-prosjektet "Metodikk for konsekvensanalyser av fjellskred" fra starten av 2013. Innenfor dette prosjektet ble det brukt flere allerede eksisterende metoder (f.eks. volumberegning med SLBL-teknikken (Jaboyedoff mfl. 2004) eller utløpsanalyse med programvaren DAN3D (McDougall og Hungr 2004)), mens andre metoder ble spesielt tilpasset (f.eks. utløpsvurdering med programvaren Flow-R (Horton mfl. 2013) eller flodbølgevurderingen med VAW-metodikken (Heller mfl. 2009)). I tillegg ble det utviklet empiriske verktøy for vurdering av flodbølger og skreddemninger basert på detaljerte analyser av eksisterende datasett (Roberts mfl. 2014), eller ny-innsamlede data (Jakobsen 2015).

Den utviklede metodikken for konsekvensanalyse av mulige fjellskred anvendes nå som del av den statlige kartleggingen av ustabile fjellpartier i Norge som NGU utfører på oppdrag fra NVE. Resultatene fra konsekvensanalysen kombineres med den kvalitative fareklassifiseringen for å bestemme kvalitativ risikograd for et ustabilt fjellparti (Hermanns mfl. 2012). Risikograden og faregraden legges deretter til grunn for å bestemme fareklassen iht. TEK-10 og avgjørelsen om videre oppfølging (utføres av NVE). En oversikt over oppfølgingsaktiviteter og betingelser for hvordan og hvor disse skal utføres er spesifisert i Blikra mfl. (2016). Kartlagte ustabile fjellpartier og resultater fra fare- og risikoklassifiseringen er tilgjengelige gjennom NGUs karttjeneste om ustabile fjellpartier (<http://geo.ngu.no/kart/ustabilefjellparti/>) (Oppikofer mfl. 2015).

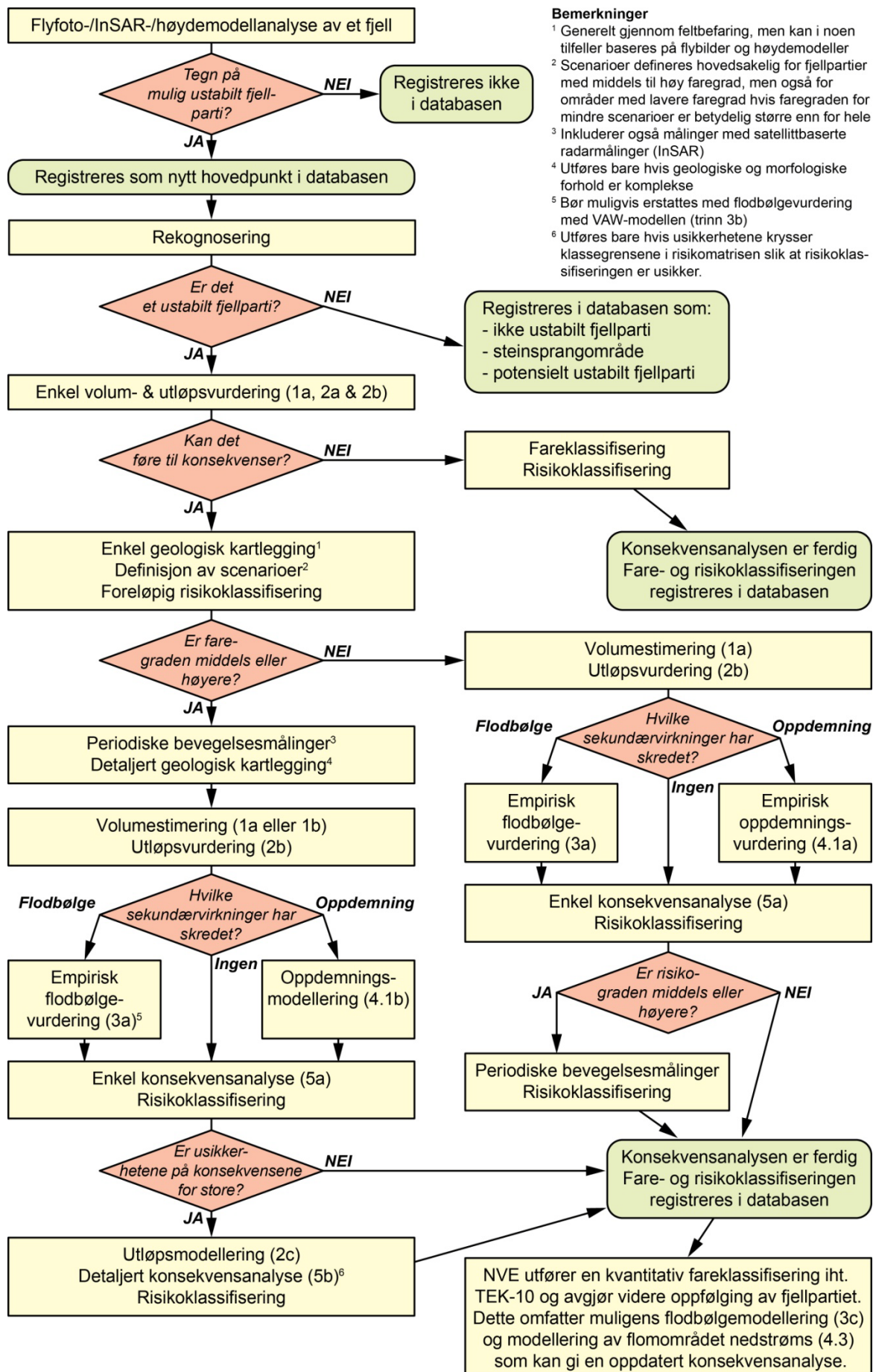
OVERSIKT

Metodikken for konsekvensanalyse av fjellskred omfatter fem hovedtrinn (Figur 1). Trinnene 1, 2 og 5 er nødvendige for alle ustabile fjellpartier (volumestimering, utløpsanalyse og konsekvensvurdering). Trinn 3 anvendes hvis en innsjø eller en fjord kan bli truffet av et fjellskred som utløser en flodbølge, mens trinn 4 brukes hvis et fjellskred kan føre til oppdemning av ei elv og et mulig dambrudd.

For alle trinn eksisterer det flere ulike detaljeringsgrader (markert med bokstaver a, b og c i Figur 1) som brukes i ulike faser i kartleggingen og analysen av et ustabil fjellparti iht. NGUs tilnærming for kartlegging av ustabile fjellpartier (Figur 2) (se Oppikofer mfl. 2013 for detaljer). Enkle empiriske relasjoner og automatiserte teknikker blir brukt i første omgang. Mer avanserte og detaljerte teknikker brukes hovedsakelig for mulige middels- til høyriskoområder, og hvis faregraden er høy nok, slik at utløps- og flodbølgeområdene anses som fjellskredfareområder iht. Byggteknisk forskrift TEK-10 (Lovdata 2010).



Figur 1: Arbeidsflytsdiagram for konsekvensanalyse av fjellskred. Ulik detaljeringsgrad brukes i de ulike fasene i kartleggingen og analysen av et ustabil fjellparti iht. NGUs kartleggingstilnærming (Figur 2). Trinn 3c og 4.3 utføres ikke av NGU og det henvises til Blikra mfl. (2016) for detaljer.



Figur 2: Arbeidsflyt for kartlegging og fare-, konsekvens- og risikoanalyse av ustabile fjellpartier (modifisert fra Oppikofer mfl. 2013). Tallene henviser til de ulike trinn i konsekvensvurderingen (se Figur 1).

TRINN 1: VOLUMESTIMERING

Volumestimeringen av et ustabil fjellparti eller av et delområde (scenario) av et ustabil fjellparti er avgjørende for de påfølgende trinn i konsekvensanalysen, siden fjellskredets volum påvirker både utløpslengden, flodbølgehøyden og oppdemningshøyden. Begrepet "scenario" brukes i denne rapporten for adskilte blokker (eller delområder) i et større ustabil fjellparti iht. definisjon i Hermanns mfl. (2012).

Volumestimeringen er basert på en beregning av den underliggende bruddoverflaten (glideplan eller bruddsone) som avgrenser et ustabil fjellparti. Beregningen er basert enten på "Sloping Local Base Level" (SLBL) teknikken utviklet i Universitetet i Lausanne i Sveits (Jaboyedoff mfl. 2004, 2009, 2015) (trinn 1a), eller på en tredimensjonal konstruksjon av bruddoverflaten i spesifikke programvarer (PolyWorks eller Move3D) (Oppikofer 2009) (trinn 1b).

Trinn 1a: Beregning av bruddoverflaten med Sloping Local Base Level

"Sloping Local Base Level" (SLBL) teknikken ble utviklet i Universitetet i Lausanne i Sveits som et enkelt verktøy for beregning av mulige underliggende bruddoverflater i et ustabil fjellparti (Jaboyedoff mfl. 2004, 2009, 2015). Konseptet bak SLBL kommer fra det geomorfologiske grunnivået ("base level" på engelsk) som definerer den laveste høyde over havet som fluviale prosesser kan erodere ned til i et nedslagsfelt (f.eks. et samløp av to elver, en innsjø eller sjøen) (Strahler 2013). Anvendelse av grunnivåkonseptet til lokale skråninger er ikke å lage et horisontalt grunnivå, men et skrått grunnivå (SLBL betyr derfor "skrått, lokalt grunnivå"). Dette skråe grunnivået antas å være det laveste nivået som kan "eroderes" gjennom skredprosesser (Jaboyedoff mfl. 2004). Et fjell som stikker ut av en ellers jevn skråning antas å være utsatt for skredprosesser inntil det når en jevn skråning (Figur 3a).

Beregning og parametervalg

Som inngangsdata til SLBL-beregningen trengs det en digital høydemodell (DHM) og en polygon av det ustabile området (omvandlet til en rasterfil). Verktøyet er implementert i programvaren CONEFALL (Jaboyedoff og Labiouse 2011) og detaljer om metodikken og beregningen finnes i Jaboyedoff mfl. (2004, 2015). Verktøyets viktigste parameter er krumningstoleransen C til den beregnede bruddoverflaten (Jaboyedoff mfl. 2004, Travelletti mfl. 2010). Uten krumning vil resultatet være en omtrent plan flate mellom bakskrenten og det (antatte) utgående glideplanet (Figur 3a, c), noe som antas å være den grunneste mulige bruddoverflaten. Dette vil resultere i et minimumsvolum til det ustabile fjellpartiet. Ved å øke krumningstoleransen dannes det en dypere bruddoverflate som har en konstant krumning (som en ellipse). Den dypeste mulige bruddoverflaten antas å være vertikalt langs bakskrenten og horisontalt på det (antatte) utgående glideplanet, og den sannsynlige bruddoverflaten befinner seg et sted innimellom (Figur 3c). Disse overflatene vil resultere henholdsvis i et maksimumsvolum og et sannsynlig volum til det ustabile fjellpartiet.

Krumningstoleransen er avhengig av fjellpartiets dimensjoner, dvs. fjellpartiets lengde l målt i skråningens fallretning og høydeforskjellen h mellom det høyeste og laveste punktet i det ustabile fjellpartiet (Figur 3c). For eksempel har lange ustabile fjellpartier med relativ lav høydeforskjell en bruddoverflate med mindre krumning enn korte ustabile fjellpartier med relativ stor høydeforskjell. Krumningstoleransen C_{maks} til den dypeste bruddoverflaten er bare avhengig av l og h , samt DHM oppløsningen (cellestørrelse Δx):

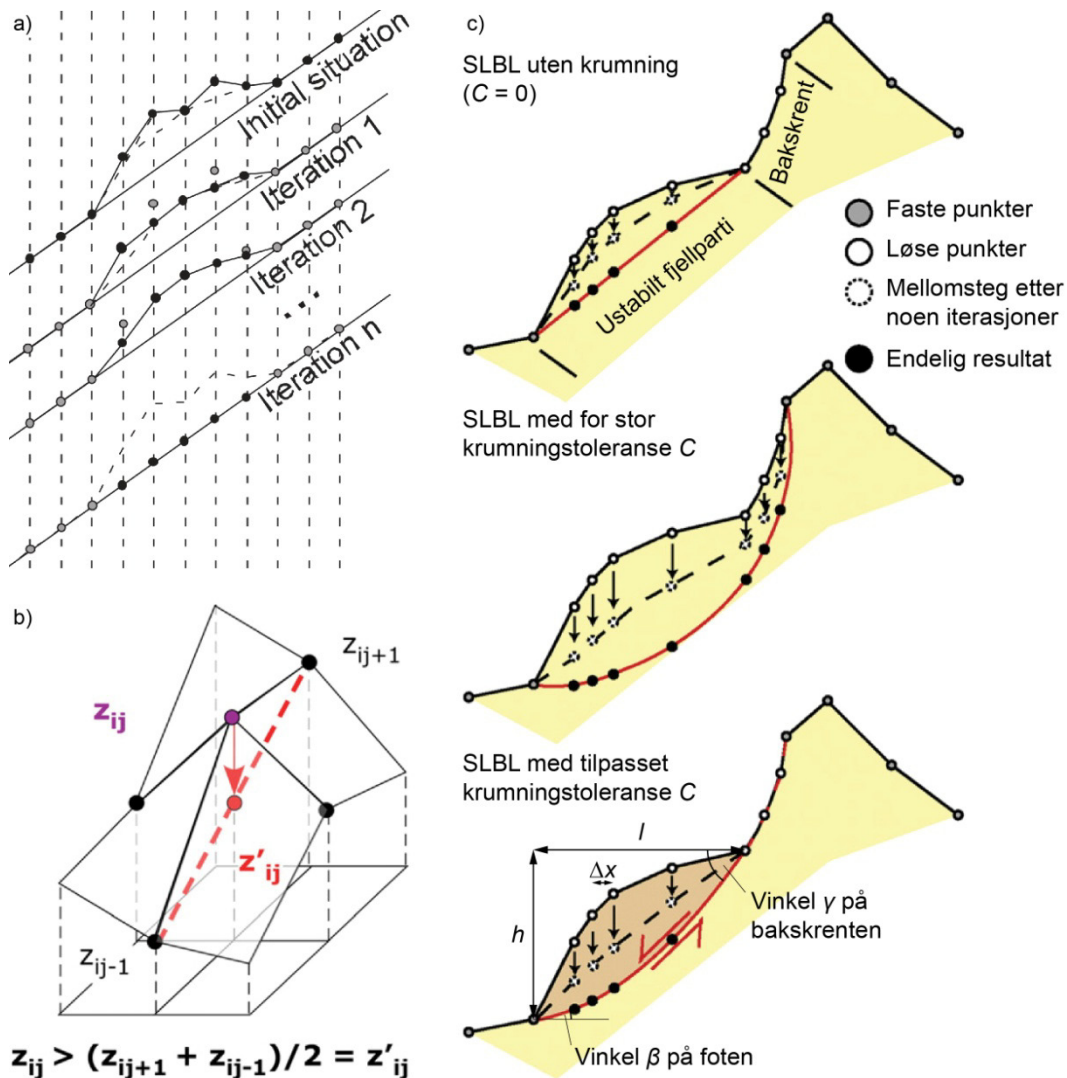
$$C_{maks} = 4 \cdot (1 - \sqrt{2}) \cdot h \cdot \left(\frac{\Delta x}{l}\right)^2 \quad (1)$$

Denne ligningen er basert på ligningene (2) og (3) i Jaboyedoff mfl. (2004) og ligning (1) i Oppikofer mfl. (2012). Den sannsynlige bruddoverflaten beregnes ved å ta hensyn til lokale geologiske og strukturgeologiske forhold. Dette oppnås ved å tilpasse krumningstoleransen C_{middel} , slik at den beregnede elliptiske overflaten har en brukervalgt vinkel β på foten og γ langs bakskrenten (Figur 3c). Disse vinkler baseres på feltmålinger eller DHM-analyser for orienteringen

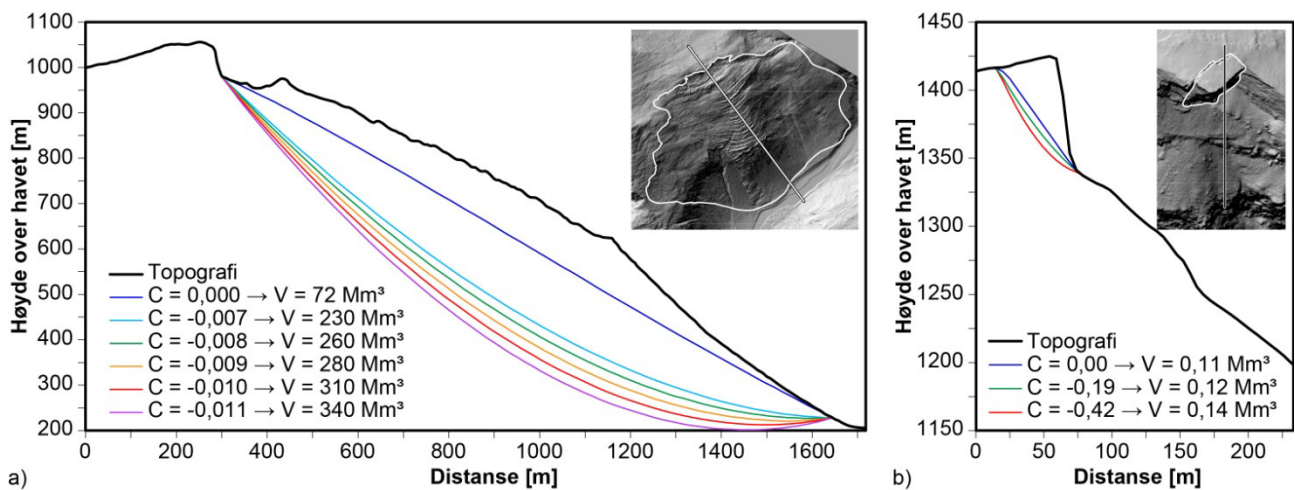
av bakskrenten, og strukturene som tillater utglidning. Et Microsoft Excel regneark benyttes for å beregne de tre ulike krumningstoleransene ut fra h , l , Δx , samt vinklene β og γ . Disse krumningstoleransene brukes deretter i SLBL-beregningen i CONEFALL. Likevel må de beregnede mulige bruddoverflatene kontrolleres fordi SLBL-beregningen også er avhengig av skråningens orientering i forhold til høydemodellen. I tillegg kan kompleks morfologi i skråningen føre til for dype eller for grunne bruddoverflater. I disse tilfellene må krumningstoleransen tilpasses manuelt inntil ønsket form og dybde til bruddoverflaten er oppnådd. Figur 4 viser tverrsnitt gjennom ulike bruddoverflater (minimum, sannsynlig og maksimum) for henholdsvis et stort og et lite ustabil fjellparti.

Volumberegning

Resultatet til SLBL-beregningen er en rasterfil med residualer, dvs. høydedifferensen mellom den nåværende topografien og den beregnete bruddoverflaten. Volumet til det ustabile fjellpartiet eller scenarioet beregnes deretter ved å multiplisere arealet av det ustabile området med gjennomsnittet av residualer fra SLBL-beregningen.

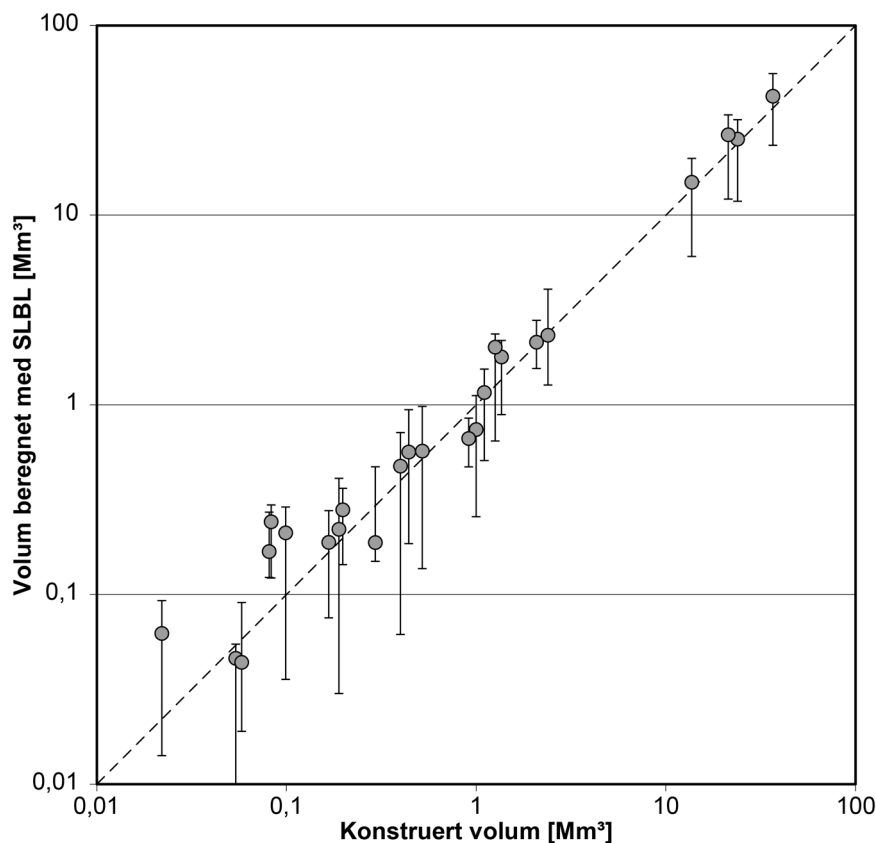


Figur 3: Illustrasjon av SLBL-teknikken: a) en fjellknaus som stikker ut av en jevn skråning og som derfor er utsatt for "erosjon" gjennom skredprosesser, samt illustrasjon av den iterative SLBL-prosedypen for å beregne den underliggende bruddoverflaten (Jaboyedoff mfl. 2004); b) beregning av SLBL basert på høyde til nabocellene (Jaboyedoff mfl. 2009); c) mulige underliggende bruddoverflater med forskjellige overflatekrumninger og dybder i et ustabil fjellparti (se tekst for detaljer om minimal, maksimal og sannsynlig bruddoverflate) (modifisert fra Travelletti mfl. 2010).



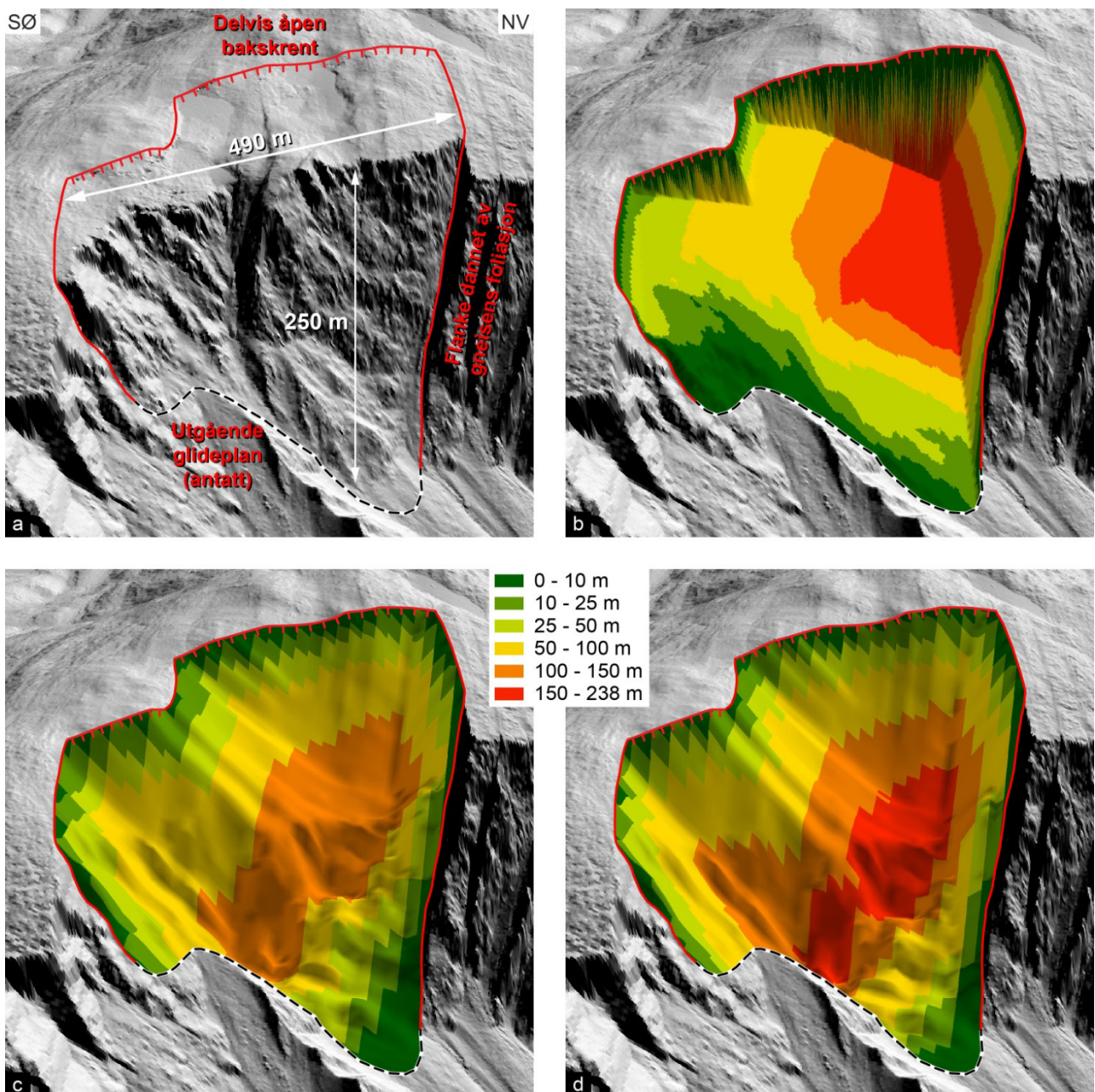
Figur 4: Eksempler på ulike bruddoverflater med ulike krumningstoleranser C for a) et stort ustabil fjellparti (Vollan i Sunndalen) og b) et lite ustabil fjellparti (Jøtulavlan i Sunndalen). En DHM med cellestørrelse $\Delta x = 5$ m ble brukt i begge eksempler. Figur a) viser effekten av minking i krumningstoleransen som fører til dypere bruddoverflater og dermed større volum. For stor krumningstoleranse kan gi for dype overflater (for $C = -0.009$ eller mindre i eksemplet i a)).

Volumene beregnet med SLBL-metodikken ble sammenlignet med volumene fra en manuell konstruksjon av bruddoverflatene i 3D for flere ustabile fjellpartier i Tafjorden (se trinn 1b for detaljer). Sammenligningen viser et meget godt samsvar mellom de mest sannsynlige volumene med SLBL-metodikken og den manuelle konstruksjonen (Figur 5). Derfor anbefales det å bruke det mest sannsynlige volumet i de videre trinnene av denne konsekvensanalysen. I noen spesielle tilfeller kan derimot den dypeste glideoverflaten være mer representativ for et ustabil fjellparti (f.eks. for utveltinger og biplanare utglidninger). Man bør i hvert fall bruke faglig skjønn i volumberegningen og hvis nødvendig manuelt tilpasse krumningstoleransen C .



Figur 5: Sammenligning av volumene beregnet med SLBL-metodikken og den manuelle konstruksjonen av bruddoverflaten i 3D (se trinn 1b, data fra Oppikofer 2009).

I noen tilfeller er ikke resultatet til SLBL-beregningen tilfredsstillende, pga. av formen til den beregnede underliggende bruddoverflaten eller spesielle morfologiske og strukturelle forhold i det ustabile fjellpartiet (Figur 6). Den manuelle konstruksjonen av den underliggende bruddoverflaten kan da være et alternativ, særlig hvis fjellpartiet er forholdsvis lite og avgrenset av tydelige strukturer (se trinn 1b). I noen tilfeller, f.eks. hvis det ikke finnes en høyoppløselig DHM, kan volumet også beregnes ved å multiplisere arealet til det ustabile området med en antatt, gjennomsnittlig tykkelse.



Figur 6: Eksempel på et ustabil fjellparti (Gråhøa i Sunndalen): a) 3D-bilde mot SV av skyggerelieff som viser den nesten vertikale bakskrenten og de bratte flankene dannet av gneisens foliasjon; b) konstruert bruddoverflate med avgrensende strukturer som tilsvarer flankene og skrentene observert i felt og på skyggerelieff; c) mest sannsynlige bruddoverflate beregnet med SLBL-metoden og en krumningstoleranse som er tilpasset lokale strukturelle forhold; d) dypeste bruddoverflate beregnet med SLBL-modellen. I begge SLBL-modellene er bakskrenten og den nordvestlige flanken for slake sammenlignet med feltobservasjonene. Dermed er ikke SLBL-modellene tilfredsstillende, og en manuell konstruksjon gir en mer realistisk underliggende bruddoverflate. Fargene representerer høydeforskjellen mellom de beregnede bruddoverflatene og dagens topografi iht. felles fargeskala.

Trinn 1b: Tredimensjonal konstruksjon av bruddoverflaten

Den mer detaljerte og manuelle konstruksjonen av den underliggende bruddoverflaten i 3D er basert på antakelsen om at hovedstrukturene som avgrenser et ustabil fjellparti (eller scenario) fortsetter også under bakken (Oppikofer 2009, 2016, Jaboyedoff mfl. 2015). Dette gjelder særlig flanker og baskreanter, men også mulige utgående glideplan og andre strukturer nødvendig for å avgrense fjellpartiet (Figur 7a) (Oppikofer 2016). Her utføres konstruksjonen i 3D-programvaren PolyWorks[®] (InnovMetric 2015). Andre spesifikke programvarer som Move[™] (Midland Valley 2016) kan muligens også anvendes, men dette er ikke testet her.

Konstruksjon av bruddoverflaten

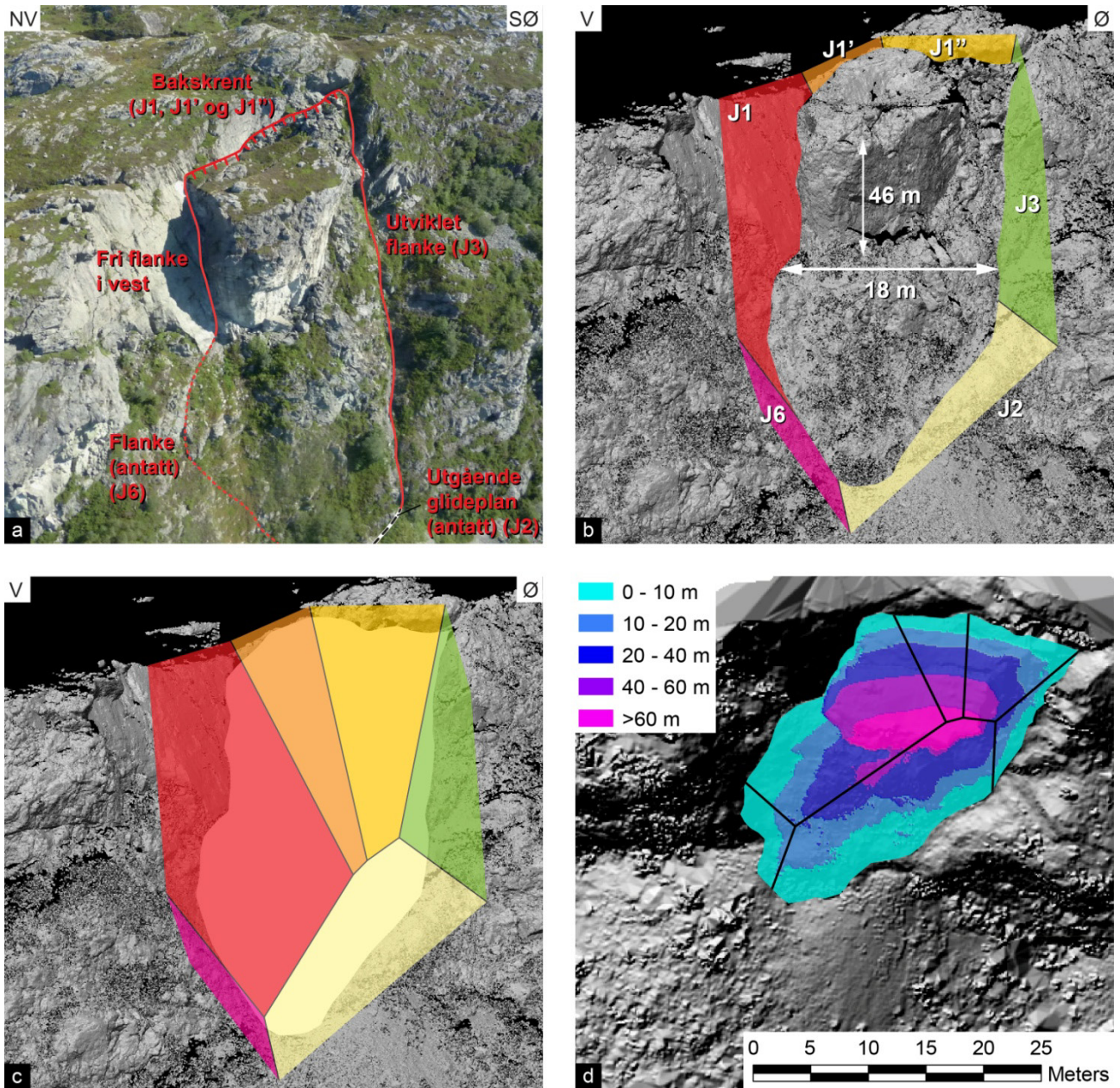
Som inngangsdata til 3D-konstruksjonen trengs det en digital høydemodell (DHM), ideelt fra fly- eller bakkebasert laserskanning eller fotogrammetri. Oppløsningen må være høy nok til at synlige strukturer har riktig orientering (fallretning og fallvinkel). I tillegg bør man ha en polylinje med avgrensningen til det ustabile fjellpartiet eller scenarioet. Høydemodellen (eller punktskyen til rådata brukt til å framstille høydemodellen) lastes inn i PolyWorks[®] (InnovMetric 2015) og flater som avgrenser fjellpartiet/scenarioet lages ved å tilpasse flatene til høydemodellen. Flatene kan også tilpasses slik at orienteringene samsvarer med de som er målt i felt. Disse avgrensende flatene utvides etter hvert inntil de krysser hverandre og danner en underliggende glideoverflate uten hull.

I eksemplet vist i Figur 7 er de avgrensende strukturene tydelig utpreget (Oppikofer 2016). Baskrenten er sammensatt av tre flater med bratt fall mot sør (røde, oransje og gule flater i Figur 7b, c). Den østlige flanken faller bratt mot vest (grønn flate) og et underliggende glideplan (blekgul flate) følges ned til et ganske oppsprukket område. I tillegg finnes det en lateral struktur som avgrenser fjellpartiet mot vest (purpur flate) (modifisert fra Oppikofer 2016).

Volumberegning

Høydeforskjellen mellom den nåværende topografien og den konstruerte bruddoverflaten beregnes deretter i en GIS-programvare, og volumet fås ved å multiplisere arealet til det ustabile området med den gjennomsnittlige høydeforskjellen. I eksemplet i Figur 7 er disse høydeforskjellene på 23,5 m i gjennomsnitt, og maksimalt 76 m, noe som gir et totalt volum på 160 000 m³ (modifisert fra Oppikofer 2016).

På grunn av den ovennevnte antakelsen om kontinuiteten mellom strukturene i overflaten og i undergrunnen, er denne 3D-konstruksjonen av bruddoverflaten særlig nyttig for små ustabile fjellpartier og hvis fjellpartiet er tydelig kontrollert av geologiske strukturer. For store ustabile fjellpartier, og særlig for dyptsittende, gravitative skråningsdeformasjoner (DSGSD), kan denne teknikken bare anvendes delvis, og SLBL-metodikken (trinn 1a) gir sannsynligvis et bedre resultat.



Figur 7: Modellering av bruddflatene og volumet til det ustabile fjellpartiet Lausefjellet (modifisert fra Oppikofer 2016): a) oversiktsbilde av fjellpartiet (foto: L. Fischer, NGU); b) flatene brukt for modellering av underliggende bruddoverflate (3D-bilde mot nord); c) modellert bruddoverflate under fjellpartiet (3D-bilde mot nord); d) høydeforskjeller mellom den nåværende overflaten og den modellerte bruddoverflaten som er framstilt som svarte snittlinjer (kartvisning).

TRINN 2: UTLØPSANALYSE

Utløpsområdet omfatter arealet som kan nås av et fjellskred, utløst fra et ustabil fjellparti eller scenario (delområde). Ulike modelleringsverktøy med ulik detaljeringsgrad er brukt i denne konsekvensanalysen iht. NGUs kartleggingstilmærming for ustabile fjellpartier (Figur 2).

Trinn 2a: Empirisk relasjon mellom siktevinkel og volum

Flere tidligere studier (Heim 1932, Scheidegger 1973, Hsü 1975, Corominas 1996, Blikra mfl. 2001) har undersøkt fjellskredets rekkevidde eller utløpslengde L som funksjon av skredvolumet V og fallhøyden H . Rekkevidden er distansen mellom toppen av det ustabile fjellpartiet og ytterkanten av fjellskredavsetningene, mens fallhøyden er høydeforskjellen mellom toppen av fjellpartiet og ytterkanten av avsetningene (Figur 8a). Forholdet H/L ble også uttrykt som siktevinkel α ("angle of reach") (Corominas 1996) eller "Fahrböschung" (Heim 1932).

$$\tan \alpha = \frac{H}{L} = f(V) \quad (2)$$

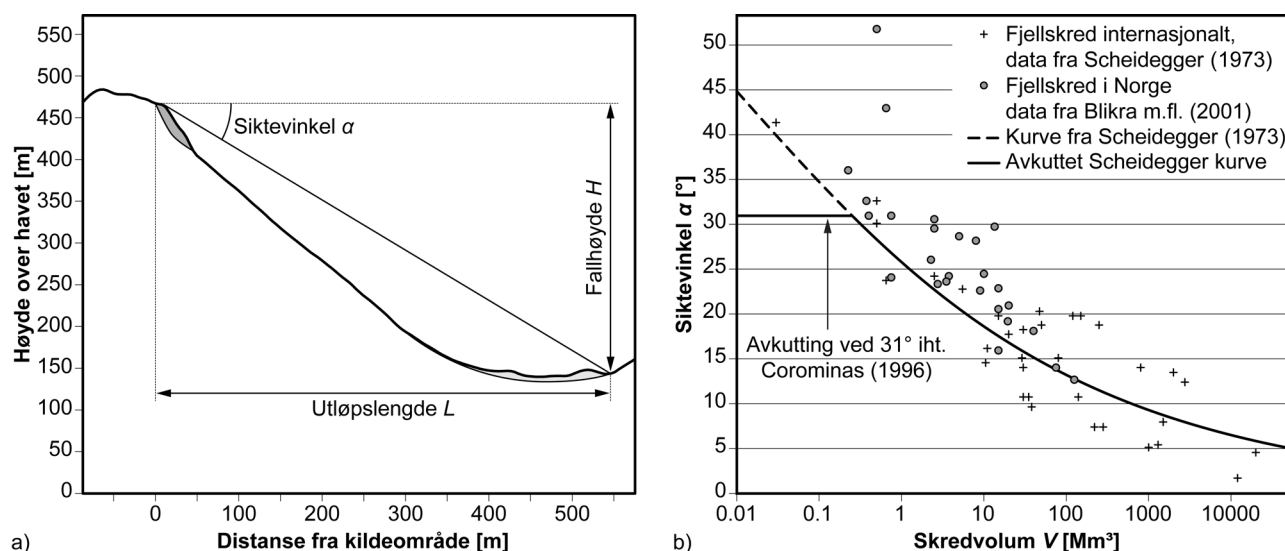
Det ble etablert empiriske relasjoner mellom H/L (eller α) og skredvolum V (i m^3) basert på en sammenstilling av mange fjellskredhendelser over hele verden. Scheidegger (1973) har analysert 33 fjellskred (Figur 8b) og funnet en potenslov som beste tilnærming av dataene:

$$\tan \alpha = \frac{H}{L} = 10^{0.62419} \cdot V^{-0.15666} \quad (3)$$

Corominas (1996) har analysert totalt 47 fjellskred og steinsprang/steinskred og også funnet en potenslov som beste tilnærming, men koeffisientene er litt lavere – noe som gir svært lave siktevinkler.

Sammenligning med norske fjellskredhendelser

Blikra mfl. (2001) har sammenstilt 25 historiske og forhistoriske fjellskred i Norge (Figur 8b). Mer enn 90 % av disse hendelsene har en rekkevidde som er kortere enn den beste tilnæringskurven fra Scheidegger (1973). Det antas derfor at "Scheideggerkurven" er en konservativ tilnærming for maksimumsrekkevidden til fjellskred i Norge.



Figur 8: Empirisk vurdering av fjellskredets rekkevidde: a) skjematisk profil av et skred med rekkevidde L , fallhøyde H og siktevinkel α ; b) empirisk relasjon mellom siktevinkel og volum basert på Scheidegger (1973). Norske fjellskredhendelser (fra Blikra mfl. 2001) har generelt en høyere siktevinkel (dvs. en kortere rekkevidde) enn den beste tilnæringskurven fra Scheidegger (1973).

Beregning av fjellskredets rekkevidde

Fjellskredets rekkevidde L beregnes enkelt med ligning (3), hvor skredvolumet V er kjent fra trinn 1 i konsekvensanalysen, og høydeforskjellen H måles fra toppen av fjellpartiet ned til dalbunnen, innsjøen eller fjorden. "Scheideggerkurven" har begrenset gyldighet for små fjellskred, og for skredvolum mindre enn 250 000 m³ brukes derfor en fast siktevinkel på 31° iht. Corominas (1996). Med den beregnede rekkevidden kan det enkelt måles på et kart om bygninger, annen infrastruktur eller vannmasser kan treffes av et mulig fjellskred eller ikke.

Trinn 2b: Utløpsvurdering basert på siktevinkel

For en mer detaljert vurdering av fjellskredets utløpsområde i forhold til rekkevidden beregnet i trinn 2a, anvendes programvaren Flow-R (www.flow-r.org) (Horton mfl. 2013). Flow-R ble utviklet ved Universitetet Lausanne i Sveits for en regional aktsomhetsvurdering av skred i bratt terreng. Modellen er nå hyppig brukt for utløpsmodellering av jord- og flomskred (f.eks. Horton mfl. 2008, Blahut mfl. 2010, Kappes mfl. 2011, Jaboyedoff mfl. 2012, Blais-Stevens og Behnia 2016). Videre ble Flow-R benyttet for det nasjonale aktsomhetskartet for jord- og flomskred i Norge (Fischer mfl. 2014, NVE 2016). Flow-R-modellen har også blitt anvendt for steinsprang (Michoud mfl. 2012) og snøskred (Jaboyedoff mfl. 2012). Modellen ble spesielt tilpasset for fjellskred for denne konsekvensanalysen (Horton 2014), som nærmere beskrevet nedenfor.

Beregning og parametervalg

Som inngangsdata til Flow-R-modellen trengs det en DHM (f.eks. den nasjonaldekkende 10 m DHM eller en med bedre oppløsning), og en rasterfil med det ustabile området som mulig kildeområde til et fjellskred. For hver celle (piksel) i kildeområdet beregner programvaren utløpsområdet. Denne modelleringen er todelt i en spredningsmodellering og en energimodellering.

Først beregnes den laterale utbredelsen med en algoritme for flere strømningsretninger ("multiple flow direction algorithm") (Holmgren 1994), men med en modifisering for å ta hensyn til skredets tykkelse dh (Horton mfl. 2013). Med denne algoritmen kan et skred (eller riktigere en strøm) som kommer fra en DHM-celle spres videre til en eller flere naboceller avhengig av høydeforskjellen mellom cellene (Figur 9a). Algoritmen tar også hensyn til skredets treghet, dvs. tendensen til å følge samme retning som før. Treghetsmodellene implementert i Flow-R er beskrevet av Horton mfl. (2013). For fjellskred ble det utviklet en spesialtilpasset treghetsmodell (Horton 2014): en såkalt "hukommelseeffekt" gjør at Flow-R-modellen husker skredets retning fra de siste n celler for hvert skredløp (Figur 9b). Denne hukommelsen gjør at fjellskredet kan løpe opp på motsatt fjellside og er mindre påvirket av små åser i utløpsområdet. Allikevel er det inkludert en viss åpningsvinkel θ som tillater at skredløpet kan endre seg fra en celle til den neste. De forskjellige retninger har ulike sannsynligheter beregnet med en trekantfordeling slik at sannsynligheten til å fortsette rett fram er høyest (Figur 9c). Denne treghetsmodellen kombineres med den modifiserte Holmgrens (1994) strømningsmodellen for å beregne den totale sannsynligheten for at et skred (en strøm) skal spre seg fra en celle til den neste. Hvis denne spredningssannsynligheten til en viss celle blir mindre enn en brukerbestemt terskel (3×10^{-4} brukes vanligvis) stopper skredet (strømmen). Detaljer om beregningen er beskrevet av Horton mfl. (2013).

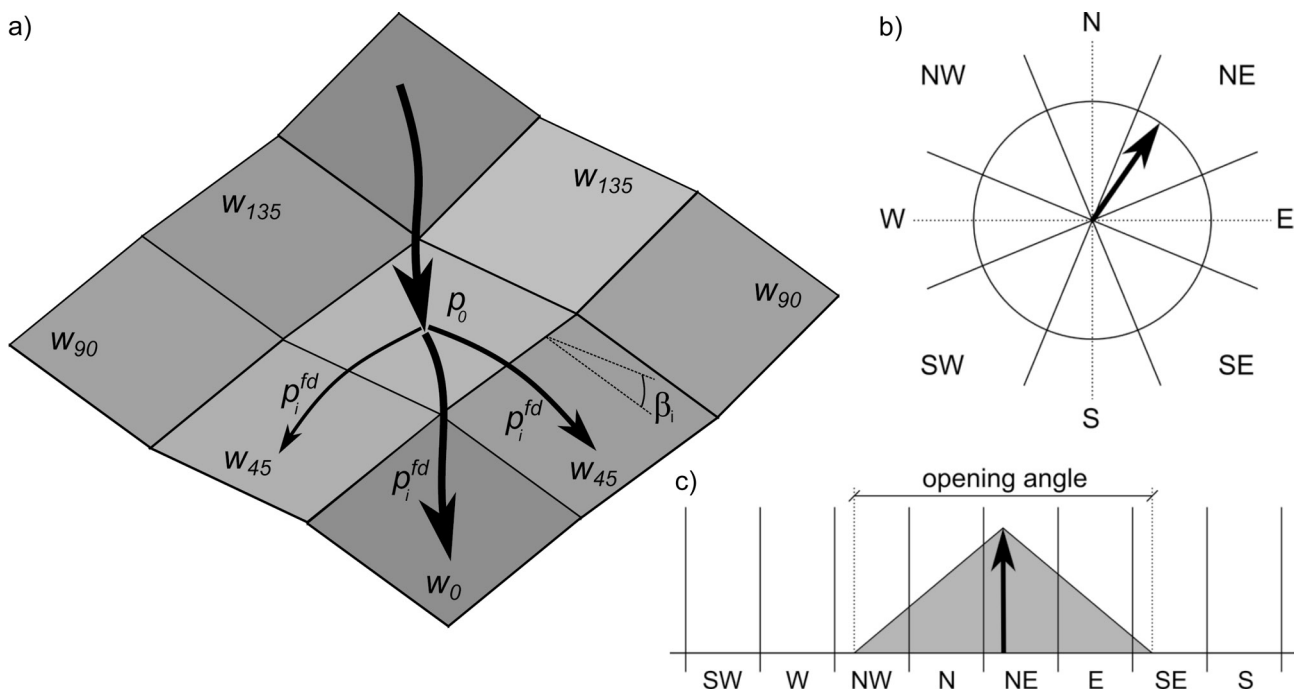
Etter spredningsberegningen vurderes den potensielle og kinetiske energien til skredet (strømmen) basert på en enkel friksjonsmodell. I et skred omvandles potensiell energi (høydeenergi) til kinetisk energi (bevegelsesenergi), men skredet (strømmen) taper en viss andel energi bl.a. pga. friksjon på undergrunnen. Dette energitapet kan representeres med en energilinje som går fra toppen av fjellpartiet og ned med en viss vinkel φ (Jaboyedoff og Labiouse 2011). Når denne linjen krysser topografien i dalbunnen har skredet (strømmen) tapt all energi og stanser. Vinkelen φ tilsvarer dermed siktevinkelen α beregnet i trinn 2a, og α brukes derfor som friksjonsparameter i Flow-R-modellen. Bruken av α som friksjonsparameter resulterer i et forholdsvis konservativt utløpsområde

for fjellskred i Norge (se diskusjon i trinn 2a). Implementeringen av denne friksjonsmodellen i Flow-R er beskrevet av Horton mfl. (2013).

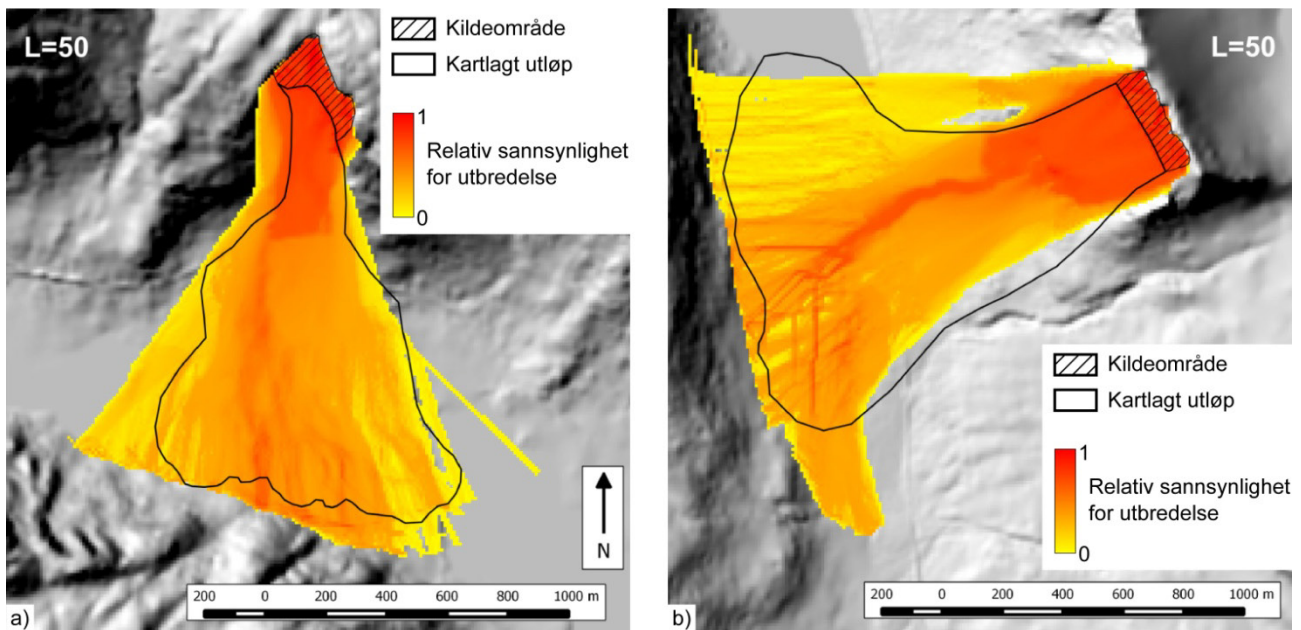
Analyser av førhistoriske fjellskred i Norge (Figur 10) (Horton 2014) viser gode resultater mellom kartlagte fjellskredsavsetninger og utløpsmodelleringen med Flow-R ved bruk av følgende parametre: Eksponent til Holmgrens strømningsalgoritme $x = 1$, høydemodifisering av Holmgrens strømningsalgoritme $dh = 10$ m, hukommelseffekt $n = 25$ celler (mellom 20 og 50 celler) og åpningsvinkel $\theta = 120^\circ$ (mellom 120° og 180°). En detaljert parametertest viser at siktevakelen har størst innflytelse på utløpslengde, mens de andre parametrene har liten til ingen effekt på utløpslengde (Vedlegg A).

Vurdering av fjellskredets utløpsområde

Resultatene fra utløpsvurderingen med Flow-R må etterpå tolkes for å avgrense en polygon av det mulige utløpsområdet. Hvis dette utløpsområdet treffer en fjord eller en innsjø bør en flodbølgeanalyse iht. trinn 3 utføres. Hvis fjellskredet krysser ei elv skal en oppdemningsanalyse iht. trinn 4 gjøres. Utløpsområdet brukes deretter sammen med mulige flodbølgeområder i trinn 5 for beregningen av potensielt tap av menneskeliv.



Figur 9: Utløpsmodellering med Flow-R: a) illustrasjon av spredningsmodellering der en massestrøm med en sannsynlighet p_0 spres videre til nabocellene med ulike sannsynligheter p_i^{fd} som er avhengige av høydeforskjellen mellom DHM-cellene, men også en vektning w til å fortsette i samme retning eller endre retningen (Horton mfl. 2013); b) "hukommelseffekten" beregner skredets gjennomsnittlige retning over de siste n DHM-celler og gir en høyere vekt for å fortsette i samme retning (Horton 2014); c) vektingen til å fortsette i samme retning eller å endre retningen er gitt med en trekantfordeling og en brukervalgt åpningsvinkel θ (180° i eksemplet vist) (Horton 2014).



Figur 10: Tilbakeanalyse av to førhistoriske fjellskred i Norge med programvaren Flow-R (modifisert fra Horton 2014): a) Urdbøuri i Telemark; b) Langvatnet i Troms. Begge fjellskred går opp på motsatt fjellside.

Trinn 2c: Numerisk utløpsmodellering i 2D eller 3D

En detaljert numerisk utløpsmodellering utføres for ustabile fjellpartier med middels til høy risikograd hvis usikkerheten til konsekvensene er store iht. NGUs kartleggingstilnærming (Figur 2), og hvis faregraden er så høy at utløpsområder anses som fjellskredfareområder iht. Byggeteknisk forskrift TEK-10 (Lovdata 2010). Videre utføres det også en detaljert numerisk utløpsmodellering for den numeriske oppdemningsanalysen (trinn 4.1b).

Beregning og parametervalg

For en detaljert numerisk utløpsmodellering til et fjellskred benyttes det spesifikke programvarer, som f.eks. DAN3D (McDougall og Hungr 2004, Sosio mfl. 2008, Hungr og McDougall 2009, Deline mfl. 2011, Schleier mfl. 2015, 2016) eller andre verktøy (se f.eks. Crosta mfl. 2009, Dahle mfl. 2011).

Programvaren DAN3D (Hungr og McDougall 2009) ser på skredets rheologi som en væske ("equivalent fluid dynamics") slik at skredmassene er styrt av enkle rheologiske forhold. Den interne rheologien er alltid friksjonsavhengig, mens glideplanets rheologi kan være basert på friksjon eller viskositet, eller være turbulent (Böhme mfl. 2016). En friksjonsturbulent rheologi (Voellmy rheologi) brukes mest for fjellskred.

Alle programvarer til numerisk utløpsmodellering trenger veldig detaljerte, lokale inngangsparametere: DAN3D krever f.eks. en høydemodell av skredets underliggende bruddoverflate (beregnes i trinn 1) og en rasterfil med skredets tykkelse (høydeforskjell fra trinn 1). I tillegg kreves skredmassenes tetthet, rheologi (f.eks. friksjons- og turbulenskoefisienter) og intern friksjonsvinkel til skredmaterialet. DAN3D har mulighet til å definere ulike materialtyper som kan eroderes (rives med) langs skredbanen (Hungr og Evans 2004). Valget av alle parametrene er ganske kompleks og utføres best gjennom en tilbakeanalyse av et tidligere fjellskred i nærheten (Yugsi Molina mfl. 2015). Dette er ikke alltid mulig. En rekke ulike parametre blir testet gjennom en masteroppgave ved NTNU (Andresen 2017). Parameterrestene i vedlegg B viser at friksjonskoeffisienten til Voellmy-rheologien eller friksjonsvinkelen i en friksjonsmodell har størst innflytelse på utløpslengden (lengre for lavere friksjonskoeffisienter eller -vinkler), mens turbulenskoefisienten til Voellmy-rheologien bare påvirker utløpslengden for større volum (lengre utløpslengde for større turbulenskoefisienter). De andre parametrene har bare marginale til ingen

innflytelse på utløpslengden. Meddriving av masser langs skredbanen (erosjon) øker skredvolumet, men fører generelt til en kortere utløpslengde.

Parametrene til detaljert, numerisk utløpsmodellering i DAN3D kan også tilpasses resultatene til utløpsvurdering i trinn 2b, for å oppnå omtrent samme utløpsdistanse som med Flow-R. Dette kan være særlig nyttig for en vurdering av andel skredmasse som treffer en innsjø/fjord og kan utløse flodbølger (f.eks. hvis avsetning av skredmasser er mulig før en vannmasse når) (trinn 3), men også for å bestemme mektigheten til fjellskredavsetninger som demmer opp ei elv (trinn 4.1b). Den modellerte skredhastigheten bør derimot brukes med noen forbehold, for å bestemme hastigheten et skred treffer en innsjø eller fjord med, fordi de modellerte hastighetene generelt er betydelig lavere enn det andre modelleringer tilsier (f.eks. hastighetene vurdert med Flow-R-modellen i trinn 2b eller med VAW-modellen i trinn 3b).

Vurdering av fjellskredets utløpsområde

Som for trinn 2b bør resultatene fra den numeriske utløpsmodelleringen tolkes for å tegne polygonen til fjellskredets utløpsområde. Hvis dette utløpsområdet treffer en fjord eller en innsjø bør en flodbølgeanalyse iht. trinn 3 utføres. Hvis fjellskredet krysser ei elv skal en oppdemningsanalyse iht. trinn 4 gjøres. Utløpsområdet brukes deretter sammen med mulige flodbølgeområder i trinn 5 for beregningen av potensielt tap av menneskeliv.

TRINN 3: FLODBØLGEANALYSE

Hvis et fjellskred treffer en fjord eller en innsjø vil dette utløse flodbølger som kan være flere meter til titalls meter høye. Flodbølgene kan ramme kystlinjen til hele fjorder eller innsjøer. Slike flodbølger er en umiddelbar sekundærvirkning til et fjellskred (i motsetning til oppdemning vurdert i trinn 4), siden flodbølgen inntreffer bare kort tid (få minutter) etter skredet. Derfor vurderes flodbølgehøyder og oppskyllingsområdet til flodbølgene i denne konsekvensanalysen. Ulike modelleringsverktøy med ulik detaljeringsgrad er brukt iht. NGUs kartleggingstilnærming for ustabile fjellpartier (Figur 2).

Trinn 3a: Empirisk relasjon mellom oppskyllingshøyde, volum og distanse

Det finnes ingen publiserte empiriske relasjoner som knytter oppskyllingshøyden fra fjellskredgenererte flodbølger til skredvolumet (i motsetning til rekkevidden, se trinn 2a).

Datsett over skredgenererte flodbølger

Nicholas J. Roberts fra Universitetet Simon Fraser (Vancouver, Canada) har i samarbeid med NGU laget en global sammenstilling av skredgenererte flodbølger basert på publiserte studier og eksisterende databaser om flodbølger (Roberts mfl. 2014). Denne sammenstillingen inneholder generelle skredparametere, som stedsangivelse, tidspunkt, fallhøyde og volum, men også data om skredgenererte flodbølger, som bølgehøyde, distanse fra skredet, og oppskyllingshøyde for et eller flere steder i det påvirkede området.

Tabell 1: Utdrag av den globale databasen om skredgenererte flodbølger (Roberts mfl. 2014) hvor det finnes data om skredvolum og oppskyllingshøyde (sortert etter fylke/land og deretter etter skrednavn). Ti hendelser markert med grå farge har informasjon om oppskyllingshøyder på mer enn to steder, hvorav åtte hendelser kunne tilpasses bra med en potenslov iht. ligning (4) (mørk grå).

Skrednavn	Fylke / land	År	Volum [Mm ³]	Oppskyllingshøyde [m]	Antall steder	Referanser
Skafjellet I	Møre og Romsdal	1731	6	75	1	Jørstad 1968, Furseth 2006
Skafjellet II	Møre og Romsdal	1938	0,4	3	1	Furseth 2006, NVE 2014
Strandafonna	Møre og Romsdal	1867	> 0,01	2–5	2	Furseth 2006, NVE 2014
Tafjord	Møre og Romsdal	1934	2,7	1–62,3	26	Jørstad 1968, Furseth 2006
Finnlifjellet	Nordland	1977	> 0,01	1	1	Furseth 2006, NVE 2014
Hildringen	Nordland	1979	0,005	2	1	Furseth 2006, NVE 2014
Hiltringsflogan	Nordland	1979	> 0,01	2,5	1	Furseth 2006, NVE 2014
Kringlut	Oppland	1997	0,035	5,3	1	Furseth 2006, NVE 2014
Bjørnhammer	Rogaland	1931	> 0,01	5–20	2	Furseth 2006, NVE 2014
Hyllestadjfjorden	Sogn og Fjordane	1998	0,025	6	1	Furseth 2006, NVE 2014
Katlenova	Sogn og Fjordane	1998	0,025	6	1	Furseth 2006, NVE 2014
Kjoshammaren	Sogn og Fjordane	1925	> 0,01	1,5	1	Furseth 2006, NVE 2014
Lifjellet	Sogn og Fjordane	1992	> 0,01	4	1	Furseth 2006, NVE 2014
Loen I	Sogn og Fjordane	1905	0,35	2,9–40,5	9	
Loen II	Sogn og Fjordane	1905	0,07	15	1	Jørstad 1968
Loen III	Sogn og Fjordane	1936	1	0–62	53	Grimstad og Nedal 1990
Loen IV	Sogn og Fjordane	1936	0,1	40	1	Furseth 2006
Loen VI	Sogn og Fjordane	1950	1	8–15	2	
Steigeberget	Sogn og Fjordane	1948	0,06	4–11	2	Furseth 2006, NVE 2014
Årdalstangen	Sogn og Fjordane	1983	0,2	5–7	2	Furseth 2006, NVE 2014
Håøya	Telemark	1989	> 0,01	1,5	1	Furseth 2006, NVE 2014
Chehalis Lake	Canada	2007	1,5	1,6–37,8	111	Roberts mfl. 2013
Isla Mentiroso	Chile	2007	8	3–50	25	Scheele mfl. 2013
Punta Cola	Chile	2007	14	2–15	26	Scheele mfl. 2013
Wu Gorge	China	2008	0,38	1,1–13,1	10	Huang mfl. 2012
Scillia	Italia	1783	5,4	0,7–16	14	Mazzanti og Bozzano 2011
Aratozawa	Japan	2008	1,5	3,2–8,7	33	Miyagi mfl. 2011
Lituya Bay	USA	1958	30,6	4,6–524,3	36	Miller 1960

Denne sammenstillingen av skredgenererte flodbølger benyttes for å lage en empirisk relasjon mellom oppskyllingshøyde R , skredvolum V og distanse x fra skredets påvirkningsområde i fjorden eller innsjøen. Ut fra 254 registrerte hendelser stammer 156 fra den nasjonale skredhendelses-databasen i Norge (NVE 2014, Hermanns mfl. 2014). Dessverre er det bare 28 registrerte hendelser i databasen som har all informasjon som er nødvendig for å undersøke en slik empirisk relasjon. Videre har bare 10 hendelser informasjon om oppskyllingshøyder på mer enn to steder (Tabell 1).

Korrelasjon mellom oppskyllingshøyde og distanse for enkle fjellskredhendelser

For en fjellskredhendelse finnes det generelt en god korrelasjon mellom oppskyllingshøyder R (i m) og distanse fra skredet x (i km), som kan tilpasses med en potenslov (Figur 11):

$$R = a(V) \cdot x^c \quad (4)$$

Parametrene $a(V)$ og c i ligning (4) varierer betydelig for de ulike hendelsene (Figur 11). Særlig faktoren $a(V)$ er avhengig av skredets volum V (Figur 12a). Sammenheng mellom $a(V)$ og V kan igjen tilpasses med en potenslov:

$$a(V) = a \cdot V^b = 10,157 \cdot V^{0,5161} \quad (5)$$

For alle fjellskredhendelser som kunne tilpasses med potenslov i ligning (4) (markert med mørk grå bakgrunn i Tabell 1) ble det utført en normalisering av oppskyllingshøyder:

$$R_n = R/a(V) \quad (6)$$

Slik kan det bestemmes en felles parameter c i potensloven for alle hendelser ($c = -0,7673$). Dette viser en god korrelasjon mellom de normaliserte oppskyllingshøydene og distanse fra skredet med antakelsen at c er uavhengig av skredets volum (Figur 12b).

Korrelasjon mellom oppskyllingshøyde, distanse og volum for flere fjellskredhendelser

Kombinasjonen av ligningene (4) og (5) fører til følgende potenslov:

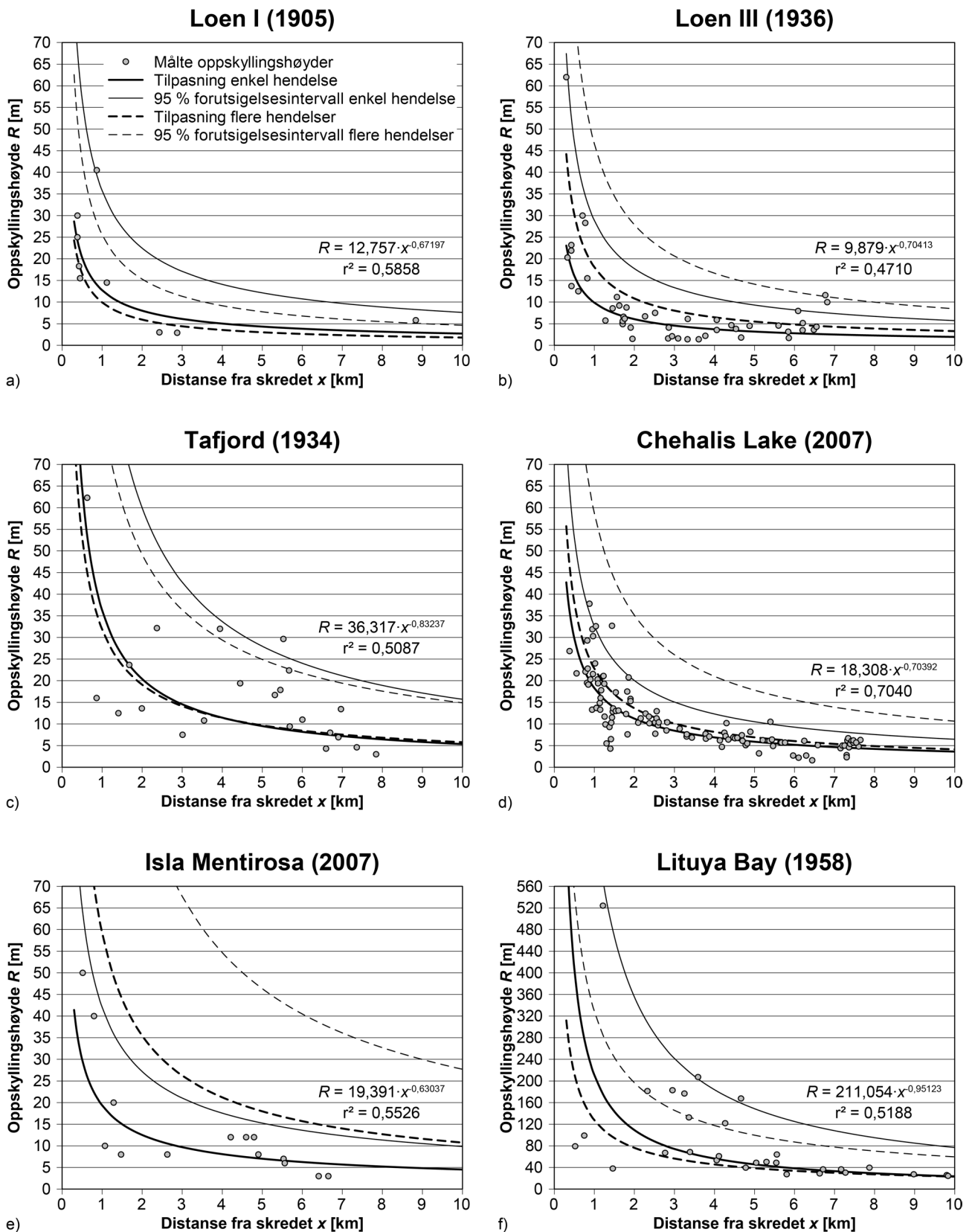
$$R = a \cdot V^b \cdot x^c \quad (7)$$

En minstekvadratttilpasning ble utført for å bestemme parametrene a , b og c i denne potensloven. Forskjellige tilpasninger med ulike utvalg av hendelser ble testet (alle hendelser, bare hendelser med bra tilpasning i ligning (4), utvalg av noen oppskyllingspunkter slik at ingen hendelse er overrepresentert osv.). Det beste resultatet ble oppnådd med et utvalg av hendelsene (Loen 1905, Loen 1936, Tafjord, Chehalis Lake og Lituya Bay), samt maksimalt 26 oppskyllingspunkter per hendelse. I tillegg ble oppskyllingshøyder i bukter og ender av fjorder/innsjøer fjernet, da disse ofte viser en høyere oppskylling. Ligning (8) viser den beste tilnærmingen. Den øvre usikkerhetsgrensen med et 95 % forutsigelsesintervall (dvs. bare ~5 % av alle målingene er høyere enn det ligningen tilsier) er gitt i ligning (9):

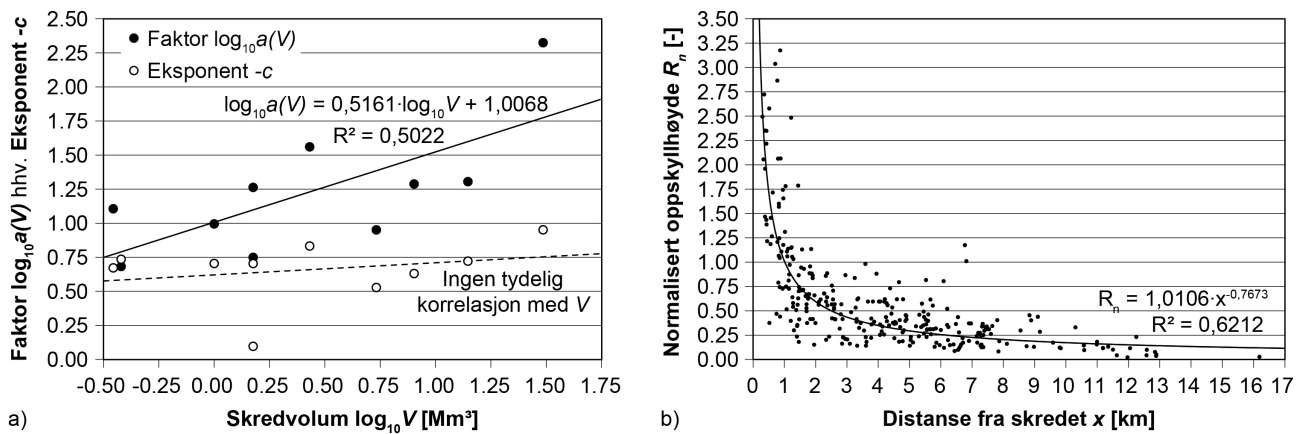
$$R = 18,093 \cdot V^{0,57110} \cdot x^{-0,74189} \quad (8)$$

$$R = 46,643 \cdot V^{0,57110} \cdot x^{-0,74189} \quad (9)$$

Disse ligningene har den forvente oppførselen, dvs. en økning av oppskyllingshøyden med økende volum, og en reduksjon i oppskyllingshøyden med økende distanse fra skredet. Parameteren b i disse ligningene er ganske lik den som er beregnet i ligning (5) for forholdet mellom $a(V)$ og volumet V . Parameteren c samsvarer med resultatene for enkle hendelser med ligning (4), men også for de normaliserte oppskyllingshøyder R_n for alle hendelser satt sammen (Ligning (6), Figur 12b). Ligningene (8) og (9) antas derfor å være meningsfulle. Disse ligningene tar derimot ikke høyde for komplekse fjordgeometrier med forgreninger og retningsendringer. Alle valgte hendelser for tilpasning har forholdsvis enkle geometrier av vannmassene. De tar heller ikke hensyn til bukter, ender av fjorder eller innsjøer, samt grunne områder, der flodbølgene vil øke. Det har blitt innført flere korreksjoner for å ta hensyn til de forskjellige avvik som vil oppstå (se neste avsnitt).



Figur 11: Målte oppskyllingshøyder for ulike distanser fra skredet: a) Loen I (1905); b) Loen III (1936); c) Tafjord (1934); d) Chehalis Lake i Canada (2007); e) Isla Mentirosa i Chile (2007); f) Lituya Bay i USA (1958). Data kan tilpasses med en potenslov iht. ligning (4). Verdiene gitt i figurene er for den beste tilpasningen av hver hendelse (tykk svart linje). Stiplede linjer viser den beste tilpasningen og 95 % forutsigelsesintervall for flere hendelser iht. ligningene (8) og (9).



Figur 12: Tilpasning av parametrene til en potenslov for flodbølgeoppbyggingshøyder: a) relasjon mellom skredvolum V og faktor $a(V)$ og eksponent c i potensloven iht. ligning (4). Faktoren $a(V)$ følger en potenslov iht. ligning (5), mens eksponenten c er uavhengig av V ; b) relasjon mellom normaliserte oppbyggingshøyder R_n (dvs. målte oppbyggingshøyder R dividert med $a(V)$) og distanse fra skredet x .

Korreksjoner for retningsendringer

Basert på NGIs modelleringer for fjellskredutløste flodbølger (Eidsvig og Harbitz 2005, Harbitz mfl. 2014) (se trinn 3c) reduseres bølgehøyder med minst 30 % ved en 90° sving/forgrening av fjorden. For å bestemme reduksjonsfaktoren f_R for retningsendringer for en vinkel α brukes ligning (10), som er basert på modellforsøk utført hos VAW (ETH Zurich, Sveits) (Heller mfl. 2009) (se trinn 3b):

$$f_R = (100\% - 30\%) + 30\% \cdot \cos^2 \alpha \quad (10)$$

Ved flere retningsendringer eller forgreninger multipliseres reduksjonsfaktorene: F. eks. gjenstår 49 % av opprinnelig bølgehøyde etter to retningsendringer på 90°, mens 72 % gjenstår etter to retningsendringer på 45°.

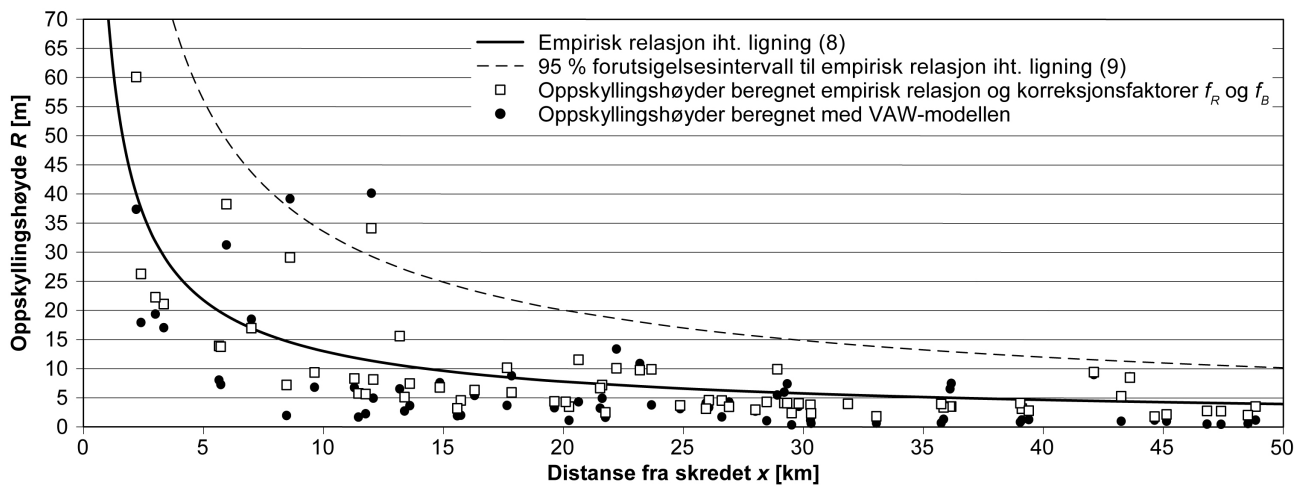
Korreksjoner for bukter, ender av fjorder eller innsjøer, og grunne områder

En sammenligning av oppbyggingshøyder fra historiske hendelser, men også fra modelleringer utført med VAW-modellen og av NGI (se trinn 3b hhv. trinn 3c), viser at oppbyggingshøydene beregnet med ligning (8) kan være for lave for grunne fjorder eller innsjøer, for bukter/viker og ender av fjorder eller innsjøer. Også for direkte treff på motsatt side kan de beregnede høydene være for lave. Derfor brukes det en korreksjonsfaktor $f_B = 1,5$ for grunne områder og direkte treff, $f_B = 2$ for bukter og viker og $f_B = 3$ for ender av fjorder eller innsjøer.

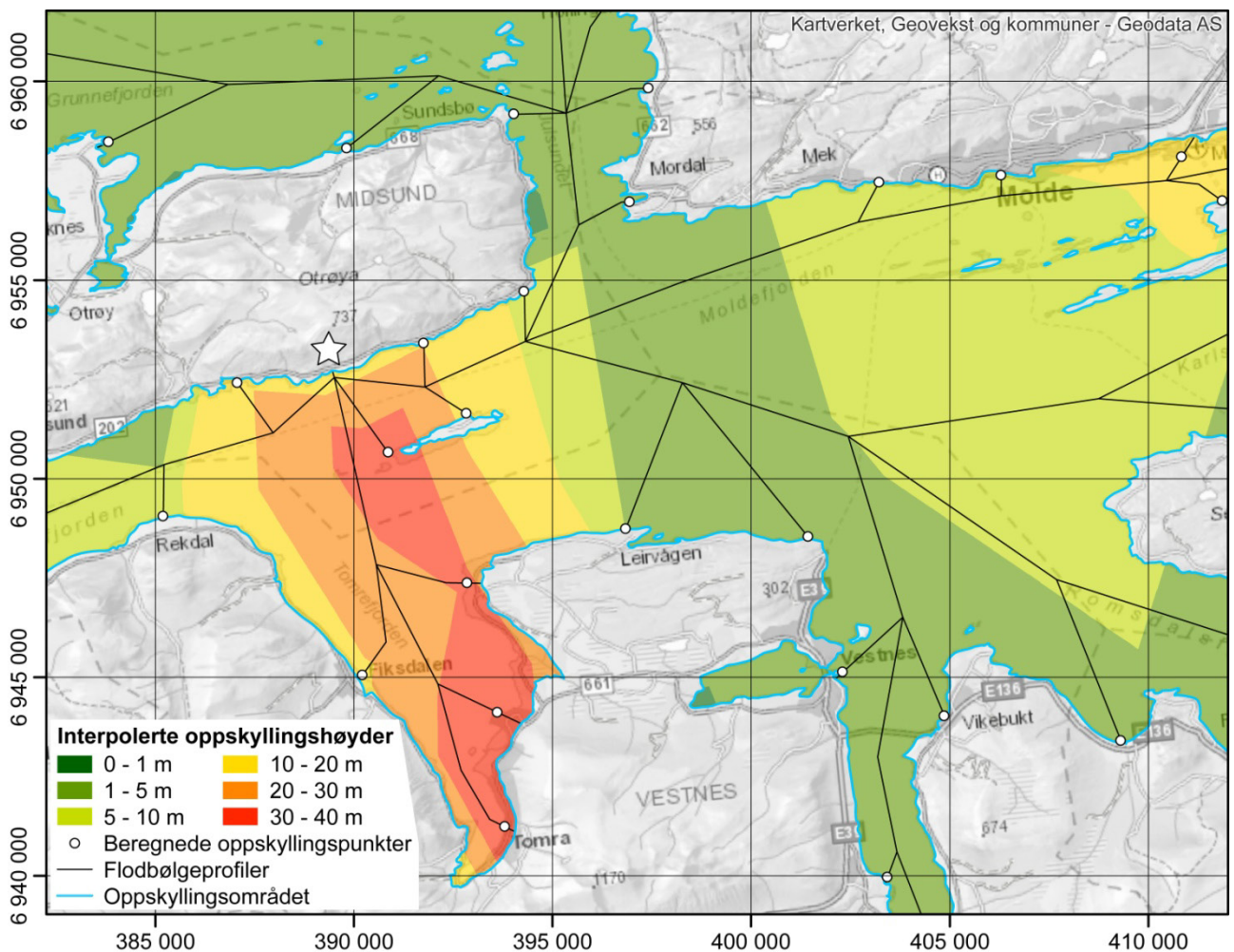
Beregning av oppbyggingshøyder og oppbyggingsområde

Oppbyggingshøyder beregnes for utvalgte punkter i den påvirkede fjorden eller innsjøen, særlig de viktigste bebygde strøk, ved bruk av den beste tilnærmingen i ligning (8) samt korreksjonsfaktorene f_R for retningsendringer og f_B for bukter osv. En sammenligning med oppbyggingshøydene vurdert med VAW-modellen (trinn 3b) viser at denne empiriske relasjonen, samt korreksjonsfaktorene, gir en konservativ vurdering av oppbyggingshøydene (Figur 13).

Deretter interpoleres oppbyggingshøydene mellom disse punktene, og høydene kombineres med topografien gitt av en DHM for å få området som kan bli påvirket av flodbølger utløst av et fjellskred (Figur 14).



Figur 13: Sammenligning mellom oppskyllingshøydene beregnet med den empiriske relasjonen (trinn 3a) og VAW-modellen (trinn 3b) for et fjellskred fra Oppstadhornet scenario A (11,2 millioner m³). Den beste tilnærmingen iht. ligning (8), samt korreksjonsfaktorene f_R for retningsendringer og f_B for buker osv., gir en konservativ vurdering av oppskyllingshøydene.



Figur 14: Interpolasjon av oppskyllingshøydene mellom utvalgte punkter i den påvirkede fjorden eller innsjøen (eksempel: Oppstadhornet scenario A i Romsdalsfjorden, koordinater i UTM32N). De interpolerte oppskyllingshøydene klippes der topografien (fra en DHM) er høyere enn oppskyllingshøydene.

Trinn 3b: Flodbølgevurdering basert på allment gjeldene ligninger (VAW-modell)

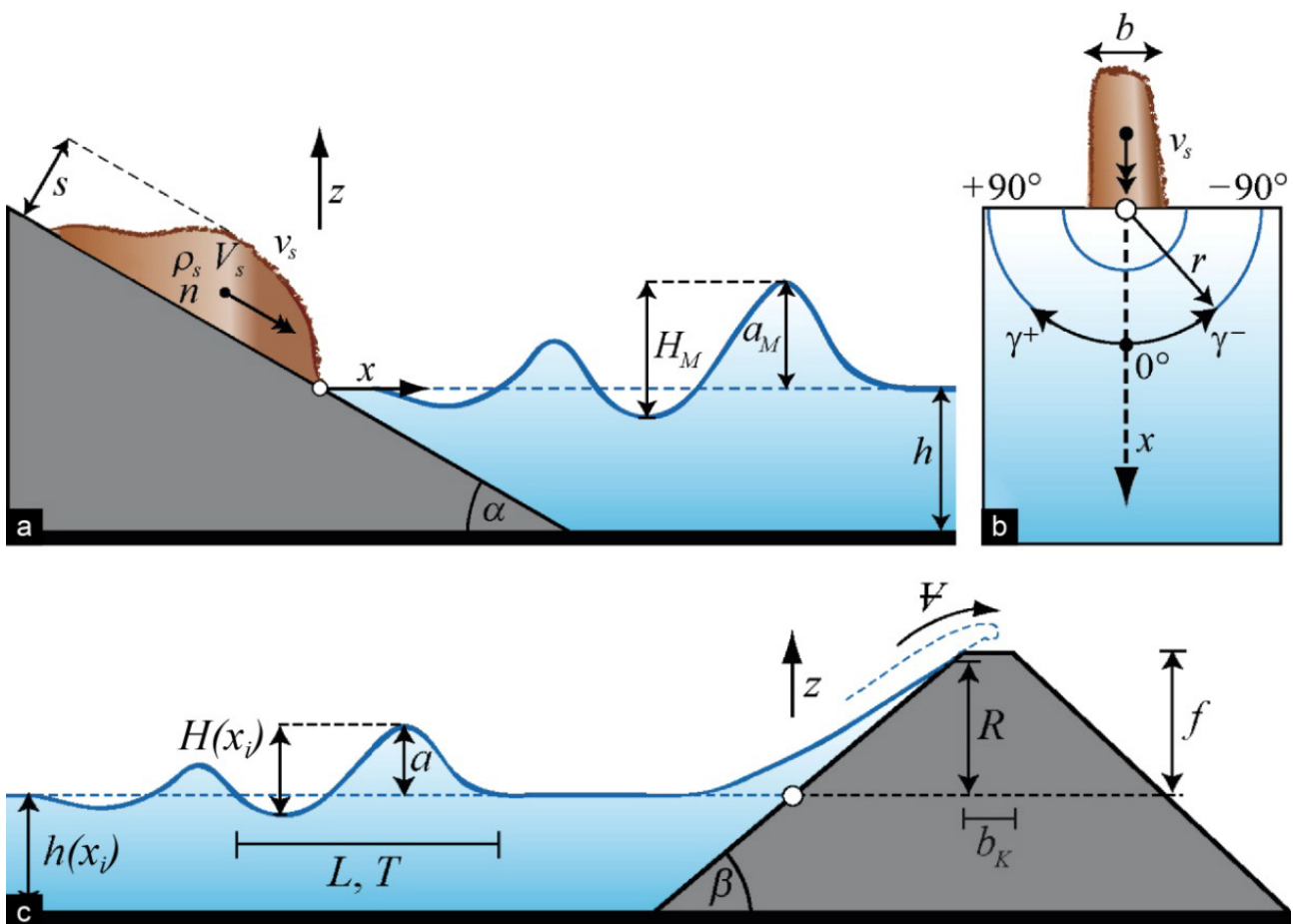
Laboratorium for hydraulikk, hydrologi og glasiologi (VAW, ETH Zurich, Sveits) har utført mange modellforsøk i 2D og 3D med skredgenererte flodbølger, og utviklet en rekke "allment gjeldene" ligninger for 1) flodbølgedannelse, 2) utbredelse av en flodbølge, og 3) oppskylling på land (Heller mfl. 2009). Disse ligningene brukes for en mer detaljert flodbølgevurdering, hvis faregraden er middels eller høyere, slik at oppskyllingsområdene til flodbølgene kan bli til fjellskredfareområder iht. Byggteknisk forskrift TEK-10 (Lovdata 2010).

Parametervalg for flodbølgedannelsen

Første trinnet i beregningen er dannelsen av flodbølgen ved skredets sammenstøt med fjorden eller innsjøen (Figur 15a). Parametrene som inngår i denne beregningen er skredets volum V_s , skredmassenes tetthet og porøsitet, skredets bredde b og tykkelse s , samt skråningens helningsvinkel α og skredets hastighet ved sammenstøt v_s , men også vanddybde h i det påvirkede området. Tabell 2 beskriver disse ulike parametrene og hvordan de fastsettes i konsekvensanalysen. Valg av s , v_s , og h er nærmere forklart i det følgende:

- Fjellskredets tykkelse ved sammenstøt s kan bestemmes gjennom en detaljert numerisk utløpsmodellering der skredtykkelsen er et av resultatene (se trinn 2c og også trinn 4.1b). Iht. VAW-metodikken skal den maksimale tykkelsen når skredet treffer vannmassene benyttes (Figur 15a). Hvis detaljert utløpsmodellering ikke er foretatt kan skredets tykkelse beregnes basert på volumet V_s , samt skredets bredde b og lengde l :

$$s = 6 \cdot V_s / \pi \cdot b \cdot l \quad (11)$$



Figur 15: Skisser for beregning av flodbølge i VAW-modellen (modifisert fra Heller mfl. 2009): a) dannelsen av flodbølgen ved fjellskredets sammenstøt med fjord/innsjø; b) lateral utbredelse av flodbølgen; c) oppskylling av flodbølgen. Se Tabell 2 for forklaring av relevante symboler.

Tabell 2: Parametere brukt i flodbølgemodelleringen med VAW-metodikken (Heller mfl. 2009).

	Parameter	Symbol	Enhet	Beregningsmåte
Parametere for flodbølgedannelsen	Opprinnelig skredvolum	V	m^3	Volumet til det ustabile fjellpartiet beregnet i trinn 1
	Opprinnelig skredtetthet	ρ	kg/m^3	Settes generelt til $2700 kg/m^3$
	Skredets porøsitet	n	%	Settes generelt til 37 % slik at begrensningene i modellen er oppfylt
	Oppsprukket skredvolum	V_s	m^3	Beregnes ut fra opprinnelig skredvolum og porøsitet
	Oppsprukket skredtetthet	ρ_s	kg/m^3	Beregnes ut fra opprinnelig skredtetthet og porøsitet
	Skredets bredde ved sammenstøt	b	m	Bredde til utløpsområdet fra trinn 2 målt langs vannkanten
	Skredets lengde ved sammenstøt	l	m	Summen av lengde til det ustabile området pluss halve lengden til skråningen iht. ligning (12)
	Skredets tykkelse ved sammenstøt	s	m	Måles fra en detaljert utløpsmodellering (trinn 2c) eller beregnes ut ifra volumet V_s , bredden b og lengden l iht. ligning (11)
	Høydeforskjell av skråningen	Δz_s	m	Målt langs profil ved sammenstøt (både over og under vann)
	Lengde av skråningen	Δx_s	m	Målt langs profil ved sammenstøt (både over og under vann)
	Helningsvinkel av skråningen	α	$^\circ$	Beregnet ut ifra skråningens høyde Δz_s og lengde Δx_s
	Vanndybde ved sammenstøt	h	m	Målt langs profil av batymetrien
	DHM-verdi ved tyngdepunktet	z_{cg}	m	Målt på høydemodellen ved skredets tyngdepunkt
	Vektet gjennomsnittlig tykkelse	s_{cg}	m	Vektet gjennomsnitt av fjellpartiets tykkelse (basert på resultater fra trinn 1)
	Høyde over havet av tyngdepunktet	Δz_{cg}	m	Beregnet ut ifra tyngdepunktets DHM-verdi og gjennomsnittlig tykkelse
	Distanse fra tyngdepunkt til sammenstøt	Δx_{cg}	m	Målt i skredets retning fra tyngdepunktet til vannkanten
	Dynamisk friksjonsvinkel	δ	$^\circ$	Basert på opprinnelig skredvolum V i ligning (3)
	Skredets hastighet ved sammenstøt	v_s	m/s	Beregnet ut ifra tyngdepunktets høyde Δz_{cg} , distanse til sammenstøt Δx_{cg} og dynamisk friksjonsvinkel δ iht. ligning (13)
Parametere for flodbølgeutbredelsen	Distanse fra impakt av segment i	x_i	m	Målt på kart
	Vinkel fra sammenstøtsretning	γ	$^\circ$	Målt på kart
	Segmentlengde	Δx_i	m	Målt på kart
	Vanndybde etter segment i	$h(x_i)$	m	Målt langs profil av batymetrien
	Fjord-/innsjøbredde ved segment i	$b(x_i)$	m	Målt på kart
	Korreksjon for fjord-/innsjøgeometri	f_G	-	Beregnet ut ifra forskjell i bredde og vanndybde mellom starten og slutten av segmentet (Heller mfl. 2009) iht. ligning (14)
	Korreksjon for retningsendring	f_R	$^\circ$	Vinkel mellom to segmenter langs bølgeutbredelsen; brukes for beregning av korreksjonsfaktoren for retningsendringer iht. ligning (10)
Parametere for oppskylling	Bølgehøyde	$H(x_i)$	m	Beregnet ut ifra $H(x_{i-1})$, Δx_i , f_G og f_R (Heller mfl. 2009)
	Høydeforskjell av skråningen i oppskyllingsområdet	Δz_{ru}	m	Målt langs profil i oppskyllingsområdet (både over og under vann)
	Lengde av skråningen i oppskyllingsområdet	Δx_{ru}	m	Målt langs profil i oppskyllingsområdet (både over og under vann)
	Helningsvinkel av skråningen i oppskyllingsområdet	β	$^\circ$	Beregnet ut ifra skråningens høyde Δz_{ru} og lengde Δx_{ru}
	Oppskyllingshøyde	R	m	Beregnet ut ifra bølgehøyden $H(x_i)$, vanndybden $h(x_i)$ og helningsvinkelen β

Det antas at skredvolumet fordeles som en halvelliipsoide med b og l som akser og s som høyde. Bredden måles direkte på det kartlagte utløpsområdet, mens lengden må bestemmes med noen antakelser: Minimumsverdi for l er lengden av det ustabile området og maksimumsverdi er skråningens lengde (dvs. distansen fra toppen av det ustabile fjellpartiet ned til vannkanten). Summen av halve skråningslengde L_S og lengde til det ustabile fjellpartiet L_0 antas som realistisk estimat, men den resulterende tykkelsen må vurderes basert på ekspertkunnskap:

$$l = L_S/2 + L_0 \quad (12)$$

- Fjellskredets hastighet ved sammenstøt v_s kan også fås gjennom en detaljert numerisk utløpsmodellering der skredtykkelsen er et av resultatene (se trinn 2c), men hastigheter beregnet i modellen DAN3D kan være for lave og faglig skjønn må benyttes. Alternativet er å benytte siktevinkelen (se trinn 2a og 2b) for å beregne skredets hastighet: Det ustabile fjellpartiet har en viss potensiell energi; når fjellpartiet kollapser dannes denne potensielle energien om til kinetisk energi. Skredet øker dermed farten på vei ned skråningen, men taper samtidig noe av den kinetiske energien bl.a. gjennom friksjon langs skråningen. Denne friksjonen uttrykkes med en dynamisk friksjonsvinkel δ som tilsvarer siktevinkelen α brukt i trinn 2a og som beregnes med ligning (3). Hastigheten ved skredets sammenstøt v_s beregnes derfor ut fra høydeforskjellen Δz_{cg} mellom fjorden/innsjøen og fjellpartiets tyngdepunkt (som gir den opprinnelige potensielle energien), minus energitapet pga. den dynamiske friksjonsvinkelen δ langs skredløpet over distansen Δx_{cg} mellom fjellpartiets tyngdepunkt og vannkanten:

$$v_s = \sqrt{2 \cdot g \cdot (\Delta z_{cg} - \Delta x_{cg} \cdot \tan \delta)} \quad (13)$$

med $g = 9,81 \text{ m/s}^2$. Tyngdepunktet kan f.eks. beregnes som vektet gjennomsnitt av tykkelsene til det ustabile fjellpartiet beregnet i trinn 1.

- Vanndybden h i området for sammenstøt er en veldig viktig parameter fordi den avgjør hvor mye av vannmassene som påvirkes av skredet, og dermed hvor høy flodbølgene kan bli. For store skred påvirkes generelt hele vannkolonnen og h settes til dybden av fjorden eller innsjøen (Figur 15a). For mindre skred vil derimot ikke hele vannkolonnen påvirkes og begrensningene i VAW-modellen tilfredstilles ikke. I disse tilfeller bør vanndybden h i påvirkningsområdet være mindre enn dybden til fjorden eller innsjøen for å tilfredsstille begrensningene. Vanndybden h bør måles på den distansen x_M der maksimal bølgehøyde H_M er oppnådd.

Disse parametrene kombineres for å beregne en impulsproduktparameter P , som deretter brukes for å beregne den maksimale bølgehøyden H_M , men også bølgehøyden etter den første utbredelsen av flodbølgen.

Parametervalg for flodbølgens utbredelse

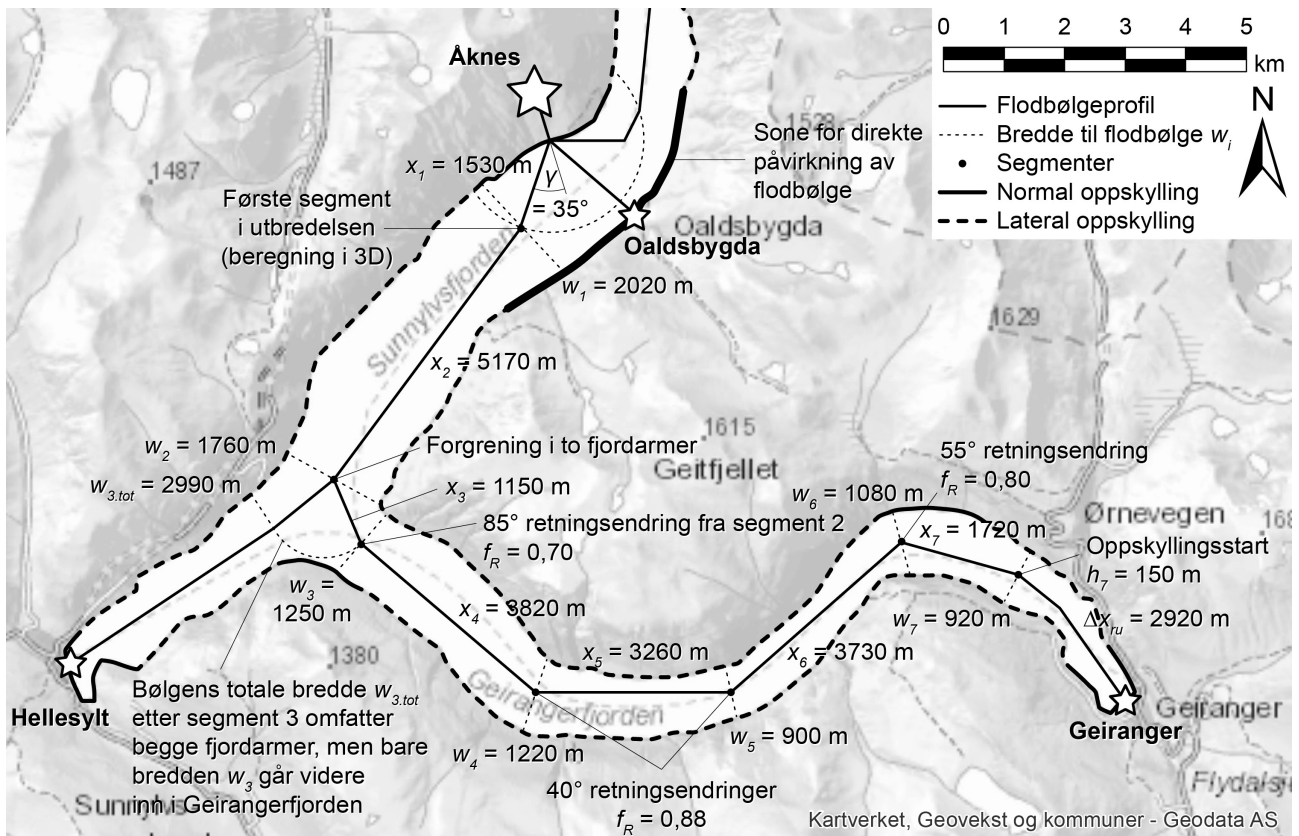
Utbredelsen til flodbølgen begynner med et første segment med lengde x_l som generelt beregnes i tre dimensjoner, dvs. at man tar også høyde for vinkelen γ mellom skredets retning og retningen flodbølgen sprer seg i (Figur 15b). Modellforsøk har vist at flodbølgen er høyest i rett linje fra skredet ($\gamma = 0^\circ$), og avtar til 75 % av høyden ved $\gamma = 45^\circ$, og til 25 % av høyden ved $\gamma = 90^\circ$ (Heller mfl. 2009). Flodbølgehøyden etter det første segmentet $H(x_l)$ beregnes ut fra impulsproduktparameteren P , distanse x_l og vinkelen γ , samt en korreksjonsfaktor f_G for endringer i vanndybde h ("shoaling").

Den videre utbredelsen beregnes deretter i flere segmenter med lengder x_i . Bølgehøyden $H(x_i)$ avtar med distanse fra skredet, men endringer i fjord- eller innsjøgeometrien (bredde $b(x_i)$ og vanndybde $h(x_i)$) kan ytterlig minke eller igjen øke bølgehøyden (korreksjonsfaktor f_G):

$$f_g = (h(x_{i-1})/h(x_i))^{1/4} \cdot (b(x_{i-1})/b(x_i))^{1/2} \quad (14)$$

Modellforsøkene som ligger til grunn for VAW-modellen har bare brukt enkle, badekarliggende geometrier, mens norske fjorder/innsjøer generelt er mer komplekse med flere forgreninger og retningsendringer. Retningsendringer kan føre til en opp til 30 % reduksjon i bølgehøyden iht. flodbølgemodelleringene fra NGI, og reduksjonsfaktoren f_R beregnes med ligning (10) (se trinn 3a). Forgreninger inkluderes ved å vurdere hele bredden til flodbølgens utbredelse, men bare den delen av bredden som går inn i en forgrening tas med videre i vurderingen (Figur 16).

Vurderingen av flodbølgens utbredelse tar ikke høyde for spesielle bølgeeffekter skapt av fjordgeometrien, som diffraksjon, refleksjon og bølgeinterferens. Bølgene kan derfor både være større og mindre enn de beregnede verdiene.



Figur 16: Vurdering av flodbølgens utbredelse med VAW-modellen (Heller mfl. 2009): Flodbølgens utbredelse deles inn i flere segmenter ved større endringer i fjordgeometrien, retningsendringer, forgreninger osv. Segmentlengder x_i , fjordbredder w_i og retningskorreksjonsfaktorer f_R er indikert for utbredelsen av en mulig flodbølge dannet av et fjellskred fra Aknes inn i Geirangerfjorden og mot Geiranger. Etter det andre segmentet deler fjorden seg i to armer, og bare andelen w_3 av den totale bredden $w_{3,tot}$ (42 %) brukes videre for utbredelsen av bølgen i Geirangerfjorden.

Parametervalg for oppskyllingen til flodbølgen

Siste steget i flodbølgevurderingen er oppskylling på land. Oppskyllingshøyde R er hovedsakelig avhengig av bølgehøyden $H(x_i)$, vanddybde $h(x_i)$ og vinkelen til skråningen i oppskyllingsområdet β (Figur 15c). I tillegg inkluderes det en 20 % reduksjon av oppskyllingshøyden hvis påvirkningen av flodbølgen er lateral i forhold til flodbølgens utbredelsesretning (Figur 16). Dette er også basert på sammenligning av resultatene med detaljerte numeriske flodbølgemodelleringer (se trinn 3c).

Usikkerhetene til de beregnede oppskyllingshøydenes er estimert til omtrent 60 % (Heller mfl. 2009). Dette inkluderer selvfølgelig ikke usikkerhetene til skredparametrene og geometrien til fjorden eller innsjøen. Sammenlignet med detaljerte numeriske flodbølgemodelleringer (se trinn 3c) framstår denne flodbølgevurderingen basert på VAW-modellen som ganske konservativ, dvs. at beregnede oppskyllingshøyder er større enn det numeriske modelleringer tilsier. Derfor tar denne flodbølgevurderingen ikke hensyn til mulig økt havnivå, i motsetning til numeriske modelleringer.

Beregning av oppskyllingshøyder og oppskyllingsområde

Oppskyllingshøyder beregnes for utvalgte punkter i den påvirkede fjorden eller innsjøen, særlig de viktigste bebygde strøk. Deretter interpoleres oppskyllingshøydenes mellom disse punktene, og høydenes kombineres med topografien gitt av en DHM for å få området som kan bli påvirket av flodbølger utløst av et fjellskred (Figur 14).

Trinn 3c: Numerisk modellering av flodbølger og oppskylling

Detaljerte numeriske flodbølgemodelleringer utføres ikke av NGU. Behovet for slike modelleringer vurderes av NVE basert på fareklassen iht. Byggteknisk forskrift TEK-10 (Lovdata 2010) og mulige konsekvenser (se Blikra mfl. 2016 for detaljer).

Spesifikke programvarer, som for eksempel modellene GloBouss og DpWaves (Harbitz mfl. 2014), brukes for å beregne dannelsen av flodbølgen når fjellskredet treffer fjorden eller innsjøen, utbredelsen av flodbølgen og deretter flodbølgens oppskylling på land. Fjellskredets volum, tykkelse, bredde og hastighet vurdert i trinn 2b, 2c og/eller 3a bør anvendes som inngangsparametere til modelleringen.

TRINN 4: OPPDEMNINGSANALYSE

Hvis et fjellskred krysser ei elv vil dette kunne demme opp elva. Denne oppdemningen kan føre til oversvømmelse oppstrøms, men også til en nedstrøms flom hvis demningen svikter. I motsetning til flodbølger som inntreffer umiddelbart etter et fjellskred, tar det ofte lengre tid å fylle en demning med vann, og før den muligens svikter. Mulige dambrudd kan derfor ofte forutses og folk kan generelt evakueres tidsnok fra flomområder nedstrøms. Det gjør at oppdemningsområder og nedstrøms flomområder vanligvis ikke er inkludert i vurderingen av potensielt tap av menneskeliv i konsekvensanalyser. Et unntak kan være hvis analysene iht. trinn 4.2 tilsier at demningen kan svikte bare noen timer eller få dager etter skredet, slik at en tidsnok evakuering ikke kan garanteres. Internasjonale studier viser at inntil 27 % av demningene har gått i brudd i løpet av den første dagen og 41 % i løpet av den første uka etter skredet (Costa og Schuster 1988), mens Evans mfl. (2011) har funnet at 10 % av store skreddemninger med flere millioner kubikkmeter i volum har gått i brudd få dager etter skredet. For oppdemningsanalysen er det brukt ulike modelleringsverktøy med ulik detaljeringsgrad iht. NGUs kartleggingstilnærming for ustabile fjellpartier (Figur 2).

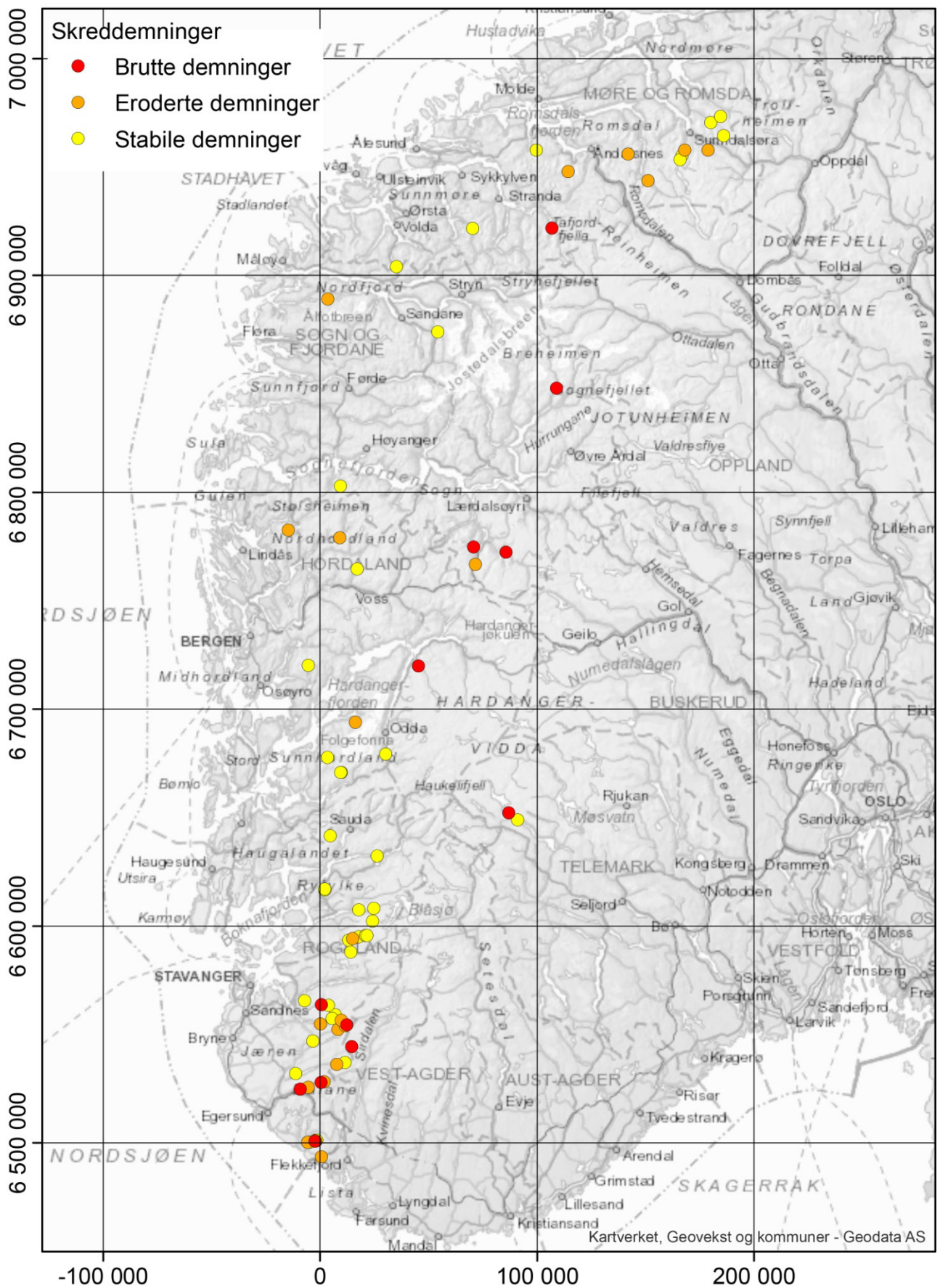
Trinn 4.1a: Empirisk relasjon mellom damhøyde, volum og demningens areal

Som for flodbølger finnes det ingen empiriske relasjoner som knytter oppdemningshøyder til fjellskredets volum, med unntak av en studie fra New Zealand som gir en maksimal damhøyde for ulike skredvolum (Korup 2004). Andre studier (f.eks. Ermini og Casagli 2003, Hermanns mfl. 2011) inneholder også de nødvendige data om skredvolum og damhøyde, men lager ingen empiriske relasjoner mellom dem.

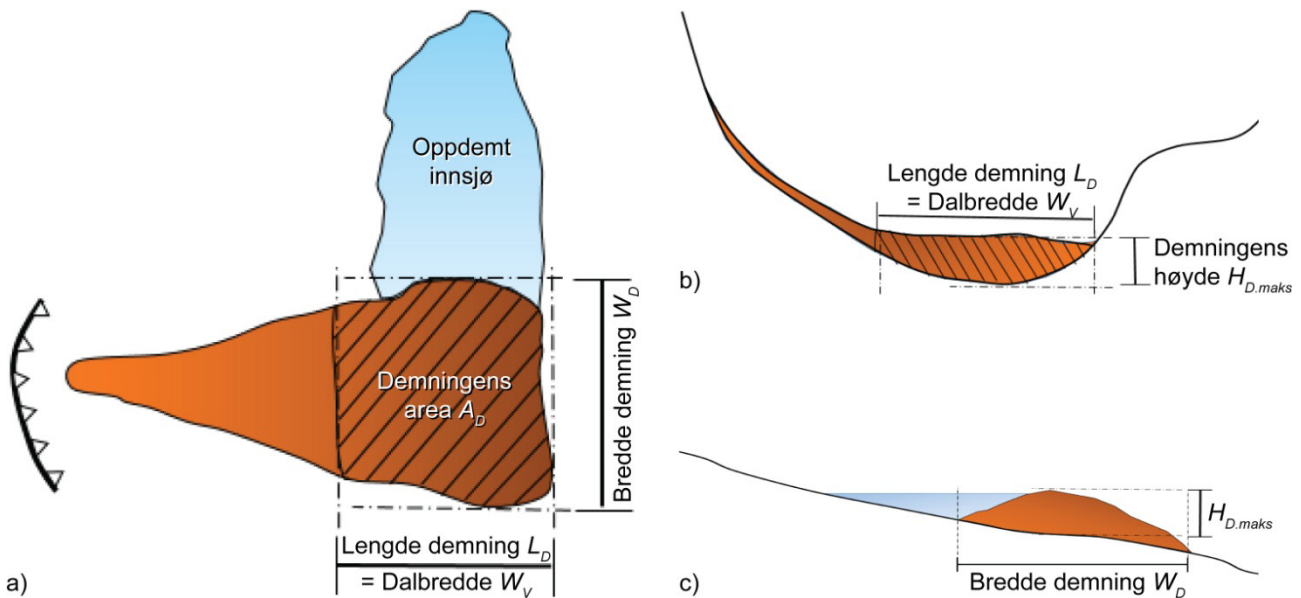
Datsett over skreddemninger i Sør-Norge

Vegard U. Jakobsen (NTNU) har, i samarbeid med NGU, laget en sammenstilling av skreddemninger i Sør-Norge (Figur 17) (Jakobsen 2015). Sammenstillingen inneholder generelle skredparametere, som stedsangivelse, skredtype, demningens areal, gjennomsnittlig og maksimal høyde og volum, men også en geomorfologisk klassifisering av demningen (fra Hermanns mfl. 2011), dalbredden, oppstrøms nedslagsfelt, og om demningen har blitt erodert eller gått i brudd. Demningens gjennomsnittlige og maksimale høyde ble vurdert ut fra et tverrprofil og et lengdeprofil gjennom avsetningene, og en enkel antakelse om dalens morfologi under avsetningene (Jakobsen 2015) (Figur 18).

Datsettet inneholder 72 skredgenererte demninger (Figur 17), hvorav 67 ble dannet av fjellskred eller steinskred. De andre ble dannet av en kombinasjon av skredavsetninger og morener eller av jord-/flomskred. Av de 67 fjellskreddemningene er 13 muligens påvirket av isbreer og derfor ikke inkludert i den videre analysen. De resterende 54 skreddemningene er fordelt over fylkene Møre og Romsdal (11 demninger), Sogn og Fjordane (7 demninger), Hordaland (9 demninger), Rogaland (28 demninger) og Telemark (3 demninger). Av alle de 72 demningene har bare 12 gått i brudd, mens ytterligere 21 demninger har blitt erodert uten at det finnes tegn til et dambrudd med nedstrøms flom. Det betyr at rundt 46 % av demningene var ustabile, noe som tilsvarer andelen ustabile demninger i Ermini og Casagli (2003) (52 %). De andre demningene har enten blitt fylt opp med sediment (11) eller er intakt (28) (Jakobsen 2015).



Figur 17: Kart over skredgenererte demninger i Sør-Norge symbolisert iht. demningens stabilitet (data fra Jakobsen 2015, koordinater i UTM33N).



Figur 18: Skisser av en skreddemning (modifisert fra Jakobsen 2015): a) kart over en fjellskredavsetning som demmer opp en innsjø, samt dimensjoner som måles; b) tverrprofil av dalen; c) lengdeprofil av dalen. Den maksimale demningshøyden $H_{D,maks}$ måles mellom fjellskredavsetningens overflate og den tolkede overflaten under avsetningene.

Korrelasjon mellom maksimal oppdemningshøyde, demningens volum og dalbredde

Vegard U. Jakobsen har i sin masteroppgave (Jakobsen 2016) undersøkt ulike relasjoner mellom maksimal oppdemningshøyde $H_{D,maks}$, gjennomsnittlig oppdemningshøyde $H_{D,middel}$ og demningens volum V_D . Relasjoner med andre parametere som dalens bredde W_V og skredets fallhøyde H ble også undersøkt. $H_{D,maks}$ øker tydelig med V_D (Figur 19), mens W_V og H viser ingen tydelig korrelasjon med oppdemningshøyden (Jakobsen 2016). Det ble også forsøkt å finne en korrelasjon mellom $H_{D,maks}$, V_D og W_V , men resultatet var ikke tilfredsstillende.

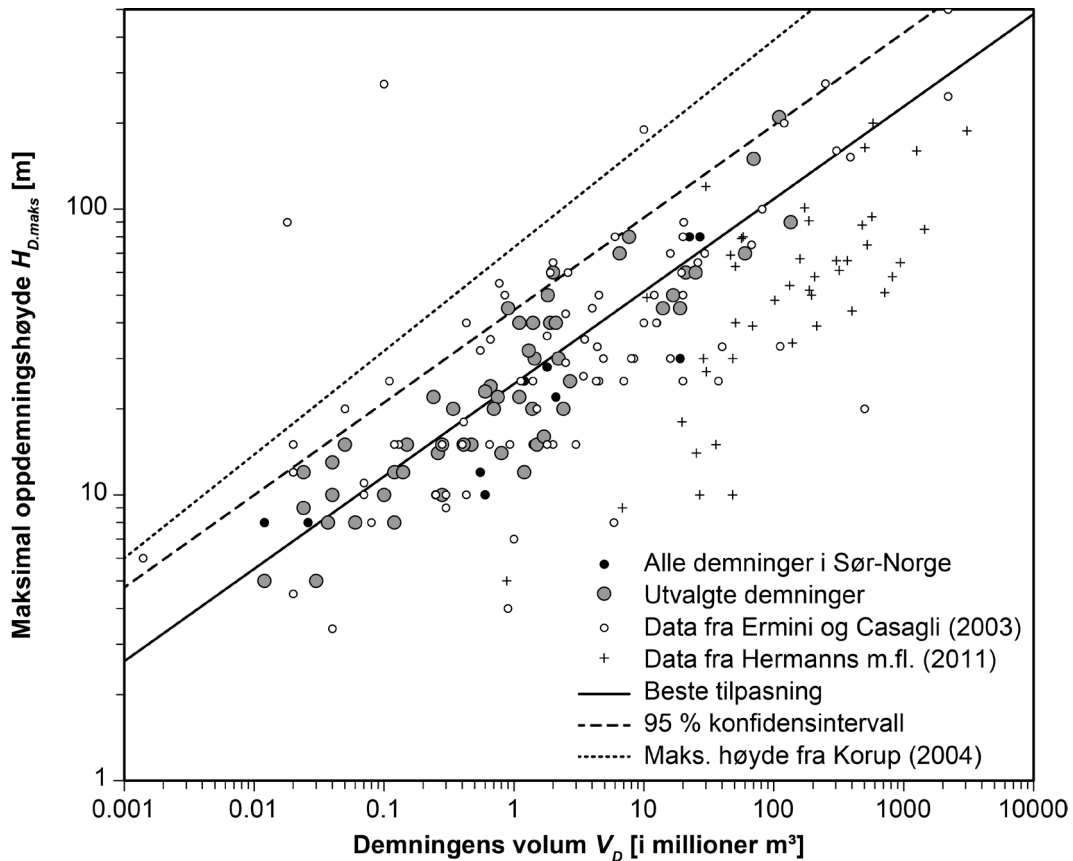
Det ble gjort en ny analyse av datasettet for denne konsekvensanalysen, med de 54 skreddemningene som var dannet av steinskred eller fjellskred, og upåvirket av isbreer. Test med andre utvalg (volum større enn 1 million m^3 for eksempel) har ikke gitt bedre resultat. Analysen viser at korrelasjonen mellom $H_{D,maks}$ og V_D følger en potenslov, i likhet med empiriske relasjoner for utløpslengde (se trinn 2a) og flodbølgehøyde (se trinn 3a), men også funnene bl.a. til Korup (2004) (Figur 19):

$$H_{D,maks} = a \cdot V_D^b \quad (15)$$

En minstekvadrattilpasning ble utført for å bestemme parametrene a og b i denne potensloven. Ligningen til den beste tilnærmingen er gitt i ligning (16), mens den øvre grense med en 95 % forutsigelsesintervall (dvs. bare ~5 % av alle målingene er høyere enn det ligningen tilsier), er gitt i ligning (17):

$$H_{D,maks} = 24,465 \cdot V_D^{0,32373} \quad (16)$$

$$H_{D,maks} = 47,514 \cdot V_D^{0,32373} \quad (17)$$



Figur 19: Korrelasjon mellom oppdemningshøyder og skredvolum for skreddemninger i Sør-Norge (data fra Jakobsen 2015), sammenlignet med datasett fra Ermini og Casagli (2003), Korup (2004) og Hermanns mfl. (2011).

For likt volum V_D bør oppdemningshøyden $H_{D.maks}$ minke hvis dalbredden W_V øker. I likhet med distanse fra skredet for oppskyllingshøyder til flodbølger (se trinn 3a), antas det en potenslov for relasjonen mellom $H_{D.maks}$ og W_V . Kombinert fører det til følgende:

$$H_{D.maks} = a \cdot V_D^b \cdot W_V^c \quad (18)$$

En minstekvadrattilpasning ble utført for å bestemme parametrene a , b og c i denne potensloven. Ligningen til den beste tilnærmingen er gitt i ligning (19), mens den øvre grense med en 95 % forutsigelsesintervall (dvs. bare ~5 % av alle målingene er høyere enn det ligningen tilsier), er gitt i ligning (20):

$$H_{D.maks} = 435,65 \cdot V_D^{0,55519} \cdot W_V^{-0,54213} \quad (19)$$

$$H_{D.maks} = 679,42 \cdot V_D^{0,55519} \cdot W_V^{-0,54213} \quad (20)$$

Disse ligningene har den forventede oppførselen, dvs. en økning av $H_{D.maks}$ med økende volum, og en reduksjon i $H_{D.maks}$ med økende dalbredde. Derimot tar de ikke høyde for lateral utbredelse av skredmassene som vil minke oppdemningshøyden. Derfor blir oppdemningshøyden også betydelig større enn resultatene fra mer detaljerte modelleringer tilsier (se trinn 4.1b): For Gamanjunni 3 med et volum på 21 millioner m^3 og en dalbredde på 900 m får man en maksimal oppdemningshøyde på mellom 62 m og 137 m (med ligninger (16), (17), (19) og (20)), mens detaljerte modelleringer tilsier en maksimal oppdemningshøyde på ca. 20 til 30 m over dagens topografi (Böhme mfl. 2016).

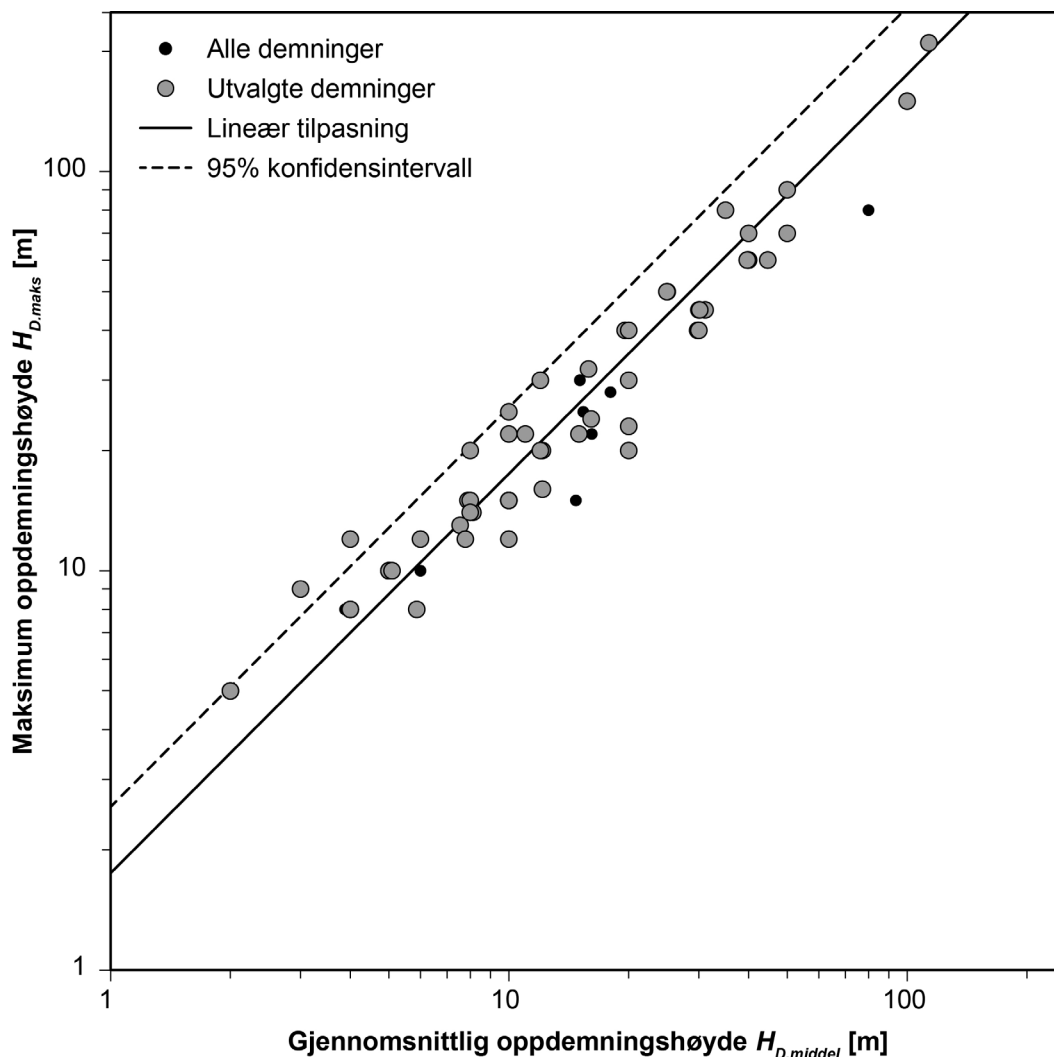
Korrelasjon mellom maksimal oppdemningshøyde og demningens volum og areal

En alternativ tilnærming som knytter maksimal oppdemningshøyde til demningens volum V_D og areal A_D ble derfor testet. Dette ble gjort selv om parametrene ikke er uavhengige, siden A_D ble benyttet i beregningen av V_D i datasettet fra Jakobsen (2015). Forholdet V_D/A_D tilsvarer den

gjennomsnittlige oppdemningshøyden $H_{D,middel}$. Det finnes en lineær relasjon mellom $H_{D,maks}$ og $H_{D,middel}$ (Figur 20). Ligningen til den beste tilnærmingen er gitt i ligning (21), mens den øvre usikkerhetsgrensen med et 95 % forutsigelsesintervall (dvs. bare ~5 % av alle målingene er høyere enn det ligningen tilsier), er gitt i ligning (22):

$$H_{D,maks} = 1,7488 \cdot H_{D,middel} = 1,7488 \cdot V_D/A_D \quad (21)$$

$$H_{D,maks} = 2,5807 \cdot H_{D,middel} = 2,5807 \cdot V_D/A_D \quad (22)$$



Figur 20: Forhold mellom maksimale og gjennomsnittlige oppdemningshøyder for skreddemninger i Sør-Norge (data fra Jakobsen 2015).

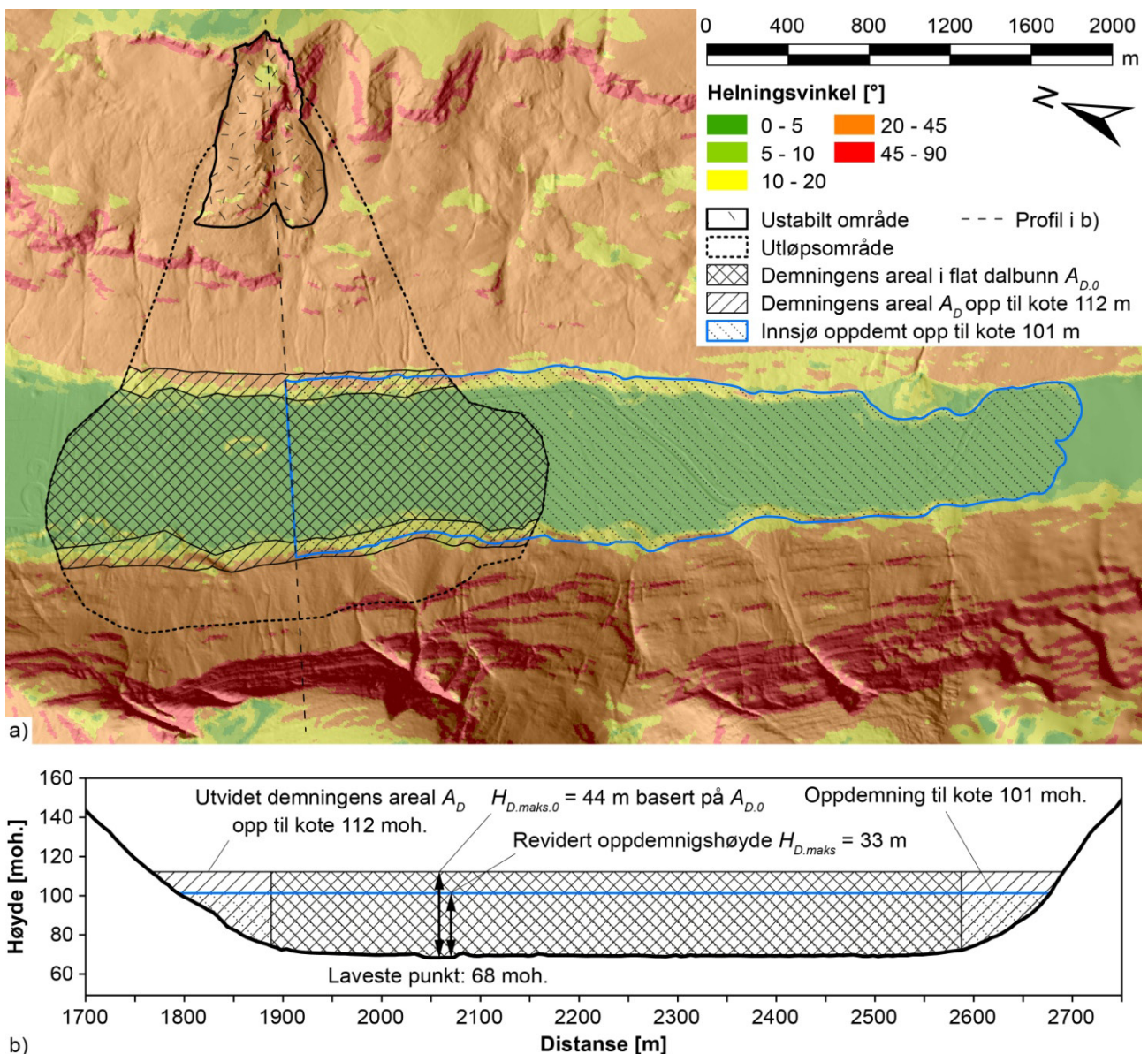
Beregning av oppdemningshøyde og oppdemningsområde

Den maksimale oppdemningshøyden beregnes med ligning (22) og følgende antakelser:

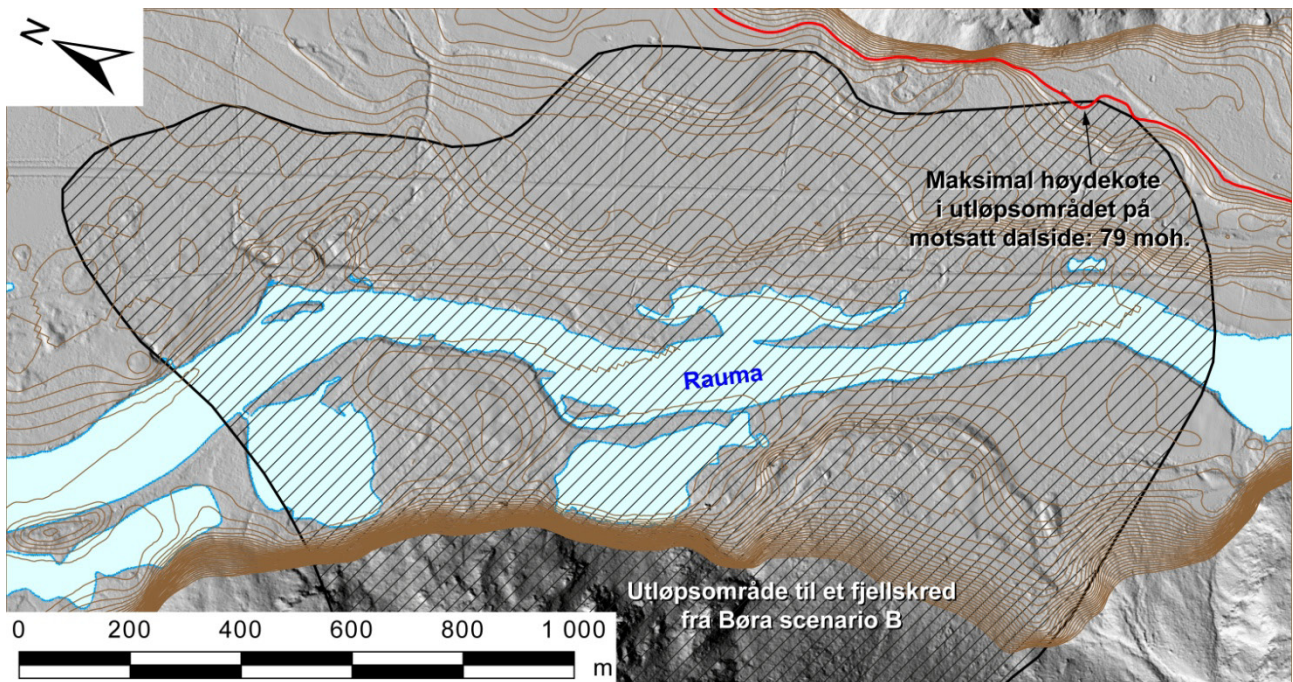
- Demningens volum V_D er lik fjellskredets volum beregnet i trinn 1, dvs. at hele volumet til fjellskredet når ned i dalen og danner en demning. Dette tilsvarer det verste tilfellet og blir derfor en konservativ tilnærming.
- Det tas hensyn til volumøkning pga. oppsprekking av fjellet under skredet, som kan øke volumet med et gjennomsnitt på 25 % (Hungar og Evans 2004), og vil dermed øke demningshøyden.
- Demningens areal A_D er basert på utløpsområdet bestemt i trinn 2, men bare deler av utløpsområdet vil forme demningen. Det antas at demningen vil omfatte hele utløpsområdet i den flate dalbunnen, men også deler av dalsiden opp til en viss høyde. Måten å bestemme denne høyden er (Figur 21): 1) arealet til den delen av utløpsområdet som er i flat dalbunnen

(helningsvinkel mindre enn 10°) brukes i ligning (22) for å bestemme en første tilnærming av $H_{D.maks}$; 2) utløpsområdet klippes langs høydekoter med dalbunnens høyde over havet pluss den første tilnærmingen av $H_{D.maks}$ som høyde over havet; 3) arealet til det klippede utløpsområdet benyttes deretter igjen i ligning (22) for å beregne $H_{D.maks}$.

Området som kan bli påvirket av oppstrøms oversvømmelse pga. en skreddemning lages deretter ved å følge høydekoten som tilsvarer dalbunnens høyde over havet pluss den estimerte oppdemningshøyden $H_{D.maks}$ (Figur 21) (OBS: denne bør ikke være høyere enn fjellskredavsetningens nivå på motsatt dalside). For eksempelet Gamanjunni 3 nevnt ovenfor, gir ligning (22) en maksimal oppdemningshøyde $H_{D.maks}$ på 33 m og dermed en mulig oppdemning opp til kote 101 moh., noe som tilsvarer resultatene fra mer detaljerte modelleringer (Böhme mfl. 2016) (se trinn 4.1b).



Figur 21: Metodikk for å bestemme demningens areal basert på utløpsområdet fra trinn 2 sett i kart og profil (eksempel: Gamanjunni 3): 1) Arealet $A_{D,0}$ til utløpsområdet i den flate dalbunnen (helningsvinkel $<10^\circ$) brukes som første tilnærming av demningens høyde $H_{D.maks,0}$ iht. ligning (22); 2) Utløpsområdet klippes til høydekoten som tilsvarer dalbunnens høyde pluss $H_{D.maks,0}$ for å beregne demningens areal A_D ; 3) Det reviderte arealet A_D benyttes i ligning (22) for å beregne demningens høyde $H_{D.maks}$; 4) Dalbunnens høyde pluss $H_{D.maks}$ gir høydekoten til den oppdemte innsjøen.



Figur 22: Eksempel på en delvis blokkering av dalen (Børa scenario B i Romsdalen): ytterkanten av fjellskredavsetningene har en maksimal høyde på 79 moh. (rød høydekote) (1 m høydekoter basert på nasjonal, 10 m DHM tegnet opp til 90 moh.).

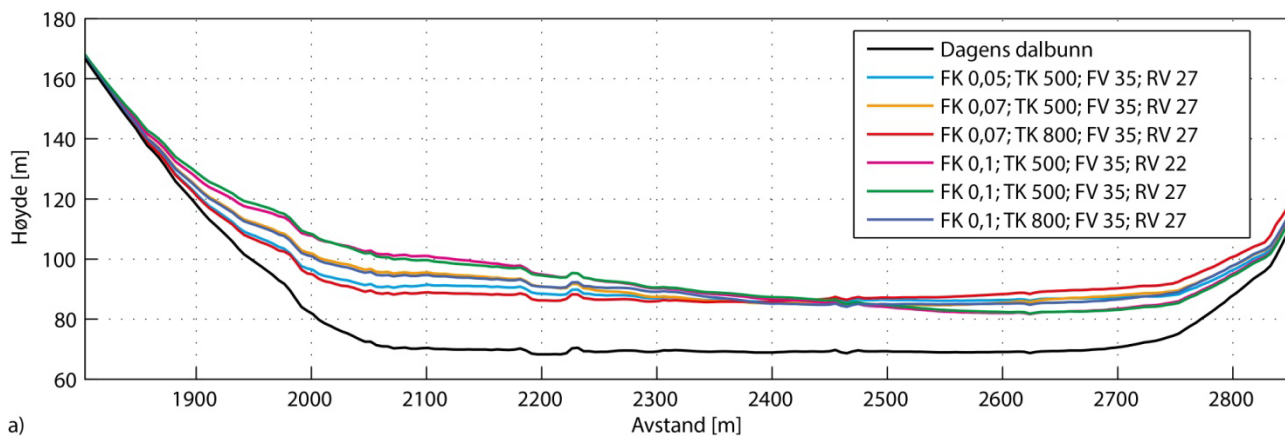
I tilfelle delvis blokkering av dalen, dvs. hvis fjellskredet ikke krysser hele dalen, bør den maksimale høyden av ytterkanten av utløpsområdet tas som høydekoten for en mulig oppstrøms oversvømmelse (Figur 22). Dette fordi elva kan unngå skreddemningen og strømme ved siden av den. For eksemplet Børa scenario B i Romsdalen vist i Figur 22 er den maksimale høyden til ytterkanten av utløpsområdet på 79 moh., mens analysen iht. metodikken beskrevet ovenfor gir en maksimal demningshøyde på 11 m, og dermed en oppdemning til kote 70 moh. I dette tilfelle vil derfor kote 70 moh. brukes for oversvømmelse oppstrøms skreddemningen for Børa scenario B.

Trinn 4.1b: Modellering av oppdemningshøyde i 2D eller 3D

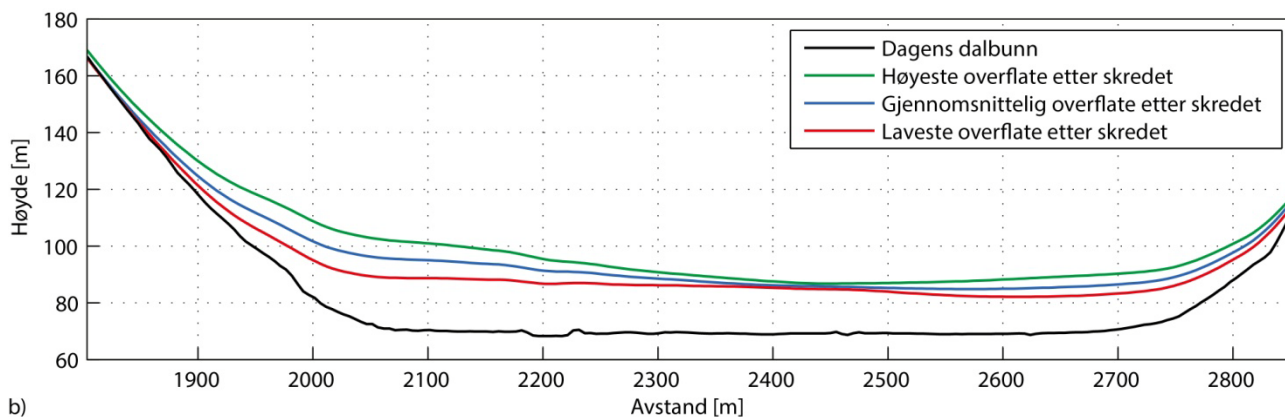
En detaljert modellering av oppdemningshøyden utføres hvis faregraden til det ustabile fjellpartiet eller scenarioet er så høyt at oppdemningsområder og nedstrøms flomområder blir til fjellskredfareområder iht. Byggteknisk forskrift TEK-10 (Lovdata 2010), og hvis det finnes bygninger i oppdemningsområdet bestemt iht. trinn 4.1a.

Modelleringen baseres på en detaljert numerisk utløpsmodellering iht. trinn 2c. Böhme mfl. (2016) har brukt ulike parametere i en utløpsmodellering for Gamanjunni 3, slik at rekkevidden tilsvarer en siktevinkel på 16° beregnet etter trinn 2a (Figur 23a). Skredmassene fordeler seg forskjellig utover dalbunnen avhengig av de valgte parametrene. Dette framhever usikkerhetene i modellerte tykkelser til avsetningene. Basert på disse ulike modelleringene kan en minimum, gjennomsnittlig og maksimum overflate etter skredet beregnes og deretter gattes ut for å oppnå en mer realistisk overflate (Figur 23b, Figur 24).

For å vurdere den effektive oppdemningshøyden, dvs. den minste høydekoten elva kan bli demt opp til, kan det brukes en GIS-funksjon (f.eks. *Fill* i ArcGIS). Dermed kan også vanndybden og volumet til den oppdemte innsjøen beregnes (Figur 24).

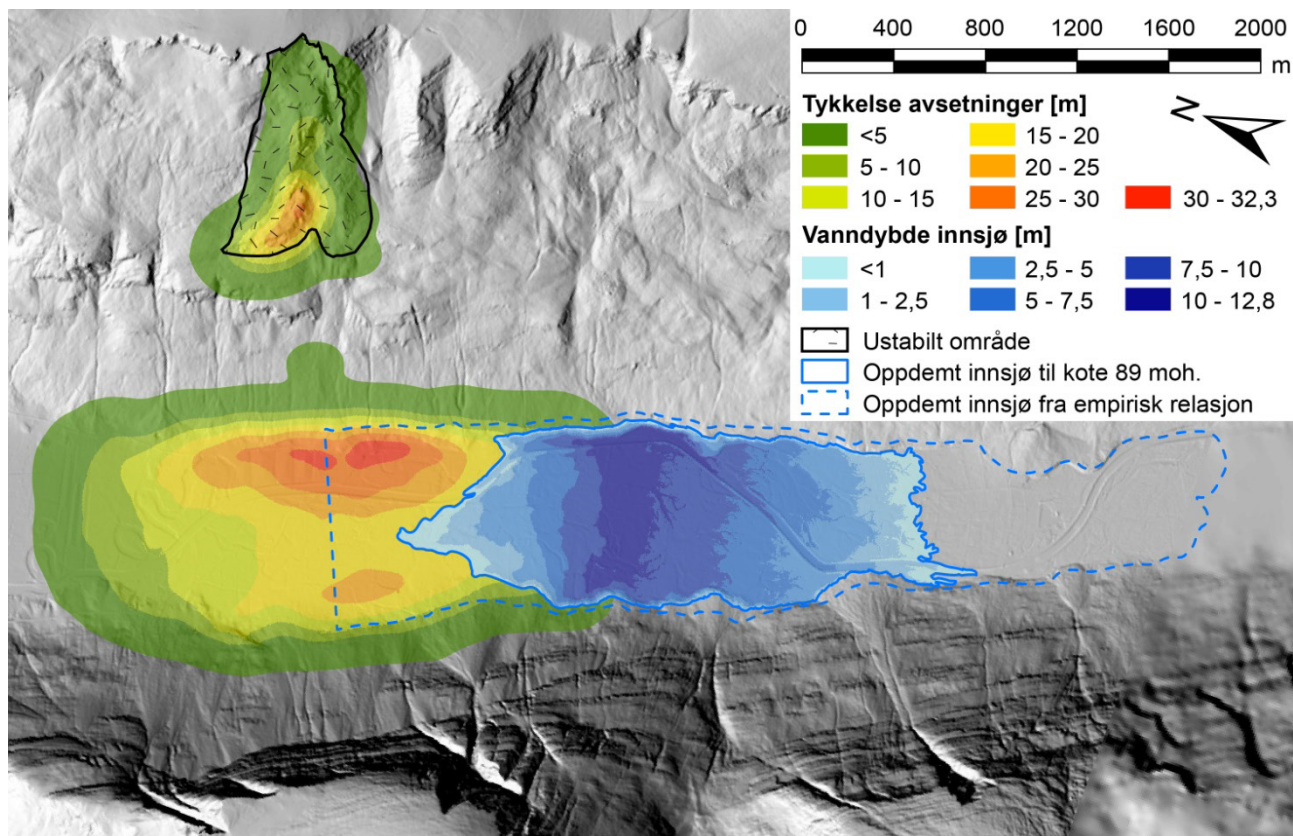


a)



b)

Figur 23: Eksempel på en detaljert utløpsmodellering for vurdering av oppdemningshøyden (Gamanjunni 3, modifisert fra Böhme mfl. 2016): a) tverrprofil gjennom modellerte fjellskredsavsetninger for ulike parametervalg; b) utglattede minimal, gjennomsnittlig og maksimal overflate etter skredet.



Figur 24: Maksimal tykkelse til fjellskredsavsetninger basert på detaljerte utløpsmodelleringer (eksempel for Gamanjunni 3, fra Böhme mfl. 2016). Elva vil demmes opp til kote 89 moh. Vanddybden til den resulterende innsjøen er også vist.

Trinn 4.2: Empirisk vurdering av demningens stabilitet

For å vurdere stabiliteten til en skreddemning har Ermini og Casagli (2003) utviklet en dimensjonsløs blokkeringsindeks (DBI) som beregnes ut fra demningens volum V_D (i millioner m^3), demningens høyde $H_{D.maks}$ (i m) og arealet til nedslagsfeltet oppstrøms til demningen A_C (i km^2):

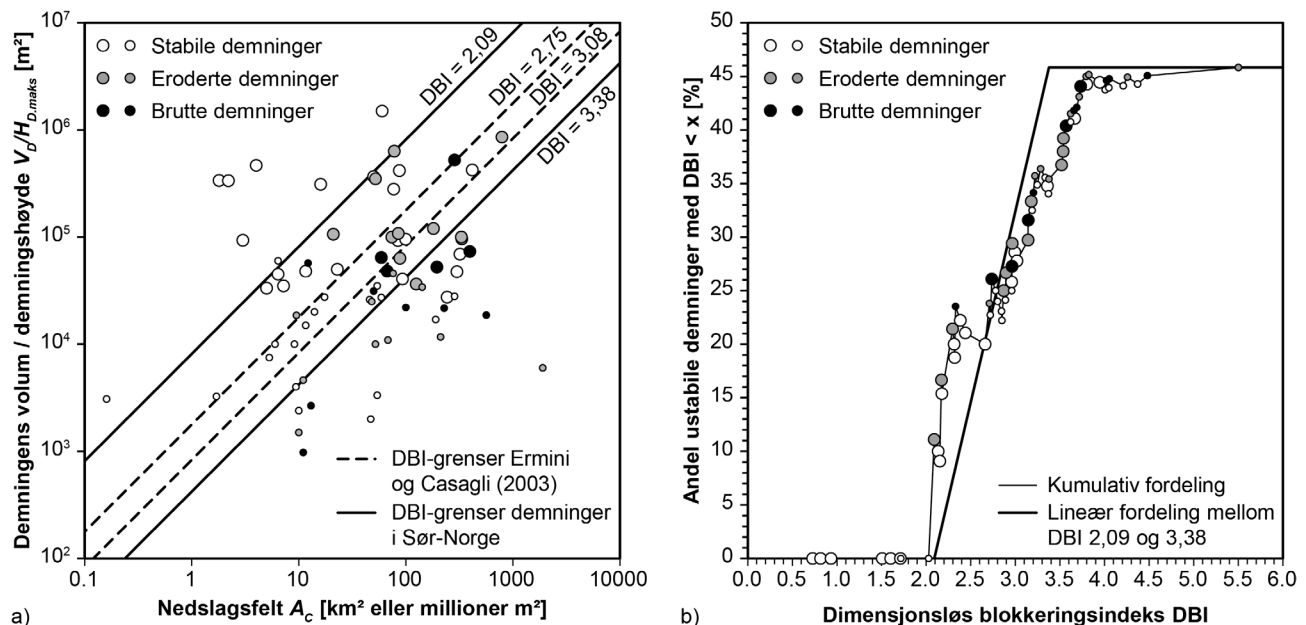
$$DBI = \cdot \log_{10} \left(\frac{A_C \cdot H_{D.maks}}{V_D} \right) \quad (23)$$

Basert på en studie av 84 demninger (hvorav 44 har gått i brudd) har Ermini og Casagli (2003) funnet ut at demninger med en DBI $< 2,75$ er stabile, mens demninger med en DBI $> 3,08$ er ustabile. En DBI på mellom 2,75 og 3,08 er en overgangssone mellom stabile og ustabile demninger. En tilsvarende analyse for skreddemninger i Sør-Norge (Jakobsen 2015), viser at stabilitetsgrensen er litt lavere og ustabilitetsgrensen litt høyere enn verdiene publisert i Ermini og Casagli (2003), dvs. at overgangssonen er større (Figur 25a):

- En demning med en DBI på 2,33 har brudd, men det finnes også eroderte demninger med en DBI så lavt som 2,09. Demninger med en DBI $< 2,09$ anses derfor som stabile.
- Det finnes stabile (eller helt fylte demninger) med en DBI $> 3,95$, men de fleste demninger med en DBI $> 3,38$ har blitt erodert eller gått i brudd. Demninger med en DBI $> 3,38$ anses derfor som ustabile.
- I overgangssonen med en DBI på mellom 2,09 og 3,38 finnes det både stabile og ustabile demninger, men andelen ustabile demninger øker med DBI-verdien (Figur 25b).

For å vurdere stabiliteten til en mulig skreddemning beregnes DBI-verdien iht. ligning (23) med $H_{D.maks}$ og V_D som vurdert i trinn 4.1a eller 4.1b. Arealet til nedslagsfeltet A_C måles i en GIS (f.eks. med funksjonen *Flow Accumulation* i ArcGIS). Sannsynligheten p for at demningen er ustabil beregnes med en lineær fordeling mellom DBI-verdiene 2,09 og 3,38:

$$p = \begin{cases} 0, & \text{hvis } DBI < 2,09 \\ \frac{DBI - 2,09}{3,38 - 2,09}, & \text{hvis } 2,09 \leq DBI \leq 3,38 \\ 1, & \text{hvis } DBI > 3,38 \end{cases} \quad (24)$$



Figur 25: Dimensjonsløs blokkeringsindeks DBI for demninger i Sør-Norge (data fra Jakobsen 2015): a) forholdet $V_D/H_{D.maks}$ mot nedslagsfeltets areal A_C for stabile og ustabile demninger (volum mindre enn 1 million m^3 er vist med mindre symbol) samt ulike grenser for DBI-verdier; b) kumulativ andel ustabile demninger for ulike DBI-verdier med en lineær fordeling i overgangssonen mellom DBI-verdiene 2,09 og 3,38.

For eksemplet Gamanjunki 3 presentert i trinn 4.1a og 4.1b resulterer denne analysen i en DBI på 2,3 og en sannsynlighet for at demningen er ustabil på 14 %. Dette forklares hovedsakelig med et stort skredvolum som fordeles over et stort areal i den brede dalen, noe som gir en forholdsvis lav demningshøyde og dermed lav DBI-verdi.

Trinn 4.3: Modellering av flomområdet nedstrøms

Detaljerte numeriske modelleringer av flomområdet nedstrøms et dambrudd utføres ikke per i dag av NGU i sammenheng med fare- og risikoklassifiseringen av ustabile fjellpartier i Norge. Behovet for slike modelleringer vurderes av NVE basert på fareklassen iht. Byggeteknisk forskrift TEK-10 (Lovdata 2010) og mulige konsekvenser (se Blikra mfl. 2016 for detaljer).

Spesifikke programvarer, som for eksempel modellene FLO-2D (FLO-2D Software Inc. 2016) eller RiverFlow2D (Hydronia 2016), brukes for å beregne utbredelsen av flommen nedstrøms etter dambrudd. Oppdemningshøyder og oppdemningsområder vurdert i trinn 4.1b bør anvendes som inngangsparametere til modelleringen.

TRINN 5: KONSEKVENSANALYSE

For å estimere det potensielle tapet av menneskeliv i et fjellskred er det nødvendig å vurdere antall personer som oppholder seg i fareområdet og er utsatt for fjellskred og mulige flodbølger. Fareområdet er her definert som det samlede området av fjellskredets utløpsområde (trinn 2) og eventuelt oppskyllingsområde til flodbølger (trinn 3). Områder påvirket av en skredoppdemning og flomområder nedstrøms ved et mulig dambrudd (trinn 4) er ikke inkludert i vurderingen av potensielt tap av menneskeliv fordi oppdemning og nedstrøms flom bare medfører fare for menneskeliv for kortvarige dammer. Hvis stabilitetsvurderingen (DBI) indikerer en ustabil demning bør demningens levetid og tid til overløp ("overtopping") evalueres. I så tilfelle skal flomområdet inkluderes i konsekvensanalysen på samme måte som oppskyllingsområdet til flodbølger.

I denne konsekvensanalysen defineres det flere persongrupper, avhengig av deres aktivitet i fareområdet. Det skilles mellom beboere (både fast bosatte og personer i fritidsboliger), personer i forretningsbygg, personer i samfunnskritisk infrastruktur (sykehus, redningstjenester osv.), personer i skoler e.l., turister, personer på ferje, og eventuelle andre persongrupper.

For de ulike vurderte persongrupper tas det også hensyn til eksponering, dvs. hvor lenge personene oppholder seg innenfor utløpsområdet og flodbølgeområdet, og sårbarhet, dvs. sannsynligheten for å miste livet hvis man blir truffet av et fjellskred eller en flodbølge.

Det totale potensielle tapet av menneskeliv beregnes ved å summere alle utsatte persongrupper henholdsvis i utløpsområde og i flodbølgeområde vektet med en faktor for eksponering i faresone og en faktor for sårbarhet (forklaring følger i trinn 5a):

$$C = V_{Utl} \cdot \sum_i W_{i,Utl} \cdot E_{i,Utl} + V_{Flb} \cdot \sum_i W_{i,Flb} \cdot E_{i,Flb} \quad (25)$$

Med C = totalt potensielt tap av menneskeliv; $W_{i,Utl}$ = antall utsatte personer i persongruppe i i utløpsområdet; $W_{i,Flb}$ = antall utsatte personer i persongruppe i i flodbølgeområdet; $E_{i,Utl}$ = eksponering av persongruppe i i utløpsområdet; $E_{i,Flb}$ = eksponering av persongruppe i i flodbølgeområdet; V_{Utl} = sårbarhet i utløpsområdet; V_{Flb} = sårbarhet i flodbølgeområdet. Persongrupper i omfatter beboere (W_{Beb}), personer i forretningsbygg (W_{For}), personer i samfunnskritisk infrastruktur (W_{Krit}), personer i skoler e.l. (W_{Sk}), turister (W_{Tur}), personer på ferjer (W_{Fer}) og eventuelle andre persongrupper tatt med i konsekvensanalysen (W_{Ann}).

Trinn 5a: Enkel vurdering basert på nasjonale datasett

En enkel vurdering av potensielt tap av menneskeliv utføres standardmessig i denne konsekvensanalysen og baseres hovedsakelig på nasjonalt tilgjengelige datasett som for eksempel matrikkeldata (Kartverket 2016). I matrikkelen er hvert bygg karakterisert med et bygningstypenummer (SOSI-kode), som beskriver bygningens hovedbrukstype (Tabell 3). Hovedbrukstypen benyttes for å bestemme antall personer som kan oppholde seg i bygningen. Minimum, gjennomsnittlig og maksimum antall personer ble fastsatt basert på ulike datasett (Tabell 3):

- I de fleste tilfeller benyttes standardverdier som er basert på metodikken brukt i NVEs flomfarekartlegging og for den nasjonale planen for skredfarekartlegging (Øydvin mfl. 2011).
- For ulike boligtyper som brukes for fast bosatte, dvs. eneboliger, tomannsboliger, rekkehus, boligblokker osv. (SOSI-koder 111 til 159 og 193 til 199), benyttes det et skreddersydd datasett fra Statistisk sentralbyrå (SSB) som oppgir antallet folkeregistrerte personer for hver bygning. Datasettet gir et nøyaktig antall personer for hver bygning, og er derfor taushetsbelagt. I denne konsekvensanalysen anvendes datasettet adskilt fra matrikkeldataene og derfor er det ikke definert standardverdier for antall personer i disse boligtyper (Tabell 3).
- For noen typer forretningsbygg finnes det statistikker hos SSB om antall sysselsatte per bedrift for ulike forretnings typer. Dette gjelder ulike industribygninger (SOSI-koder 211 til 216 og 244), kontorbygninger (SOSI-koder 311 til 313), og noen forskningsbygninger (SOSI-koder 623 og 629). Verdiene om antall personer er basert på disse statistikkene.

Tabell 3: SOSI-kode og beskrivelser for ulike bygningstyper (Kartverket 2016), samt minimum, gjennomsnittlig og maksimum antall personer som kan oppholde seg i en bygning, samt tilhørende eksponeringsverdier. Nøyaktige data fra SSB om antall innbyggere eller elever i skoler er benyttet for lysegrå markerte bygningstyper. SSB-statistikker om antall sysselsatte per bedrift ble brukt for mørkegrå markerte bygningstyper.

Bygningsgruppe	SOSI-kode	Bygningstype	Antall personer			Eksponering	Kommentar	Person-gruppe
			Min.	Snitt	Maks.			
BOLIG	Enebolig	111 Enebolig	-	-	-	100 %	Befolkningsdata fra SSB	PERSONER I BOLIGER
		112 Enebolig m/hybel/sokkelleilighet	-	-	-	100 %		
		113 Våningshus	-	-	-	100 %		
	Tomannsbolig	121 Tomannsbolig, vertikaldelt	-	-	-	100 %	Befolkningsdata fra SSB	
		122 Tomannsbolig, horisontaldelt	-	-	-	100 %		
		123 Våningshus, tomannsbolig, vertikaldelt	-	-	-	100 %		
		124 Våningshus, tomannsb/horisontaldelt	-	-	-	100 %		
	Rekkehus, kjedehus, andre småhus	131 Rekkehus	-	-	-	100 %	Befolkningsdata fra SSB	
		133 Kjede/atriumhus	-	-	-	100 %		
		135 Terrassehus	-	-	-	100 %		
		136 Andre småhus med 3 boliger el.fl	-	-	-	100 %		
	Store boligbygg	141 Stort frittliggende bol.bygg på 2 etg.	-	-	-	100 %	Befolkningsdata fra SSB	
		142 Stort frittliggende bol.bygg på 3 og 4 etg.	-	-	-	100 %		
		143 Stort frittliggende bol.bygg på 5 etg. el. mer	-	-	-	100 %		
		144 Store sammenbygde bol.bygg på 2 etg.	-	-	-	100 %		
		145 Store sammenb. bol.bygg på 3 og 4 etg.	-	-	-	100 %		
		146 Store sammenb. bol.bygg på 5 etg. el. mer.	-	-	-	100 %		
	Bygning for bofellesskap	151 Bo- og servicesenter	-	-	-	100 %	Befolkningsdata fra SSB	
		152 Studenthjem/studentboliger	-	-	-	100 %		
		159 Annen bygning for bofellesskap	-	-	-	100 %		
Fritidsbolig	161 Hytter, sommerhus, fritidsbygg	2	4	8	20 %	Standard verdi		
	162 Helårsbolig benyttet som fritidsbolig	2	4	8	20 %			
	163 Våningshus benyttet som fritidsbolig	2	4	8	20 %			
Køie, seterhus og lignende	171 Seterhus, sel, rorbu o.l.	2	4	8	20 %	Standard verdi		
	172 Skogs- og utmarkskoie, gamle	1	2	4	20 %			
Garasje og uthus til bolig	181 Garasje ,uthus, annek knyttet til bolig	0	0	0	100 %	Standard verdi		
	182 Garasje, uth., annek knyttet til fritidsbolig	0	0	0	100 %			
	183 Naust, båthus, sjøbu	0	0	0	100 %			
Annen boligbygning	193 Boligbrakker	-	-	-	100 %	Befolkningsdata fra SSB		
	199 Annen boligb. (eks. sekundærbolig reindrift)	-	-	-	100 %			
INDUSTRI OG LAGERBYGNING	Industribygning	211 Fabrikkbygning	10	30	100	25 %	SSB-statistikker	
		212 Verkstedbygning	5	15	30	25 %		
		214 Bygning for renseanlegg	0	6	12	25 %		
		216 Bygning for vannforsyning bl.a. pumpestasjon	0	6	12	25 %		
		219 Annen industribygning	0	10	20	25 %		
	Energiforsyningsbygning	221 Kraftstasjon	2.5	5	10	25 %	Standard verdi	
		223 Transformatorstasjon	0	0	0	25 %		
		229 Annen energiforsyningsbygning	0	1	2	25 %		
	Lagerbygning	231 Lagerhall	0	1	2	25 %	Standard verdi	
		232 Kjøle- og fryselager	0	1	2	25 %		
		233 Silobygning	0	0	0	25 %		
		239 Annen lagerbygning	0	1	2	25 %		
	Fiskeri- og landbruksbygning	241 Hus for dyr/landbrukslager/silo	0	0	0	25 %	Standard verdi	
243 Veksthus		0	1	2	25 %			
244 Driftsbygning fiske/fangst/oppdrett		2	4	8	25 %			
245 Naust/redskapshus for fiske		0	0	0	25 %			
248 Annen fiskeri- og fangstbygning		0	1	2	25 %			
249 Annen landbruksbygning		0	1	2	25 %			
KONTOR OG FORRETNING	Kontorbygning	311 Kontor- og administrasjonsbygning, rådhus	5	10	20	25 %	SSB-statistikker	
		312 Bankbygning, posthus	7.5	15	30	25 %		
		313 Mediabygning	5	10	20	25 %		
		319 Annen kontorbygning	5	10	20	25 %		
	Forretningsbygning	321 Kjøpesenter, varehus	25	50	200	50 %		
		322 Butikk/forretningsbygning	5	10	20	50 %		
		323 Bensinstasjon	2	4	8	75 %		
329 Annen forretningsbygning	5	10	20	50 %				
330 Messe- og kongressbygning	25	50	100	25 %				
SAMFERDSEL OG KOMMUNIKASJON	Ekspedisjonsbygning, terminal	411 Ekspedisjonsbygning, flyterminal, kontrolltårn	5	10	50	75 %	Standard verdi	
		412 Jernbane- og T-banestasjon	1	2	20	75 %		
		415 Godsterminal	2	4	8	50 %		
		416 Postterminal	2	4	8	25 %		
		419 Annen ekspedisjons- og terminalbygning	1	2	4	25 %		
	Telekommunikasjon	429 Telekommunikasjonsbygning	0	0	0	25 %		
	Garasje- og hangarbygning	431 Parkeringshus	3	6	12	50 %		
439 Annen garasje-/hangarbygning		0	0	0	25 %			
Veg- og trafikktilsynsbygning	441 Trafikktilsynsbygning	0	0	0	25 %	Standard verdi		
	449 Annen veg- og trafikktilsynsbygning	0	0	0	25 %			

Tabell 3 (fortsetning)

Bygningsgruppe	SOSI-kode	Bygningstype	Antall personer			Eksponering	Kommentar	Person-gruppe
			Min.	Snitt	Maks.			
HOTELL OG RESTAURANT	Hotellbygning	511 Hotellbygning	20	40	200	50 %	Standard verdi	PERSONER I FORRETNINGSBYGG
		512 Motellbygning	10	20	40	50 %		
		519 Annen hotellbygning	5	10	20	50 %		
	Bygning for overnatting	521 Hospits, pensjonat	10	20	40	50 %		
		522 Vandrер-/feriehem	10	20	40	50 %		
		523 Appartement	2	4	8	50 %		
		524 Camping-/utleiehytte	1.5	3	6	25 %		
		529 Annen bygning for overnatting	1.5	3	6	50 %		
	Restaurantbygning	531 Restaurantbygning, kafébygning	5	10	50	50 %		
532 Sentralkjøkken, kantinebygning		2	4	20	50 %			
533 Gatekjøkken, kioskbygning		2	4	8	50 %			
539 Annen restaurantbygning		2	4	8	50 %			
KULTUR OG FORSKNING	Skolebygning	611 Lekepark	0	0	0	25 %	Standard verdi	PERSONER I SKOLER E.L.
		612 Barnehage	-	-	-	25 %		
		613 Barneskole	-	-	-	25 %		
		614 Ungdomskole	-	-	-	25 %		
		615 Kombinert barne- og ungdomskole	-	-	-	25 %		
		616 Videregående skole	-	-	-	25 %		
		619 Annen skolebygning	20	40	80	25 %		
	Universitet- og høyskolebygning	621 Universitet/høyskole m/auditorium, lesesal	50	100	200	25 %		
		623 Laboratoriebygning	7.5	15	30	25 %		
		629 Annen universitet/høyskole og forskningsbygning	7.5	15	30	25 %		
	Museums- og biblioteksbygning	641 Museum, kunstgalleri	10	20	40	25 %		
		642 Bibliotek, mediatek	5	10	20	25 %		
		643 Zoologisk/botanisk hage (bygninger)	10	20	40	25 %		
		649 Annen museum/biblioteksbygning	5	10	20	25 %		
	Idrettsbygning	651 Idrettshall	10	20	40	50 %		
		652 Ishall	5	10	20	50 %		
		653 Svømmehall	10	20	40	50 %		
		654 Tribune og idrettsgarderobe	0	0	0	50 %		
		655 Helsestudio	10	20	40	50 %		
		659 Annen idrettsbygning	2	4	8	50 %		
	Kulturhus	661 Kino/teater/opera/konsertbygning	10	20	40	25 %		
662 Samfunnshus, grendehus		5	10	20	25 %			
663 Diskotek		10	20	40	25 %			
669 Annet kulturhus		10	20	40	25 %			
Bygg for religiøse aktiviteter	671 Kirke, kapell	10	20	40	10 %			
	672 Bedehus, menighetshus	5	10	20	10 %			
	673 Krematorium, gravkapell, bærehus	1	2	4	25 %			
	674 Synagoge, moské	5	10	20	10 %			
	675 Kloster	5	10	20	100 %			
	679 Annen bygning for religiøse aktiviteter	2	4	8	10 %			
HELSEBYGNING	Sykehus	710 Sykehus	100	200	400	100 %		
		719 Annet sykehus	50	100	200	100 %		
	Sykehjem	721 Sykehjem	50	100	200	100 %		
		722 Bo- og behandlingssenter, aldershjem	20	40	80	100 %		
		723 Rehabiliteringsinstitusjon, kurbad	20	40	80	100 %		
		729 Annet sykehjem	20	40	80	100 %		
Primærhelsebygning	731 Klinikk, legekontor/senter/vakt	10	20	40	100 %			
	732 Helse- og sosialsenter, helsestasjon	5	10	20	100 %			
739 Annen primærhelsebygning	5	10	20	100 %				
FENGSEL OG BEREDSKAP	Fengselsbygning	819 Fengselsbygning	20	40	80	100 %		
	Beredskapsbygning	821 Politistasjon	5	10	20	100 %		
		822 Brannstasjon, ambulansestasjon	5	10	20	100 %		
		823 Fyrstasjon, losstasjon	0.5	1	2	100 %		
		824 Stasjon for radarovervåkning	1	2	4	100 %		
		825 Tilfluktsrom/bunker	0	0	0	100 %		
		829 Annen beredskapsbygning	0	0	0	100 %		
830 Monument	0	0	0	25 %				
Offentlig toalett	840 Offentlig toalett	0	0	0	25 %			

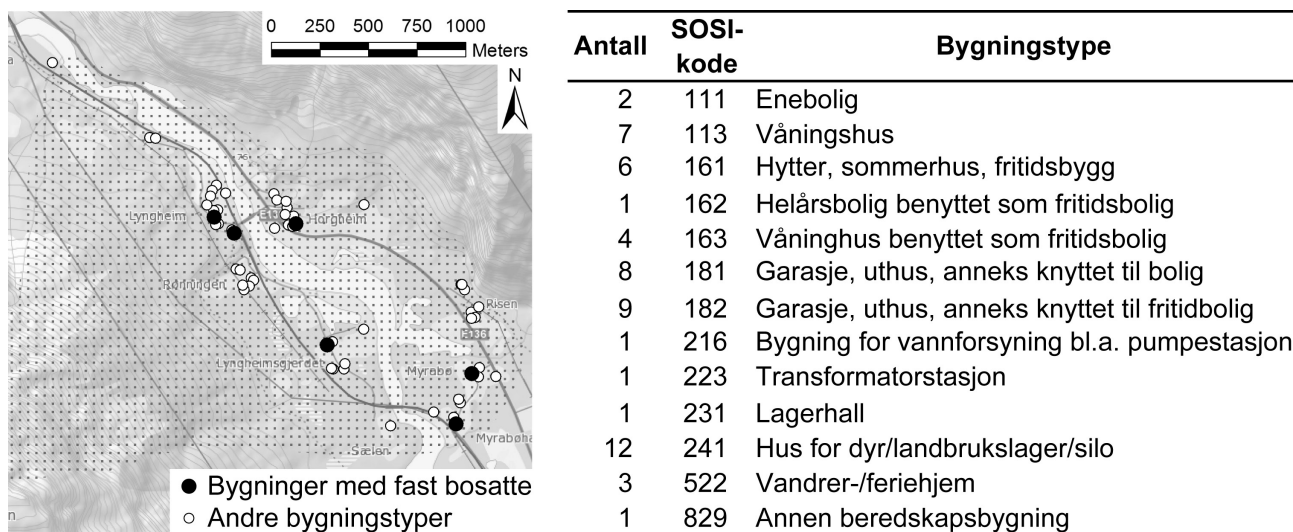
- For barnehager, barneskoler, ungdomsskoler og videregående skoler (SOSI-koder 612 til 616) finnes det mer detaljerte SSB-datasett om antall elever og ansatte per skole for hver kommune. I denne konsekvensanalysen anvendes disse statistikker adskilt fra matrikkeldataene, og det er derfor ikke definert standardverdier for antall personer i disse bygningstypene (Tabell 3).

I tillegg til personer som oppholder seg i bygninger, tar denne konsekvensanalysen også hensyn til personer på gjennomreise i fareområdet:

- For turistområder finnes det generelt tilgjengelig informasjon på ulike nettsider om antall passasjerer i cruiseskip for hver havn og totalt antall turister per år. Her brukes den samme tilnærmingen som i Blikra mfl. (2013): Totalt antall turister per år divideres med 365 dager for å få gjennomsnittlig antall turister (W_{Tur}) i området. Minimalt antall turister settes til 5 % av årlig gjennomsnitt, mens maksimum tilsvarer antallet turister per dag i den travleste måneden.
- Informasjon om antall personer på ferjer finnes i ferjedatabanken (Statens Vegvesen 2016a). For å unngå at turister på ferje telles to ganger, bør det gjennomsnittlige antallet personer på ferje beregnes bare for månedene oktober til april. Gjennomsnittlig antall personer på ferje (W_{Fer}) fås ved å summere antall kjøretøy pluss antall personer (i tillegg til sjåføren som er inkludert i sitt kjøretøy), og dividere denne summen med antall turer. Ingen maksimal eller minimal verdi beregnes for antall personer på ferje.
- Personer i bil eller på jernbane er ikke tatt med i denne konsekvensanalysen, særlig pga. mangelfullt datagrunnlag. Ved behov, kan noe data finnes i Statens Vegvesens trafikkregistreringer (Statens Vegvesen 2016b) eller fra Jernbaneverkets jernbanestatistikk (Jernbaneverket 2016).
- Ved behov kan andre persongrupper bli inkludert i konsekvensanalysen (W_{Ann}).

Måten å beregne antall personer i utløpsområdet og i flodbølgeområdet er å kombinere datasettene fra matrikkelen og antallet folkeregistrerte personer per adressepunkt med utløpsområdet (vurdert i trinn 2) og flodbølgeområdet (vurdert i trinn 3). Det totale antallet beboere innenfor utløpsområdet ($W_{Beb.Utl}$) og flodbølgeområdet ($W_{Beb.Flb}$) er summen av antall beboere i alle bygninger innenfor polygonen henholdsvis av utløpsområdet og flodbølgeområdet. For antallet personer i forretningsbygg ($W_{For.Utl}$ og $W_{For.Flb}$) og i kritisk infrastruktur ($W_{Krit.Utl}$ og $W_{Krit.Flb}$) telles antall bygninger med samme bygningstypenummer (SOSI-kode) for hvert av de to polygonene. Antall bygninger multipliseres deretter med antall personer som kan oppholde seg i bygningen iht. verdiene gitt i Tabell 3. For personer i skoler ($W_{Sk.Utl}$ og $W_{Sk.Flb}$) brukes det samme tilnærmingen som for forretningsbygg, men i tillegg inkluderes det manuelt antall elever og ansatte per skole og kommune fra SSB-statistikkene.

I eksemplet i Figur 26 finnes det 6 boliger med totalt 23 bosatte i fjellskredets utløpsområde (Mannen scenario B). I tillegg finnes det 14 hytter, 17 garasjer og andre ubebodde bygninger, 14 lager- og landbruksbygninger og 1 bygg for overvåking av fjellpartiet i utløpsområdet. Det totale antallet personer i fareområdet er estimert til 90 (mellom 50 og 150).



Figur 26: Kart over bygninger som befinner seg innenfor utløpsområdet til et fjellskred fra det ustabile fjellpartiet Mannen i Romsdalen (scenario B).

Eksposering i faresone

Eksposeringen indikerer hvor lenge personer oppholder seg innenfor utløpsområdet og flodbølgeområdet. For de utsatte beboerne (W_{Beb}) og personer i kritisk infrastruktur (W_{Krit}) regnes det med det verste tilfelle. Det antas derfor at folk er hjemme eller i kritisk infrastruktur hele tida ($E_{Beb.Utl} = E_{Beb.Flb} = E_{Krit.Utl} = E_{Krit.Flb} = 100\%$).

For personer i forretningsbygg (W_{For}) og skoler e.l. (W_{Sk}) benyttes en konservativ verdi for eksposeringen basert på antall arbeidsdager per år (ca. 225 dager), og en tilstedeværelse av personer i 10 timer per dag ($E_{For.Utl} = E_{For.Flb} = E_{Sk.Utl} = E_{Sk.Flb} = 225/365 \cdot 10/24 \approx 25\%$). For butikker, restauranter, hoteller, bensinstasjoner e.l. er eksposeringen høyere enn for andre forretningsbygg pga. lengre åpningstider (Tabell 3).

For turister (W_{Tur}) må eksposeringen tilpasses lokale forhold. Gjennomsnittlig oppholdstid både i utløpsområdet og flodbølgeområdet må vurderes individuelt. Man bør ta hensyn til at turister beveger seg inn og ut av fareområdet. Derfor må eksposeringen i utløpsområder og flodbølgeområder vurderes hver for seg og verdiene blir sannsynligvis ulike. Det henvises for eksempel til konsekvensvurderingen utført for det ustabile fjellpartiet Stampa (Blikra mfl. 2013).

Siden personer på ferjer (W_{Fer}) allerede er beregnet som antall personer per ferjetur (se ovenfor), kan man anta at disse personene oppholder seg i fareområdet hele tida (enten på ferja eller på ferjeleiet), med unntak av på natta når ferja ikke går. Derfor antas det at personer på ferje er utsatt for flodbølger i 18 timer per dag ($E_{Fer.Flb} = 18/24 = 75\%$). Hvis ferjeleiet ligger utenfor utløpsområde så settes $E_{Fer.Utl} = 0$, ellers blir også $E_{Fer.Utl} = 75\%$.

Sårbarhet

Sårbarheten uttrykker sannsynligheten for å tape livet i en skredhendelse. Sårbarheten for personer i utløpsområdet til et fjellskred (V_{Utl}) er 100 %, dvs. alle personer som blir truffet av et fjellskred vil miste livet. Derimot er sårbarheten i flodbølgeområder (V_{Flb}) satt til 70 %, dvs. at 70 % av alle personer som blir truffet av en flodbølge vil miste livet. Omvendt er sjansen til å overleve en flodbølge 30 %. Denne verdien er basert på historiske hendelser i Norge og er i samsvar med verdiene brukt for konsekvensvurderingen av Åknes i Møre og Romsdal (Blikra mfl. 2006) og Stampa i Sogn og Fjordane (Blikra mfl. 2013).

Potensielt tap av menneskeliv

Eksposeringen og sårbarheten inkluderes i den endelige vurderingen av potensielt tap av menneskeliv forårsaket av en katastrofal fjellskredhendelse mht. ligning (25). I eksemplet vist i Figur 26 resulterer dette i et gjennomsnittlig potensielt tap av 50 menneskeliv (mellom 30 og 70).

Trinn 5b: Detaljert vurdering basert på stedsspesifikke data

En mer detaljert vurdering av antall personer i fareområdet utføres hvis usikkerhetene på konsekvensene er store iht. NGUs kartleggingstilnærming (Figur 2), slik at risikoklassifiseringen er usikker.

Dette trinnet er stort sett identisk med trinn 5a, men dataene som brukes angående antall personer i ulike bygninger og deres eksposering er basert på lokale, mer detaljerte datasett hentet inn fra kommunene og andre aktører. Dataene omfatter for eksempel detaljerte opplysninger om antall personer i et industribygg, gjennomsnittlig antall gjester i et hotell, antall elever og ansatte i en skole osv. Videre bør bruken av forskjellige bygningstyper, som for eksempel landbruksbygninger eller lagerbygninger, sjekkes. For antallet fast bosatte anses derimot datasettet som brukes i trinn 5a som meget nøyaktig og ytterligere opplysninger er derfor ikke nødvendig. Hensikten med denne detaljerte konsekvensvurderingen er å redusere usikkerhetene på det potensielle tapet av menneskeliv, og dermed redusere usikkerhetene i risikoklassifiseringen.

KONKLUSJONER OG PERSPEKTIVER

Denne rapporten beskriver NGUs metodikk for konsekvensanalyse av fjellskred, utviklet som en del av den nasjonale kartleggingen av ustabile fjellpartier som NGU utfører på oppdrag fra Norges vassdrags- og energidirektoratet (NVE).

Metodikken omfatter fem hovedtrinn:

1. Vurdering av volumet til et ustabil fjellparti eller scenario ved hjelp av den enkle SLBL-modellen (trinn 1a), eller en detaljert tredimensjonal konstruksjon av fjellpartiets underliggende bruddoverflater (trinn 1b).
2. Vurdering av fjellskredets utløpsområde ved hjelp av et empirisk forhold mellom fjellskredets rekkevidde (eller siktevinkelen) og volum (trinn 2a), enkel modellering med Flow-R som ble spesielt tilpasset for modellering av fjellskred innenfor dette prosjektet (trinn 2b), eller en detaljert numerisk utløpsmodellering med spesifikke programvarer som for eksempel DAN3D (trinn 2c).
3. Vurdering av flodbølgens oppskyllingshøyde som en sekundærvirkning hvis fjellskredet treffer en innsjø eller en fjord. Til dette benyttes enten en empirisk relasjon mellom oppskyllingshøyde, skredvolum og distanse fra skredet (trinn 3a), eller en enkel vurdering basert på allment gjeldende ligninger som er basert på modellforsøk (VAW-modellen, trinn 3b). Det empiriske forholdet brukt i trinn 3a ble spesielt utviklet for dette prosjektet, basert på en nasjonal og internasjonal sammenstilling av skredgenererte flodbølger. Som del av NVEs videre oppfølging av et ustabil fjellparti kan flodbølgens oppskyllingsområde modelleres gjennom detaljerte numeriske simuleringer (trinn 3c, utføres ikke av NGU).
4. Vurdering av oppdemning som sekundærvirkning hvis fjellskredet krysser og demmer opp ei elv. Til dette benyttes enten en empirisk relasjon mellom skreddemningens høyde, skredvolum og arealet til utløpsområdet som kan føre til en demning (trinn 4.1a), eller en detaljert numerisk utløpsmodellering for å vurdere tykkelsen til fjellskredsavsetningene og dermed demningens høyde (trinn 4.1b). Deretter benyttes den dimensjonsløse blokkeringsindeksen DBI for empirisk vurdering av skreddemningens stabilitet (trinn 4.2). Det empiriske forholdet brukt i trinn 4.1a er basert på en sammenstilling av skreddemninger i Sør-Norge som ble laget for dette prosjektet. Som del av NVEs videre oppfølging av et ustabil fjellparti kan flomområdet nedstrøms et dambrudd modelleres gjennom detaljerte numeriske simuleringer (trinn 4.3, utføres ikke av NGU).
5. En analyse av antall personer som oppholder seg i fjellskredfareområdet og kan miste livet under en skredhendelse. Opptelling av antall personer i fareområdet baseres på flere ulike datasett, bl.a. et skreddersydd datasett fra Statistisk sentralbyrå med antall folkeregistrerte personer per adressepunkt, antall personer som kan oppholde seg i ulike bygningstyper definert i matrikkelen osv. Konsekvensanalysen tar også høyde for eksponering, dvs. hvor lenge personer oppholder seg i fareområdet, og sårbarhet, dvs. sannsynligheten for å miste livet i en fjellskredhendelse og som følge av dets umiddelbare sekundærvirkninger (flodbølger).

Antallet potensielle tap av menneskeliv fra denne konsekvensanalysen kombineres etter hvert med en kvalitativ fareklassifisering for å bestemme kvalitativ risikograd til det ustabile fjellpartiet eller scenarioet. Denne fare- og risikograd legges deretter til grunn for å bestemme kvantitativ fareklasse iht. TEK-10 og avgjørelsen om videre undersøkelser og oppfølging av fjellpartiet (utføres av NVE). Resultater fra disse analysene vil være tilgjengelige gjennom NGUs karttjeneste om ustabile fjellpartier (<http://geo.ngu.no/kart/ustabilefjellparti/>).

Ulike metoder med ulik detaljeringsgrad ble anvendt i hvert av disse fem trinnene. Enkle vurderinger (som empiriske relasjoner og enkle modeller), brukes generelt i en første fase av undersøkelser av et ustabil fjellparti. Detaljerte modelleringer er forbeholdt ustabile fjellpartier som har middels til høy faregrad og risikograd iht. NGUs tilnærming for systematisk kartlegging av ustabile fjellpartier.

Metodikken har blitt testet i flere områder i Norge og ble lagt til grunn for en første serie risikoklassifiseringer publisert i oktober 2016. Nye metoder for de ulike trinnene i konsekvensanalysen vil dukke opp. Disse skal testes og kan muligens erstatte noen av verktøyene og metodene beskrevet i denne rapporten, basert på en kost-nytte-vurdering.

TAKKSIGELSE

Forfatterne takker Norges vassdrags- og energidirektoratet for finansiering av dette prosjektet. En stor takk til dem som har utviklet modeller, verktøy og programvarer brukt i denne konsekvensanalysen: Prof. Michel Jaboyedoff (Universitetet Lausanne, Sveits) for SLBL-modellen brukt for volumberegningen av ustabile fjellpartier, Dr. Pascal Horton (Terranum Sàrl, Sveits) for tilpasning av Flow-R-modellen brukt i vurderingen av fjellskredets utløpsområde, Prof. Oldrich Hungr (University of British Columbia, Vancouver, Canada) for programvaren DAN3D som brukes for detaljerte numeriske utløpsmodelleringer, Dr. Nicholas J. Roberts (Universitetet Simon Fraser, Vancouver, Canada) for samarbeidet om sammenstillingen av skredgenererte flodbølger over hele verden som brukes i den empiriske flodbølgevurderingen, Dr. Helge Fuchs (VAW, ETH Zurich, Sveits) for VAW-modellen som brukes for en enkel flodbølgevurdering. Tusen takk også til Martine Lund Andresen (NTNU, Trondheim) for parametertesten av utløpsmodelleringen med DAN3D, Gro Sandøy (NGU) for uttesting av utløpsmodelleringen med DAN3D og flodbølgevurderingen med VAW-modellen, og Vegard Utstøl Jakobsen (NTNU, Trondheim) for studien om skredemninger i Sør-Norge. En stor takk også til Inger-Lise Solberg (NGU) for retting og språklig forbedring av rapporten.

REFERANSER

- Andresen, M.L. (2017) Entrainment potential of rock avalanches in Norway - parameter test and case study at the unstable rock slope Børa (Romsdal Valley, western Norway). Mastergrad, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Trondheim.
- Blahut, J., Horton, P., Sterlacchini, S. og Jaboyedoff, M. (2010) Debris flow hazard modelling on medium scale: Valtellina di Tirano, Italy. *Natural Hazards and Earth System Science*, **10**, 2379-2390.
- Blais-Stevens, A. og Behnia, P. (2016) Debris flow susceptibility mapping using a qualitative heuristic method and Flow-R along the Yukon Alaska Highway Corridor, Canada. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **16**, 449-462.
- Blikra, L.H., Anda, E., Høst, J. og Longva, O. (2006) Åknes/Tafjord-prosjektet: Sannsynlighet og risiko knyttet til fjellskred og flodbølger fra Åknes og Hegguraksla. *NGU rapport 2006.039*, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Blikra, L.H., Böhme, M., Dehls, J.F., Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Redfield, T.F., Rønning, J.S., Yugsi Molina, F.X., Domaas, U., Pfaffhuber, A., Henriksen, H., Hole, J. og Kristensen, L. (2013) The unstable phyllitic rocks in Stampa – Flåm, western Norway: Compilation, scenarios, risk and recommendations. *NVE rapport 35.2013*, Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.
- Blikra, L.H., Braathen, A. og Skurtveit, E. (2001) Hazard evaluation of rock avalanches; the Baraldsnes–Oterøya area. *NGU rapport 2001.108*, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Blikra, L.H., Majala, G., Anda, E., Berg, H., Eikenæs, O., Helgås, G., Oppikofer, T., Hermanns, R.L. og Böhme, M. (2016) Fare- og risikoklassifisering av ustabile fjellparti – Faresoner, arealhåndtering og tiltak. *NVE rapport 77/2016*, Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.
- Böhme, M., Bunkholt, H., Dehls, J.F., Oppikofer, T., Hermanns, R.L., Dalsegg, E., Kristensen, L., Lauknes, T.R. og Eriksen, H.Ø (2016) Geologisk modell og fare- og risikoklassifisering av det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3 i Manddalen, Troms. *NGU rapport 2016.031*, Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim.
- Corominas, J. (1996) The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal*, **33**, 260-271.
- Costa, J.E. og Schuster, R.L. (1988) The formation and failure of natural dams. *Bulletin of the Geological Society of America*, **100**, 1054-1068.
- Crosta, G.B., Imposimato, S. og Roddeman, D. (2009) Numerical modelling of entrainment/deposition in rock and debris-avalanches. *Engineering Geology*, **109**, 135.
- Dahle, H., Bjerke, P.L., Crosta, G.B., Hermanns, R.L., Anda, E. og Saintot, A. (2011) Faresoner for utløp, oppdemming og flom som følge av fjellskredfare ved Mannen. *NGU rapport 2011.058*, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Deline, P., Alberto, W., Broccolato, M., Hungr, O., Noetzli, J., Ravel, L. og Tamburini, A. (2011) The December 2008 Crammont rock avalanche, Mont Blanc massif area, Italy. *Natural Hazards and Earth System Science*, **11**, 3307-3318.
- Eidsvig, U. og Harbitz, C.B. (2005) Åknes/Tafjord prosjektet. Innledende numeriske analyser av flodbølger som følge av mulige skred fra Åkneset. *NGI rapport 20031100-2*, Norges Geotekniske Institutt, Oslo.
- Ermini, L. og Casagli, N. (2003) Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**, 31-47.
- Evans, S.G., Delaney, K.B., Hermanns, R.L., Strom, A. og Scarascia-Mugnozza, G. (2011) The formation and behaviour of natural and artificial rockslide dams; implications for engineering performance and hazard management. I: Evans, S.G., Hermanns, R.L., Strom, A. og Scarascia-Mugnozza, G. (red.) *Natural and artificial rockslide dams*, Springer, Berlin Heidelberg, s. 1-75.

- Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A.L., Hermanns, R.L., Iscuk, A. og Vinnichenko, S. (2006) Landslides from massive rock slope failure and associated phenomena. I: Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A.L. og Hermanns, R.L. (red.) *Landslides from massive rock slope failure; NATO Science Series, IV. Earth and Environmental Sciences, Vol 49*. Springer, Dordrecht, The Netherlands, s. 3-52.
- Fischer, L., Rubensdotter, L. og Stalsberg, K. (2014) Aktsomhetskart jord- og flomskred: Metodeutvikling og landsdekkende modellering. *NGU rapport 2014.019*, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- FLO-2D Software Inc. (2016) FLO-2D Products. Nettside til FLO-2D Software Inc., Nutrioso, AZ, USA. <https://www.flo-2d.com/flo-2d-products/> (hentet 22.11.2016).
- Furseth, A. (2006) *Skredulykker i Norge*, Tun Forlag, Oslo, 207 s.
- Grimstad, E. og Nesdal, S. (1990) The Loen rockslides - a historical review. *NGI publikasjon 182*, Norges Geotekniske Institutt, Oslo.
- Harbitz, C., Glimsdal, S., Løvholt, F., Kvelde, V., Pedersen, G. og Jensen, A. (2014) Rockslide tsunamis in complex fjords: From an unstable rock slope at Åkerneset to tsunami risk in western Norway. *Coastal Engineering*, **88**, 101-122.
- Heim, A. (1932) Bergsturz und Menschenleben. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, **77**, 1-214.
- Heller, V., Hager, W.H. og Minor, H.E. (2009) Landslide generated impulse waves in reservoirs. *VAW Mitteilungen 211*, Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zurich, Sveits.
- Hermanns, R.L. (2013) Landslide Dam. In: Bobrowsky, P. (red.) *Encyclopedia of Natural Hazards*, Springer, Netherlands, s. 602-606.
- Hermanns, R.L. og Longva, O. (2012) Rapid rock slope failures. I: Clague, J.J. og Stead, D. (red.) *Landslides; types, mechanisms, and modelling*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, s. 59-70.
- Hermanns, R.L., Blikra, L.H., Naumann, M., Nilsen, B., Panthi, K., Stromeyer, D. og Longva, O. (2006) Examples of multiple rock-slope collapses from Kofels (Otz valley, Austria) and western Norway. *Engineering Geology*, **83**, 94-108.
- Hermanns, R.L., Hewitt, K., Strom, A., Evans, S.G., Dunning, S.A. og Scarascia-Mugnozza, G. (2011) The Classification of Rockslide Dams. I: Evans, S.G., Hermanns, R.L., Strom, A. og Scarascia-Mugnozza, G. (red.) *Natural and Artificial Rockslide Dams*, Springer, Berlin, Heidelberg, Germany, s. 581-593.
- Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Anda, E., Blikra, L.H., Böhme, M., Bunkholt, H., Crosta, G.B., Dahle, H., Devoli, G., Fischer, L., Jaboyedoff, M., Loew, S., Sætre, S. og Yugsi Molina, F.X. (2012) Recommended hazard and risk classification system for large unstable rock slopes in Norway. *NGU rapport 2012.029*, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Hermanns, R.L., L'Heureux, J.-S. og Blikra, L.H. (2013a) Landslide Triggered Tsunami, Displacement Wave. I: Bobrowsky, P.T. (red.) *Encyclopedia of Natural Hazards*, Springer, Netherlands, s. 611-615.
- Hermanns, R.L., Blikra, L., Anda, E., Saintot, A., Dahle, H., Oppikofer, T., Fischer, L., Bunkholt, H., Böhme, M., Dehls, J., Lauknes, T., Redfield, T., Osmundsen, P. og Eiken, T. (2013b) Systematic Mapping of Large Unstable Rock Slopes in Norway. I: Margottini, C., Canuti, P. og Sassa, K. (red.) *Landslide Science and Practice*, Springer, Berlin Heidelberg, s. 29-34.
- Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Roberts, N.J. og Sandøy, G. (2014) Catalogue of historical displacement waves and landslide-triggered tsunamis in Norway. I: Lollino, G., Manconi, A., Locat, J., Huang, Y. og Canals Artigas, M. (red.) *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 4: Marine and Coastal Processes*, Springer, Berlin Heidelberg, s. 63-66.

- Holmgren, P. (1994) Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: An empirical evaluation. *Hydrological Processes*, **8**, 327-334.
- Horton, P. (2014) Implementation of rock avalanches assessment in Flow-R. *Report no.2014-PH-01*, Terranum sàrl, Bussigny, Sveits.
- Horton, P., Jaboyedoff, M. og Bardou, E. (2008) Debris flow susceptibility mapping at a regional scale. I: Locat, J., Perret, D., Turmel, D., Demers, D. og Leroueil, S. (red.) *4th Canadian Conference on Geohazards: From Causes to Management*, Presse de l'Université Laval, Québec, Qc, Canada, s. 399-406.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B. og Zimmermann, M. (2013) Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **13**, 869-885.
- Hsü, K.J. (1975) Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 129-140.
- Huang, B., Yin, Y., Liu, G., Wang, S., Chen, X. og Huo, Z. (2012) Analysis of waves generated by Gongjiafang landslide in Wu Gorge, three Gorges reservoir, on November 23, 2008. *Landslides*, **9**, 395-405.
- Hungr, O. og Evans, S.G. (2004) Entrainment of debris in rock avalanches: An analysis of a long run-out mechanism. *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 1240-1252.
- Hungr, O. og McDougall, S. (2009) Two numerical models for landslide dynamic analysis. *Computers & Geosciences*, **35**, 978-992.
- Hydronia (2016) RiverFlow2D. Nettside til Hydronia, Pembroke Pines, FL, USA. <http://www.hydronia.com/riverflow2d/> (hentet 22.11.2016).
- InnovMetric (2015) PolyWorks - the universal 3D metrology software platform. Nettside til InnovMetric Inc., Canada. <http://www.innovmetric.com/en/products-overview> (hentet 02.12.2015).
- Jaboyedoff, M. og Labiouse, V. (2011) Technical Note: Preliminary estimation of rockfall runout zones. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **11**, 819-828.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Couture, R., Locat, J. og Locat, P. (2004) Toward preliminary hazard assessment using DEM topographic analysis and simple mechanical modeling by means of sloping local base level. I: Lacerda, W.A., Ehrlich, M., Fontoura, A.B. og Sayão, A. (red.) *Landslides: Evaluation and Stabilization*, Taylor & Francis Group, London, s. 199-205.
- Jaboyedoff, M., Couture, R. og Locat, P. (2009) Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: Toward a progressive failure. *Geomorphology*, **103**, 5-16.
- Jaboyedoff, M., Choffet, M., Derron, M.-H., Horton, P., Loye, A., Longchamp, C., Mazotti, B., Michoud, C. og Pedrazzini, A. (2012) Preliminary Slope Mass Movements Susceptibility Mapping Using DEM and LiDAR DEM. I: Pradhan, B. og Buchroithner, M. (red.) *Terrigenous Mass Movements: Detection, Modelling, Early Warning and Mitigation Using Geoinformation Technology*, Springer, Berlin Heidelberg, Germany, s. 109-170.
- Jaboyedoff, M., Derron, M.-H., Rudaz, B., Oppikofer, T., Penna, I.M. og Daicz, S. (2015) A review of geometrical methods for determination of landslide volume and failure surface geometry. *Proceedings of the 68th Canadian Geotechnical Conference GEOQuébec 2015 - Challenges from North to South*.
- Jakobsen, V.U. (2015) Investigation of rockslide dams in the southwestern part of Norway. Prosjektoppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Trondheim.
- Jakobsen, V.U. (2016) An empirical approach for determining the evolution and behavior of rockslide dams. Masteroppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Trondheim.
- Jernbaneverket (2016) Årsmeldinger og rapporter. Nettside til Jernbaneverket, Oslo. <http://www.jernbaneverket.no/Om-oss/Arsmeldinger-og-rapportar-fra-Jernbaneverket/> (hentet 04.12.2016).

- Jørstad, F.A. (1968) Waves Generated by Landslides in Norwegian Fjords and Lakes. *NGI Publication*, **79**, 13-32.
- Kappes, M.S., Malet, J., Remaître, A., Horton, P., Jaboyedoff, M. og Bell, R. (2011) Assessment of debris-flow susceptibility at medium-scale in the Barcelonnette Basin, France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **11**, 627-641.
- Kartverket (2016) Føringsinstruks for matrikkelen - 9.3 Bygningstyper (basert på NS 3457) - fullversjon. Nettside til Kartverket. <http://www.kartverket.no/eiendom/saksbehandling/veiledning-og-kurs/veiledning-for-lokal-matrikkelmyndighet/foringsinstruks-for-matrikkelen/> (hentet 04.12.2016).
- Korup, O. (2004) Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams. *Engineering Geology*, **73**, 13-35.
- Lovdata (2010) Forskrift om tekniske krav til byggverk (Byggteknisk forskrift). Nettside til Lovdata. <http://lovdata.no/dokument/SF/forskrift/2010-03-26-489> (hentet 04.12.2016).
- Mazzanti, P. og Bozzano, F. (2011) Revisiting the February 6th 1783 Scilla (Calabria, Italy) landslide and tsunami by numerical simulation. *Marine Geophysical Research*, **32**, 273-286.
- McDougall, S. og Hungr, O. (2004) A model for the analysis of rapid landslide motion across three-dimensional terrain. *Canadian Geotechnical Journal*, **41**, 1084-1097.
- Michoud, C., Derron, M.-H., Horton, P., Jaboyedoff, M., Baillifard, F.J., Loye, A., Nicolet, P., Pedrazzini, A. og Queyrel, A. (2012) Rockfall hazard and risk assessments along roads at a regional scale: example in Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **12**, 615-629.
- Midland Valley (2016) Move Core Application - Fully integrated 2D and 3D model building and analysis. Nettside til Midland Valley Exploration Ltd. <http://www.mve.com/software/move> (hentet 26.09.2016).
- Miller, D.J. (1960) Giant Waves in Lituya Bay Alaska. *Geological Survey Professional Paper*, **354**, 51-86.
- Miyagi, T., Yamashina, S., Esaka, F. og Abe, S. (2011) Massive landslide triggered by 2008 Iwate–Miyagi inland earthquake in the Aratozawa Dam area, Tohoku, Japan. *Landslides*, **8**, 99-108.
- NVE (2016) Aktsomhetskart for jord- og flomskred. Nettside til Norges vassdrags- og energidirektorat. <https://www.nve.no/flaum-og-skred/kartlegging/aktsemdkart/aktsomhetskart-for-jord-og-flomskred/> (hentet 27.09.2016).
- NVE (2014) Skrednett. Nettside til Norges vassdrags- og energidirektorat. <http://www.skrednett.no/> (hentet 03.09.2014).
- Oppikofer, T. (2009) Detection, analysis and monitoring of slope movements by high-resolution digital elevation models. Doktorgradsavhandling, Institute of Geomatics and Analysis of Risk, Universitetet i Lausanne, Sveits.
- Oppikofer, T. (2016) Overvåking av skred og andre skråningsprosesser med bakkebasert laserskanning. *NGU rapport 2015.064*, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- Oppikofer, T., Hermanns, R.L., Redfield, T.F., Sepúlveda, S.A., Duhart, P. og Bascuñan, I. (2012) Morphologic description of the Punta cola rock avalanche and associated minor rockslides caused by the 21 April 2007 Aysén earthquake (Patagonia, southern Chile). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **69**, 339-353.
- Oppikofer, T., Saintot, A., Otterå, S., Sandøy, G., Anda, E., Dahle, H. og Eiken, T. (2013) Undersøkelser av ustabile fjellpartier i Møre og Romsdal – status og planer etter feltarbeid i 2012. *NGU rapport 2013.053*, Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim.
- Oppikofer, T., Nordahl, B., Bunkholt, H., Nicolaisen, M., Jarna, A., Iversen, S., Hermanns, R.L., Böhme, M. og Yugsi Molina, F.X. (2015) Database and online map service on unstable rock slopes in Norway - from data perpetuation to public information. *Geomorphology*, **249**, 69-81.

- Roberts, N.J., McKillop, R.J., Lawrie, M.S., Psutka, J.F., Clague, J.J., Brideau, M. og Ward, B.C. (2013) Impacts of the 2007 Landslide-Generated Tsunami in Chehalis Lake, Canada. I: Margottini, C., Canuti, P. og Sassa, K. (red.) *Landslide Science and Practice*, Springer, Berlin Heidelberg, s. 133-140.
- Roberts, N., McKillop, R., Hermanns, R., Clague, J. og Oppikofer, T. (2014) Preliminary Global Catalogue of Displacement Waves from Subaerial Landslides. I: Sassa, K., Canuti, P. og Yin, Y. (red.) *Landslide Science for a Safer Geoenvironment - Volume 3: Targeted Landslides*, Springer International Publishing, Cham, Sveits, s. 687-692.
- Scheele, L., Yugsi Molina, F.X., Oppikofer, T., Hermanns, R.L., Kveldevik, V. og Glimsdal, S. (2013) Tsunami modeling and prediction: modeling of the Aysén fjord rock slide tsunami. *NGI report 20061073-02-R*, Norges geotekniske institutt, Oslo.
- Scheidegger, A.E. (1973) On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock Mechanics*, **5**, 231-236.
- Schleier, M., Hermanns, R.L., Rohn, J. og Gosse, J.C. (2015) Diagnostic characteristics and paleodynamics of supraglacial rock avalanches, Innerdalen, Western Norway. *Geomorphology*, **245**, 23-39.
- Schleier, M., Hermanns, R.L., Gosse, J.C., Oppikofer, T., Rohn, J. og Tønnesen, J.F. (2016) Subaqueous rock-avalanche deposits exposed by post-glacial isostatic rebound, Innfjorddalen, Western Norway. *Geomorphology*, **in press**.
- Sosio, R., Crosta, G.B. og Hungr, O. (2008) Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). *Engineering Geology*, **100**, 11-26.
- Statens Vegvesen (2016a) Ferjedatabanken. Nettside til Statens Vegvesen, Oslo. <http://fdb.triona.no/> (hentet 04.12.2016).
- Statens Vegvesen (2016b) Trafikkregistreringer. Nettside til Statens Vegvesen, Oslo. <http://www.vegvesen.no/fag/Trafikk/Trafikkdata/Trafikkregistreringer> (hentet 04.12.2016).
- Strahler, A.H. (2013) *Introducing Physical Geography*, 6th edition, Wiley, 664 s.
- Travelletti, J., Demand, J., Jaboyedoff, M. og Marillier, F. (2010) Mass movement characterization using a reflexion and refraction seismic survey with the sloping local base level concept. *Geomorphology*, **116**, 1-10.
- Yugsi Molina, F.X., Bunkholt, H.S.S., Kristensen, L., Dehls, J.F. og Hermanns, R.L. (2015) The use of remote sensing techniques and runout analysis for hazard assessment of an unstable rock slope at Storhaugen, Manndalen, Norway. I: Lollino, G., Giordan, D., Crosta, G., et al (red.) *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2: Landslide processes*, Springer, Berlin Heidelberg, s. 329-332.
- Øydivin, E.K., Devoli, G., Bargel, T., Wiig, T., Taurisano, A., Berg, H., Eikenæs, O., Lyche, E., Fergus, T., Kvakland, M.R., Wasrud, J., Helle, T.E., Orvedal, K., Peereboom, I.O., Andersen, Ø.B., Hermanns, R.L., Høst, J., Hansen, L., Bunkholt, H., Eilertsen, R., Fischer, L., L'Heureux, J.-S., Oppikofer, T., Rubensdotter, L., Sletten, K., Solberg, I.-L. og Stalsberg, K. (2011) Plan for skredfarekartlegging - Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. *NVE rapport 14/2011*, Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.

VEDLEGG A: PARAMETERTEST FLOW-R

Parameterrestene av programvaren Flow-R som brukes for en fjellskredutløpsvurdering (trinn 2b) ble utført som en del av dette prosjektet i forbindelse med tilpasningen av programvaren for fjellskredmodellering (Horton 2014). Ulike kildeområder og parametersett ble testet for å bestemme innflytelsen på utløpsområdet (Tabell A1).

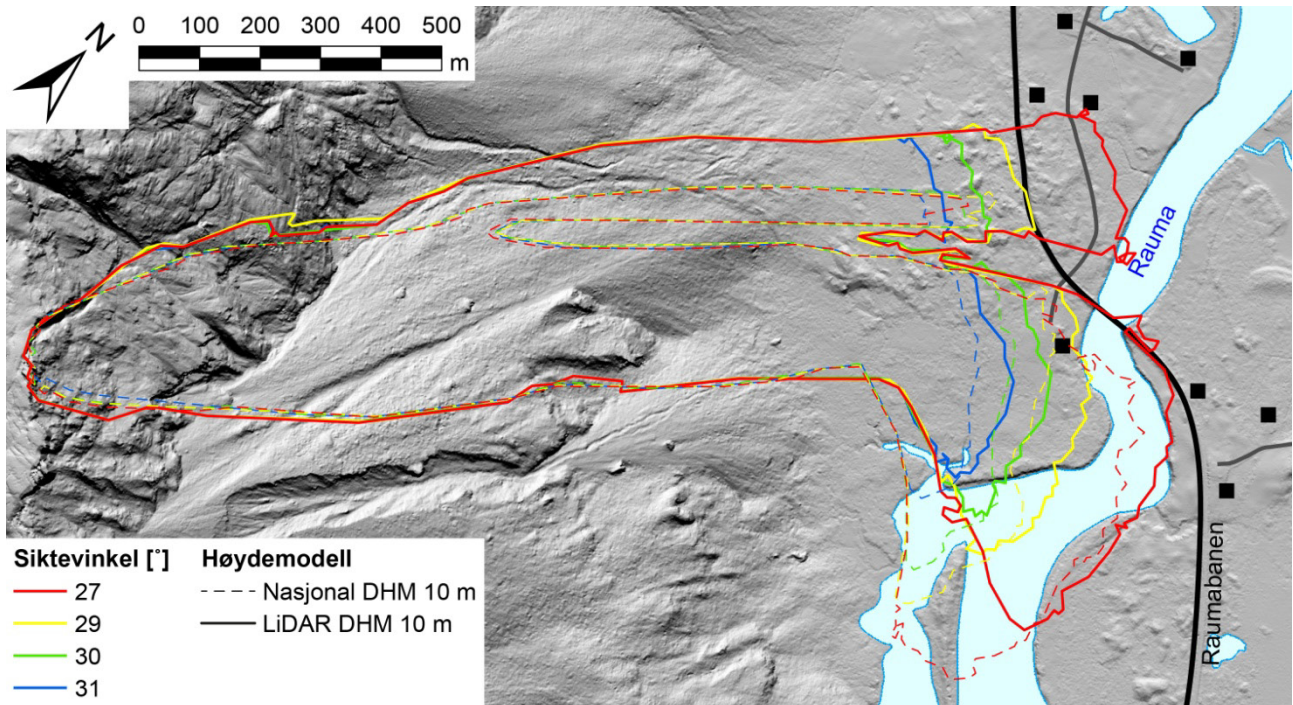
Parameterresten ble utført for to ulike scenarier av det store, komplekse ustabile fjellpartiet Børa i Romsdalen: Børa scenario C er en adskilt blokk langs fronten av plataet med 75 000 m³ i volum, mens Børa scenario B er et tydelig avgrenset ustabil fjellparti med 2,4 millioner m³ i volum.

Tabell A1: Parametervalg i utløpsmodellering med Flow-R: referanseverdier og ulike testede parametere.

Parameter	Enhet	Referanseverdi	Testede verdier	Effekt på utløpsområde ved økende verdier
Siktevinkel	°	31	31 / 30 / 29 / 27 for Børa C 25 / 23 / 21 / 19 for Børa B	Kortere, lite forskjell på lateral utbredelse
Cellestørrelse høydemodell	m	10	2 / 5 / 10	Litt lengre pga. terskel for strømmesannsynlighet
Lengde til hukommelseeffekt	celler	25	5 / 10 / 15 / 20 / 25 / 30 / 40 / 50 / 60 / 70 / 80 / 90 / 100	Lite effekt på utløpslengde, men forskjell på lateral utbredelse
Åpningsvinkel til hukommelseeffekt	°	120	50 / 70 / 100 / 120 / 140 / 160 / 180 / 200 / 240 / 300	Marginalt kortere, større lateral utbredelse og følger mer terrenget
EkspONENT til Holmgrens (1994) strømmealgoritme	-	1,0	1,0 / 1,1 / 1,2 / 1,5 / 2,0 / 3,0 / 5,0	Marginalt kortere, mindre lateral utbredelse
Høydemodifisering dH til Holmgrens algoritme	m	10	0,5 / 1 / 2 / 5 / 10 / 15 / 20 / 40 / 70	Lite effekt på utløpslengde, men forskjell på lateral utbredelse
Utvalg av kildeområde	-	-	Hele ustabile området / Utvalgte lineamenter	Ingen signifikant effekt, men betydelig redusert beregningstid for utvalgte lineamenter

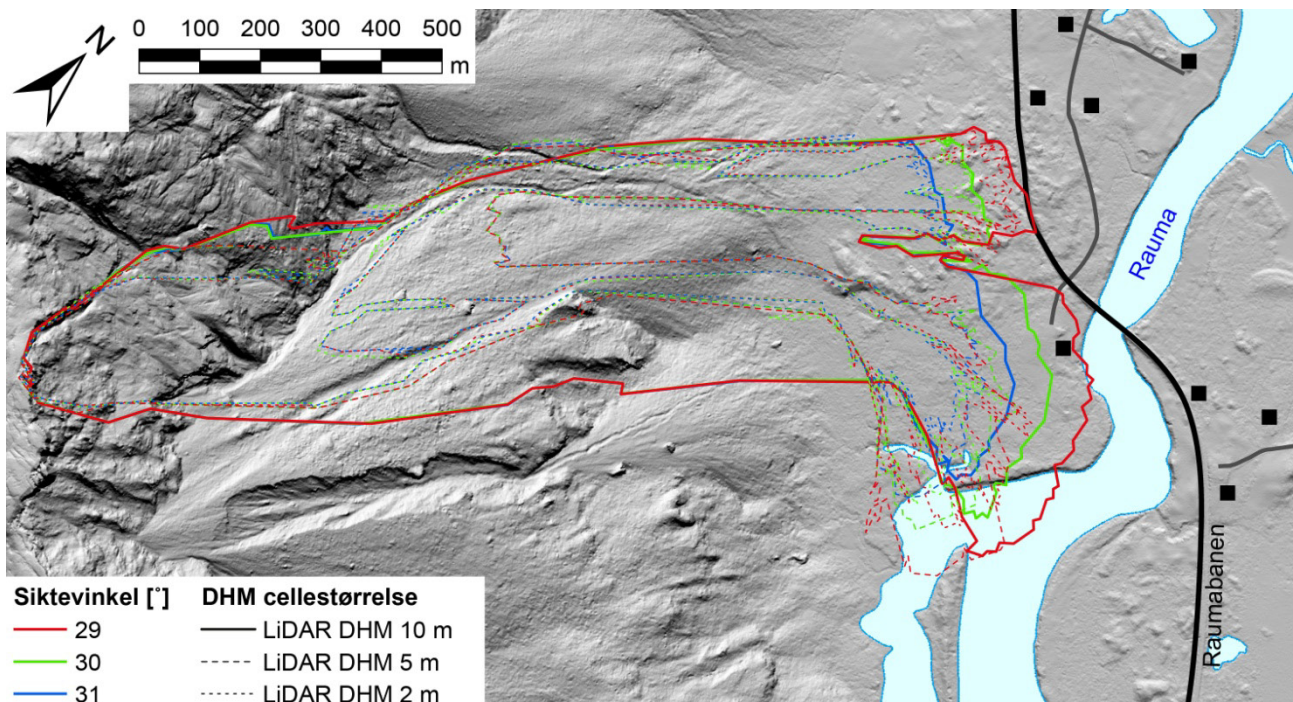
Parameterstest for det ustabile fjellpartiet Børa scenario C

Siktevinkel for ulike høydemodeller



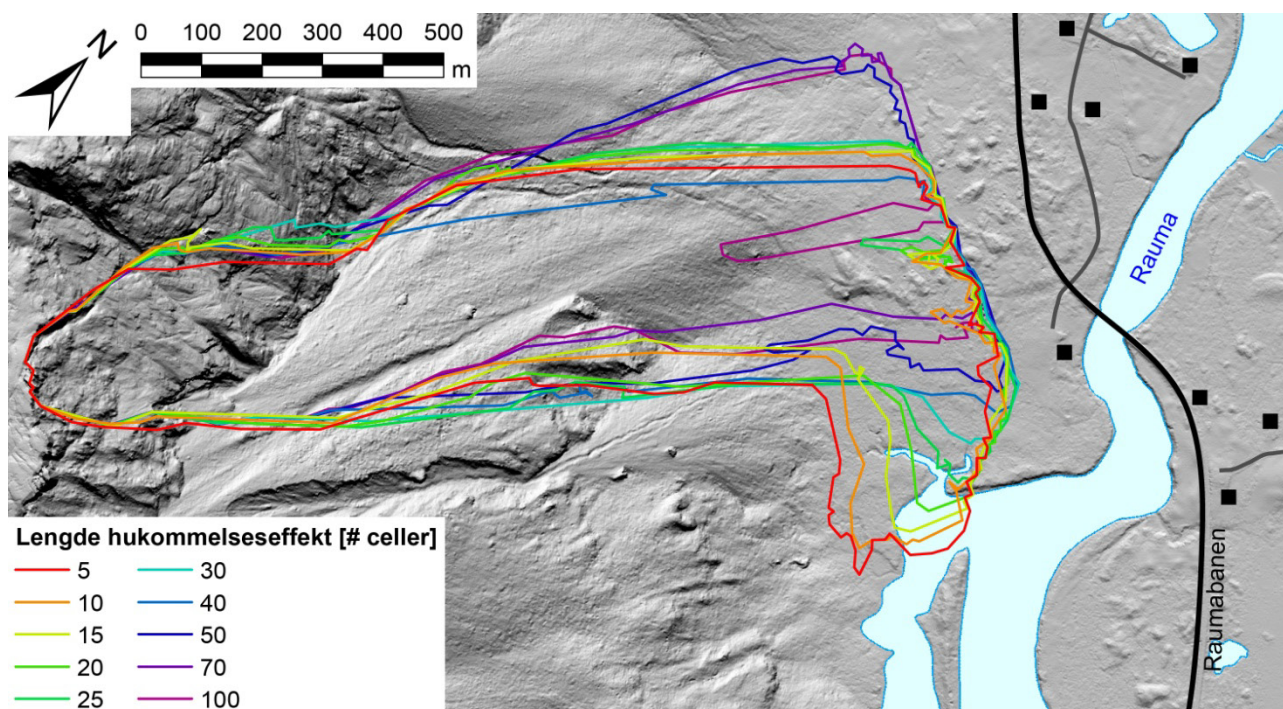
Utløpslengde er tydelig lengre med minkende siktevinkler. Ulike høydemodeller (landsdekkende DHM og en nedgradert LiDAR-DHM med 10 m cellestørrelse) påvirker også utløpsområdet.

Oppøsning til høydemodellen



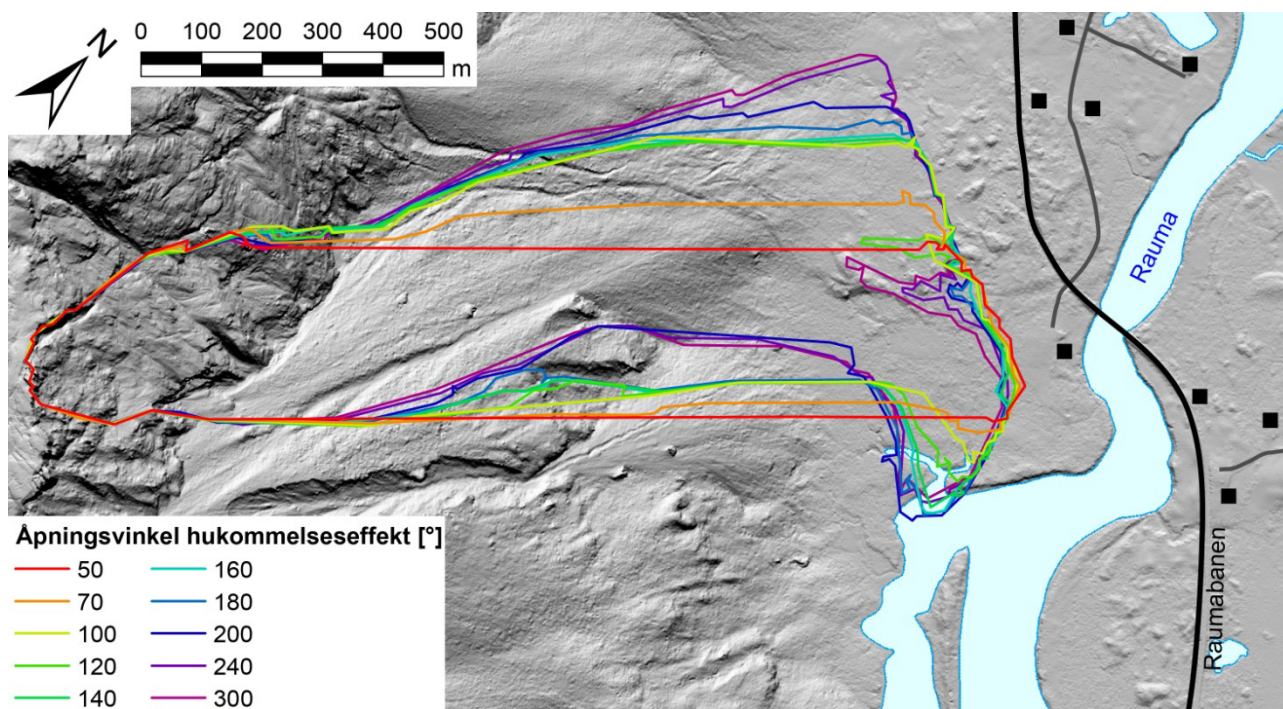
Skredet blir mer kanalisert ved digitale høydemodeller med bedre oppløsning. Utløpslengden er litt kortere med minkende cellestørrelse. Dette skyldes mest klippingen av utløpsområdet til en sannsynlighet på 0,01: ved mindre cellestørrelse blir sannsynligheten for hver celle noe mindre fordi skredet (strømmen) utbredes over et større antall celler.

Lengde til hukommelseeffekten



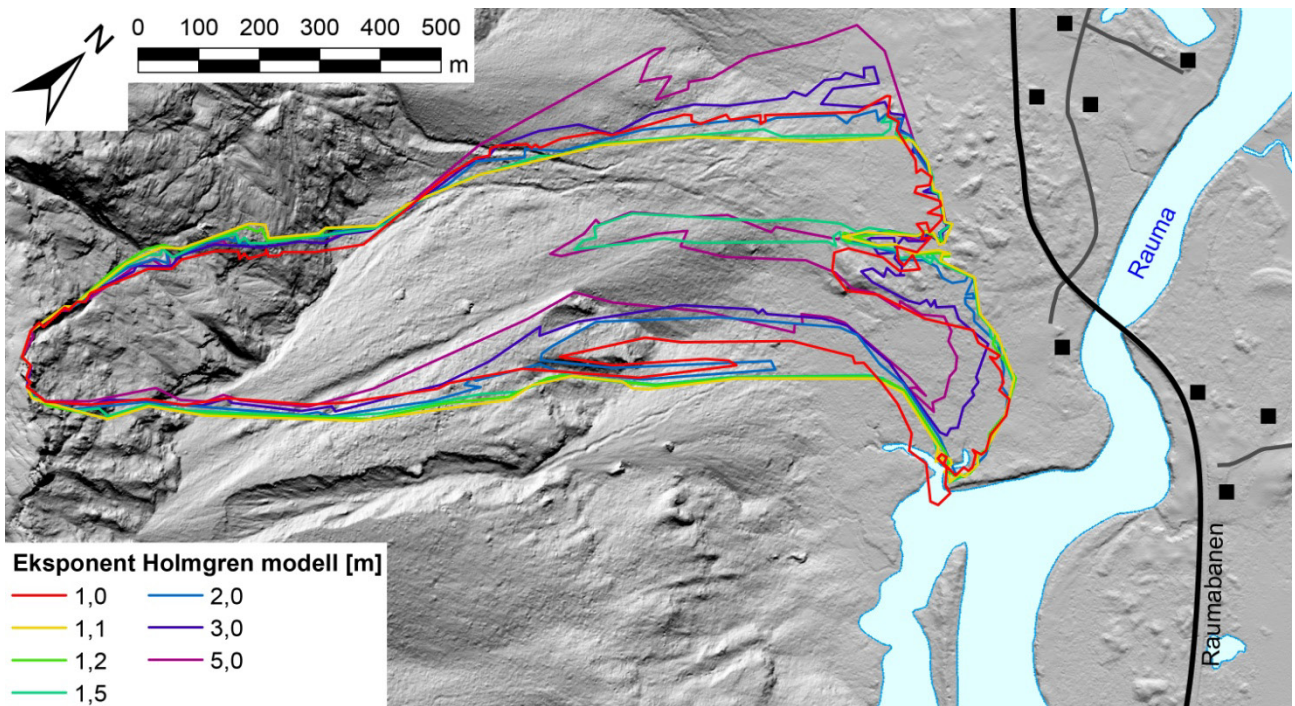
Lengden til hukommelseeffekten har nesten ingen effekt på utløpslengden, mens den laterale utbredelsen er forskjellig. En større lengde til hukommelseeffekten gir et mer rettlinjet utløp som i mindre grad er påvirket av terrengeomorfologien.

Åpningsvinkelen til hukommelseeffekten

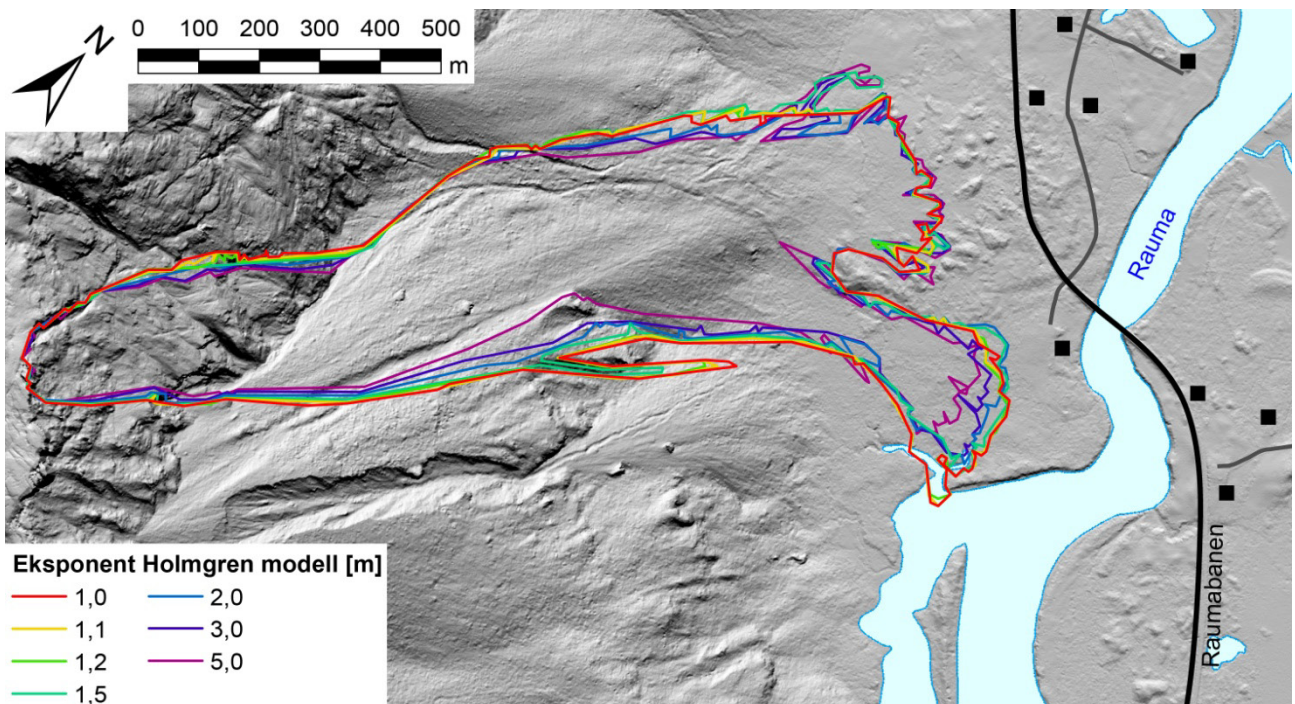


Åpningsvinkelen til hukommelseeffekten har nesten ingen effekt på utløpslengden, mens den laterale utbredelsen er forskjellig. Med små åpningsvinkler endres nesten ikke skredets retning, mens større vinkler gir en betydelig større lateral utbredelse.

EkspONENT til Holmgrens (1994) strømmealgoritme

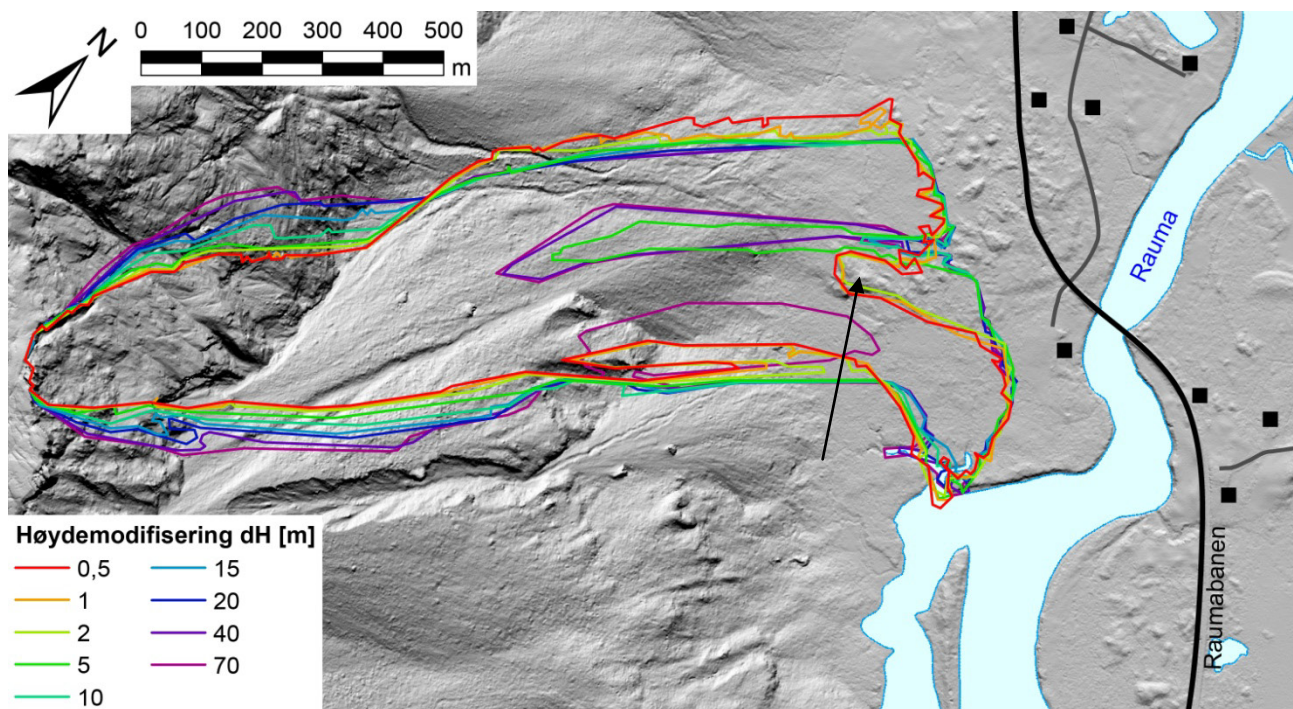


EkspONENTEN til Holmgrens (1994) strømmealgoritme gir marginalt kortere utløpslengde (for en høydemodifisering dH til strømmealgoritmen på 10 m), men en tydelig forskjell i lateral utbredelse. Skredet er mer kanalisert med større eksponenter.



EkspONENTEN til Holmgrens (1994) strømmealgoritme gir marginalt kortere utløpslengde (for en høydemodifisering dH til strømmealgoritmen på 0,5 m), men en tydelig forskjell i lateral utbredelse. Skredet er mer kanalisert med større eksponenter.

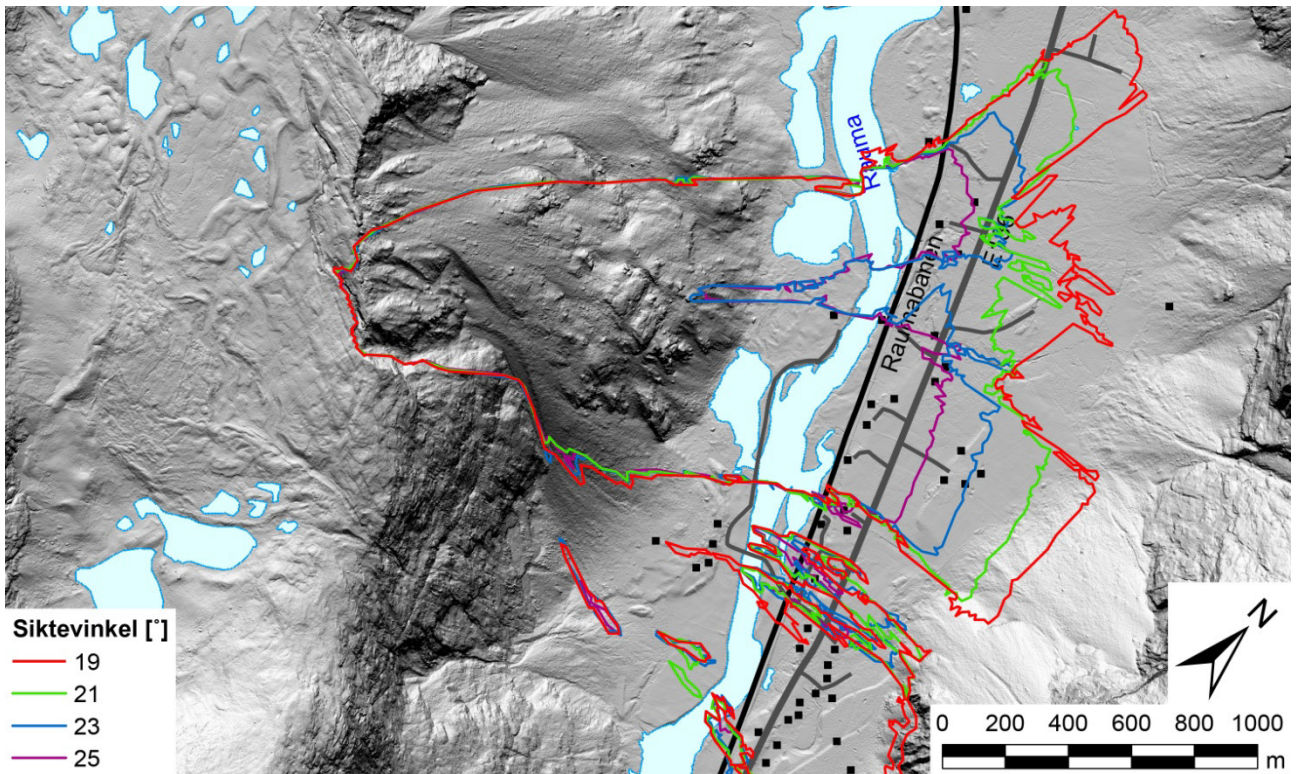
Høydemodifisering dH til Holmgrens (1994) strømmealgoritme



Høydemodifisering dH til Holmgrens (1994) strømmealgoritme har lite effekt på utløpslengde ved større dH -verdier (en liten ås ved foten av ura (svart pil) stopper skredet for $dH \leq 2$ m). Derimot fører større dH -verdier til større utbredelse i øvre del av skredløpet og større kanalisering i nedre del av ura.

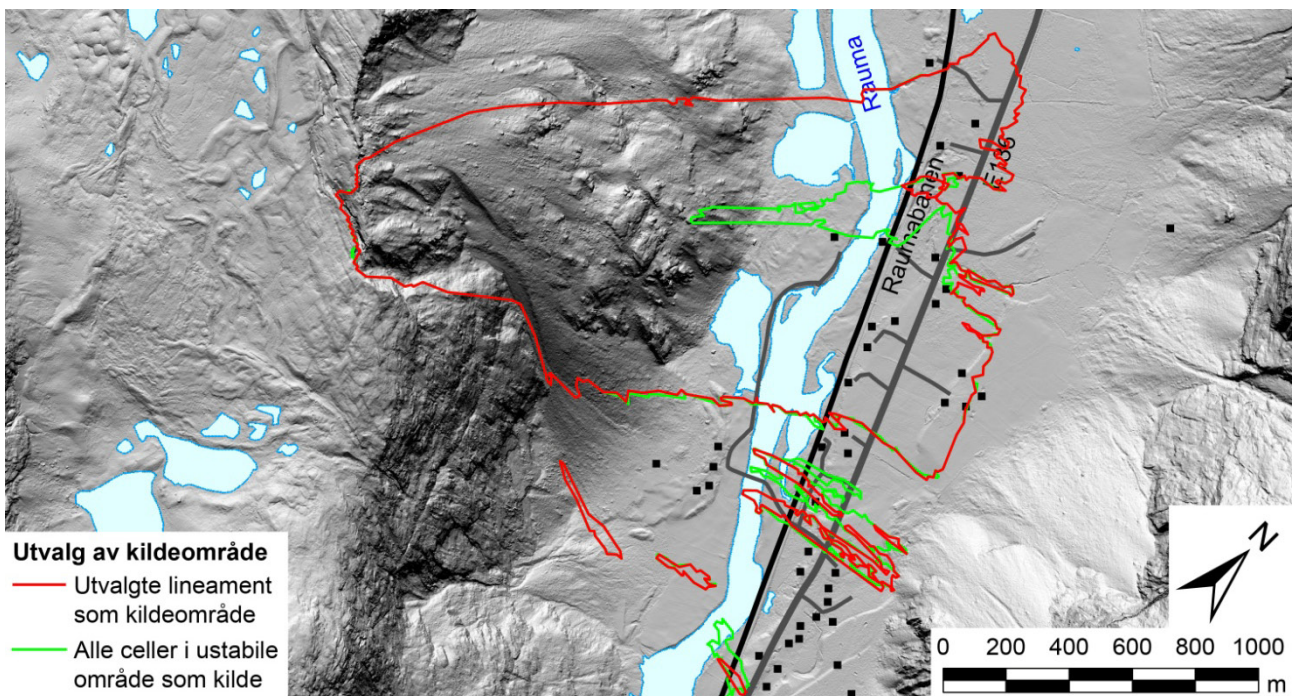
Parameterstest for det ustabile fjellpartiet Børa scenario B

Siktevinkel



Utløpslengde er tydelig lengre ved minkende siktevinkler.

Utvalg av kildeområdet



Det er ingen vesentlig forskjell i utløpsområdet hvis beregningen utføres med alle DHM-cellene av det ustabile området som kildeområde, eller bare med utvalgte lineamenter som kildeområde. Derimot er beregningstiden til modellen mye redusert med utvalgte lineamenter som kildeområde.

VEDLEGG B: PARAMETERTEST DAN3D

Parameterrestene av programvaren DAN3D som brukes for detaljert numerisk utløpsmodellering av fjellskred (trinn 2c) ble utført av Martine Lund Andresen som del av masteroppgaven ved NTNU (Andresen 2017). Ulike kildeområder og ulike parametersett ble testet for å bestemme innflytelsen på modellert utløpsområde. Parametrene fra Schleier mfl. (2015) ble benyttet som utgangspunkt for parameterrestene (Tabell B1), og benyttet for utløpsmodellering av fjellskred i Innerdalen (Møre og Romsdal) og i Innfjorddalen (Møre og Romsdal).

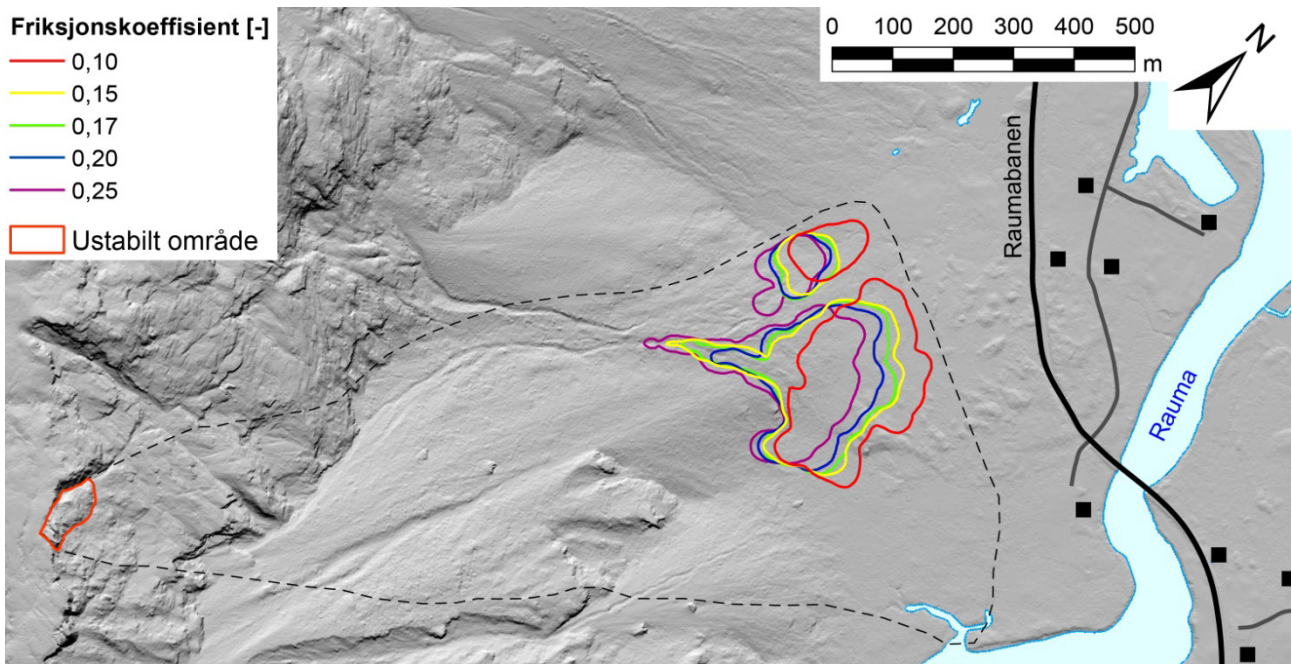
Parameterresten ble utført for tre ulike scenarier av det store komplekse ustabile fjellpartiet Børa i Romsdalen: Børa scenario C er en adskilt blokk langs fronten av plataet med 75 000 m³ i volum, Børa scenario C2 er en tilfeldig utvidelse av scenario C slik at volumet øker til 480 000 m³, og Børa scenario B er et tydelig avgrenset, ustabil fjellparti med 2,4 millioner m³ i volum.

Tabell B1: Parametervalg i utløpsmodellering med DAN3D: referanseverdier fra Schleier mfl. (2015) benyttet for fjellskred i Innerdalen, samt ulike parametere testet i Andresen (2017).

Parameter	Enhet	Referanseverdi fra Schleier mfl. (2015)	Testede verdier	Effekt på utløpsområde ved økende verdier
Friksjonskoeffisient (Voellmy-rheologi)	-	0,15	0,10 / 0,15 / 0,17 / 0,20 / 0,25	Kortere (for alle volum)
Turbulenskoeffisient (Voellmy-rheologi)	m/s ²	500	450 / 600 / 800 / 1000	Ingen effekt for små volum, lengre for større volum
Friksjonsvinkel (friksjonsmodell)	°	-	15 / 17 / 20 / 25 / 30 / 35	Kortere (for alle volum)
Erosjonsparameter (friksjonsmodell)	m ⁻¹	-	0,00000 / 0,00026 / 0,00060	Kortere enn uten erosjon, mer avsetninger på ura
Intern friksjonsvinkel	°	35	30 / 35 / 38 / 40 / 45 / 50	Marginalt lengre
Skredets tetthet	kN/m ³	28	26 / 28 / 30	Ingen signifikant effekt
Antall partikler	-	2000	1000 / 2000 / 4000	Ingen signifikant effekt
Hastighetsutjevning-koeffisient	-	0,01	0,00 / 0,05 / 0,10	Ingen signifikant effekt
Utjevningsslengde-koeffisient	-	4	1 / 3 / 5 / 7	Ingen signifikant effekt
Stivhetskoeffisient	-	200	200	Ikke testet
Tidssteg	s	0,1	0,1	Ikke testet

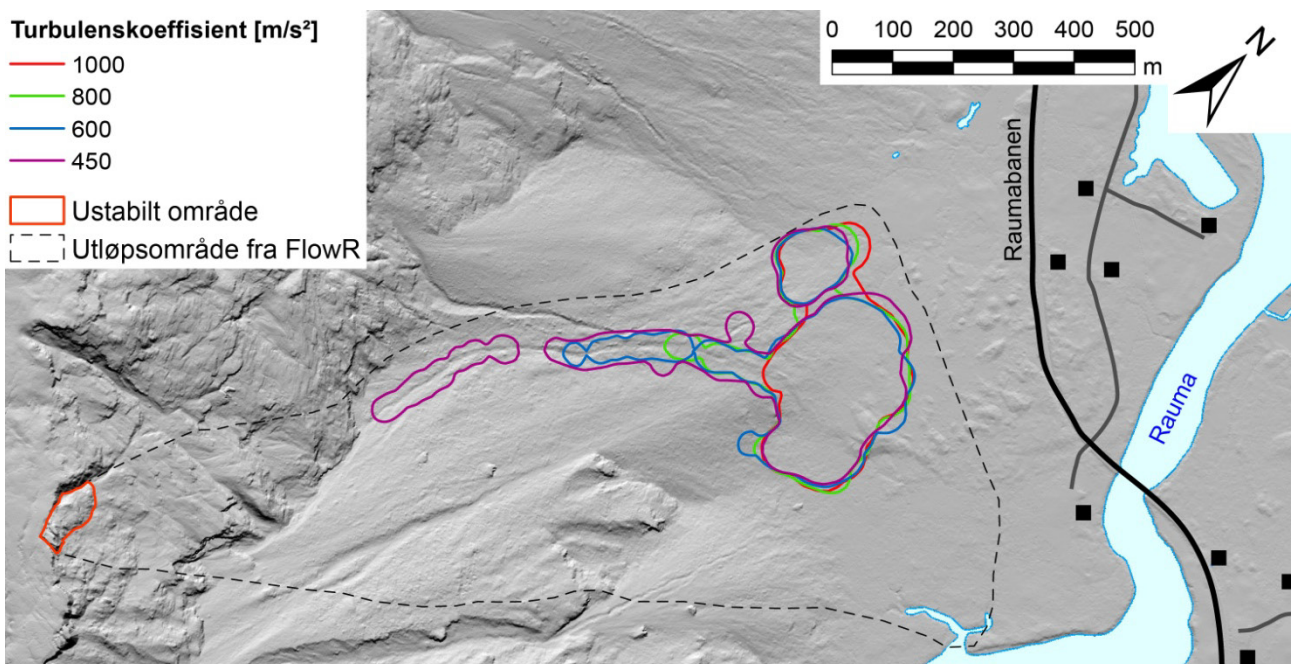
Parameterstest for det ustabile fjellpartiet Børa scenario C

Friksjonskoeffisient (Voellmy-rheologi)



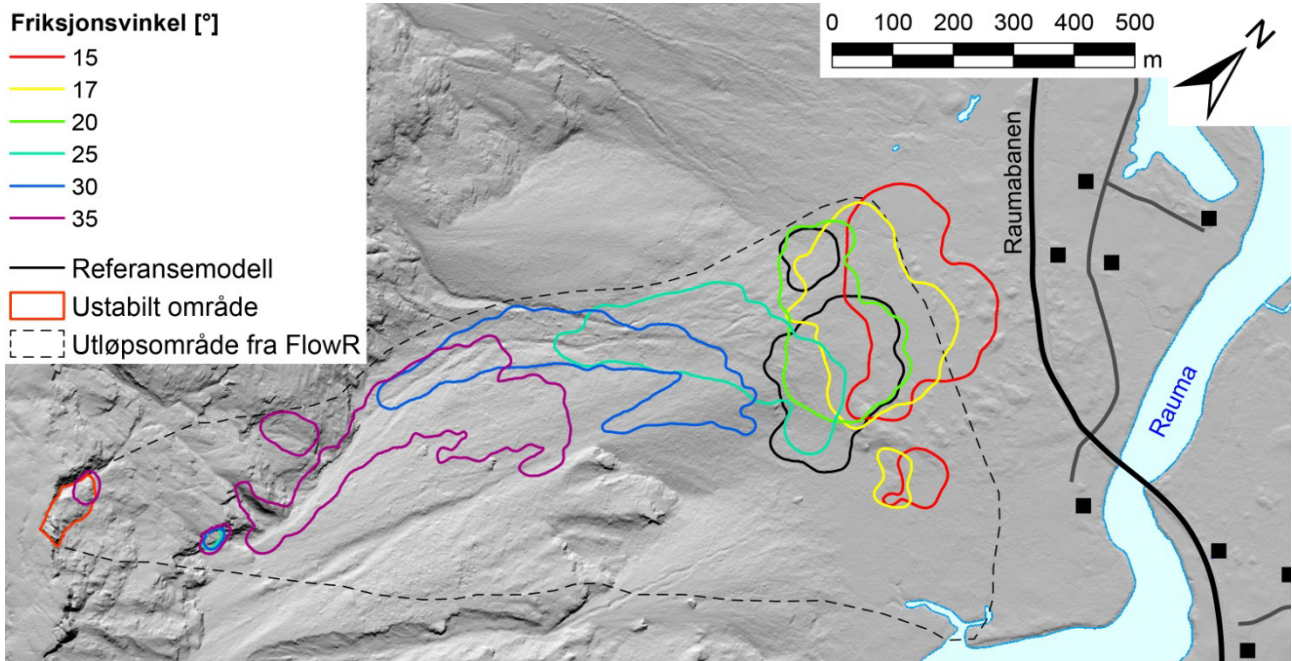
Utløpslengden er tydelig kortere ved økende friksjonskoeffisient for Voellmy-rheologien.

Turbulenskoefisient (Voellmy-rheologi)



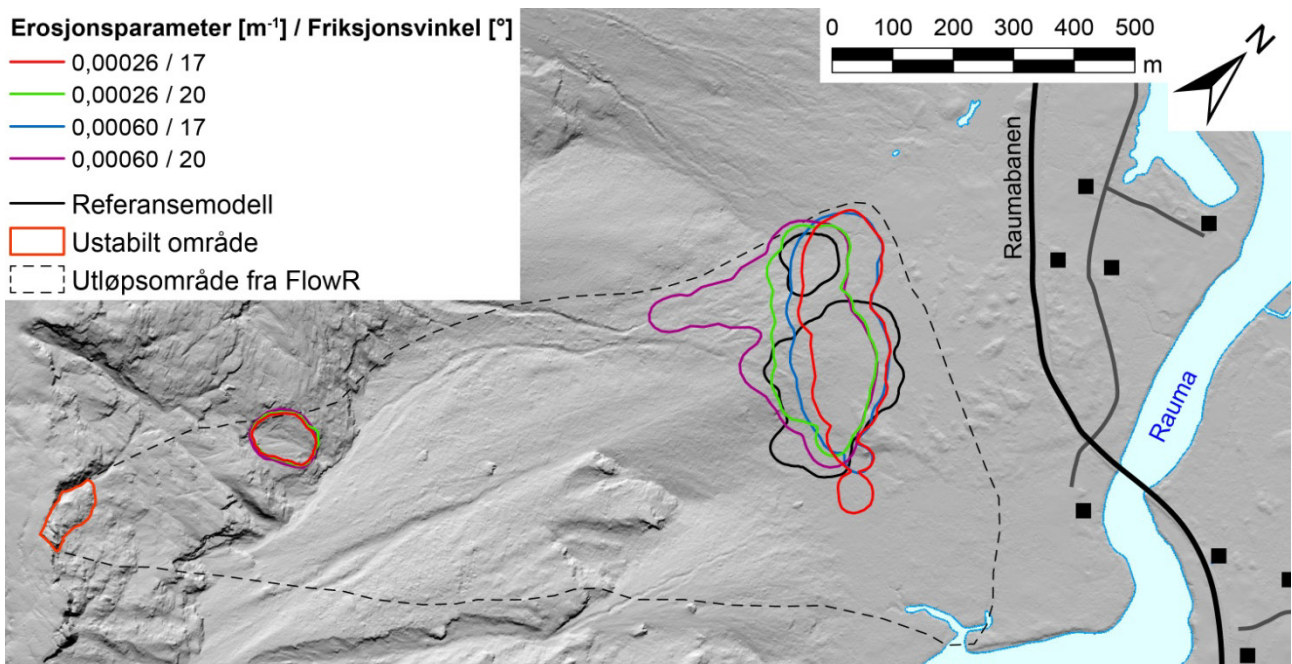
Ingen vesentlig forskjell i utløpslengde ved økende turbulenskoefisient for Voellmy-rheologien. Lave turbulenskoefisienter gir større avsetninger på ura.

Friksjonsvinkel (friksjonsmodell)



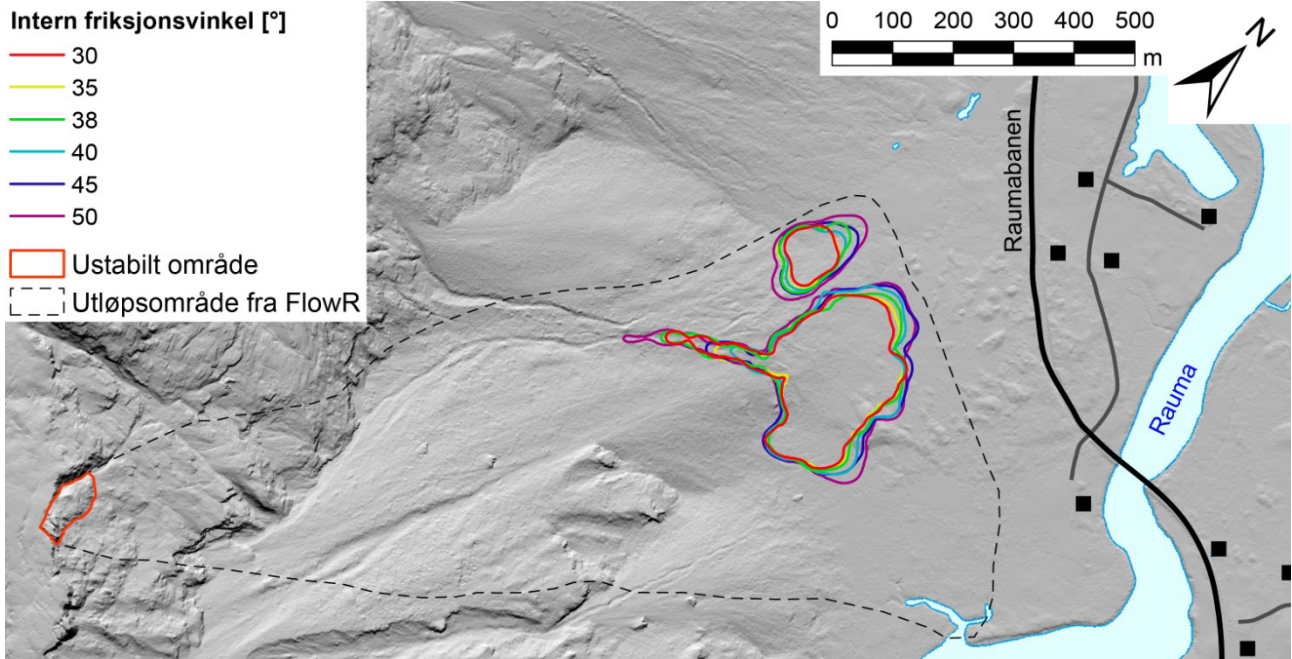
Friksjonsvinkelen i en friksjonsmodell har stor innflytelse på utløpslengden.

Erosjonsparameter for ulike friksjonsvinkler (friksjonsmodell)



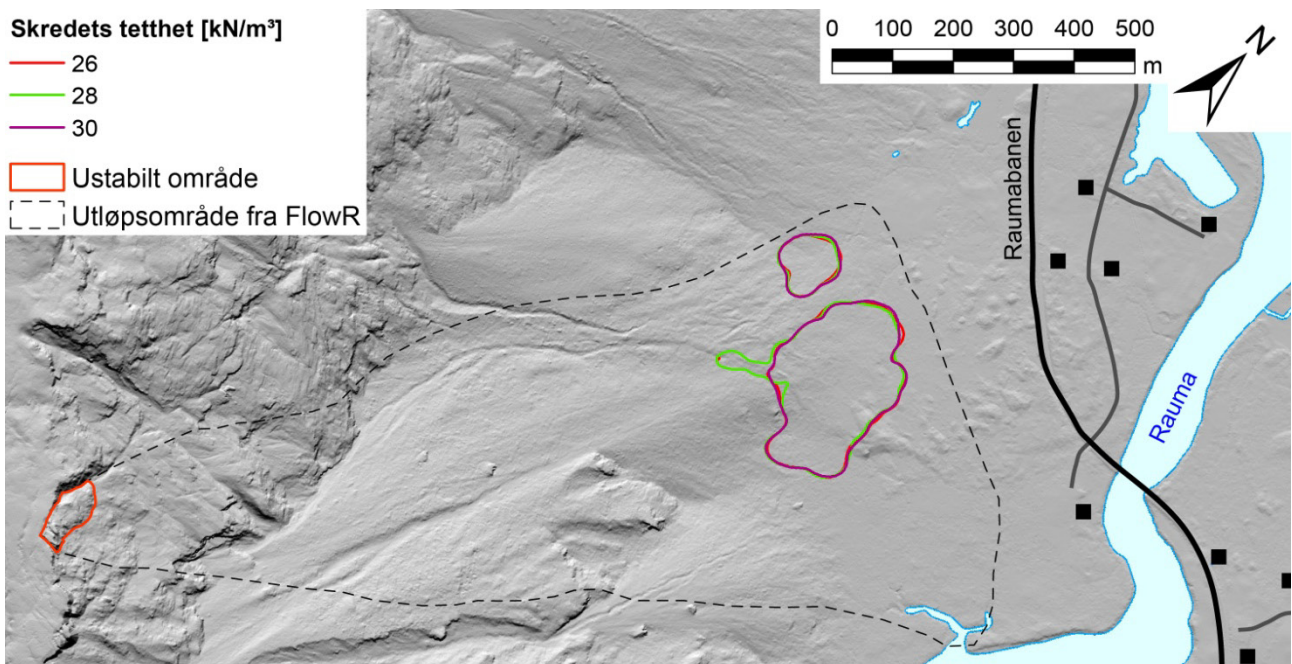
Erosjon langs skredbanen øker skredets volum, men gir ikke lengre utløp. Sammenlignet med friksjonsmodellene uten erosjon er utløpslengden faktisk kortere. Økning i erosjonsparameteren har liten effekt på utløpslengden.

Intern friksjonsvinkel



Intern friksjonsvinkel til skredmassene har liten innflytelse på utløpslengden. Utløpet er litt lengre og litt bredere med større interne friksjonsvinkler.

Skredets tetthet

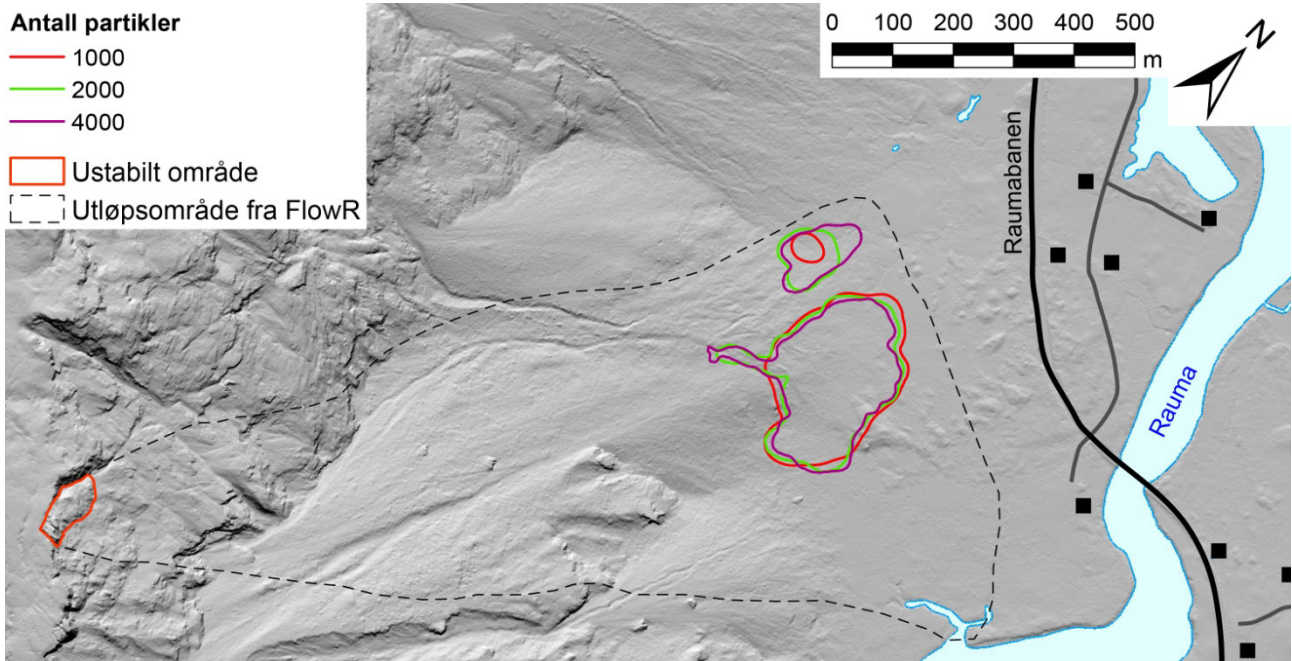


Skredets tetthet har ingen signifikant effekt på utløpslengden.

Antall partikler

- Antall partikler**
- 1000
 - 2000
 - 4000

- Ustabilt område
- Utløpsområde fra FlowR

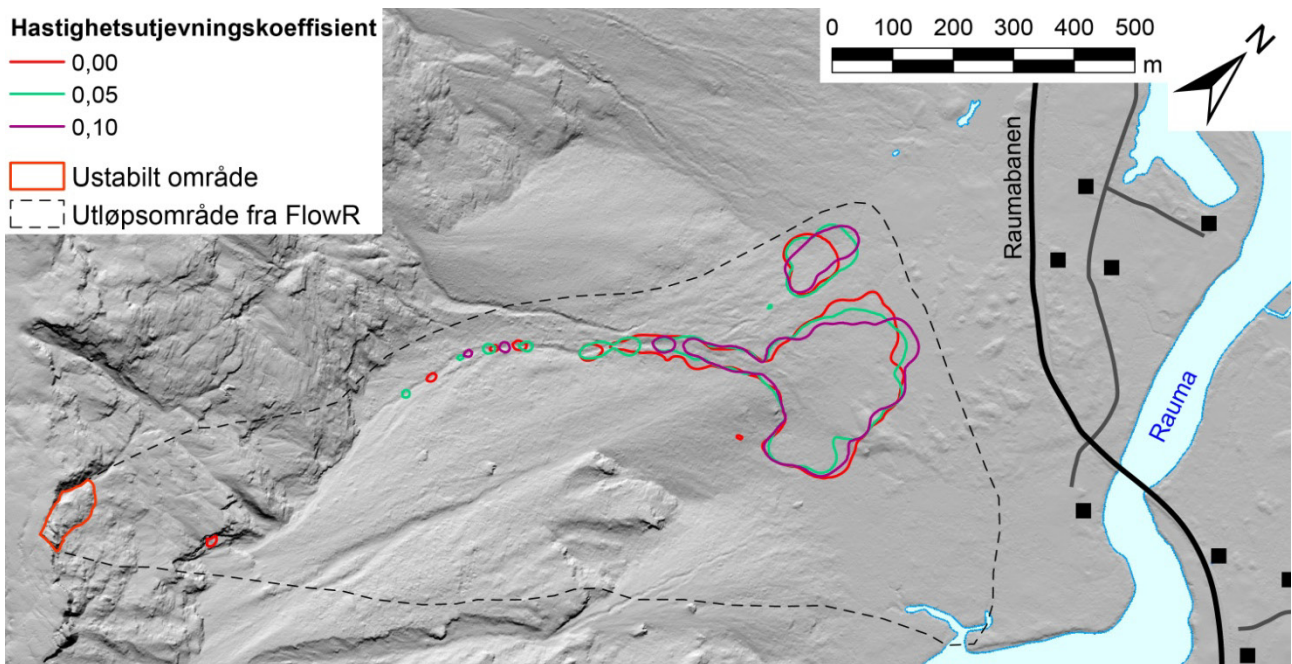


Antall partikler brukt i modelleringen har ingen signifikant effekt på utløpslengden.

Hastighetsutjevningkoeffisient

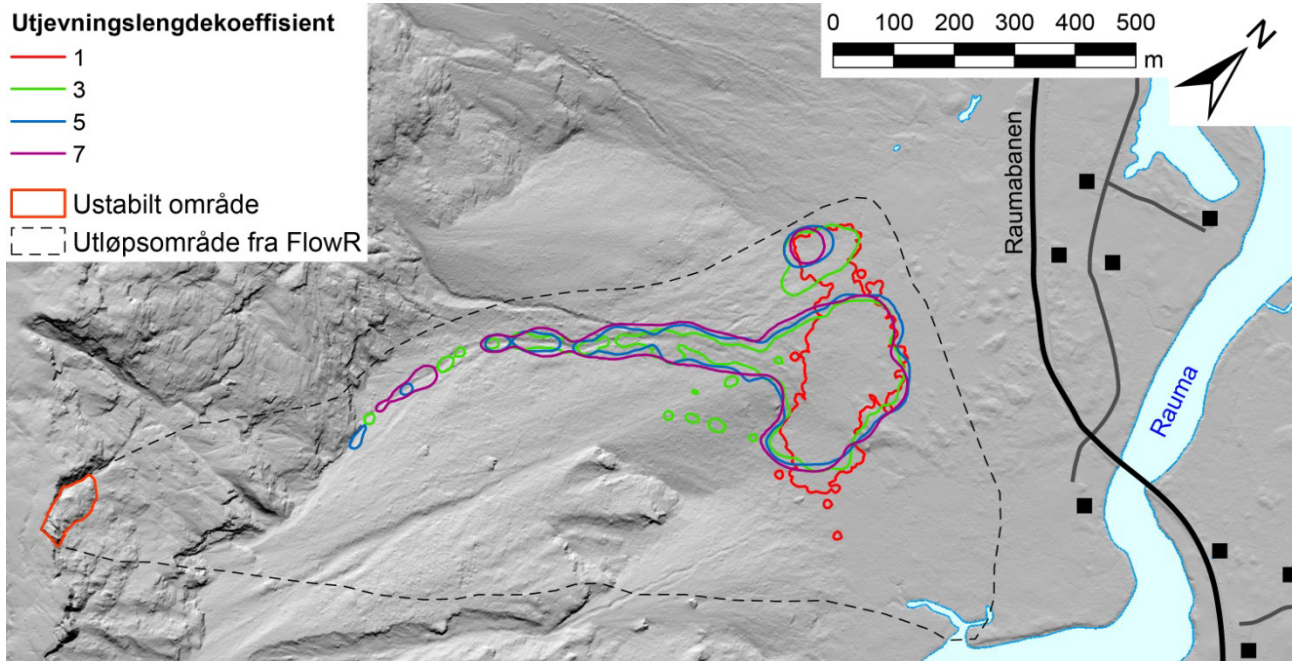
- Hastighetsutjevningkoeffisient**
- 0,00
 - 0,05
 - 0,10

- Ustabilt område
- Utløpsområde fra FlowR



Hastighetsutjevningkoeffisienten brukt i modelleringen har ingen signifikant effekt på utløpslengden.

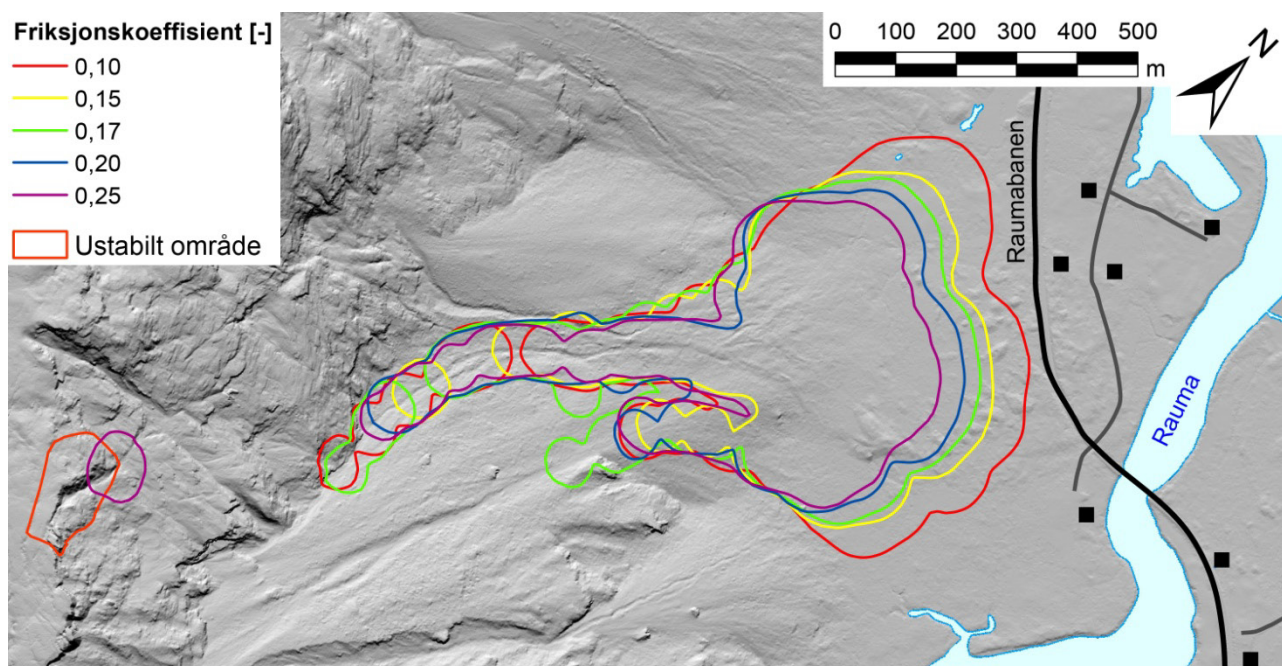
Utjevningsslengdekoefisient



Utjevningsslengdekoefisienten brukt i modelleringen har ingen signifikant effekt på utløpslengden. Avsetningene på ura øker med større koefisientverdier.

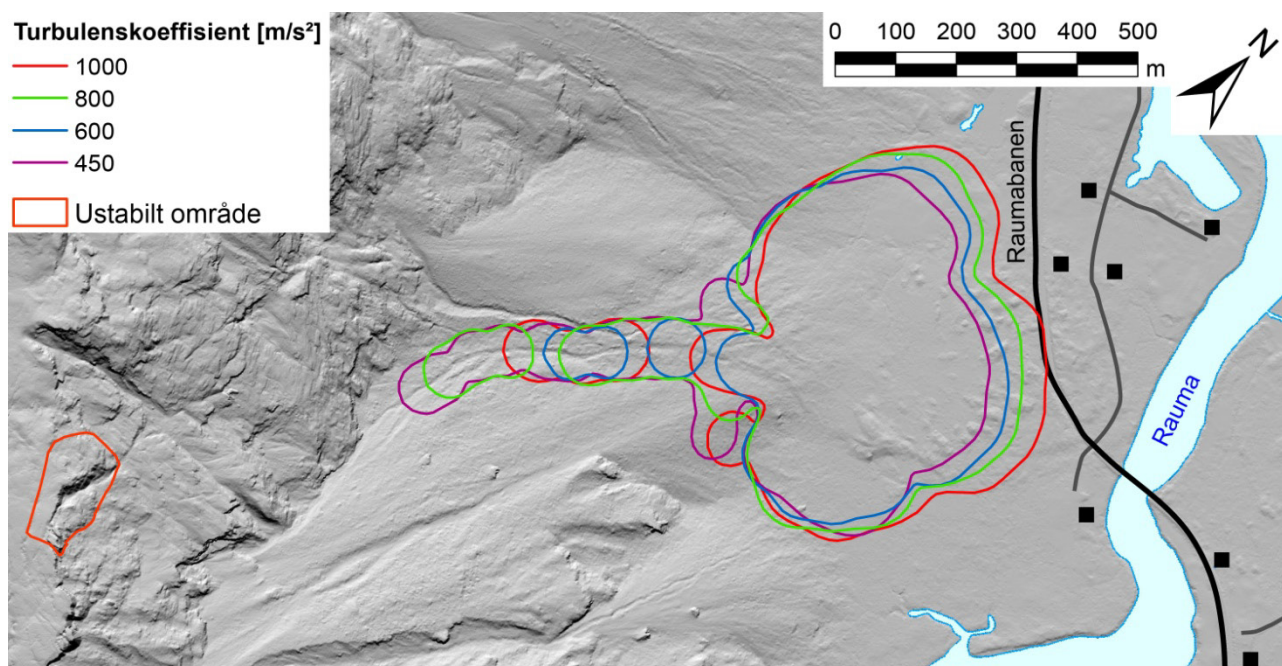
Parameterstest for det ustabile fjellpartiet Børa scenario C2

Friksjonskoeffisient (Voellmy-rheologi)



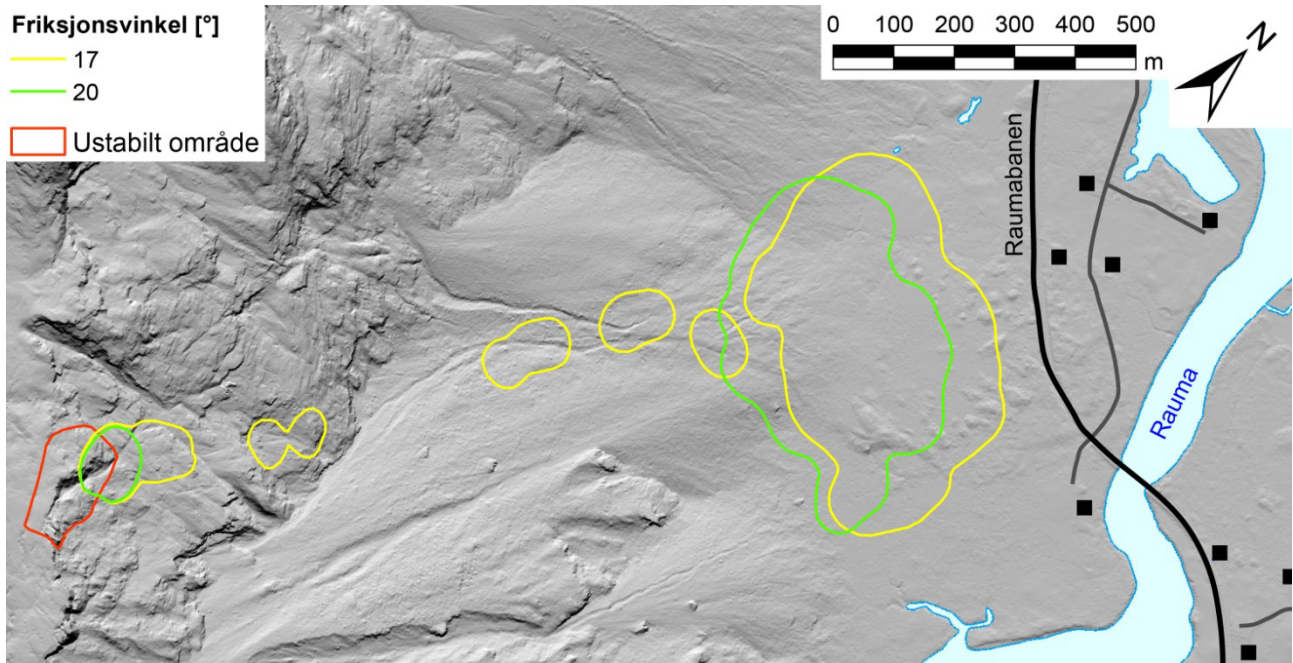
Utløpslengden er tydelig kortere ved økende friksjonskoeffisient for Voellmy-rheologien.

Turbulenskoefisient (Voellmy-rheologi)



Større turbulenskoefisienter i Voellmy-rheologien gir lengre utløp.

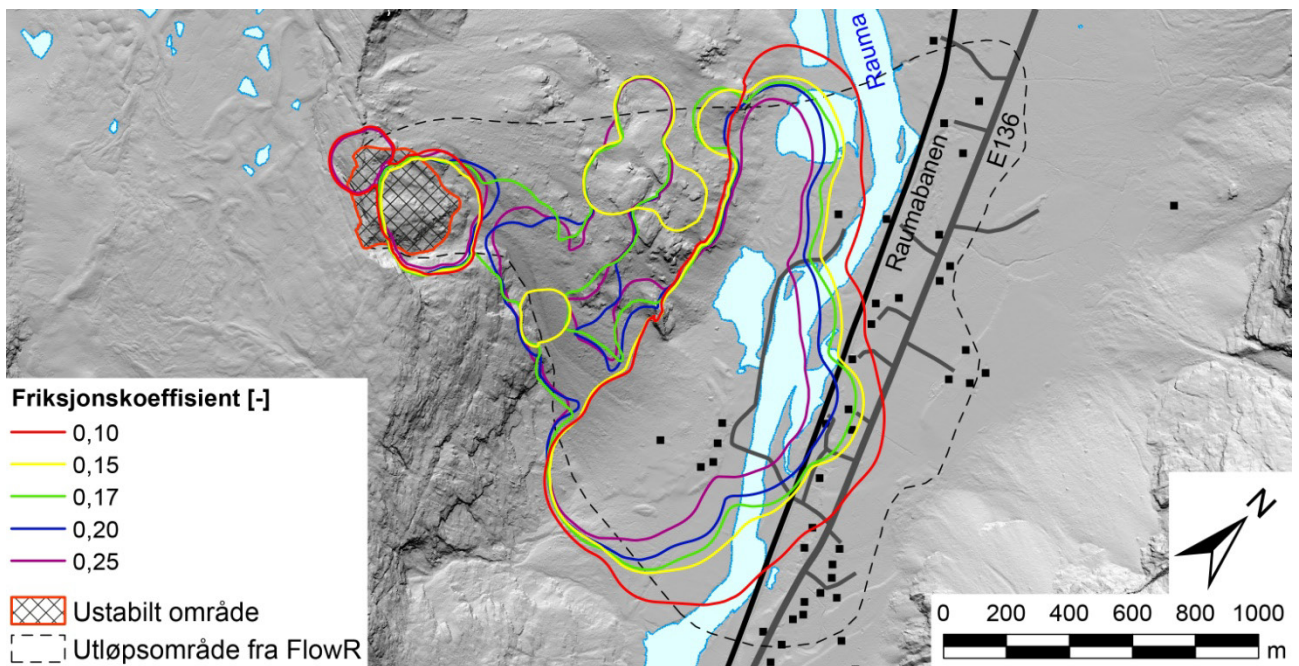
Friksjonsvinkel (friksjonsrheologi)



Friksjonsvinkelen i en friksjonsmodell har stor innflytelse på utløpslengden.

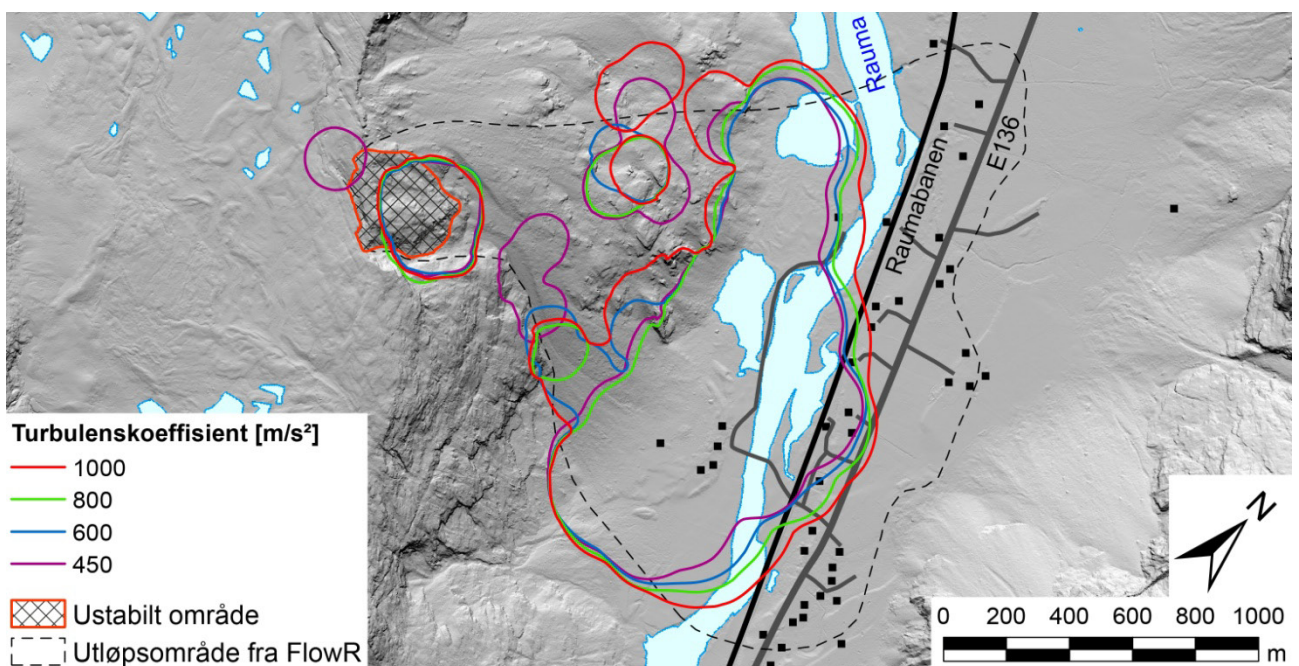
Parameterrest for det ustabile fjellpartiet Børa scenario B

Friksjonskoeffisient (Voellmy-rheologi)



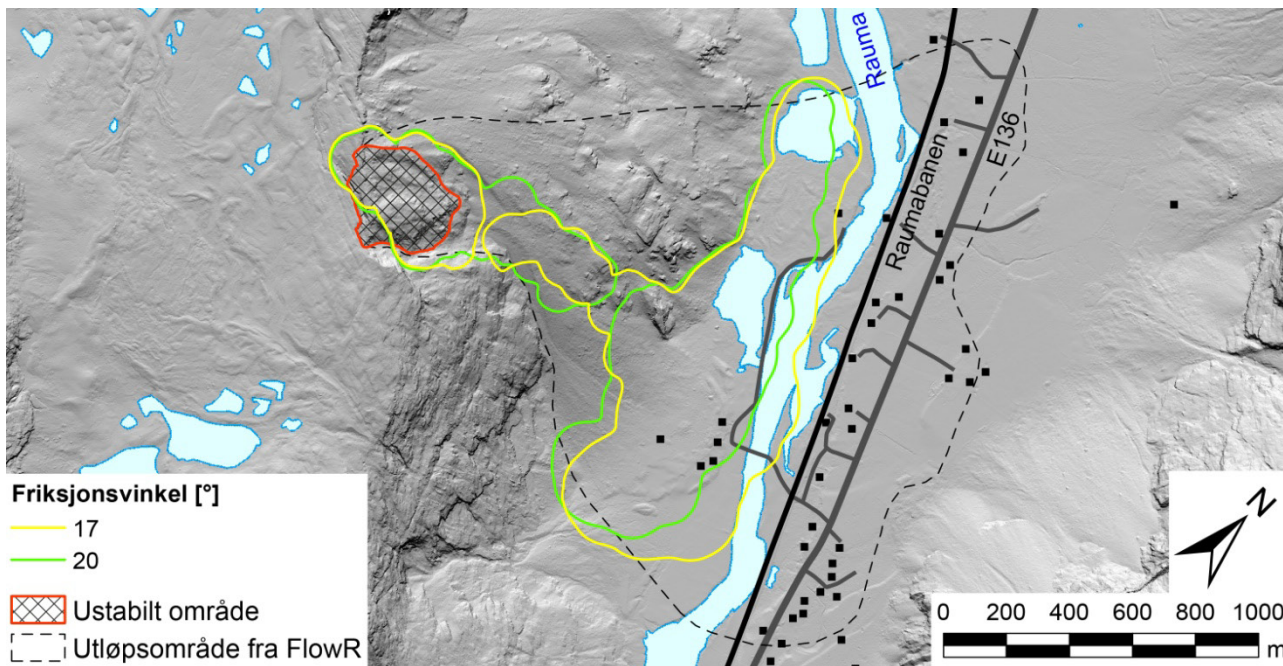
Utløpslengden er tydelig kortere ved økende friksjonskoeffisient for Voellmy-rheologien.

Turbulenskoeffisient (Voellmy-rheologi)



Større turbulenskoeffisienter i Voellmy-rheologien gir lengre utløp.

Friksjonsvinkel (friksjonsrheologi)



Friksjonsvinkelen i en friksjonsmodell har stor innflytelse på utløpslengden.



NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
· NGU ·

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39
7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00
E-post ngu@ngu.no
Nettside www.ngu.no