

Økt treffsikkerhet i lokale snøskredvarsler: Validering, testing og forbedring av det statistiske verktøyet 'StatPack'

Ole Bjørn Forsgren Kanstad



Masteroppgave i geofag
Studieretning: geofarer og geomekanikk
60 studiepoeng

Institutt for geofag
Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

Juni/2020

© Ole Bjørn Forsgren Kanstad

Vår | 2020

Tittel: Økt treffsikkerhet i lokale snøskredvarsler: Validering, testing og forbedring av det statistiske verktøyet 'StatPack'.

Veiledere: Anders Solheim, Christian Jaedicke, Sylfest Glimsdal

<http://www.duo.uio.no/>

Trykk: Reprosentralen, Universitetet i Oslo

Sammendrag

I dagens skredvarsling anvendes det i hovedsak kvalitativ vurdering for å anslå skredsannsynlighet for spesifikke objekt som bebyggelse, vei eller annen infrastruktur. Det er vanskelig å bruke de kvalitative skredvurderingene i risikoanalyser, og det er for tiden en trend i fagmiljøet at kvantitative metoder og modeller utvikles og tas i bruk.

Oppgaven er relatert til validering av et nytt statistisk verktøy; 'StatPack', som Norges Geotekniske Institutt (NGI) har utviklet for lokal snøskredvarsling for objekt. StatPack utfører numeriske beregninger basert på et ekspertbasert fuzzy-logikk-system, for kvantitativt å gi et sannsynlighetsanslag for utløsnings- og utløpssannsynlighet. Verktøyet anvender ulike meteorologiske parametere, samt topografi og potensiell tilstedeværelse av vedvarende svake lag, som inputparametere for å beregne utløsningssannsynlighet.

Validering av StatPack er utført gjennom uttesting mot kjente skredhendelser, sensitivitetsanalyser av inputparameterne til verktøyet, samt beregninger av avvik i utløpslengder mellom kjente skredhendelser og simulerte skredhendelser.

Anvendelsen av fuzzy-logikk virker lovende, og modellen gir simulerte utløsningssannsynligheter som samsvarer godt med forventede utløsningssannsynligheter for ulike skredscenarioer og skredhendelser. Varslet temperatur og vindstyrke (avhengig av vindretning) er inputparameterne som potensielt sett har størst innvirkning på utløsningssannsynligheten. Nedbør virker å ha mindre innvirkning på StatPack enn hva som framkommer av tidligere studier og litteraturen. StatPack er bygget på en probabilistisk alfa-beta-modell i beregningen av skredutløp, noe som gjør at simulert utløpslengde har høyest korrelasjon med observert utløpslengde, når skredets alfa-vinkel er 33° .

StatPack som verktøy er lovende, og kan på sikt utgjøre et godt verktøy i lokal snøskredvarsling av objekt. Det kan være gunstig om foreslåtte forbedringer vedrørende vektlegging av utvalgte inputparametere i modellen, samt sannsynlighetsfordeling basert på alle skredløp i én skredbane, bearbeides og implementeres i StatPack. Tilsvarende kan det være fordelaktig å tilpasse algoritmen i StatPack slik at skred fra enkeltceller med utløp kortere enn 10 celler, også viser treffsannsynlighet i utløpet.

Forord

Oppgaven er skrevet i forbindelse med et masterstudium i geofarer og geomekanikk ved UiO. Arbeidet med masteroppgaven har vært både spennende og utfordrende. Spennende da snøskred og snøskredvarsling er tema som jeg finner interessant. Samtidig føles det givende å jobbe med et verktøy som kan ha stor samfunnsnyttig verdi. Utfordrende da det er komplekse tema som krever en bred og systematisk tilnærming. Heldigvis har jeg fått veldig god veiledning underveis.

Jeg vil med det rette en stor takk til mine veiledere Anders Solheim, Christian Jaedicke og Sylfest Glimsdal ved Norges Geotekniske Institutt (NGI). Anders har bidratt ettertrykkelig med gode innspill, tilbakemeldinger, og korrektur, og har alltid vært tilgjengelig og behjelpelig. Både Sylfest og Christian har begge vært behjelpelige og bidratt stort – spesielt innenfor sine respektive fagområder.

Oppgaven er tilknyttet NGIs program for snøskredforskning, og jeg ønsker å vise min takknemlighet til de ansatte på NGI. En spesiell takk til Kjetil Sverdrup-Thygeson for teknisk bistand ved problemer i ArcGIS.

Til slutt vil jeg takke familie, venner og medstudenter for god støtte underveis.

Ole Bjørn Forsgren Kanstad

Oslo – juni 2020

Innholdsfortegnelse

1. Innledning	1
1.1. Introduksjon	1
1.2. Behovet for et statistisk verktøy	2
1.3. Formål og problemstilling	3
1.4. Struktur og avgrensninger i oppgaven	4
2. Teoretisk bakgrunn	5
2.1 Metamorfose	5
2.1.1 Tørr metamorfose	5
2.1.2 Likevektsomvandling	5
2.1.3 Kinetisk metamorfose	6
2.1.4 Smeltemetamorfose (våt metamorfose)	6
2.2 Svake lag	7
2.3 Snødekkets stratigrafi og tetthet	8
2.4 Deformasjon og setning i snødekket	8
2.5 Skjærstyrke – kohesjon og friksjon	10
2.6 Meteorologiske faktorer som påvirker snøstabiliteten	11
2.7 Snøskred	14
2.7.1 Skredterreng	14
2.7.2 Utløsningsområde	14
2.7.3 Skredløp	15
2.7.4 Utløpsområde	15
2.7.5 Utløpslengde: Alfa-beta-modellen	16
2.8. Bruddkriterier	17
2.8.1 Supersvake soner	18
2.9. Skredbevegelse	19
2.9.1 Skredets trykkvirkninger	20
2.10 StatPack	21
2.10.1 Oppbyggingen av StatPack	22
2.10.2 Utløsningssannsynlighet	23
2.10.3 StatPacks inputparametere	23
2.10.4 Meteorologiske inputparametere	25
2.10.5 Ikke-meteorologiske inputparametere	25
2.10.6 Utløsningssannsynlighet – ekspertbasert design av fuzzy-ensemble	25
2.10.7 Utløpssannsynlighet	29
2.10.8 Forenklinger og begrensninger	31
3. Metode	32
3.1 Innsamling av meteorologiske data	32
3.2 Innsamling av skredhendelsesdata	33
3.3 Validering av StatPack	36
3.3.1 Uttesting mot kjente skredhendelser	36
3.3.2 Områdebeskrivelse	37

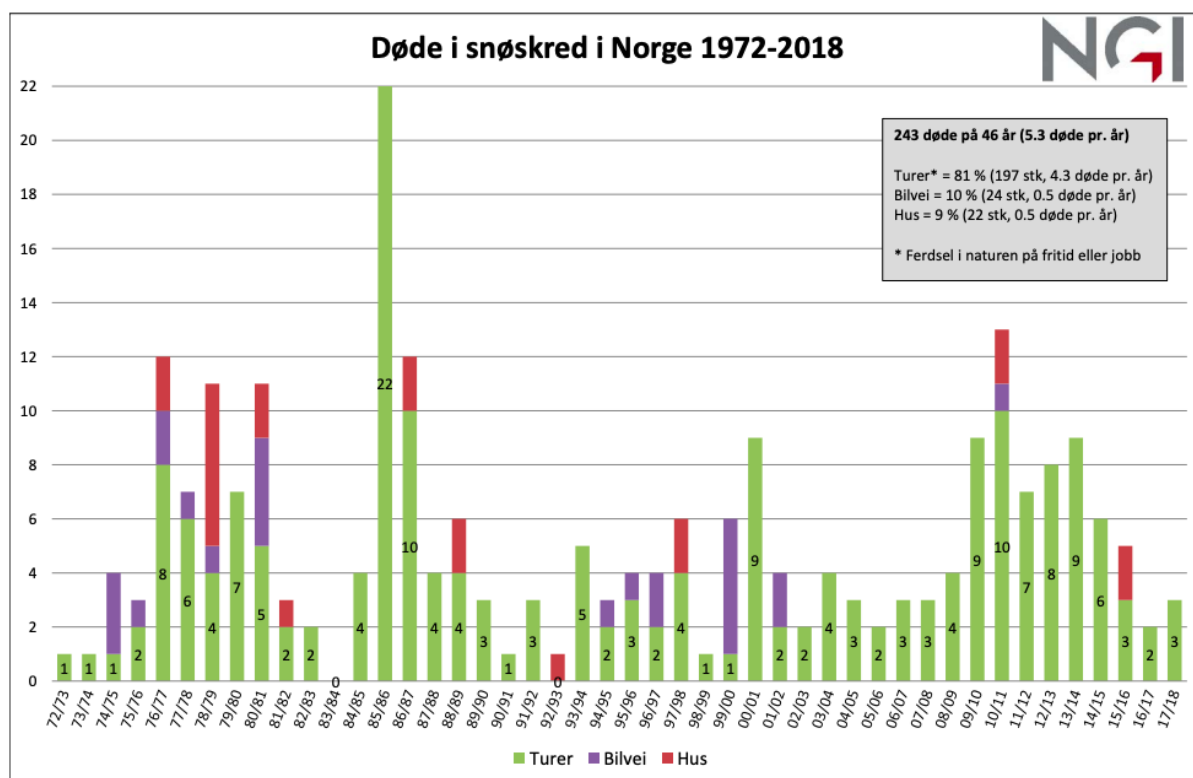
3.3.3 Sensitivitetsanalyser	48
3.3.3.1 Sensitivitetsanalyser gjennom et utvalg av skredscenarioer	48
3.3.3.2 Sensitivitetsanalyser av enkeltparametere	50
3.3.4 Validering av utløpsberegninger i StatPack	51
4. Resultater	53
4.1 Uttesting mot kjente skredhendelser	53
4.2 Sensitivitetsanalyser gjennom et utvalg av skredscenarioer	63
4.3 Sensitivitetsanalyser av enkeltparametere	64
4.4 Validering av utløpsberegninger i StatPack	72
5. Diskusjon	74
5.1 StatPack som modell	74
5.2 Uttesting mot kjente skredhendelser og skredscenarioer	77
5.3 Nivåinndeling av utløsningssannsynligheter	78
5.4 Validering av utløpsberegninger i StatPack	80
5.5 Sensitivitetsanalyser av enkeltparametere	82
6. Konklusjon	84
7. Forslag til videre arbeid	85
8. Referanser	86

Vedlegg A – Teknisk notat

1. Innledning

1.1 Introduksjon

I løpet av de siste 150 årene har mer enn 2000 mennesker i Norge mistet livet som en følge av ulike typer skred, hvorav mer enn 3/4 skyldes snøskred (Jaedicke, et al., 2008). En rapport utarbeidet av regjeringen konkluderte med at samfunnets utbygging i arealer som fra naturens side er flom- og skredutsatt, har gjort samfunnet mer sårbart for naturfarer (Meld. St. 15 (2011-2012)). Statistikk utarbeidet av NGI for perioden 1972-2018 (Figur 1) viser at majoriteten av dødsulykkene skjer i forbindelse med aktiviteter i fritt terreng, herunder skiaktivitet, scooterkjøring, jakt, etc.



Figur 1. Antall omkomne som følge av snøskred i perioden 1972-2018 (NGI, 2019).

Snøskred forårsaker ødeleggelser av infrastruktur og bebyggelse, og er dermed en stor samfunnsøkonomisk utgiftspost. Statistikk viser at Statens Naturskadeordning og Norsk Naturskadepool har erstattet ødeleggelser fra ulike skredtyper for 911 millioner norske kroner i perioden 2008-2018 (NOU, 2019: 4).

Det er lite som tyder på at snøskredproblematikken i Norge vil bli mindre i nærmeste framtid. Norges klimaservicesenter estimerer en økning i nedbør og ekstremvær grunnet klimaendringene og en påfølgende økt skredaktivitet (NKSS, 2015). Nedbør er den vanligste utløsningsfaktoren for snøskred i store deler av Norge, spesielt på Nord-Vestlandet (Jaedicke, et al., 2008), selv om vind også utgjør en viktig faktor.

1.2 Behovet for et statistisk verktøy

Dagens lokale snøskredvarsling gir en kvalitativ sannsynlighetsvurdering for at et snøskred skal utløses og treffe et gitt punkt i skredbanen. En slik tilnærming baserer seg på subjektivitet og stiller dermed høye krav til snøskredobservatørens kunnskaper og erfaringer. Anvendelse av numeriske beregninger i lokal skredvarsling har tidligere blitt sett på som ikke fordelaktig (Kristensen, 2016), da det kunne gi et inntrykk av en kunstig høy presisjon. Kristensen (2016) kunne imidlertid ikke finne mange objektive fordeler med kun å bruke kvalitative metoder for snøskredvarsling for spesifikke objekt, kontra anvendelse av kvantitative probabilistiske metoder.

I senere tid har Norges geotekniske institutt (NGI) utviklet et statistisk verktøy, StatPack, for kvantitativt å kunne bestemme utløsnings- og utløps sannsynlighet basert på numeriske beregninger. Utviklingen har foregått innenfor NGIs program for snøskredforskning, finansiert av Olje- og energidepartementet via Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE).

StatPack er altså et statistisk verktøy som gjør numeriske beregninger basert på et ekspertbasert fuzzy-logikk-system samt observert empiri, for å bestemme utløsningssannsynlighet. Det statistiske verktøyet anvender ulike meteorologiske parametere, samt topografi og potensiell tilstedeværelse av vedvarende svake lag, som inputparametere for å beregne utløsningssannsynlighet.

En tilnærming med fuzzy-logikk er forsøkt anvendt tidligere for å estimere skredsannsynlighet. Pant og Ganju (2004) fant en betydelig korrelasjon for skredsannsynlighet mellom en enklere fuzzy-logikk-modell og de observerte skredhendelsene under/eller rett etter en storm for veistrekningen Chowkibal-Tangdhar i den Indiske delen av Himalaya. Den modellen anvendte færre, og kun meteorologiske inputparametere, men gav likevel lovende resultater.

Et velfungerende statistisk verktøy vil kunne bistå vurderingene i snøskredvarsling, og på den måte hjelpe å forebygge uønskede hendelser med økonomiske konsekvenser og/eller tap av liv. StatPack vil for eksempel kunne bistå vurderingen om det er ønskelig å evakuere bebyggelse eller stenge en vei, etc.

Før det statistiske verktøyet kan anvendes i daglig lokal snøskredvarsling, stilles det krav til objektiv kalibrering og testing, slik at verktøyet gir en mest mulig realistisk utløsnings- og utløpssannsynlighet.

1.3 Formål og problemstilling

Intensjonen bak oppgaven er altså at StatPack skal kunne anvendes i daglig lokal snøskredvarsling. *Det overordnede formålet med oppgaven er gjennom en kritisk vurdering å avgjøre hvorvidt nåværende modell er egnet til sitt formål, og å definere behovet for eventuelle nødvendige forbedringer.* En prosess som utføres ved hjelp av sensitivitetsanalyser og uttesting mot tidligere skredhendelser.

Det ligger ikke noe eget feltarbeid til grunn for denne masteroppgaven. Uttestingen av verktøyet baserer seg på tidligere skredhendelser og påfølgende skredrapporter. Det er derav blitt lagt stor vekt på å velge ut skredhendelser som er grundig dokumentert av kyndige fagfolk.

Oppgavedokumentet skal utgjøre en valideringsdokumentasjon som kvalitetssikrer at den numeriske beregningsmodellen StatPack er egnet til sitt formål.

Delmål i oppgaven:

- Teste ut modellen mot kjente skredhendelser.
- Vurdere innvirkningen av ulike inputparametere for estimering av utløsnings sannsynlighet.
- Fastslå i hvilken grad modellen estimerer riktig utløpslengde for skred
- Identifisere modellens styrker, svakheter og feilmarginer.
- Foreslå inndeling i faregradsnivåer basert på skredsannsynligheter.
- Definere forbedringsbehov for modellen

Forskningshypotesen er at treffsikkerheten i varsling av snøskred, kan økes ved bruk av en slik kvantitativ tilnærming for skredutløsning.

1.4 Struktur og avgrensninger i oppgaven

Oppgaven er bygget opp i ulike deler: teori, metode, resultat, diskusjon og konklusjon. I teoridelen for snøskredteori er hovedfokuset lagt til teori om flakskred. Den skredtypen blir størst, mest destruktiv og er praktisk talt den eneste skredtypen som gjør skade (Lied & Kristensen, 2003). StatPack er ikke beregnet for å anvende på sørpeskred, og teori rundt sørpeskred er dermed utelatt i denne masteroppgaven.

Det vil ikke være mulig å utføre sensitivitetstester for hele modellen da modellen består av tilnærmet uendelig mange scenariokonstellasjoner av inputparametere. Valgte scenarioer til sensitivitetstestene for utløpssannsynlighet, vil framkomme i metodekapittelet, og er valgt ut for å representere norske vær- og skredforhold.

Om ikke annet er spesifisert vil begrepet skred heretter være synonymt med snøskred. Figurer og kartutsnitt er utarbeidet av undertegnede om ikke annet framkommer. Begrepene utløsningssannsynlighet og ATP (avalanche triggering probability) brukes begge i oppgaven, men betydningen er den samme.

2. Teoretisk bakgrunn

Kapittelet tar for seg det teoretiske bakteppet som er relevant for skredaktivitet, samt hvilke parametere som påvirker utløsnings- og utløpssanssynlighet. Videre omhandler kapittelet oppbyggingen og teorien bak det statistiske verktøyet StatPack.

2.1 Metamorfose

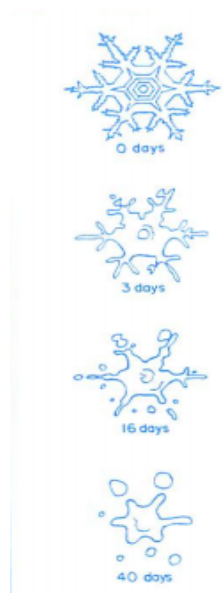
Snø gjennomgår til en hver tid omvandling – metamorfose. Snøkrystallene som ble dannet i atmosfæren er ikke i termodynamisk likevekt med de nye omgivelsene på bakken, og vil dermed omdannes for å etterstrebe likevekt (Lied & Kristensen, 2003). Selve metamorfoseprosessen kan foregå på flere ulike måter, men felles for metamorfoseprosessene er at de som regel medfører en endring i snøens egenskaper som tetthet, porøsitet, permeabilitet, termal konduktivitet, styrke og refleksivitet (DeWalle og Rango, 2008).

2.1.1 Tørr metamorfose

Tørr metamorfose foregår når temperaturen i snødekket er under frysepunktet, og derav uten flytende vann tilgjengelig. Denne typen metamorfose er drevet av bevegelse av vanndamp på grunn av en gradient i vanndamptrykket. Graden av vanndampbevegelse, og derav metamorfose, avhenger av snøpartiklens temperatur, størrelse og kurvatur (DeWalle og Rango, 2008).

2.1.2 Likevektssomvandling

Snøkrystaller har som regel en struktur med mange forgreinede armer og utvekster, noe som medfører at de har et høyt overflateareal relativt til volum. Overflatespenningen er større for konvekse punkter med liten kurvatur enn for konkave punkter, noe som skaper en damptrykkgradient. Forskjellen i damptrykk skaper en transport av masse inn mot krystallens midtpunkt, noe som resulterer i at snøkrystallene avrundes (Figur 2.) og massen samles i en tettere struktur. Den samme prosessen fører også til transport av vannmolekyler fra konvekse krystaller til konkave kontaktpunkter mellom krystallene. Denne prosessen fører til å binde sammen ulike snøkrystaller og vil over tid danne et strukturelt stabilt snødekke. Prosessen kalles for sintring (DeWalle og Rango, 2008). Likevektssomvandling foregår altså ved



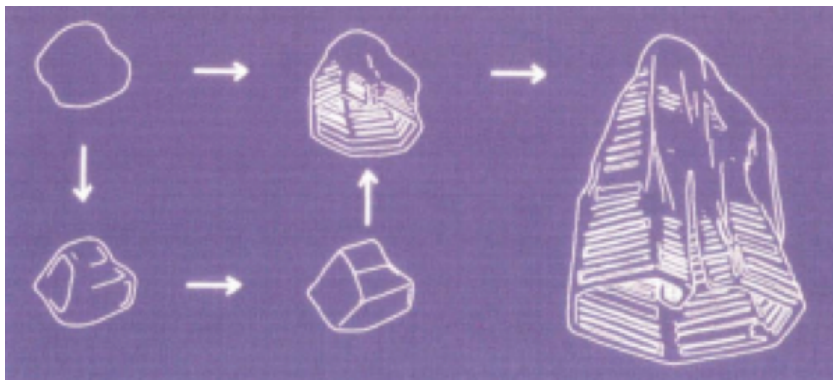
Figur 2. Illustrasjon av destruktiv metamorfose av et snøkrystall (Doesken & Judson, 1997).

temperaturer under frysepunktet og i fravær av en temperaturgradient i snødekket. Prosessen foregår raskest i nysnø og ved temperaturer nært 0°C.

2.1.3 Kinetisk metamorfose.

På grunn av overflatens lagrede sommervarme og den geotermiske varmen, er vintertemperaturen på bakkenivå som regel 0°C. Kalde vinterdager fører til at de øvre delene av snødekket er vesentlig kaldere, noe som medfører at det oppstår en temperatur- og damptrykkgradient i snødekket (McClung & Schaerer, 2006). Damptrykkgradienten fører til at vanddamp diffunderer opp gjennom porerommene i snødekket. Massen tenderer til å sublimere fra den øvre delen av snøkrystallet, og resublimere på undersiden av et kaldere snøkrystall høyere oppe i snødekket (Figur 3). Prosessen kalles for kinetisk metamorfose og danner som regel anisotrope, kantete og begerlignende krystaller (DeWalle og Rango, 2008).

For at diffusjon og konveksjon av vanddamp skal være tilstrekkelig for å danne velutviklede kantkorn og begerkrystaller, kreves en temperaturgradient på -10°C per meter snøhøyde. Velutviklede kantkorn og begerkrystaller har en størrelse på henholdsvis 2-3 millimeter og 4-8 millimeter (Lied & Kristensen, 2003).



Figur 3. Dannelse av et begerkrystall gjennom kinetisk metamorfose (Lied & Kristensen, 2003).

2.1.4 Smeltemetamorfose (våt metamorfose)

Snø begynner å smelte når temperaturen i snøen er 0°C. I begynnelsen av snøsmeltingen, ved vanninnhold på < 4%, vil det flytende vannet fungere som en film rundt snøkrystallene, og binde dem sammen (Lied & Kristensen, 2003). Store snøkrystaller har en nyanse høyere smeltetemperatur enn de mindre snøkrystallene, noe som medfører at de minste snøkrystallene smelter først. Energien fra de større snøkrystallene anvendes for å smelte de mindre snøkrystallene. Det resulterer i en avkjøling av de større snøkrystallene, slik at noe flytende

vann vil refryse på de store kornene og øke størrelsen ytterligere. Denne prosessen skjer veldig raskt når det er rikelig med vann i porerommene i snødekket (McClung & Schaerer, 2006). Smeltemetamorfose virker også på kontaktpunktene mellom snøkrystallene (sintringen), noe som fører til at snødekket får høyere tetthet, men samtidig redusere snøens styrke (DeWalle & Rango, 2008).

2.2 Svake lag

Kjennskap til metamorfoseprosessene (kapittel 2.1) er viktige for å forstå dannelsen av svake lag. For at det skal dannes et flakskred er det en forutsetning at det eksisterer et svakt lag i snødekket. En markant forskjell i tekstur og hardhet mellom lagene i snødekket, fører til stress og tøyning av bindingene mellom lagene, og brudd kan oppstå. Hverken pålagring av snø eller temperaturøkning har en destabiliserende effekt på snødekket, om det ikke allerede eksisterer svakheter i snøen (Schweizer, Jamieson & Schneebeli, 2003). I praksis kan nesten alle typer snø utgjøre et svakt lag, men som regel er det noen typer som oftest utgjør de svake lagene (Tremper, 2008):

- Fasetert snø, eksempelvis kantkorn og begerkrystaller, er snøtypene som hyppigst utgjør det svake laget i skred. Fasetert snø dannes gjennom konstruktiv metamorfose.
- Overflaterim utgjør et svakt lag, og dannes når vanddamp fra luften resublimerer på snøoverflaten. Overflaterim dannes når damptrykket i luften er større enn vanddamptrykket i snøoverflaten, og at snøoverflatetemperaturen er lavere enn duggpunktet. Rimkrystallene har ofte størrelse på 2-3 millimeter, men utgjør først et skredproblem når rimlaget er nedsnødd (Lied & Kristensen, 2003).
- I tillegg kan ubunden, tørr nysnø fungere som et svakt lag mellom to hardere flak av snø. Snøkrystallene har liten kohesjon, er dårlig bundet til hverandre, samt har dårlige bindinger til både glideplanet og overliggende flak – og vil dermed kunne utgjøre et svakt lag.
- Nedsnødd sprøhagl kan utgjøre et svakt lag da det ofte har liten kohesjon og dårlige bindinger.

Både fasetert snø og nedsnødd overflaterim kan være ustabile svake lag i snødekket over lang tid, og omtales derfor ofte som vedvarende svake lag (VSL) eller persistent weak layer (PWL). Både fasettert snø og nedsnødd overflaterim er sterke i vertikal retning mot pålagring av snø

(vanskelig å deformere/komprimere), men har liten styrke mot skjærstress (McClung & Schaerer, 2006).

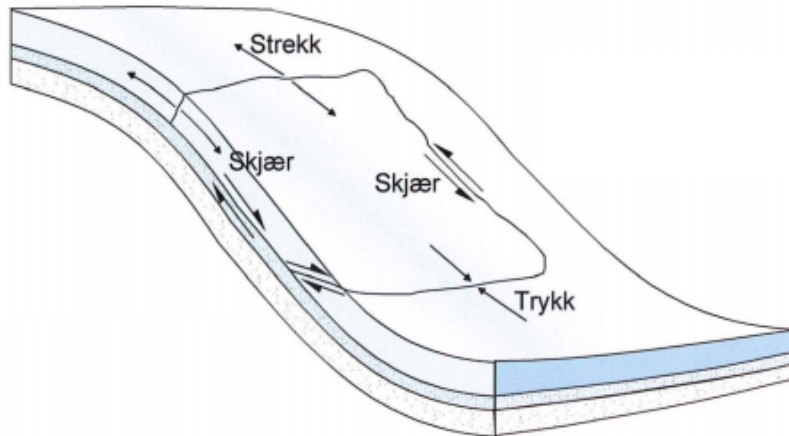
2.3 Snødekkets stratigrafi og tetthet

Snøens hardhet og egenskaper kan variere i stor grad, og vil fortelle mye om snøstabiliteten i et gitt område. Snøens egenskaper er et direkte resultat av nåværende- og fortidens vær-situasjoner. Eksempelvis kan kalde netter resultere i overflaterim, eller vindfulle perioder kan danne snøflak med høy densitet. Perioder med ulike vær-situasjoner resulterer ofte i et komplekst snødekke med lag med ulik hardhet, styrke og egenskaper (Tremper, 2008). Denne stratigrafien i snødekket er en nøkkelfaktor for dannelsen av flakskred (Schweizer, Jamieson & Schneebeli, 2003).

Tettheten til nysnø avgjøres av konfigurasjonen av snøkrystaller, som igjen er et resultat av lufttemperatur, vindstyrke ved snøoverflate og nedbørintensitet. Det er vanlig å gå ut fra at tørr ubunden nysnø har en tetthet på omtrent 100 kg/m^3 , noe som tilsvarer 10 % av tettheten til vann (Lied & Kristensen 2003). Snøen som ligger på bakken vil gradvis få økende tetthet gjennom snøkrystallomvandling og setning av snødekket. Vind påvirker snøen som faller slik at krystallene brytes mekanisk og at snøen pakkes tettere. På lik linje vil omfordeling av snø i sterk vind ($> 5 \text{ m/s}$), pakke snøen og økte tettheten. Mot slutten av vintersesongen er det ikke uvanlig at snødekket kan ha en tetthet opp mot $350\text{-}550 \text{ kg/m}^3$ (DeWalle & Rango, 2008).

2.4 Deformasjon og setning i snødekket

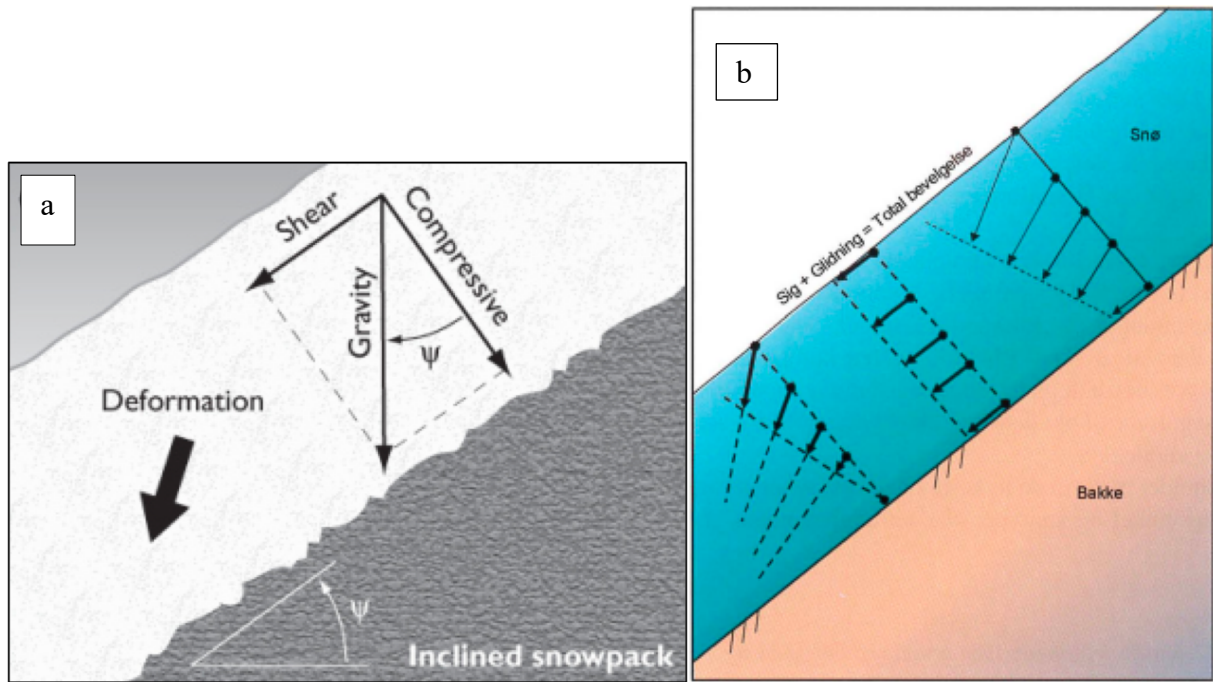
Deformasjon av snødekket i en hellende skråning kan skje på tre ulike måter, men foregår som regel som en kombinasjon av disse. Krystallene kan dras fra hverandre (strekning), krystallene kan trykkes sammen (kompresjon) eller krystallene kan ha en påtvunget skjærbevegelse i forhold til hverandre (McClung & Schaerer, 2006). Et snøflak vil oppleve flere ulike typer av deformasjonskrefter. En konveks del av snødekket vil bli utsatt for strekning, krystallene i en konkav bunn vil oppleve kompresjonskrefter og selve hengen vil oppleve skjærkrefter (Figur 4).



Figur 4. Spenninger tilknyttet et flak av snø i en skråning (Lied & Kristensen, 2003).

Setningen i snødekket i en skråning er styrt av to bevegelseskomponenter som til sammen utgjør det som omtales som snøsig (Figur 5a). En krystall har en komponent med bevegelse parallelt med bakken, parallellkomponenten. En gravitasjonsdrevet metamorfose av snøkrystallene, resulterer i at snøen blir mer kompakt, og medfører at snøen har en normalkomponent mot bakken. Normalkomponenten har en stabiliserende effekt på snødekket ved at den øker tetthet, stabilitet og styrke. Parallellkomponenten har på sin side en destabiliserende effekt da den øker skjærspenningene i snødekket. Forholdet mellom normal- og parallellkomponenten er avgjørende for stabiliteten til snødekket, og avhenger av snøens egenskaper og terrengets helningsvinkel. Fra omlag 40° og brattere er ofte skjærdeformasjon og skjærspenninger større enn normalspenningene og snødekket er utsatt for naturlig skredaktivitet (Lied & Kristensen, 2003).

Hele snødekket kan også gli som en enhet på et slett og bratt underlag. Denne typen gliding finner som regel sted på våren når vann infiltrerer mellom bakken og snødekket og reduserer friksjonen. Dette er vanligst når et snødekke ligger oppå bratt svaberg, gress eller andre glatte underlag. Snødekkets totale bevegelse er dermed et resultat av både snøsig og glidning, slik som illustrert i Figur 5b (Lied & Kristensen, 2003).



Figur 5a) Illustrasjon av kreftene som gir snøsig (McClung & Schaerer, 2006), b) Snødekkets totale bevegelse (Lied & Kristensen, 2003).

2.5 Skjærstyrke – kohesjon og friksjon

Snøens skjærstyrke (τ_s) utgjøres av komponentene kohesjon og friksjon, og uttrykkes utfra Coulombs bruddkriterium (Ligning 1). Kohesjonen avhenger av krystallstruktur og bindinger mellom snøkrystallene, som igjen avhenger av tettheten til snøen. Gitt brudd, så er det kohesjonen som til slutt avgjør hvilken type skred det blir. Eksempelvis vil som regel løssnø ha veldig lav kohesjon, og et potensielt brudd vil etter all sannsynlighet gi et løssnøskred. Friksjonskomponenten er primært relevant i dannelsen av flakskred. Friksjon for skreddannelse utgjør motstanden mot bevegelse som snøkrystaller i ett lag har mot snøkrystaller i et annet lag. Friksjonen vil som regel være tilnærmet lik 0 øverst i snødekket og gradvis øke lengre ned i snødekket på grunn av vekten fra overliggende snø (McClung & Schaerer, 2006).

(Ligning 1)

$$\tau_s = c + \rho g z \cos\theta \cdot \tan\phi$$

c = kohesjon, ρ = densitet, g = tyngdeakselerasjon, z = lagmektighet, θ = terrenghelning, $\tan\phi$ = friksjonskoeffisient

Om man bare legger ligning 1 til grunn så kan snødekket pålagres uten at det blir ustabilt. Prosessene som fører til at snødekket faktisk blir ustabilt og at skred løsner, er forklart i kapittel 2.8 og 2.8.1.

2.6 Meteorologiske faktorer som påvirker snøstabiliteten

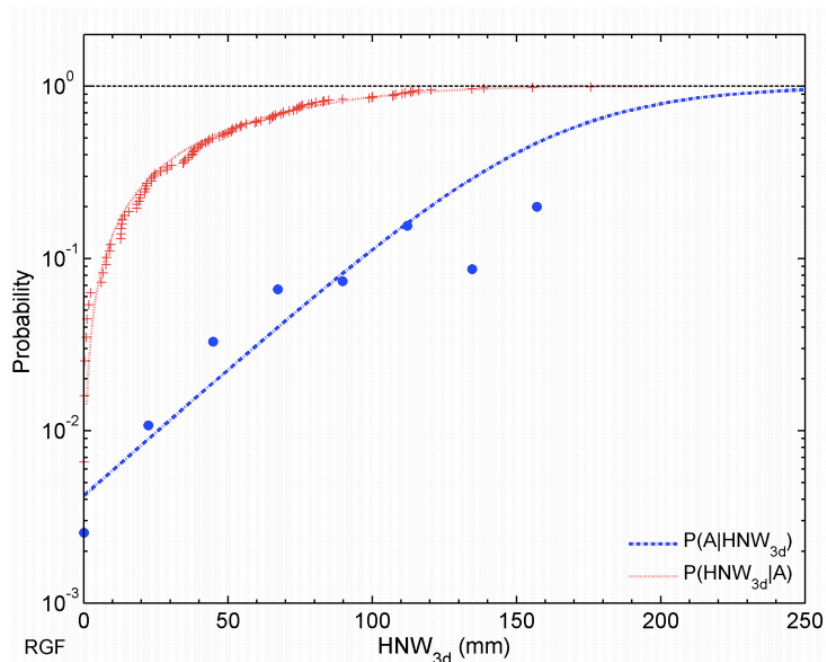
Nedbør

Nysnømengde kan måles ved en målestasjon som antall millimeter nedbør, hvorav én millimeter nedbør tilsvarer omtrent én centimeter snø. Akkumulasjonsintensitet av snø i utløsningsområdet er den faktoren som har mest å si for skredsannsynlighet. Hvor mye nedbør som behøves for å utløse skred, vil variere fra en fjellside til en annen, men Lied & Kristensen (2003) har utført noen generaliseringer basert på 5 ulike testheng:

- nedbørsmengder på 10 millimeter over en tredagersperiode gir en skredsannsynlighet på 5 %
- nedbørsmengder på 80 millimeter over en tredagersperiode gir en skredsannsynlighet på nesten 90 %

Høyere nedbørintensiteter enn 2-2,5mm i timen vil medføre at belastningen øker raskere enn økningen av styrke når snøen setter seg, og på den måten økes faren raskt ved høye nedbørintensiteter (Lied & Kristensen, 2003).

Generaliseringene av nedbørsmengder og skredsannsynlighet har en betydelig statistisk brist. Analysen er utelukkende basert på positive hendelser, altså at nedbørsmengdene ble målt da det faktisk gikk skred ($P(\text{HNWid} | A)$ i Figur 6)). Analysen inkluderer ikke falske positive, altså dager med like mye nedbør uten at det gikk skred ($P(A | \text{HNWid})$ i Figur 6)). Gauer & Kristensen (2014) fant ved å studere skredløpet Ryggfonn at den reelle skredsannsynligheten ved ulike nedbørsmengder, var lavere enn hva som framkommer i generaliseringene, for både 3-dagersnedbør (Figur 6) og 1-dagersnedbør.



Figur 6. Kumulativ sannsynlighetsfordeling for $P(HNW_{3d}|A)$ og $P(A|HNW_{3d})$, hvor $i = 1, 3$. (+) viser enkelthendelser mens (•) indikerer bin-verdier (Gauer & Kristensen, 2014).

Temperatur

Temperaturen har en intrikat påvirkning på snøens stabilitet og utløsningssannsynlighet for skred. Perioder med kald lufttemperatur kan generere vedvarende svake lag som kantkorn, begerkrystaller og overflaterim (kapittel 2.2), samt vil medføre at stabilisering av eventuell nysnø vil ta lengre tid. En påfølgende økning i lufttemperaturen vil medføre økt skredsannsynlighet på kort sikt da det reduserer fastheten i snøen. I tillegg vil tøyningshastigheten, og følgelig spenningene, øke. Sintringsintensiteten av snøkrystaller vil øke ved høyere temperaturer. Derfor vil økte temperaturer føre til en stabilisering av snødekket etter en kortvarig svekkelse (Lied & Kristensen, 2003).

Vind

Vind er en viktig skredgenererende komponent. Store mengder med snø kan transporteres fra en vindutsatt loside, for så å avsettes i en leside. Snøens fysiske egenskaper, vindstyrke og varighet er faktorer som avgjør graden av snøtransport. Generelt vil snøtransport begynne ved en vindstyrke på omlag 5 m/s, og mengde snøtransport økes med tredje potens av vindhastighetens økning (Lied & Kristensen, 2003). Vind påvirker også ved at den eroderer og mekanisk avrunder snøen under transport. Når snøkornene deretter avsettes i en leside, vil de nå mindre og avrundede snøkornene pakkes med høyere tetthet, og dermed kunne danne tunge flak (Tremper, 2008).

Eksposisjon (aspekt)

Terrengaspektet er en relevant faktor når det kommer til snøegenskaper og snøstabilitet. I hovedsak er eksposisjonen relevant i forhold til dominerende vindretninger (vindtransport av snø), og solinnstråling. Norge er en del av det som omtales som vestavindsbeltet. Den mest dominerende vindretningen er at luftmasser fra Atlanterhavet strømmer inn over landet, noe som medfører at det helt overordnet vil være hyppigere deponering av snø i østvendte fjellsider (Hanssen-Bauer, et al., 2015). Mer relevant er det videre å nedskalere vinden til det aktuelle området for å finne rådende vindretning, og dermed snødeponering i terrenget.

Stråling

Interaksjonen av stråling på snødekket foregår primært gjennom to hovedtyper: kortbølgestråling direkte fra solen, og langbølgestråling fra jorden og kilder som omkranser jorden, eksempelvis skyer (McClung & Schaerer, 2006). Brorparten av den kortbølgestrålingen som treffer snøoverflaten (eller annen overflate) reflekteres tilbake i atmosfæren, og refleksjonsforholdet omtales som albedo (Dingman, 2015). Andelen kortbølgestråling som ikke reflekteres kan penetrere ned i snødekket med en eksponentielt avtagende intensitet ved økende penetreringshøyde. Det er i hovedsak de øverste par desimeterne av snødekket som påvirkes, men det avhenger av snøens egenskaper som kornstørrelse, temperatur, tetthet, vanninnhold, etc. Eldre, grovkornet og fuktig snø har lavere albedo enn tørr og kald snø og absorberer dermed mer kortbølget stråling. Strålingen som absorberes avgir energi i form av varme, noe som kan gi svekkelse av bindingene mellom snøpartiklene, øke mengden flytende vann i snøen og gi et midlertidig mer ustabil snødekke (Lied & Kristensen, 2003).

Direkte solinnstråling kan også være med på å danne kantkorn nær snøoverflaten, spesielt i sørvendte fjellsider. For eksempel gjennom at en noe kortbølgeinnstråling absorberes og varmer opp snøen noen centimeter under snøoverflaten, samtidig som langbølgeutstråling fra snøoverflaten gir en avkjøling av snøoverflaten. Det kan resultere i en kraftig temperatur- og damptrykkgradient i de øvre delene av snødekket, og tilrettelegger da for mulig kantkorndannelse nær snøoverflaten (Birkeland, 1998).

Utveksling av langbølgestråling mellom snødekket og omliggende kilder kan enten varme opp, eller avkjøle snøoverflaten, og utgjør en viktig komponent i utviklingen av svake lag, slik som nevnt i eksempelet ovenfor. I predikasjon av snøskred er det som regel strålingsbalansen mellom kortbølge- og langbølgestråling som har størst innvirkning, og ikke nødvendigvis enkeltkomponentene (McClung & Schaerer, 2006). Ved et lavt og tynt skydekke vil solstråling

trengte igjennom skydekket og tilføre varme til snødekket, samtidig som skyene vil stråle tilbake langbølgestråling. Det kan resultere i en kraftig oppvarming av snødekket, og en akutt fare for våte skred (Lied & Kristensen, 2003).

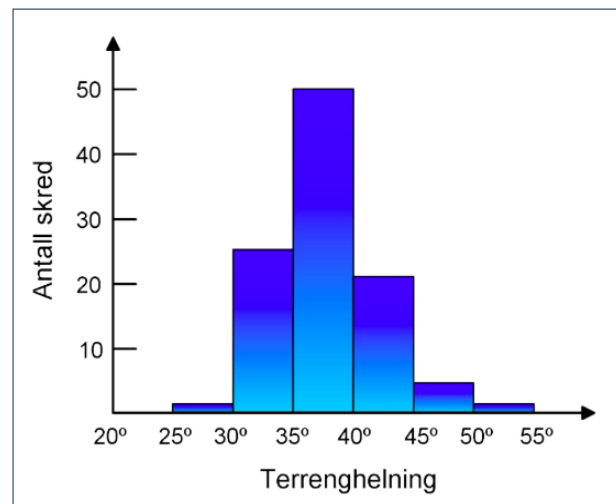
2.7 Snøskred

Det er vanlig å dele snøskred inn i to hovedtyper: løssnøskred og flakskred. Videre er det vanlig å dele hver skredtype inn i tørre- eller våte skred basert på hvorvidt det er flytende vann tilgjengelig i snødekket (Schweizer, Jamieson & Schneebeli, 2003). Som det framkommer i introduksjonen vil snøskredteorien hovedsakelig dreie seg om tørre flakskred.

Flakskred er en skredtype hvor et flak av kohesiv snø glir ut som en enhet, på et underliggende lag av mindre kohesiv snø. Selve flakskredet består av tre komponenter: flaket, svakt lag og glideplan (Tremper, 2008).

2.7.1 Skredterreng

Skredterreng er områder hvor topografien muliggjør skredaktivitet. For flakskred innebærer det områder hvor helningsgradienten er et sted mellom 25° og 55° i utløsningsområdet (Figur 7), (Lied & Kristensen, 2003). Det er vanlig å dele et snøskredterreng inn i tre områder: utløsningsområde, skredløp og utløpsområde (Figur 8).



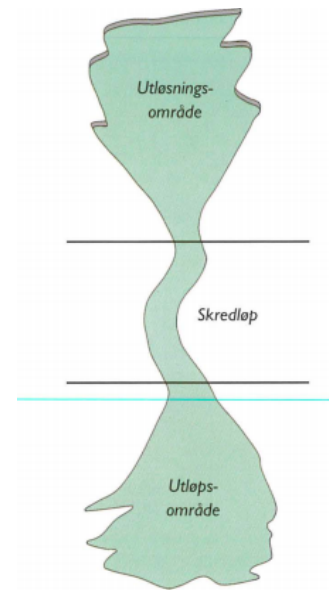
Figur 7. Bratthet i utløsningsområde til flakskred (Lied & Kristensen, 2003).

2.7.2 Utløsningsområde

Størrelsen på det totale skredområde vil kunne variere i stor grad. I Norge kan skredets fallhøyde variere fra omtrent 5 til 1500 meter, mens skredets laterale utbredelse er veldig avhengig av terrenget (McClung & Schaerer, 2006), og kan variere fra 10 meter til et par kilometer (Lied & Kristensen 2003).

Det øverste skredområdet defineres som utløsningsområde, og avgrenses i toppen og langs sidene, av en bruddkant mot gjenliggende snø. I nedre del avgrenses utløsningsområdet ved

enden av selve flaket som løses ut (Stauchwall), (Lied & Kristensen, 2003). Bruddkanten er initiert av dynamisk strekkfraktur gjennom snødekket, vinkelrett på underliggende snølag (McClung & Schaerer, 2006). Det finnes ingen etablerte absolutte grenser for bratthet i utløsningsområdet for skred, men flest skred løses ut i terreng med en bratthet på 35-40°. Ved terreng slakere enn 25° vil ikke skjærspenninger og skjærdeformasjon være tilstrekkelig til å danne oppsprekking. Ved bratthet over 55° vil som regel kohesjonen og friksjon være så liten at snøen sklir ut hyppig. Dermed vil det ikke danne seg flak i så bratt terreng (McClung & Schaerer, 2006).



Figur 8. Figuren viser inndelingen av et skredområde (Lied & Kristensen, 2003)

2.7.3 Skredløp

Skredløp defineres som et område langs skredbanen som skredet passerer uten å tape mye masse. Skredet river ofte med seg snø, og har som regel størst masse og høyest hastighet i skredløpet (McClung & Schaerer, 2006). Lengden på skredløpet varierer betydelig – i Norge vil skredbanen kunne ha en lengde på 0-1500 meter. For mindre skred kan utløsningsområdet gå rett over i utløpsområdet, så derav ingen skredløp (Lied & Kristensen, 2003). Skredløpets topografi og karakteristikk vil kunne variere i stor grad, men det er vanlig å dele skredløpet inn i kanalisert eller ikke-kanalisert, alt ettersom hvorvidt skredmassene følger forsenkninger (kanaler) i terrenget. Lange skredløp har gjerne en kombinasjon av begge typene. Ikke-kanaliserte skred kan ha et skredløp som er like bredt som utløsningsområdet, mens det for kanaliserte skred er lateralt avgrenset av forsenkningen (McClung & Schaerer, 2006).

2.7.4 Utløpsområde

Utløpsområdet er området hvor terrenggradienten er lik den statiske friksjonsvinkelen og hvor brorparten av skredmassene avsettes. Terrenggradienten for starten av utløpsområdet varierer basert på skredmassens mekaniske sammensetning, samt av karakteristikken til glideflaten. (McClung & Schaerer, 2006). I mindre og våte skred vil typisk utløpsområdet ha en bratthet på 15-25°, mens for store tørre skred, vil oppbremsingen starte skikkelig først ved 10° (Lied & Kristensen, 2003).

2.7.5 Utløpslengde: Alfa-beta-modellen

Selve utløpslengden er en sentral faktor for skredfarevurderinger. Det er av særlig stor relevans for arealplanlegging, samt overvåking av utsatte objekt som bebyggelse og annen infrastruktur. Det eksisterer flere ulike modeller for å beregne utløpslengde – statistisk-empiriske så vel som dynamiske. Alfa-beta-modellen regnes som den mest brukte empiriske modellen, men de beregnede utløpslengdene tenderer til å være noe for lange for mindre skred (NVE, 2015).

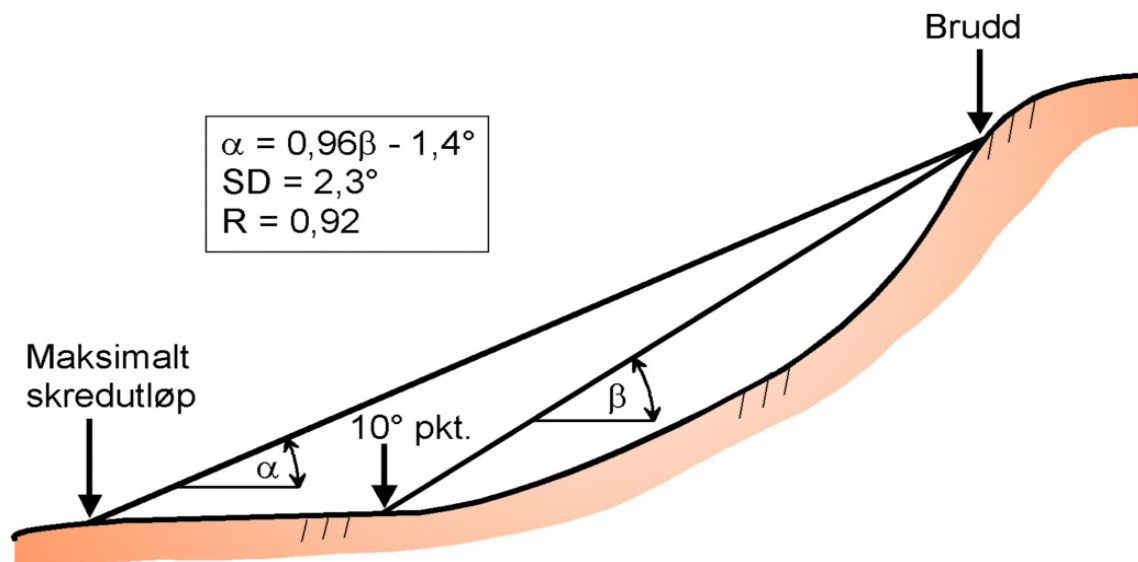
Figur 9 viser alfa-beta-modellen ble utviklet ved NGI av Lied & Bakkehøi (1980), og anvender kun topografiske parametere som inputverdier. Metoden baserer seg på empiri for skredutløp av >200 snøskred med nominell årlig sannsynlighet > 1:100.

Beta er vinkelen, oppgitt i grader, fra skredets bruddkant til punktet langs skredbanen hvor terrenggradient er lik 10°. Den maksimale utløpslengden (alfa-vinkelen) beregnes så ut fra (Ligning 2) med et standardavvik på 2,3°, (Lied & Bakkehøi, 1980).

(Ligning 2)

$$\alpha = 0,96 \cdot \beta - 1,4$$

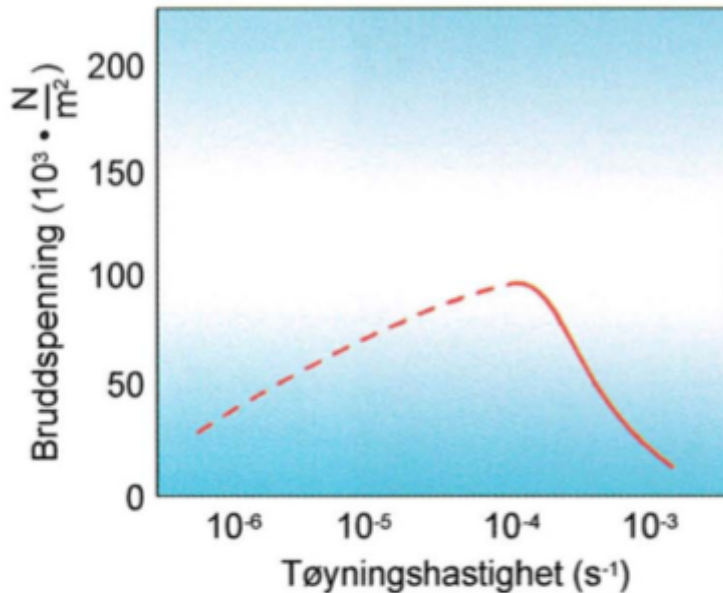
$$\alpha = \text{alfa-vinkel } (^\circ), \quad \beta = \text{beta-vinkel } (^\circ)$$



Figur 9. Skisse av alfa-beta-modellen (Lied & Bakkehøi, 1980).

2.8 Bruddkriterier

Snø har i hellende terreng egenskaper tilsvarende et viskoelastisk materiale. Om snøen utsettes for tøyning med lav- og til dels moderat hastighet, vil den opptre viskøst helt til punket hvor bruddspenningen overskrides, og et sprøtt brudd oppstår (Figur 10).



Figur 10. Illustrasjon av forholdet mellom tøyningshastighet og bruddspenning (Lied & Kristensen, 2003).

Skredet utløses når det oppstår et raskt forplantende, progressivt skjærbrudd i glidesjiktet. Da snøens skjærstyrke kan beskrives som et resultat av kohesjon og friksjon (forklart nærmere i kapittel 2.5), har glideplanets skjærstyrke opprinnelig blitt beskrevet utfra Coulombs bruddkriterium (Lied & Kristensen, 2003), gitt av (Ligning 1) ovenfor.

Skjærspenningen (τ_{xy}) som glidesjiktet opplever, kan uttrykkes som et resultat av påvirkningen fra det overliggende flaket, utfra (Ligning 3) (Lied & Kristensen, 2003):

(Ligning 3)

$$\tau_{xy} = c + \rho g z \sin\theta$$

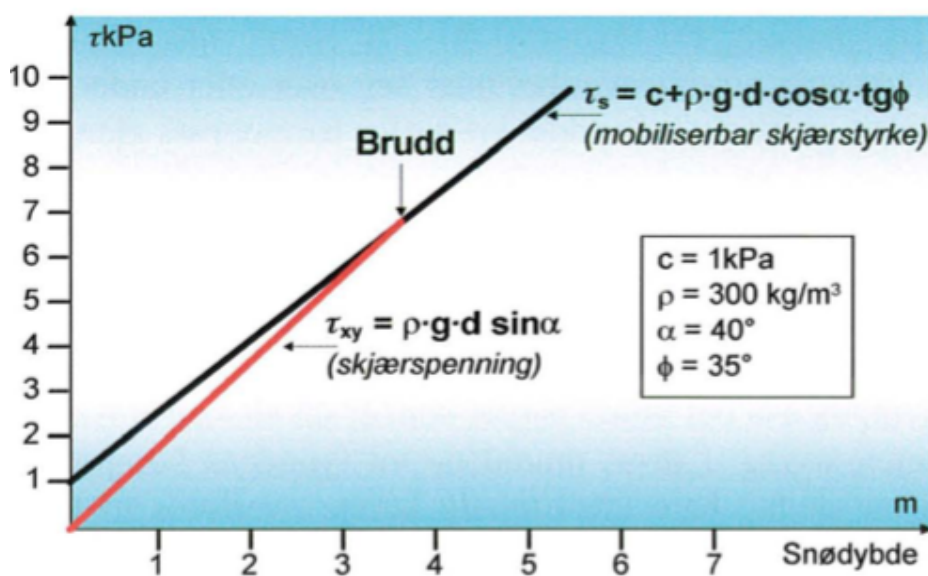
ρ = densitet, g = tyngdeakselerasjon, z = lagmektighet, θ = terrenghelning

Legges utregningen av skjærstyrke og skjærspenninger fra Coulombs bruddkriterium til grunn, vil skredet utløses når skjærspenningen er lik eller større enn skjærstyrken. (Ligning 4 og Figur 11 nedenfor viser forholdet mellom skjærstyrke og skjærkrefter og når et eventuelt brudd oppstår (Lied & Kristensen, 2003).

(Ligning 4)

$$\tau_s \geq \tau_{xy}$$

τ_s = skjærstyrke, τ_{xy} = skjærspenning.



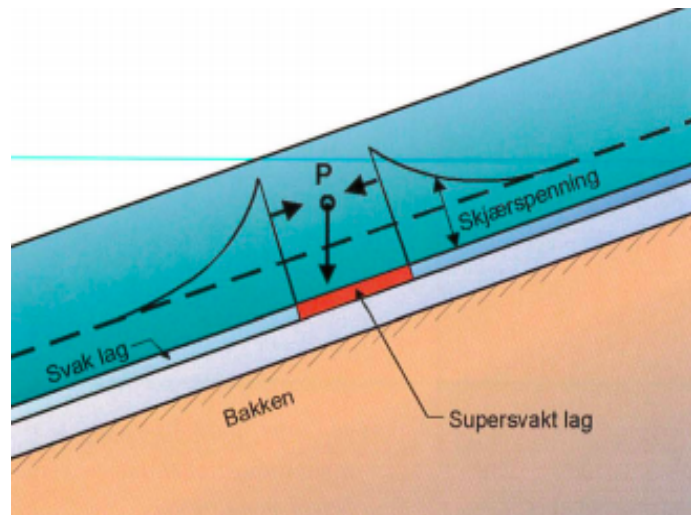
Figur 11. Forholdet mellom snølagenes skjærspenninger og skjærstyrke. Snøhøyde (x-aksen) representerer snøhøyden til snølaget som ligger ovenpå det svake laget (Lied & Kristensen, 2003).

Etterregninger av skred med flakmektighet på 1-3 meter, indikerer dog at det kreves en flakmektighet på 10 meter for å oppnå tilstrekkelige skjærspenninger for at et skred utløses. På lik linje viser praktiske målinger av deformasjonshastighetene i snøen, at den er omtrent 10 ganger for lav til at tøyningshastigheten alene kan være årsaken til at bruddet forekommer. Beregningene ovenfor baseres på at det svake laget er homogent med tilnærmet lik skjærstyrke i hele laget. I dag er det enighet om at spenningsfordelingen i det svake laget er ujevn, og at det finnes områder som kan karakteriseres som supersvake (Lied & Kristensen, 2003).

2.8.1 Supersvake soner

Supersvake soner er et område i snødekket hvor skjærspenningen ikke lengere er støttet opp, og skjærstyrken i området er tilnærmet lik 0 (Haefeli, 1963; 1967; Schweizer, 1999).

I den supersvake sonen vil ikke tyngden av det overliggende flaket, fullverdig bli overført til det underliggende laget. Snødekket kompenserer ved at grenseovergangene til den supersvake sonen, bærer den ekstra vekten til det overliggende flaket. Den ujevne spenningsfordelingen er et direkte resultat av at den supersvake sonen er forankret gjennom kompresjonskrefter på nedsiden av flaket, strekkrefter på oversiden av flaket og skjærkrefter



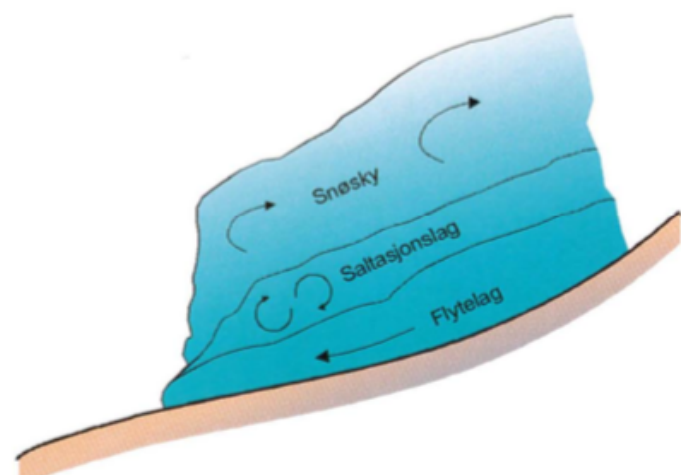
Figur 12. Figuren viser hvordan supersvake soner fører til ujevne spenningskonsentrasjoner i snødekket (Lied & Kristensen, 2003).

langs sidene (Figur 12). Spenningskonsentrasjonene går til brudd når den kritiske deformasjonshastigheten nås. Størrelsen på den supersvake sonen er relevant for om flaket går til brudd. Den estimerte kritiske størrelsen er angivelig på > 5-10 meter, men reduseres ved tynnere sjikt eller hvis sjiktet lett deformeres (Lied & Kristensen, 2003).

Forståelsen av snødekkets bruddmekanikk har utviklet seg mye de siste 15 år med utviklingen av anticrack-teorien (Heierli et al., 2008; Gaume et al., 2018) og detaljerte studier av brudd i svake lag (Schweizer, et al., 2010). Ikke alle prosessene er fullt ut forstått og det foregår mye forskning for å belyse brudd i snø.

2.9 Skredbevegelse

Bevegelsesdynamikken i et skred er sammensatt og kompleks. Fra skredet løses ut fra et spontant skjærbrudd i glidesjiktet, er bevegelsesformen til å begynne med, primært glidning av snøblokker. For skred med kort utløp vil gliding utgjøre brorparten av bevegelsestypen. I større skred vil blokkene gradvis bli knust i stadig mindre blokker ettersom



Figur 13. Oppbyggingen av et større flakskred (Lied & Kristensen, 2003).

skredhastigheten øker raskt. Snøbevegelsen vil dermed utvikle seg til en blanding av saltasjon, rulling, glidning og suspensjon (Lied & Kristensen, 2003). Skred i bevegelse har en oppbygging av ulike «lag» med ulik bevegeleskarakteristikk (Figur 13). Flytlaget utgjøres av de tyngste skredmassene. Laget kan ha en mektighet på opp til 3-5 meter, og bevegelsesformen består primært av gliding og rulling. I laget over flytlaget er bevegelsesformen primært saltasjon, og det er større avstand mellom snøpartiklene. Mektigheten til saltasjonslaget avhenger av snøens egenskaper og skredets hastighet, men er som regel noen få meter. For større, tørre skred vil det oppstå en snøsky av suspenderte snøpartikler. Snøskenen følger som regel skredmassen i selve skredløpet, men vil i det slakere utløpsområdet, bevege seg raskere enn skredmassen. Snøskenen har nemlig lavere friksjon enn massene ved bakkenivå, og vil følgelig kunne bevege seg lengere og med stor kraft (Lied & Kristensen, 2003).

2.9.1 Skredets trykkvirkninger

Skredets trykkvirkning (P) er ikke direkte relevant for temaet i oppgaven, men vil være viktig for dimensjonering av sikringstiltak. Det er en naturlig oppfølging av beregnede utløpsestimater, og temaet nevnes derfor i korthet.

Skred har stor trykkvirkning og trykket tenderer til å være størst ved bakkenivå i midten av skredmassene og avhengig av både skredets tetthet og hastighet. Det trykket som et skred påfører en tiltenkt vegg normal til skredbevegelsen, er et resultat av skredmassetetthet og skredhastighet (Ligning 5):

(Ligning 5)

$$P = \rho \cdot v^2 \text{ (Pa)}$$

ρ = skredmassetetthet (kg/m³), v = skredhastighet (m/s)

Det er skredhastigheten som har størst innvirkning på trykkvirkningen. Ved store hastigheter for store skredmasser, kan det oppstå trykkvirkninger foran skredet ettersom luften foran skredet fortrenses, og det som oppleves som en trykkbølge oppstår. Trykket i både snøskenen og luften foran skredet, vil være mindre enn for skredmassen på grunn av mye lavere tetthet, men vil fortsatt kunne gjøre stor materiell skade (Lied & Kristensen, 2003).

2.10 StatPack

StatPack er et statistisk verktøy utviklet av NGI, for numeriske beregninger av utløsnings- og utløpssannsynlighet, til anvendelse for lokal snøskredvarsling for spesifikke objekt.

Verktøyet kombinerer deterministiske modeller med statistiske fordelingsfunksjoner, for de ulike parameterne som inngår i modellen. Å kunne forutsi sannsynlighet for treff av objekt i løpet av en tidsperiode på 24 timer er viktig for risikohåndtering for det utsatte objektet. Slike sannsynlighetsberegninger kan også ha stor nytteverdi i faresonekartlegging og arealplanlegging.

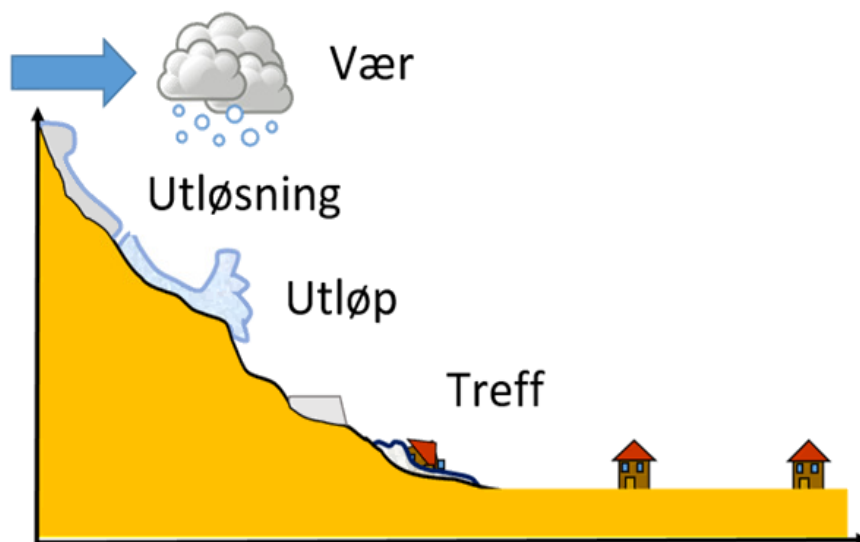
Sannsynligheten for at et gitt punkt i terrenget vil bli truffet av et snøskred i løpet av 24 timer, er et resultat av flere parametere, og deres tilhørende sannsynligheter (Ligning 6 og Figur 14).

Sannsynligheten for treff på et objekt er et resultat av følgende tre sannsynligheter:

- Værsituasjon som tilrettelegger for snøskredaktivitet: ($P_{\text{vær}}$)
- At skredet løsner (stabilitet): $P_{\text{utløsning}}$
- Hvor langt skredet går (utløp): $P_{\text{utløp}}$

Ligning 6

$$P_{\text{treff av objekt}} = P_{\text{vær}} \cdot P_{\text{utløsning}} \cdot P_{\text{utløp}}$$

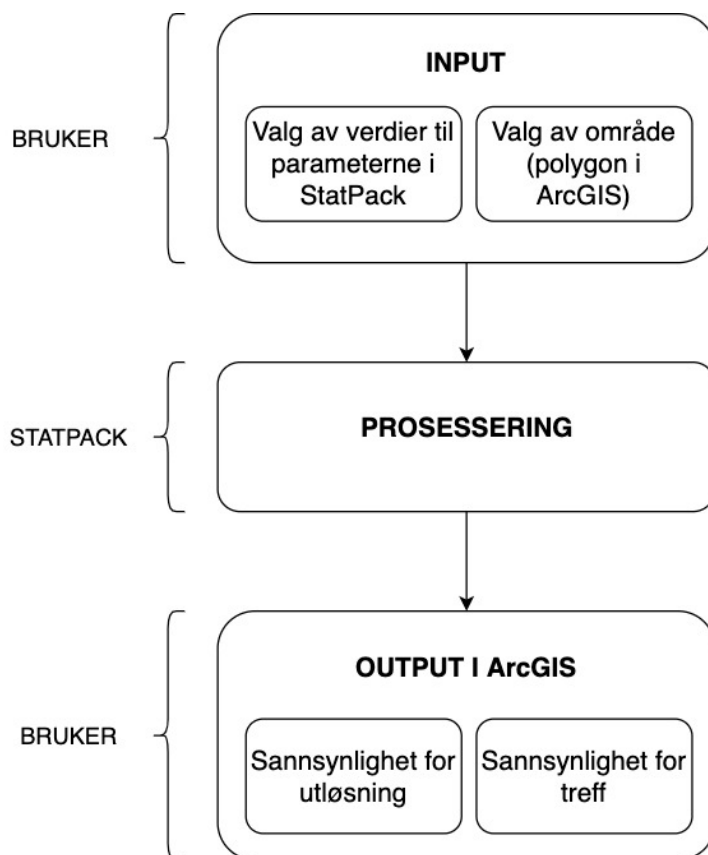


Figur 14. Figuren illustrerer forløpet i hendelseskjeden (NGI, upublisert).

StatPack adresserer to av sannsynlighetene som framkommer i hendelseskjeden i Ligning 6 ovenfor – nemlig $P_{\text{utløsning}}$ og $P_{\text{utløp}}$. Modellen adresserer begge sannsynligheter i hendelseskjeden separat, og med egen framgangsmåte for hver sannsynlighet. $P_{\text{vær}}$ adresseres ikke direkte i StatPack.

2.10.1 Oppbyggingen av StatPack

De fleste geografiske informasjonssystemene (GIS) har et applikasjonsgrensesnitt (API) for Python, og StatPack er derfor implementert i Python. Inputen til StatPack er en digital terrengmodell (DTM) i form av rasterfiler i formatet ESRI ASCII. DTM er altså en tredimensjonal representasjon av terrengoverflaten i form av x, y og z- koordinater lagret i digital form (Hirt, 2016). Output til en kjøring i modellen er AAIGrid – Arc/Info ASCII Grid, noe som medfører en oversiktlig og brukervennlig visualisering i ArcGIS. Figur 15 nedenfor viser et flytdiagram over utførelsen av en kjøring av StatPack.



Figur 15. Figuren viser et flytdiagram over prosessen som utføres ved en enkel kjøring av StatPack.

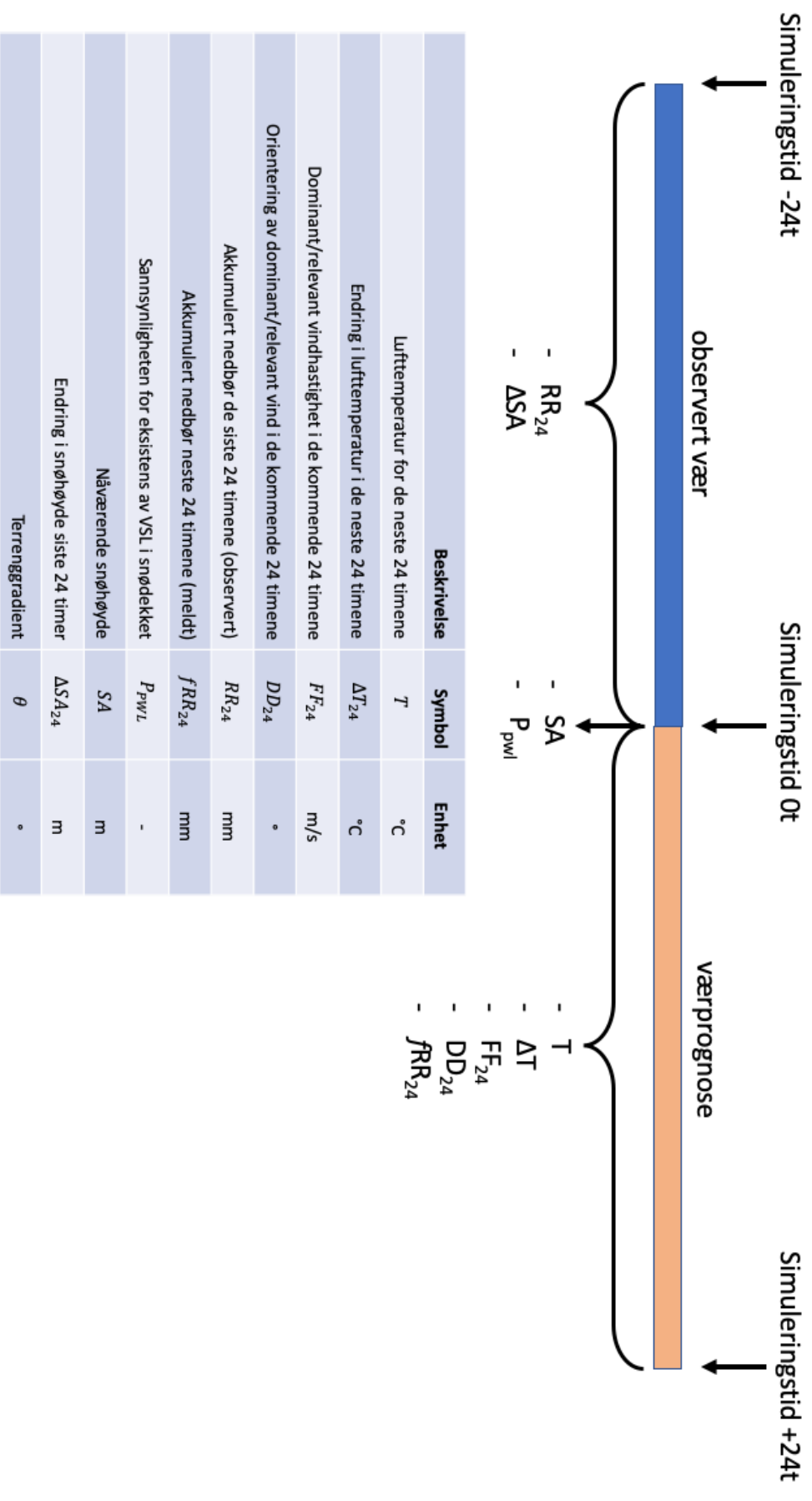
2.10.2 Utløsningssannsynlighet

StatPack anvender et ekspertbasert fuzzy-logikk-system for å modellere utløsningssannsynlighet for et skred. Det er en struktur som er egnet og effektiv i modelleringen av ekspertkunnskap. Fuzzy-interferens er en metode som tolker verdiene i inputparametere, og basert på noen sett av regler, tildeler verdier til outputvektoren (Kalogirou, 2014). Fuzzy-logikk dreier seg altså om å tildele en lingvistisk variabel til en eksisterende analog variabel. For eksempel kan en variabel som sier noe om mengden nedbør, tilegnes en lingvistisk variabel (klasse lav, medium og stor i Tabell 1), med en tilhørighetsfunksjon med fastsatt øvre- og nedre grense. Den lingvistiske variabelen med sin tilhørighetsfunksjon, får dermed en verdi mellom 0 og 1 basert på hvilken grad den analoge variabelen oppfyller den lingvistiske variabelen, noe som ofte omtales som et fuzzy-sett. I fuzzy-logikk tilegnes en størrelse en verdi mellom 0 og 1, en «grad av sannhet», i motsetning til mer tradisjonell Boolean-logikk hvor den analoge verdien enten kan være usann eller sann, ha verdien 0 eller 1 (Ragulina, upublisert).

Fuzzy-systemet i StatPack er bygget på et Mamdani-system (Mamdani & Assilian, 1975). Mamdani-system er det mest utbredte interferens-systemet i forbindelse med bruk av fuzzy-logikk. Output-parametere er dermed modellert som et fuzzy-sett med tilhørende medlemsfunksjoner (NGI, 2019).

2.10.3 StatPacks inputparametere

Det er ikke mulig å utvikle en modell som eksakt kan gjenskape de komplekse og intrikate forholdene i naturen. Utallige faktorer er med på å påvirke stabiliteten og følgelig utløsningssannsynligheten til snødekket. StatPack er en modell som i skredfarevurderinger vurderer to aspekter ved stabiliteten: nåværende skredfare og skredfaren for det kommende døgnet. Videre er også snø og snøstabilitet i konstant endring, noe modellen tar høyde for gjennom å inkludere endring av parametere over tid, samt både observerte- og prognostiserte inputparametere (NGI, 2019). Figur 16 viser hvordan StatPack anvender inputparameterne for å anslå skredsannsynligheten for de neste 24 timene.



Figur 16. Figuren forklarer hvordan StatPacks inputparametere anvendes for å beregne utløsningssannsynlighet i løpet av påfølgende 24 timer (Jaedicke, J., personlig kommunikasjon, 05.2020).

2.10.4 Meteorologiske inputparametere

StatPack anvender de meteorologiske inputparametere som eksperter fra NGI mener har høyest relevans for utløsningssannsynlighet, og som samtidig kan måles i felt via Norges meteorologiske institutt (MET) sine målestasjoner (NGI, 2019).

2.10.5 Ikke-meteorologiske inputparametere

Det er noen ikke-meteorologiske parametere som er relevante for utløsningssannsynlighet. StatPack inkluderer også terrengparametere topografi og orientering, samt sannsynligheten for tilstedeværelse av vedvarende svake lag (NGI, 2019).

Sannsynlighet for tilstedeværelse av vedvarende svake lag

Et svakt lag er en sentral komponent for de destruktive flaskredene (kapittel 2.2). Svake lag er ikke en meteorologisk parameter, og kan følgelig ikke registreres ved en målestasjon. StatPack gjør rede for denne parameteren ved at den anvender en verdi [0, 1] for sannsynligheten for at det eksisterer svake lag i snødekket. Verdien kan bestemmes direkte fra feltobservasjoner, og eller vurderes av skredeksperten basert på snødekkets historikk.

Terreng

Terrenghelning er svært relevant for skredutløsning. StatPack har avgrenset utløsningsbratthet til områder med en bratthet på 27° - 70° . For terrengbratthet på $< 27^{\circ}$ og $> 70^{\circ}$ er utløsningssannsynlighet satt til 0. Det er dog et unntak for temperaturer $\geq 0^{\circ}\text{C}$, hvor skred fortsatt kan løses ut med bratthet $< 27^{\circ}$. Hensikten er å inkludere relativt våte skred som har veldig lav kohesjon (NGI, 2019).

Terrengets orientering (aspekt) er en viktig faktor, særlig relativ til vindretningen og snøtransport fra lo- til leside. StatPack gjør rede for aspektparameteren indirekte gjennom den meteorologiske parameteren vindretning, og dens innfallsvinkel/avvik (oppgitt i grader) for hver enkelt celle i modellen (NGI, 2019).

2.10.6 Utløsningssannsynlighet – ekspertbasert design av fuzzy-ensemble

Et ekspertbasert design av et fuzzy-system søker å konfigurere en effektiv struktur som høster av ekspertenes erfaringskunnskap. Hver utløsningsparameter er tilegnet en klasse (kalles

dermed fuzzy-sett) fra ekspertvurderinger og er vurdert etter sin innvirkning på utløsningssannsynligheten. Systemet anvender stort sett klassene veldig lav, lav, medium og høy, men noen parametere er delt inn i 5 og 7 klasser (Tabell 1).

*Tabell 1. Tabellen viser klasseinndelingen av de ulike inputparametere. * for vindparameteren betyr at klassene lav, medium og høy representerer vindretning hvor utløsningsområdet er i henholdsvis lo-, normal og le av vinden. ** betyr at utløsningssannsynligheten deles inn i klassene lav, moderat, betydelig, stor og veldig stor. Klassene har ikke noen kobling til den Europeiske skredfareskalaen (EAWS), (NGI, 2019).*

Parameter	Enhet	Klasse				
		Veldig lav	Lav	Medium	Høy	Veldig høy
Lufttemperatur	°C	≤ -8	-15→-2	-4→+4	≥ +2	-
Endring I lufttemperatur	°C	-	up to +2	-5→5	≥ +2	-
Vindstyrke	m/s	-	0→7	4→17	≥ 12	-
Vindretning *	°	-	-90→90	45→135 og 225→315	90→270	-
Nedbør	mm	-	0→15	8→35	≥ 20	-
Snøhøyde	cm	-	0→130	70→270	≥ 200	-
Endring i snøhøyde	cm	-	-10→+15	0→+40	≥ +20	-
Sannsynlighet for VSL	-	-	0→0.40	0.25→0.75	0.65→1.00	-
Terrenggradient	°	-	23→43	30→60	52→70	-
Triggerfaktorer (innvirkning)	-	-	0.00→0.40	0.25→0.75	0.65→1.00	-
Utløsningssannsynlighet **	-	0.00 →0.1 2	0.08→0.25	0.15→0.55	0.35→0.70	0.50→ 1.00

Da hver av de ti utløsningsparametere er koblet opp mot 3-7 klasser vil det kreve over 40 000 fuzzy-regler noe som gir en særdeles omfattende, og lite hensiktsmessig databehandling. Derfor

er utløsningsparameterne delt inn i ensembler som omfatter totalt fire delsystemer med tilhørende fuzzy-regler. Tre av delsystemene anvender hver noen av de ti utløsningsparameterne (Tabell 2) til å bestemme en utløsnings sannsynlighet for hver enkelt av delsystemene. Konstellasjonen av de ulike delsystemene er bestemt av eksperter basert på typiske værkonstellasjonene/fenomener som leder til utløsning av skred (NGI, 2019).

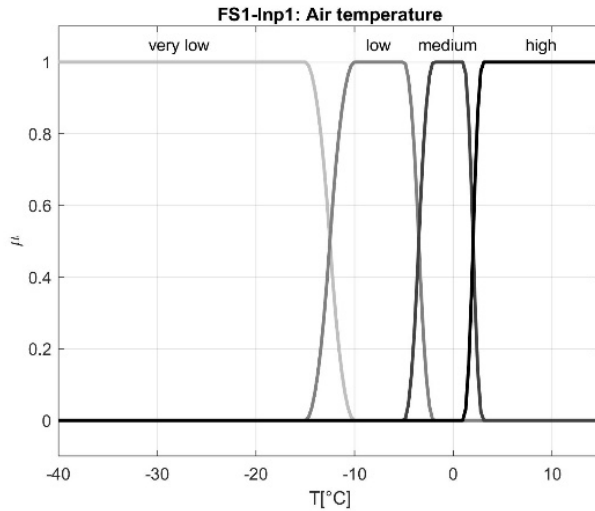
Tabell 2. Tabellen viser hvilke parametere som utgjør de respektive delsystemene i StatPacks fuzzy-logikk-system.

	Beskrivelse	Symbol	Enhet
Delsystem 1	Lufttemperatur for de neste 24 timene	T	°C
	Endring i lufttemperatur i de neste 24 timene	ΔT_{24}	°C
	Dominant/relevant vindhastighet i de kommende 24 timene	FF_{24}	m/s
	Orientering av dominant/relevant vind i de kommende 24 timene	DD_{24}	°
	Akkumulert nedbør de siste 24 timene (observert)	RR_{24}	mm
Delsystem 2	Akkumulert nedbør neste 24 timene (meldt)	fRR_{24}	mm
	Sannsynligheten for eksistens av VSL i snødekket	P_{PWL}	-
	Nåværende snøhøyde	SA	m
Delsystem 3	Endring i snøhøyde siste 24 timer	ΔSA_{24}	m
	Terrenggradient	θ	°

Fuzzy-reglene er bygget opp som en implikasjonsstruktur. Det vil si at fuzzy-reglene anvender en tilnærming basert på «hvis – så». Antecedenten (hvis) representerer flere inputverdier for de ulike delsystemene, mens konsekvensen (så) representerer én output-verdi for utløsnings sannsynlighet. Delsystemene 1-3 er tilknyttet henholdsvis 108, 27 og 140 fuzzy-regler, mens delsystem fire (total utløsnings sannsynlighet) har 45 fuzzy-regler (vedlegg A). Da fuzzy-reglene ikke har klare grenser er de tilegnet medlemsfunksjoner (eksempel i Figur 17). Det er kurver som viser den graden en inputparameter er koblet til en medlemsfunksjonsverdi

[0, 1] for hver enkel fuzzy-regel. Medlemsfunksjonene i StatPack er basert på en Spline Pi-formet medlemsfunksjon er gitt i (Ligning 7 (NGI, 2019)).

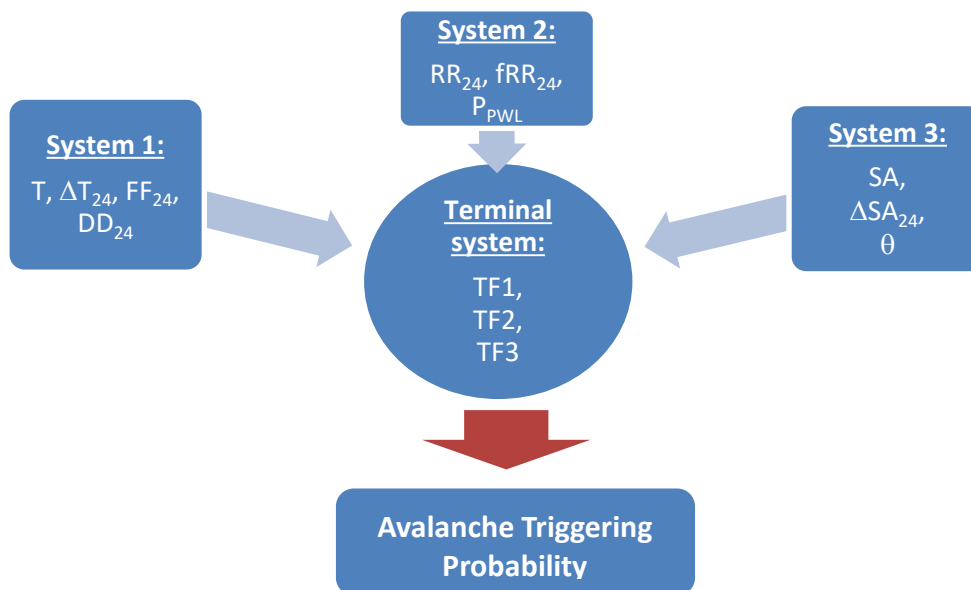
(Ligning 7)



$$\mu(x; p_1, p_2, p_3, p_4) = \begin{cases} 0 & x \leq p_1 \\ 2 \left(\frac{x - p_1}{p_2 - p_1} \right)^2 & p_1 \leq x \leq \frac{p_1 + p_2}{2} \\ 1 - 2 \left(\frac{x - p_2}{p_2 - p_1} \right)^2 & \frac{p_1 + p_2}{2} \leq x \leq p_2 \\ 1 & p_2 \leq x \leq p_3 \\ 1 - 2 \left(\frac{x - p_3}{p_4 - p_3} \right)^2 & p_3 \leq x \leq \frac{p_3 + p_4}{2} \\ 2 \left(\frac{x - p_4}{p_4 - p_3} \right)^2 & \frac{p_3 + p_4}{2} \leq x \leq p_4 \\ 0 & x \geq p_4 \end{cases}$$

Figur 17. Figuren viser hvordan kurvene til medlemsfunksjonene for lufttemperatur ser ut (NGI, 2019).

Hvert delsystem sin utløsningssannsynlighet behandles igjen i et fjerde delsystem/terminalsystem som bestemmer den endelige totale utløsningssannsynligheten (Figur 18) og sannsynligheten for treff i terrenget.



Figur 18. Flytdiagram av oppbyggingen til fuzzy interferenssystemet (NGI, 2019).

2.10.7 Utløpssannsynlighet

Med utløpssannsynlighet menes sannsynligheten for at et punkt i skredbanen vil bli truffet av et skred. For å beregne utløpssannsynlighet anvender StatPack en probabilistisk alfa-beta-modell (forklart i kapittel 2.7.5) som er gitt av Ligning 8 (NGI, upublisert):

(Ligning 8)

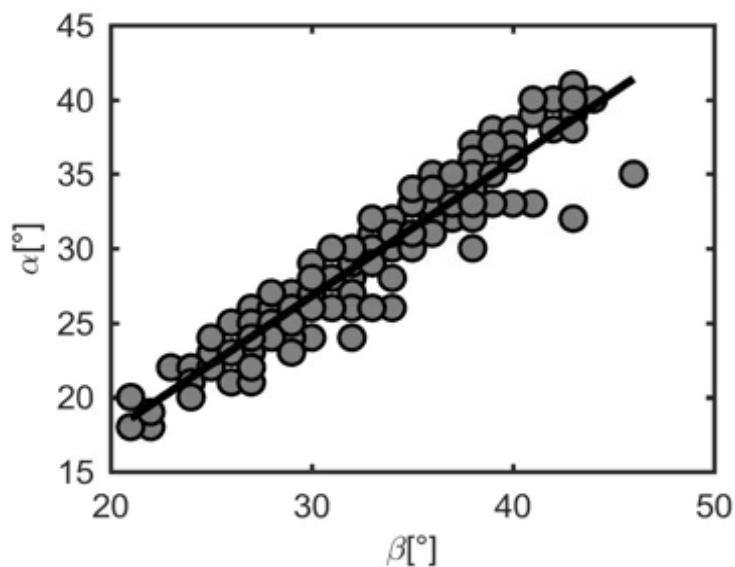
$$\alpha_{\text{prob}} = \alpha_{\text{det}} \cdot \varepsilon$$

α_{det} er en deterministisk analytisk modell, mens ε er en kvantitativ parameterisering av forholdet mellom observert- til modellberegnet verdi – og er dermed en multiplikativ modellfaktor.

Den deterministiske modellen (α_{det}) er basert på en lineær funksjon og fastsettes utfra (Ligning 9 nedenfor). Fra minste kvadrats metode er verdiene for p_1 og p_2 bestemt til henholdsvis 0,6 og 0,91 (NGI, upublisert). Den deterministiske alfa-beta-modellen er plottet i Figur 19 sammen med skredene fra skreddatabasen til alfa-beta-modellen.

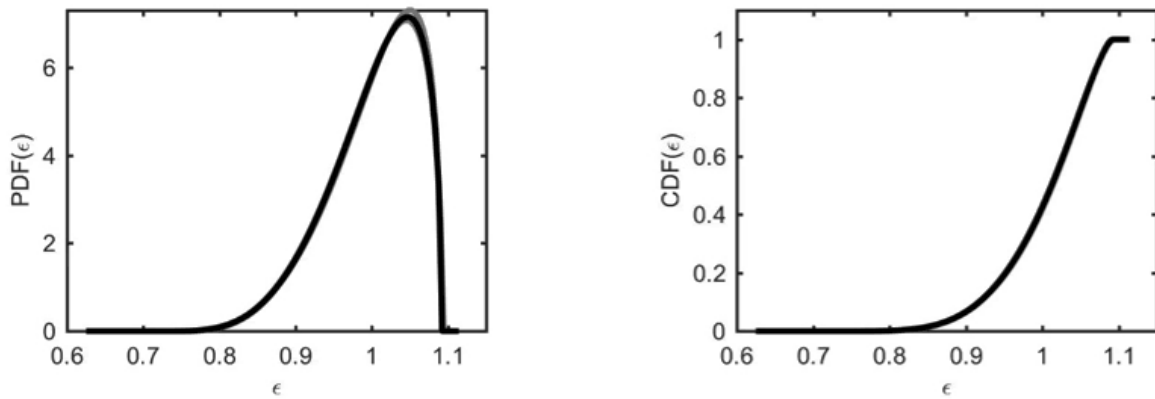
(Ligning 9)

$$\alpha_{\text{det}} = p_1 + p_2 \cdot \beta \rightarrow \alpha_{\text{det}} = 0,91\beta - 0,60$$



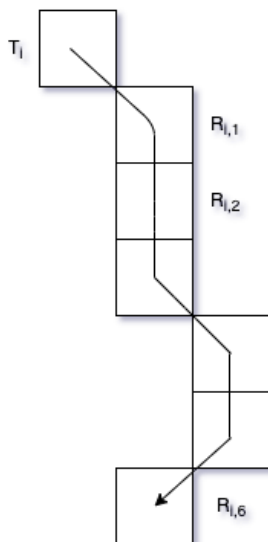
Figur 19. Plottet deterministisk alfa-beta-modell (svart linje), samt skreddatabasen til alfa-beta-modellen (prikker), (NGI, upublisert).

Den multiplikative modellfaktoren (ϵ) er beregnet ut fra en tilnærming med Markov Chain Monte Carlo Bayesian kalkulering. Figur 20 viser tetthetsfunksjon/frekvensfunksjon (til venstre) og den kumulative fordelingsfunksjonen (til høyre) til modellfaktoren ϵ (NGI, upublisert).



Figur 20. Viser modellfaktoren ϵ sin tetthetsfunksjon (venstre) og den kumulative fordelingsfunksjonen (høyre), (NGI, upublisert).

Implementering i StatPack



Figur 21. Illustrasjon av skredbevegelsen langs utløpscellene (R_{ij}) fra en utløpscelle (T_i).

Ved utløsning fra hver enkelt utløpscelle (T_i), følger «skredet» den bratteste banen nedover langs utløpscellene (R_{ij}), slik som illustrert i Figur 21. Skredbanen blir beregnet én gang og med lengst mulige bane. Terrengdataene som er tilgjengelig og som bestemmer retningen på skredet fra celle til celle er presentert i Tabell 3.

Tabell 3. StatPacks tilgjengelige data i valg av skredløp (NGI, upublisert).

Symbol	Beskrivelse
H_i	Terrenghøyde
H	Vertikal høydeforskjell fra utløpscelle til aktuelle utløpsceller
$\theta = \arctan\left(\frac{100}{L\theta}\right)$	Gjennomsnittlig bratthet av øverste 100 høydemetrene i utløpsssonen
$\beta = \arctan\left(\frac{H\theta}{L\theta}\right)$	Gjennomsnittlig bratthet fra skredbanetopp til β -punktet.

Sannsynligheten for treff for hver enkelt celle er gitt av Ligning 10 (NGI, upublisert):

(Ligning 10)

$$Pr_{ij} = 1 - \Phi_{L_{\alpha}}(D_{ij})$$

$\Phi_{L_{\alpha}}(D_{ij})$ er den kumulative sannsynlighetsverdien for distansen D_{ij} basert på den kumulative fordelingen av L_{α} . Dermed er det ikke nødvendig å utføre simulering av L_{α} gjennom repeterte samplinger. Distansen D_{ij} , ekstraheres deterministisk direkte fra ArcGIS som distansen fra senteret av utløsningscellen (T_i) til senteret for den aktuelle utløpscellen (R_{ij}), (NGI, upublisert).

StatPack anvender også prosedyrer fra NAKSIN (Nye AktsomhetsKart for Snøskred I Norge) som grupperer celler i utløsningsområder, og som også ekskluderer områder hvor det ikke kan starte skred (rygger, etc.). For hvert utløsningsområde (samling av utløsningsceller) vil det i utløpsområdet velges den høyeste treffsannsynligheten for en celle, uavhengig av hvilken utløsningscelle som er årsaken til treff. Hvis en celle derimot kan bli truffet av flere utløsningsområder adderes sannsynlighetene (se f.eks. Figur 41), (Glimesdal, S., personlig kommunikasjon, 04.2020).

2.10.8 Forenklinger og begrensninger

I utviklingen av et verktøy som skal speile virkeligheten, gjøres det til en hver tid forenklinger og antakelser. Kompleksiteten i snøskred og forståelsen for når snøskred forekommer, er ikke fullt ut kjent, og samtidig vanskelig å framstille matematisk. StatPack anvender ikke alle parameterne som potensielt kan påvirke skredsannsynligheten, men de parameterne som er tolket til å være viktigst, og som samtidig kan innhentes relativt enkelt (fra blant annet målestasjoner). For at stimuleringstiden ikke skal bli u hensiktsmessig lang, er modellens inputparametere inndelt i delsystemer, noe som forenkler oppbyggingen av modellen og reduserer simuleringstiden, men som samtidig kan utgjøre en begrensning i utløsningsberegningen.

StatPack inkluderer heller ikke effekten som solinnstråling kan ha på snødekkestabiliteten, noe som kan utgjøre en begrensning, spesielt for simuleringer av sørvendte fjellsider på våren. StatPack gjør også antakelsen om at det varslede været (for neste 24 timene) faktisk inntreffer, og usikkerheten i værmeldingen adresseres ikke direkte modellen.

3. Metode

Kapittelet tar for seg fremgangsmetoden som er anvendt for valideringen og uttestingen av StatPack. Det innebærer uttesting mot kjente skredhendelser, sensitivitetsanalyser og validering av skredutløp. Metodekapittelet belyser også hvordan meteorologisk værdata er innhentet for skredhendelsene, samt gir en detaljert beskrivelse av skredene som er valgt ut som testscred.

3.1 Innsamling av meteorologiske data

Innsamling av meteorologiske data for de aktuelle skredhendelsestidspunktene, er avgjørende for uttesting av StatPack. xGeo og eKlima er kildene som er anvendt for å samle inn nevnte meteorologiske data, presentert i Tabell 4. Om ikke annet framkommer eksplisitt, er parameterne temperatur, temperaturendring, observert- og prognostisert nedbør, snøhøyde og endring i snøhøyde innhentet fra xGeo, mens vindstyrke og vindretning er ekstrahert fra eKlima. Både xGeo og eKlima er åpne web-portaler hvor allmenheten kan innhente data, deriblant vær- og klimadata. Generelle data for vinterklimaet (oktober t.o.m. april) for områdene (kapittel 3.3.2) er hentet fra NVEs kartverktøy NEVINA (Nedbørfelt-Vannføring-INdeks-Analyse) og er basert på referanseperioden 1961-1990.

eKlima

eKlima er en web-portal for meteorologiske observasjoner fra Norge, Svalbard og Antarktis som inkluderer Meteorologisk institutts (METs) og andres målestasjoner. eKlima er en åpen og gratis plattform hvor tilgjengelig meteorologiske observasjoner kan ekstraheres som enkelte verdier, samt mer avanserte analyser og grafer. I denne analysen er eKlima fortrinnsvis anvendt for å innhente vindstyrke og vindretning for de respektive skredhendelsene. Det er forsøkt å finne relevante målestasjoner i nær geografisk avstand til skredområdet.

xGeo

xGeo er en web-portal som blant annet inneholder værdata som observasjoner, nåtidsdata og prognoser. xGeo er et samarbeidsprosjekt mellom Statens vegvesen, Bane NOR, NVE, MET, og verktøyet anvendes blant annet til overvåking, varsling og beredskap for jord- flom og snøskredfare (NGU, 2017). Meteorologiske data fra xGeo er såkalt grid-data med oppløsning på 1 km². Slik grid-data regnes i utgangspunktet som «unøyaktige» data, og hvorvidt det påvirker de simulerte resultatene, belyses i kapittel 5.2.

Tabell 4. Oversikt over de meteorologiske forholdene som rådet ved hver av de respektive skredhendelsene, og derav ble anvendt i kalibreringen av StatPack mot tidligere skredhendelser

Parameter	Nebba	Svartisen	Breiddalen	Vestpollen	Kattfjorddalen	Beisfjorden	Uppsete	Tyinstølen	Valldal
T (°C)	2	2.5	2	-2	-4.95	-13.9	-3.45	-6.25	-8.25
ΔT_{24} (°C)	6.5	3.5	-0.5	3	3.7	-1.9	1.2	-2	1.2
FF_{24} (m/s)	4	3.6	1.2	4.1	2.9	7.3	0.7	4	0.3
DD_{24} (°)	243	181	306	307	242	247	328	282	347
fRR_{24} (mm)	2	0	0	3	1.2	2	15	15	32
RR_{24} (mm)	11	0	0	3	1.8	0	10	16.8	25
SA (cm)	244	201.6	180	139.2	132	78.7	140	85	225.3
ΔSA_{24} (cm)	4	-5.3	-0.5	1	-0.2	-0.4	6.4	7	21
θ (°)	-	-	-	-	-	-	-	-	-

3.2 Innsamling av skredhendelsesdata

Det eksisterer ulike databaser hvor skredhendelsesdata kan innhentes. RegObs og NGIs skreddatabase er anvendt for å plukke ut skred som StatPack skal kalibreres mot. De utvalgte skredene er framstilt i Tabell 5.

RegObs (registrer observasjoner) er et verktøy som legger til rette for opplastning og deling av informasjon som er relevant for den regionale skredvarslingstjenesten RegObs. Konseptet er basert på en nettdugnad hvor alle kan legge inn relevant informasjon som er viktig for regional og lokal skredvarsling, herunder eksempelvis værobservasjoner, skredfaretegn, snøprofiler, observerte skred, etc. Det eksisterer både en applikasjon og en åpen nettsideplattform, hvor registreringene er tilgjengelig for allmenheten. For å registrere informasjon i regObs må brukere opprette en brukerprofil. Hver brukerprofil tilegnes et gitt antall «stjerner», basert på økende

grad av kurssertifisering, hvorav 3-5 «stjerner» indikerer omfattende og offisiell kurssertifisering (Ekker, et al., 2013). For uttestingen av StatPack er det i alt, anvendt 3 registrerte skred fra regObs, hvorav samtlige er registrert av brukerprofiler med 3-5 «stjerner». Det er primært informasjon om de respektive skredhendelsenes skredtidspunkt og registrerte start- og stoppested som er innhentet fra regObs. Skredhendelsene fra regObs er dermed i oppgaven framstilt som linjer som indikerer skredenes sentrallinje fra start- til stoppested.

6 av de anvendte uttestingsskredene er registrert av NGI i deres skreddatabase. Skredene er registrert med skredhendelsestidspunkt og framstilt som polygoner av skredoverflaten i intern ArcGIS-database.

Tabell 5. Tabellen viser de utvalgte testskredene. Oransje farge indikerer at de er hentet fra NGIs skredatabase, mens blå farge betyr at de er hentet fra regObs.

Dato	Skredtype Orientering	Område Kommune	Start – stopp (moh.)	Skredbane (m)	Element at risk	Vinterklima		Topografi	Alfa-vinkel (°)
						Nedbør (mm)	Temperatur (°C)		
25.03.2017	Vått flakskred NØ	Nebba Molde	1045 - 65	1490	Ingen	800	0.24	Åpen fjellside	33.3
06.05.2016	Vått løssnøskred Ø	Svartisen Meløy	1215-1185	40	Ingen	1937	-3.01	Åpen fjellside	50.2
12.04.2016	Glideskred S	Breiddalen Skjåk	1105 - 928	280	Geirangervegen	946	-2.29	Åpen fjellside	32.3
29.02.2016	Tørt flakskred Ø	Vestpollen Vågan	570 - 509	75	Ingen	1725	0.54	Åpen fjellside	39.1
06.02.2016	Tørt flakskred NV	Kattfjordalen Tromsø	600-100	900	Kraftlinje (Vei)	861	-2.29	Åpen fjellside	29.1
11.02.2011	Tørt flakskred SSV	Beisfjorden Narvik	400 - 0	510	Vei	517	-5.03	Bekkedal	38.1
07.02.2011	Tørt flakskred SSØ	Uppsø Aurland	1240 - 900	630	Bygninger Uppsøvegen	1005	-3.89	Åpen side/skålformasjon	28.4
27.01.2008	Tørt flakskred Ø	Tyinstølen Vang	1260 - 1100	580	Bygninger	467	-4.29	Åpen fjellside/skålformasjon	14.5
12.04.1982	Tørt flakskred S	Valldal Fjord	1320 - 50	2600	Bygninger Vei	1017	0.63	Åpen fjellside	26.2

3.3 Validering av StatPack

Formålet med valideringen av StatPack er å kartlegge hvor bra modellen kan estimere sannsynligheten for skredutløsning og sannsynlighet for treff i terrenget, og dermed vurdere hvor godt StatPack er egnet til sitt formål, og hva som eventuelt må forbedres. En slik validering innebærer en omfattende prosess hvor flere aspekter ved modellen må adresseres. Metoden med uttesting og validering av StatPack strekker seg over følgende punkter:

1. Systematisk uttesting gjennom simulering av kjente skredhendelser
2. 5 systematiske sensitivitetsanalyser basert på et utvalg av skrescenarioer
3. Systematiske sensitivitetsanalyser av parameterne som fortrinnsvis påvirker utløsningssannsynlighet mest for de respektive skredhendelsene
4. Validering av skredutløpet i StatPack – herunder utløpslengde og utløps sannsynlighet.

3.3.1 Uttesting mot kjente skredhendelser

Et viktig steg i valideringen av StatPack, er å simulere valgte skredhendelser opp mot de meteorologiske forholdene som eksisterte på de respektive skredtidspunktene. En slik uttesting gir viktige indikasjoner på korrelasjonen mellom StatPacks simuleringer av utløsningssannsynlighet, og da det faktisk gikk skred. Simuleringene gir også viktig kunnskap om utløps sannsynlighet og utløpslengde i forhold til reell utløpslengde. Da tidligere skred er konkrete, tidfestede hendelser med tilhørende kjente meteorologiske forhold, utgjør de en viktig informasjonskilde for uttesting av modellen.

Data om de respektive gjeldende værforhold og skredenes karakteristikk, innhentes slik som det framkommer av kapittel 3.1 og 3.2, og er framstilt i henholdsvis Tabell 4 og Tabell 5. Skredtype, utløsningsområde, utløpsområde og skredtidspunkt er de faktorene som må være kjent for hver av de respektive skredhendelsene. Med bakgrunn i innsamlete data, simuleres hver av de 9 skredhendelsene, med 3 ulike verdier for sannsynlighet for tilstedeværelse av vedvarende svake lag (P_{pwl}). Noe som totalt medfører 27 simuleringer. De 3 verdiene som anvendes for P_{pwl} er 0.3, 0.6 og 0.9. Hensikten er at verdiene skal representere spekteret av denne parameteren, og dermed gi troverdige utløsningssannsynligheter. P_{pwl} er som kjent en parameter som ikke er tilgjengelig/kjent for de aktuelle skredhendelsene, og vil følgelig medføre en usikkerhet for den endelige utløsningssannsynligheten. Det er dog vurdert til lite

hensiktsmessig å simulere for samtlige tenkelige verdier for P_{pwl} , da det er veldig tidskrevende, og vil gi små utslag. Sensitivitetsanalysene (kapittel 3.3.3.2) vil for øvrig ta for seg den totale innvirkningen på ATP som ulike verdier for P_{pwl} , har.

Det er i hovedsak to aspekter ved simuleringsresultatet som er relevant fra en slik kalibrering, utløsningssannsynlighet og utløpslengde. Kalibreringen gir grunnlag for å estimere en korrelasjon mellom empiriske utløpslengder og simulerte utløpslengder. Videre gir det viktig informasjon om en simulert utløsningssannsynlighet, i en situasjon da det faktisk gikk et skred.

I tillegg vil testingen mot kjente skredhendelser gi grunnlag for en vurdering og diskusjon i forbindelse med snøskredvarsling. Hva medfører de ulike skredsannsynlighetene for varslings-tjenesten – når er det rimelig å evakuere bebyggelse, evt. stenge infrastruktur? Det påfølgende kapittelet (3.2.2) beskriver i nærmere detalj de skredhendelsene som er anvendt for uttestingen av StatPack.

3.3.2 Områdebeskrivelse

Hensikten er som nevnt å teste StatPack opp mot skredhendelser med ulik karakteristikk, herunder variasjon i skredtype, klimatologiske forhold, geografisk lokasjon og skredkarakteristikk. De generelle data om vinterklima (okt-april) som framkommer for de respektive områdene er altså generert fra NEVINA.

Formålet er kartlegge når modellen fungerer etter hensikten, samt i hvilke situasjoner modellen ikke gir ønsket resultat. Utvalget består av tørre- og våte flakskred, et vått løssnøskred, samt ett glideskred (Tabell 5). Skredhendelsene presenteres fra yngst til eldst, slik som de er presentert i Tabell 5. Skredenes geografiske lokasjon er presentert i Figur 22.

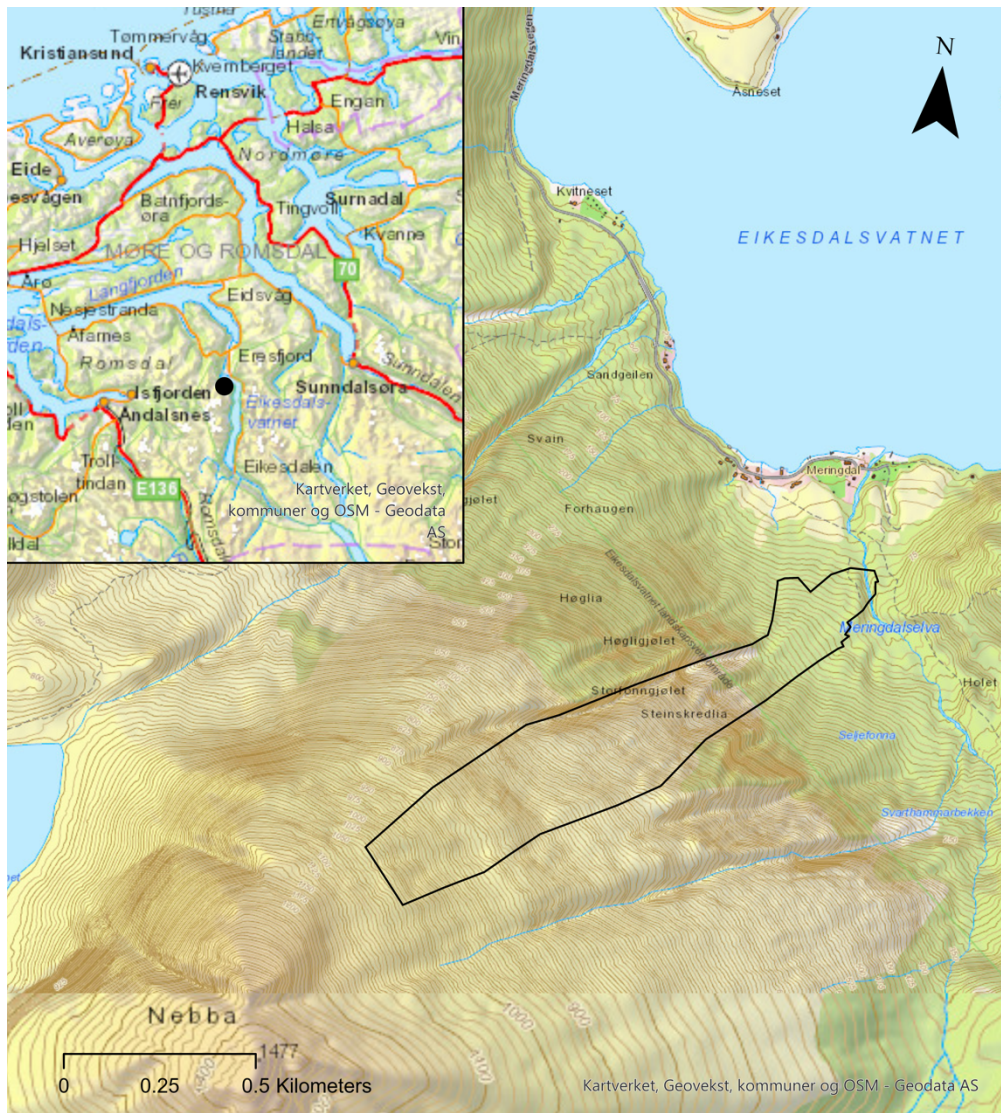


Figur 22. Kartet viser den geografiske lokasjonen til de valgte skredhendelsene.

Nebba, 25.03.2017, Molde kommune, Møre og Romsdal fylke

Det gikk opprinnelig flere våte flakskred fra fjellet Nebba på samme dag den 25 mars, 2017. Skredet som er inkludert i uttestingen av StatPack, gikk på fjellets nordøstlige flanke (Figur 23). Skredet løste ut på 1045 meter over havet og stoppet opp på 65 meters høyde over havet – en fallhøyde på 980 meter. Alfa-vinkelen til skredet var på 33.3°.

Vinterklimaet i området er relativt mildt. Området har en gjennomsnittstemperatur på 0.3°C og mottar 800 millimeter nedbør i vintermånedene. På skredtidspunktet var lufttemperaturen på 2°C, etter et døgn med kraftig temperaturstigning (6.5°C). Det er rimelig å anta at det som var den utløsende årsaken for skredet var temperaturstigningen og den varme temperaturen.



Figur 23. Kartet viser skredet som gikk fra fjellet Nebba. Svart polygon representerer skredoverflaten.

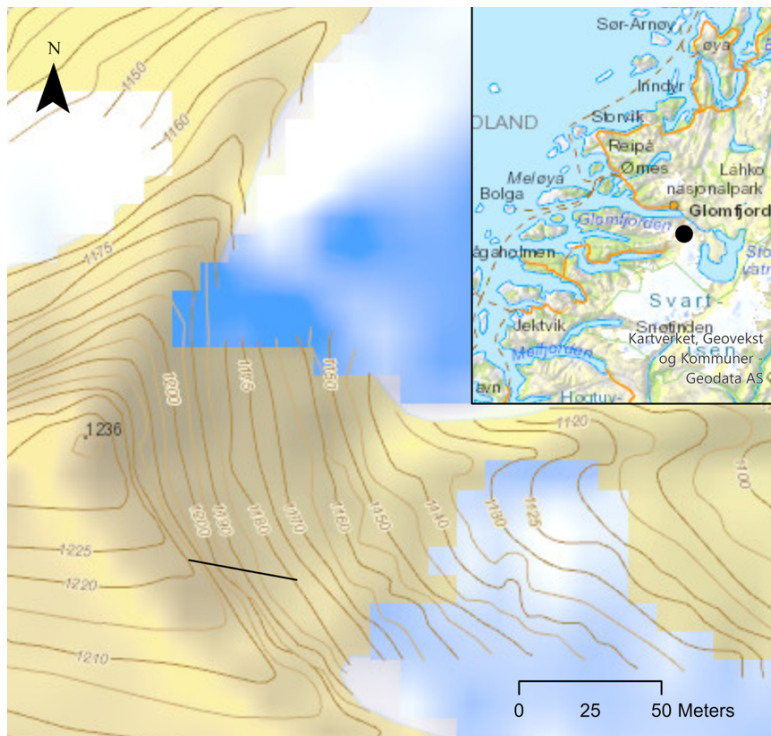
Svartisen, 06.05.2016 Meløy kommune, Nordland fylke

Svartisen strekker seg over et areal på omtrent 370 km², og utgjør med det Norges nest største isbre. Den er delt i vest- og østisen, og strekker seg over i alt fire kommuner. Området har et maritimt klima, og mottar hele 1937 millimeter vinternedbør, noe som utgjør mest nedbør av de valgte områdene. Vintertemperaturen for skredområdet er -3.1°C.

Det aktuelle skredet (Figur 24) var et vått løssnøskred, som gikk i en skålformet fjellformasjon. Fallhøyden på 30 meter utgjør det laveste av de valgte skredhendelse. På lik linje er alfavinkelen på 50.2°, desidert størst. Ved skredtidspunktet var lufttemperaturen på 2.5°C etter et døgn med temperaturstigning på 3.5°C. Det er sannsynlig at nevnte temperaturendring fra

minus- til plussgrader kan være en viktig faktor som var med på å trigge det våte løssnøskredet gjennom en svekkelse av bindingene mellom snøkornene (kapittel 2.6).

Det er ingen utsatte objekt i nær tilknytning til skredområdet, men skredet er inkludert da det er ønskelig å se hvordan modellen forholder seg til skred med lav fallhøyde og stor alfa-vinkel.



Figur 24. Kartet viser skredet fra Middagstuva på Svartisen. Svart linje angir skredets sentrallinje med avgrenset start- og stoppested. De blå-hvite områdene i kartet er bre-is.

Breiddalen, 12.04.2016, Skjåk kommune, Innlandet fylke

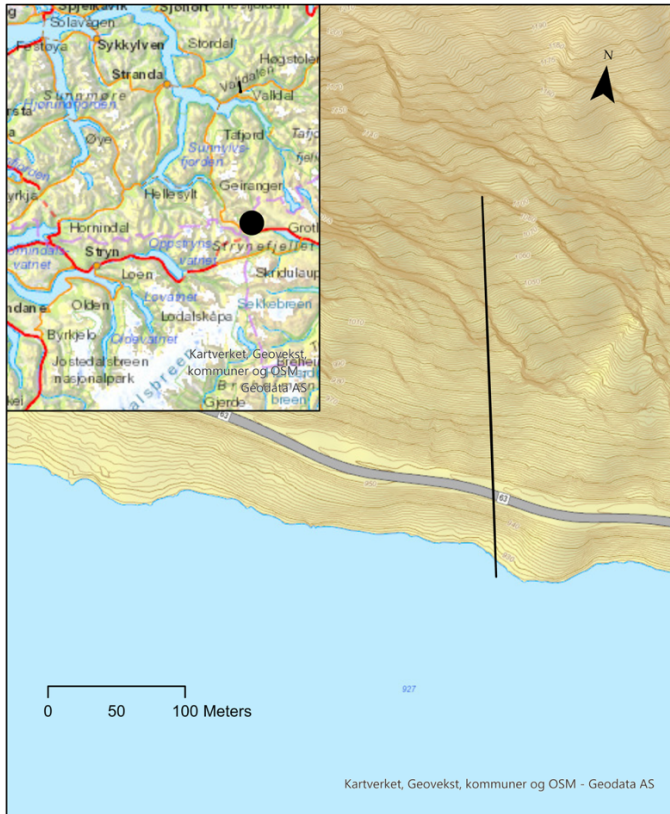
Breiddalen er et tilnærmet vegetasjonsfritt høyfjellsområde som har et vinterklima med 946 millimeter nedbør og en gjennomsnittlig temperatur på -2.3°C .

Skredet gikk på den sørvendte siden av fjellet Breiddalseggi, og ble detektert av NVE gjennom deres radar (InSAR), (Figur 25). Utløsningsområdet var på 1105 meter over havet, mens utløpsområdet var



Figur 25. Foto av skredet i Breiddalen, tatt mot nordvest dagen etter skredet løsnet. (Foto: SSVs webkamera).

lokalisert på Langvatnet, 928 meter over havet. Brorparten av skredmassene ble dog avsatt på Fylkesvei 63 (Figur 26). Skredet skiller seg ut fra de øvrige utvalgte skredene da det var et glideskred. Det er en type flakskred hvor bakken utgjør glideplanet (kapittel 2.7). Skredets alfa-vinkel var på 32.3°.



Figur 26. Kart som viser skredet i Breiddalen. Svart linje angir skredets sentrallinje med start- og stoppested.

Vestpollen, 29.02.2016, Vågan kommune, Nordland fylke

Vestpollen er et område i Vågan kommune, Nordland. Som resten av Lofoten er Vestpollen preget av et maritimt klima, med milde temperaturer og mye nedbør. Området mottar hele 1725 millimeter nedbør i løpet av vinterperioden, og har en gjennomsnittlig vintertemperatur på 0.5°C.

Skredhendelsen bestod av et tørt flakskred som gikk på østsiden av en fjellrygg mellom fjellene Torskmannen og Breitinden (Figur 27). Skredet hadde en fallhøyde på 61 meter og en alfa-

vinkel på 39.1° . Skredet var av størrelse 1-2, og utgjør dermed det minste av skredhendelsene i uttestingen av StatPack.



Figur 27. Kartet viser skredet i Vestpollen. Svart linje angir skredets sentrallinje med avgrenset start- og stoppested.

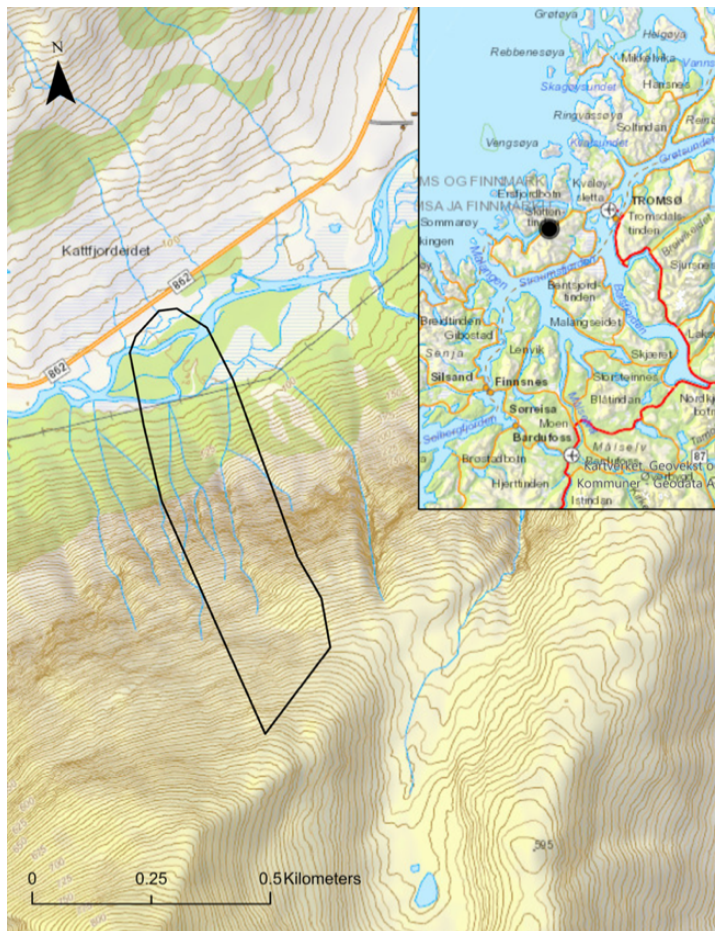
Kattfjorddalen, 06.02.2016, Tromsø kommune, Troms og Finnmark

I februar 2016 gikk det et tørt flakskred fra Durmålstinden i Kattfjorddalen, Troms.

Området er preget av relativt kalde vintre med moderate nedbørsmengder, henholdsvis en gjennomsnittstemperatur på -2.3°C , og 861 millimeter nedbør. Den dominerende nedbørsbærende vindretningen for området er S/SV. Skredets utløsningsområde er orientert mot NV, noe som medfører at utløsningsområdet ofte vil pålagres av vindtransportert snø, og følgelig kan bli ustabil (NVE, 2016a).

Skredet løste ut ved 600 meters høyde (Figur 28), og hadde en fallhøyde på omlag 500 meter. Skredmassene passerte både en kraftlinje og elven Fossan, og stoppet opp kun 10 meter fra

fylkesvei 862. Skredet medførte ingen rapporterte konsekvenser for hverken mennesker eller infrastruktur. Skredet var av størrelse 3 og hadde en alfa-vinkel på 29.1° .



Figur 28. Kartet viser flakskredet (svart polygon) som gikk i Kattfjorddalen, Troms.

Beisfjorden, 11.02.2011, Narvik kommune, Nordland fylke

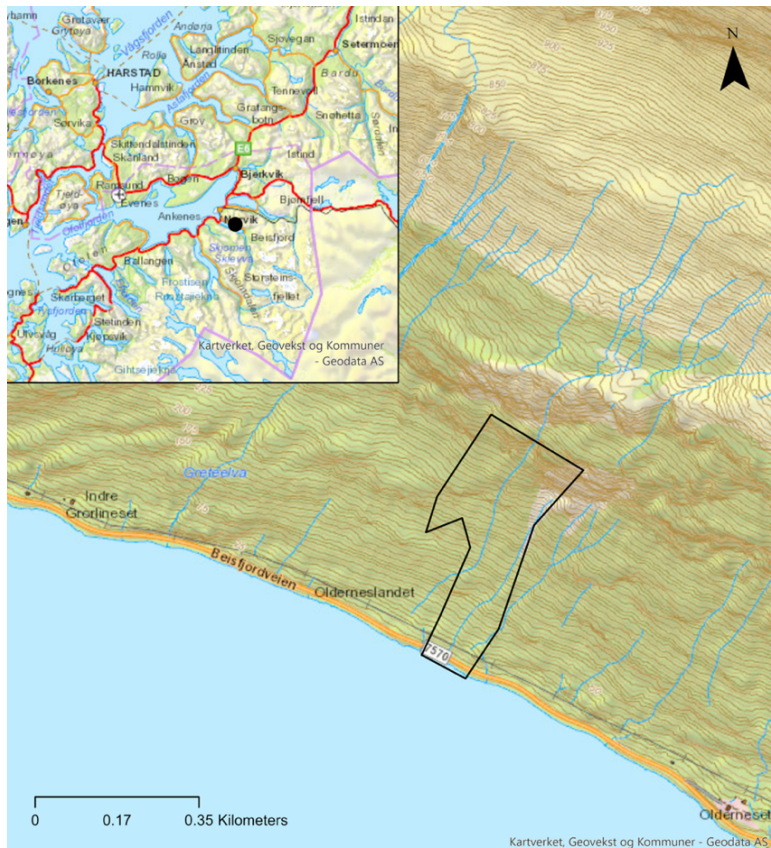
Beisfjorden utgjør en liten sidefjord innerst i Vestfjorden, Narvik kommune. Området er preget av relativt kalde og nedbørfattige vintre. Området har et vinterklima med gjennomsnittlig temperatur på -5.0°C og gjennomsnittlig nedbørsmengder på 502 millimeter. Nedbøret kommer både som snø og regn (NVE, 2016b).

Et tørt flakskred gikk på en SSV-ventd fjellside ved Olderneset i Beisfjorden (Figur 29 og Figur 30). Skredet løste ut på 400 meters høyde, hadde en total skredbane på 510 meter og stoppet opp ved havnivå. Alfa-vinkelen til skredet var relativt stor, 38.1° , noe som antakeligvis skyldes at skredet stopper brått ved overgang til havet. En del av skredmassene ble avsatt på Beisfjordveien (fylkesvei 751) – med en lateral utbredelse på omlag 120 meter.



Figur 29. Bilde av skredmassene og skredutløpet for skredet i Beisfjorden (tatt mot NØ). Foto: Berit Hergot.

Skredet skiller seg ut fra de andre skredhendelsene da utløsningsområdet ligger under skoggrensen. Skog vil som regel ha en stabiliserende effekt, og dermed redusere både hyppighet og lateral utbredelse av skred (NVE, 2016).

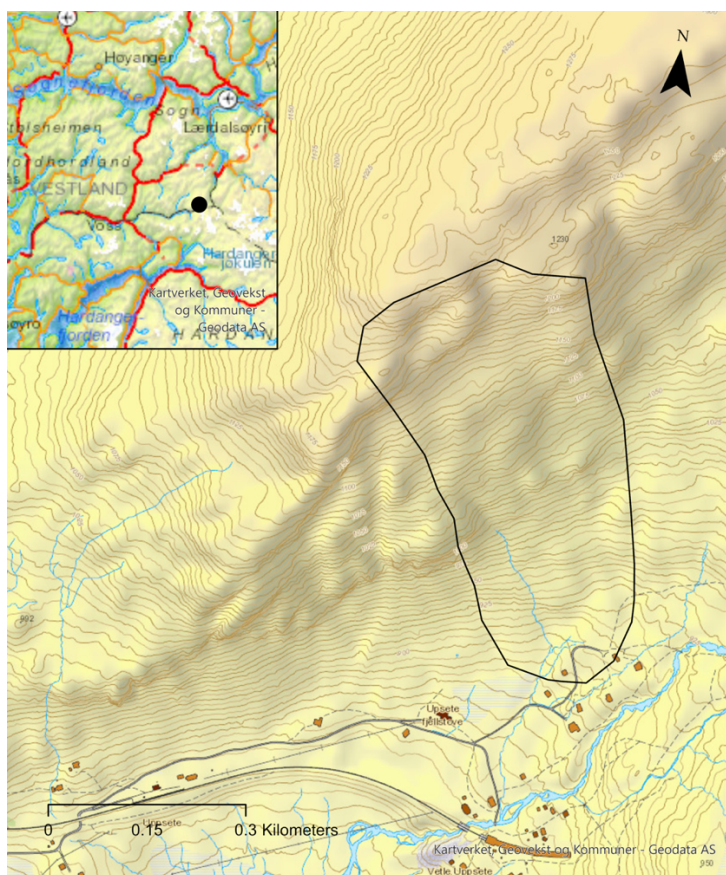


Figur 30. Kartet viser skredet som gikk i Beisfjorden. Det svarte polygonet representer skredoverflaten.

Uppsete, 07.02.2011, Aurland kommune, Vestland

Uppsete er lokalisert like over skoggrensen, på omtrent 870 meters høyde. Området har et vinterklima med 1005 millimeter nedbør og en temperatur på -3.9°C .

I februar 2011 løsnet et tørt flakskred (Figur 31) fra en fjellrygg rett ovenfor Uppsete fjellstove. Skredet løste ut i en S/SØ-vendt fjellside, 1240 meter over havet. Skredet forårsaket skade på bygninger, samt gikk over den lokale Uppsetevegen. Skredets fallhøyde var på 340 meter, noe som gir en alfa-vinkel på 28.4° . Værsituasjonen ved skredtidspunktet var preget av en del nedbør, med henholdsvis 15 mm og 10 mm for prognostisert- og registrert nedbør.



Figur 31. Kart som viser skredet i Uppsete. Svart polygon representerer skredoverflaten.

Tyinstølen, 27.01.2008, Vang kommune, Innlandet

Tyinstølen er lokalisert i et vegetasjonsfritt alpint fjellterreng. Området har et typisk innenlandsklima med lite nedbør og kalde vintre, henholdsvis 467 millimeter vinternedbør og en vintertemperatur på -4.3°C . Tyinstølen mottar brorparten av vinden fra vest, noe som gjør at det østvendte utløsningsområdet ligger i le av vinden, og pålagres ofte av vindtransportert snø (NVE, 2015).



Figur 32. Foto av Tyinstølen tatt fra nord. Skredet sees midt i bildet. (Foto: Svein Helge Frækaland, Statens Vegvesen).

Et stort, tørt flaskred (strl. 4) gikk i fjellsiden over hytteområdet på Tyinstølen (Figur 32). Helningen i utløsningsområdet var på 35-45°. Skredets fallhøyde var på omlag 150 meter, men skiller seg betydelig fra de andre skredhendelsene ved en veldig liten alfa-vinkel på 14.5°. Selve skredmassene stoppet kun noen meter fra flere hytter i området, mens noe av snøskyen traff hyttene (Figur 33). Kun et uthus ble skadet av skredhendelsen.



Figur 33. Kartet viser flaskredet som gikk i Tyinstølen. Svart polygon representerer skredoverflaten.

Valldal, 12.04.1982, Fjord kommune, Møre og Romsdal

Valldal er lokalisert i Møre og Romsdal på Nord-Vestlandet. Området har et relativt mildt vinterklima med en gjennomsnittstemperatur på -0.5°C , samt en vinternedbørsmengde på 1051 millimeter.

Det tørre flaskskredet (Figur 34) løste ut på kote 1320, like under toppen på fjellet Ormula. Skredets fallhøyde var på hele 1280 meter, noe som utgjør den største fallhøyden for de valgte skredene. Alfa-vinkelen på 26.2° regnes som relativt liten. Skredet gjorde skade på bebyggelse, og passerte samtidig både en elv og en liten lokalvei.

Skredet inntraff i en periode hvor det var observert- og prognostisert store mengder med snø, henholdsvis 25- og 32 millimeter nedbør. Det er følgelig rimelig å anta at den økende belastningen fra all snøen, var med på å skape et ustabilt snødekket ved skredtidspunktet.



Figur 34. Kartet viser skredet som gikk fra fjellet Ormula i Valldal. Svart polygon representerer skredoverflaten.

3.3.3 Sensitivitetsanalyser

Formålet med sensitivitetsanalysene er å identifisere modellens styrker, svakheter og feilmarginer. Hensikten er å kartlegge innvirkningen til hver inputparameter på den endelige utløsningssannsynligheten. Det er en omfattende prosess, men gir en god forståelse for hvordan modellen påvirkes av inputparametere. Sensitivitetsanalysene utgjør dermed et viktig steg i valideringen av StatPack.

Det er for tidkrevende å teste hele modellen gjennom sensitivitetsanalyser, da den består av tilnærmet uendelige antall konstellasjoner av inputparametere. Det medfører at sensitivitetsanalyseprosessen utføres over følgende to delprosesser, for da å kunne inkludere det som er vurdert som det viktigste.

1. Sensitivitetstester gjennom et utvalg av skredscenarioer
2. Sensitivitetsanalyser gjennom endring av enkeltparametere for et gitt antall skredhendelser.

3.3.3.1 Sensitivitetsanalyser gjennom et utvalg av skredscenarioer

Sensitivitetsanalyser av enkeltparametere i StatPack er tidligere blitt utført basert på skredscenarioene som framkommer i Tabell 6 (Ragulina, et al., upublisert). Et viktig steg i valideringen av StatPack, er å kartlegge hvordan disse fem ulike skredscenarioene påvirker utløsningssannsynligheten for reelle skredhendelser. Skredscenarioene er et godt verktøy for å forstå hvordan de ulike inputparameterne påvirker utløsningssannsynligheten.

Tanken er at samtlige skredscenarioer skal representere skredsituasjoner som oppstår relativt hyppig ute i felt. Det gir igjen grunnlag for å se på forholdet mellom den simulerte skredsannsynligheten og den allmenne oppfatningen av den reelle skredsannsynligheten, for hvert enkelt skredscenario. Samtlige fem skredscenarioer er simulert for fem utvalgte skredhendelser, derav 25 simuleringer totalt. Verdiene til inputparameterne for hvert enkelt scenario, framkommer i Tabell 6.

Tabell 6. Tabellen viser de 5 skredscenarioene som ligger til grunn for sensitivitetsanalysene. Parameterne som står oppført i første rad er beskrevet tidligere i

Id	Skredscenario	T	ΔT_{24}	FF_{24}	DD_{24}	RR_{24}	fRR_{24}	P_{PWL}	SA	ΔSA_{24}	θ
1	Veldig usannsynlig	-15	-5	1	–	1	0	0.1	30	-1	–
2	Veldig sannsynlig	+7	+12	25	–	50	30	0.9	200	+30	–
3	Moderat sannsynlig	0	+3	6	–	10	10	0.5	110	+10	–
4	Vårskred	0	0	3	–	0	0	0.9	150	-2	–
5	Vind-generert skred	-8	-1	16	–	30	30	0.5	150	+50	–

Det er ikke oppgitt verdier for vindretning (DD_{24}) eller terrenggradient (θ), noe som skyldes at hver enkelt skredhendelse har egen topografi og orientering. Terrenggradienten er heller ikke en verdi som settes manuelt, men innhentes direkte i StatPack for det aktuelle området. Da sensitivitetsanalysene utføres manuelt, settes vindretning (skjønnsmessig vurdering) slik at det skal representere hvert enkelt skredscenario på en adekvat måte. Det medfører følgende:

- Skredscenario 1 (veldig usannsynlig skred): utløsningsområdet i vindens loside.
- Skredscenario 2 (veldig sannsynlig skred): utløsningsområdet i lesiden for vinden.
- Skredscenario 3 (moderat sannsynlig): vindretning normalt på utløsningsområdet.
- Skredscenario 4 (vårskred): utløsningsområdet i vindens loside (kun 3 m/s vindstyrke).
- Skredscenario 5 (vind-generert skred): utløsningsområdet i lesiden for vinden.

De respektive skredscenarioene har altså en iboende forventning til resultatet av en simulering. Det innebærer at det, for eksempel for skredscenario 1, er en forventning av at den simulerte skredsannsynligheten skal være veldig lav/veldig usannsynlig.

3.3.3.2 *Sensitivitetsanalyser av enkeltparametere*

Sensitivitetsanalysene av enkeltparametere utgjør antakeligvis det viktigste verktøyet i valideringen av StatPack. Slike analyser har som formål å kartlegge hvordan ulike verdier av en inputparameter påvirker den endelige utløsningssannsynligheten. Eksempelvis er det ventet at utløsningssannsynligheten vil være større ved store nedbørsmengder, enn ved små nedbørsmengder. En sensitivitetsanalyse vil dermed kartlegge graden av innvirkningen som de ulike inputparameterne har.

Som figur 18 viser så vil en endring av én enkeltparameter kunne gi en endring i det aktuelle delsystemet i fuzzy-logikk-utformingene. Det vil igjen kunne gi en endring i terminalsystemet, som basert på delsystemene, estimerer en endelig ATP. Med andre ord er det ikke eksplisitt at en endring av én enkel inputparameter vil resultere i en endring i endelig utløsningssannsynlighet.

Det er utført sensitivitetsanalyser av enkeltparameterne som er tolket til å ha størst påvirkning på skredsannsynligheten for de respektive skredhendelsene. Utvelgelsen av hvilke inputparametere som sensitivitetstestes, er altså basert på en skjønnsmessig vurdering hvor parameterne som har størst innvirkning på ATP, analyseres for de respektive skredhendelsene. Eksempelvis vil det for en skredhendelse som inntraff i forbindelse med temperaturstigning og plussgrader, bli utført sensitivitetsanalyser av temperatur (T) og temperaturendring i løpet av kommende døgn (ΔT_{24}).

Sensitivitetsanalysene utføres manuelt ved at inputparameterne settes lik de rådende forholdene ved skredtidspunktene (slik som i Tabell 4). Så endres verdien til én relevant inputparameter manuelt, før StatPack simuleres. Deretter loggføres hvilken innvirkning den nye verdien, har for utløsningssannsynligheten. Denne prosessen gjentas systematisk for de relevante verdiene av inputparameteren. Eksempelvis vil en simulering hvor temperaturen settes til 50°C regnes som totalt irrelevant, da det aldri forekommer i Norge. En slik tilnærming med manuelle sensitivitetsanalyser, resulterer i et veldig stort antall av simuleringer i StatPack. Totalt er det utført et sted mellom 500-600 simuleringer i forbindelse med denne typen sensitivitetsanalyser.

Eksempel: glideskredet i Breiddalen

Tabell 7 viser de forholdene som var rådende i forbindelse med glideskredet i Breiddalen (kapittel 3.3.2). Den skjønsmessige vurderingen er at skredet, etter all sannsynlighet, gikk som et resultat av høy temperatur. På bakgrunn av den vurderingen utføres det for Breiddalen, sensitivitetsanalyser av inputparameterne temperatur (T) og temperaturendring (ΔT_{24}).

Parameter	Breiddalen
T (°C)	2
ΔT_{24} (°C)	-0.5
FF_{24} (m/s)	1.2
DD_{24} (m/s)	306
fRR_{24} (mm)	0
RR_{24} (mm)	0
SA (cm)	180
ΔSA_{24} (cm)	-0.5
θ (°)	–

Tabell 7. Tabellen viser de rådende forhold for glideskredet i Breiddalen

3.3.4 Validering av utløpsberegninger i StatPack

Modellen angir sannsynligheten for at hver enkelt piksel langs en skredbane, vil bli truffet av et skred (gitt utløsning). Beregning av sannsynlighet for treff i terrenget (utløp), utgjør et veldig viktig aspekt ved modellen. Hensikten er at StatPack skal anvendes til lokal snøskredvarsling, og følgelig er det viktig å kunne angi sannsynligheten for at et skred skal treffe et punkt i terrenget. Punktet kan i virkeligheten representere bebyggelse, en vei eller annen infrastruktur. I den forbindelse er det ønskelig å vurdere forholdet mellom de simulerte utløpslengdene, relativt til skredenes observerte utløpslengder (Ligning 11).

(Ligning 11)

$$\Delta \text{Utløpslengde (\%)} = \frac{\text{Utløpslengde}_{\text{simulert}} - \text{Utløpslengde}_{\text{observert}}}{\text{Utløpslengde}_{\text{observert}}} * 100$$

Ekstraksjon av utløpslengden i ArcGIS, utføres gjennom å måle den horisontale utløpsdistansen fra et punkt i bakkant av utløsningsområdet, til punktet for den lengste utløpslengden. Den oppmålte linjen representerer sentrallinjen til skredet. Sentrallinjen utgjør det beregningsområdet hvor de simulerte treffsannsynlighetene er mest korrekt, da StatPacks utforming er fundamentert på at skredet tar bratteste skredbane nedover (forklart i kapittel 2.10.7).

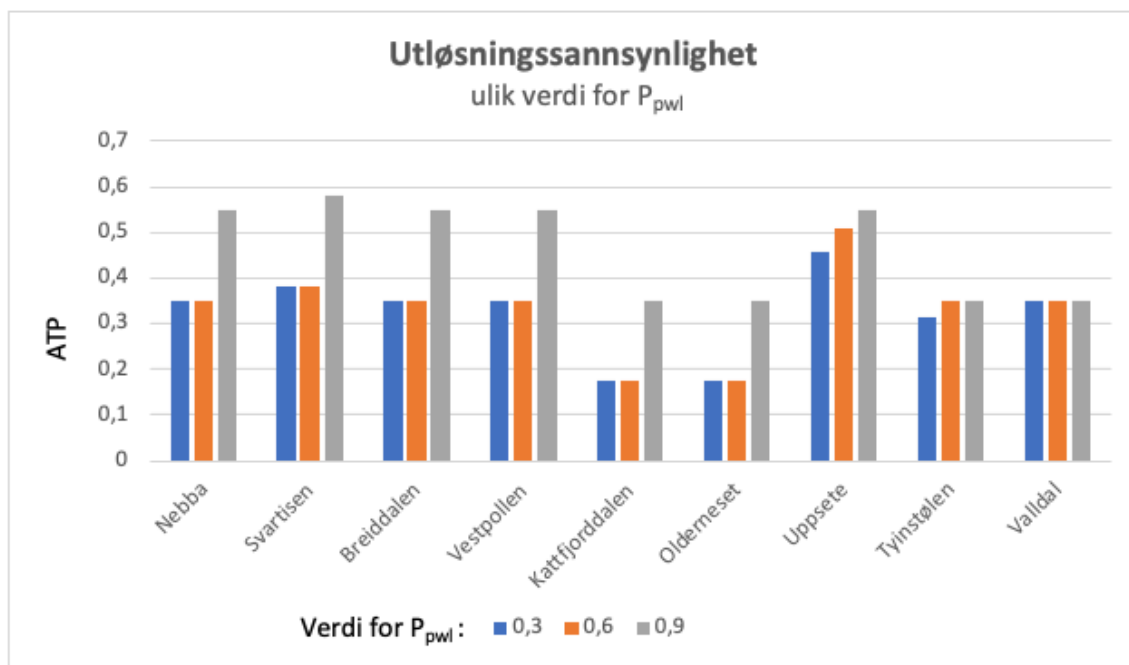
Beregnete utløpslengder med lavt avvik (i %) indikerer en god korrelasjon mellom de simulerte- og de observerte utløpslengdene, og gir dermed lovende resultater for validering av StatPacks utløpslengder.

4. Resultater

Resultatene presenteres systematisk på en tilsvarende måte som de er framstilt i metodedelen (kapittel 3). Noe som innebærer en presentasjon av uttestingen mot kjente skredhendelser, sensitivitetsanalysene for både skredscenarioene og inputparameterne, samt resultatene fra valideringen av utløpslengder.

4.1 Uttesting mot kjente skredhendelser

Som det framkommer av kapittel 3.3.1, er StatPack testet opp mot kjente skredhendelser. Resultatet av uttestingen (med tre verdier for P_{pwl}) er presentert som utløsningssannsynligheter i Figur 35 nedenfor.



Figur 35. Diagram som viser utløsningssannsynligheten for skredhendelsene ved verdier for P_{pwl} på henholdsvis 0.3, 0.6 og 0.9.

Det er en trend i simuleringresultatet at utløsningssannsynligheten øker når P_{pwl} øker fra 0.3 til 0.9. I de fleste tilfellene skjer denne økningen først når P_{pwl} har passert 0.6, noe som samsvarer godt med det som framkommer av sensitivitetsanalysene for P_{pwl} (kapittel 4.3). Totalt øker ATP i 7 av de 9 tilfellene når P_{pwl} går fra 0.6 til 0.9, mens en økning i ATP kun forekommer i 2 av 9 tilfeller når P_{pwl} økes fra 0.3 til 0.6.

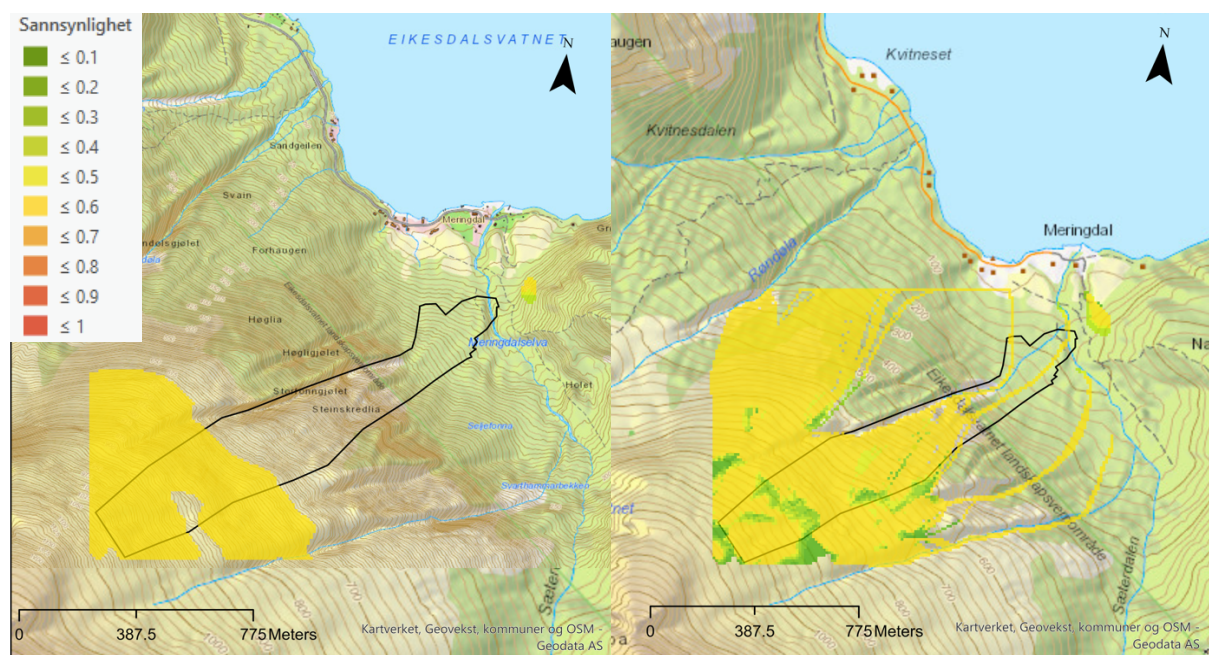
Det er kun for skredhendelsen i Valldal at utløsningssannsynligheten ikke endres noe når P_{pwl} økes. Men også for Tyinstølen er økningen i ATP på kun 0.04 når P_{pwl} økes fra 0.3 til 0.6, og så

ingen videre økning til 0.9. Simuleringen av skredhendelsen på Svartisen genererte den høyeste ATP, med 0.58 ved P_{pwl} -verdi på 0.9. De simulerte utløsningssannsynlighetene for Kattfjorddalen og Beisfjorden ble beregnet til 0.35, noe som utgjør den laveste utløsningssannsynligheten for testskredene.

Det er verdt å merke seg at simuleringene av skredhendelsene resulterer i utløpsannsynligheter som ikke overskrider 0.58. Det betyr altså at da skredene faktisk løste ut, så estimerte StatPack en ATP på maksimalt 0.58. For fire av skredene er også utløsningssannsynligheten simulert til betydelig lavere enn 0.58 med en P_{pwl} -verdi på 0.9. De Påfølgende kapitlene går i nærmere detalj på simuleringene for hver enkelt av skredhendelsene. For samtlige figurer som vises er skredsimuleringene utført med P_{pwl} -lik 0.9.

Nebba

Simulering av det våte flakskredet fra fjellet Nebba gav utløsningssannsynligheter på 0.35 for P_{pwl} -verdiene 0.3 og 0.6, og en utløsningssannsynlighet på 0.55 for P_{pwl} -verdi lik 0.9 (Figur 36). Omlag $\frac{1}{3}$ – del av den opprinnelige skredoverflaten utgjør utløsningsområdet i simuleringen. At en mindre del av utløsningsområdet viser utløsningssannsynlighet lik null, skyldes trolig at det er et lokalt område hvor topografien $< 23^\circ$. At den simulerte utløsningssannsynligheten er så høy som 0.55 (for P_{pwl} -verdi på 0.9) kan samsvare med forventningen av skredsannsynlighet ved så høy temperatur (2°C) og kraftig temperaturstigning (6.5°C), (Kapittel 2.6).



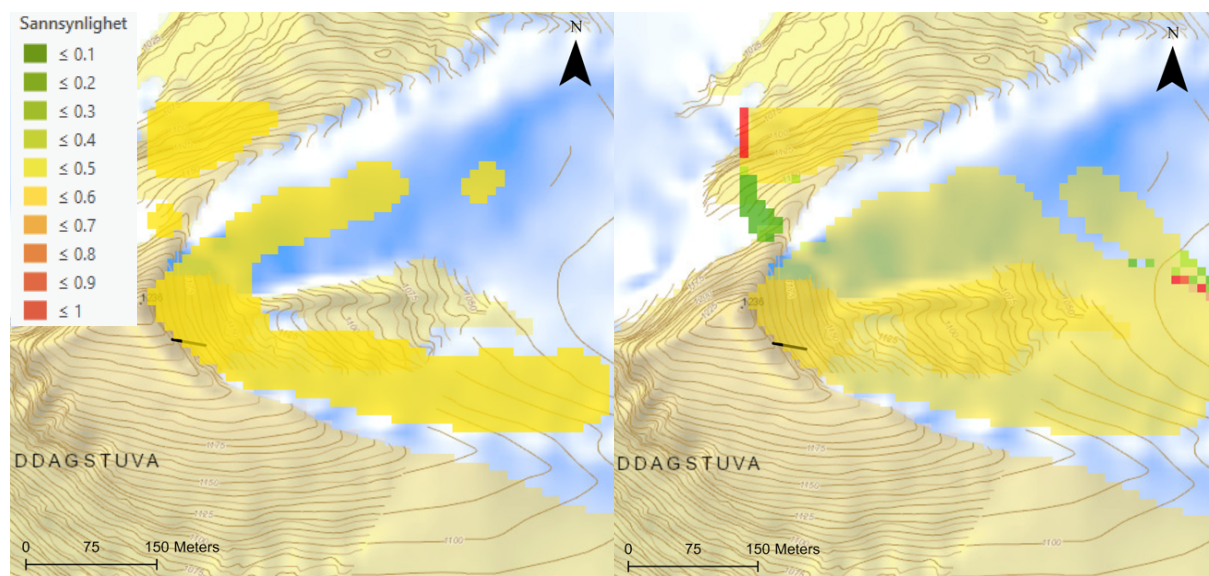
Figur 36. Simuleringer av skredet i Nebba som viser utløsningssannsynligheten (venstre) og sannsynligheten for treff i terrenget (høyre). Svart polygon representerer skredoverflaten.

Sannsynligheten for treff i terrenget er estimert til 0.55 for omtrent hele området, og avtar gradvis ved maksimal utløpslengde. Det er primært to skredbaner (separert av en rygg/terrengforhøyning) som følger skredbanen til det opprinnelige skredet, men med noe lenger utløpslengde (kapittel 4.4). At det i figuren er store områder med treffsannsynlighet langt utover den observerte skredoverflaten, kan til dels også tilegnes hvordan StatPack innhenter simuleringområdet/polygonet (kapittel 5.1), noe som kan inkludere flere utløsningsområder.

Svartisen

Simulering av det våte løssnøskredet på Svartisen genererte, som nevnt, den høyeste utløsningssannsynligheten utav alle skredhendelsene – nemlig 0.58 ($P_{pwl} 0.9$). Det er et skred som forekom ved en temperatur på $+2.5^\circ$, etter et døgn med temperaturstigning på 3.5° . Det er antakeligvis nevnte faktorer i sammenheng med bratt topografi, som legger til rette for høy utløsningssannsynlighet. Som det framkommer av Figur 37 ligger hele det opprinnelige skredet innenfor det området som i StatPack-simuleringer, utgjør det potensielle utløsningsområdet.

Sannsynligheten for punkttreff i terrenget er simulert til 0.58. De ytre delene av simuleringområdet har noe lavere sannsynlighet. Utløpslengden til det faktiske skredet er betydelig mye kortere enn den simulerte utløpslengden. Noe av det kan forklares fra at det opprinnelige skredet hadde veldig stor alfa-vinkel (50.2°). I kapittel 4.4 sammenlignes og diskuteres den simulerte utløpslengden med den reelle utløpslengden i nærmere detalj.

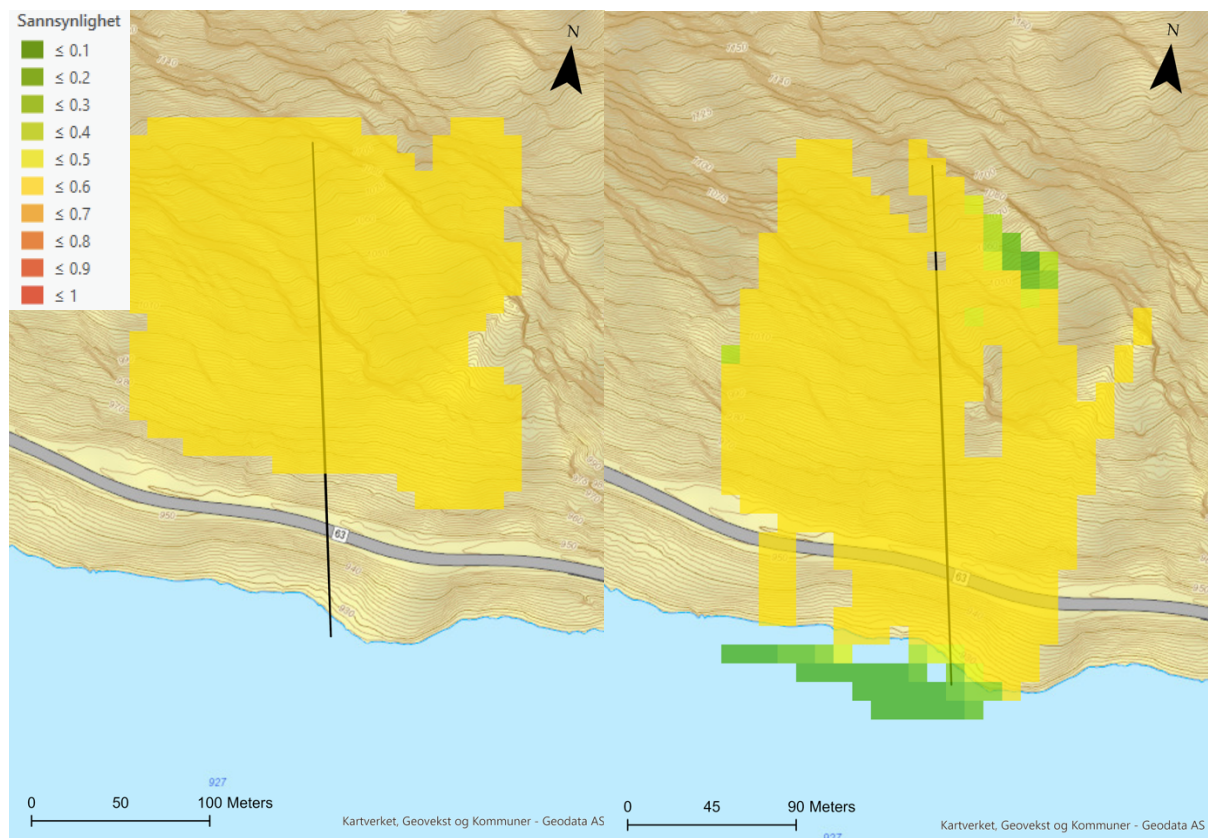


Figur 37. Simuleringer av skredet på Svartisen viser utløsningssannsynligheten (venstre) og sannsynligheten for treff i terrenget (høyre). Svart linje angir skredets sentrallinje med avgrenset start- og stoppested. De blå-hvite områdene i kartet er bre-is.

Breiddalen

Simuleringen av glideskredet i Breiddalen gav en utløsningssannsynlighet på maksimalt 0.55 (Figur 38). De to andre simuleringene med henholdsvis 0.3 og 0.6 for P_{pwl} , gav utløsningssannsynligheter på 0.35. Det indikerer dermed at utløsningssannsynligheten øker relativt markant når P_{pwl} øker fra 0.6 til 0.9. 2/3-deler av skredbanen til skredet, utgjør i simuleringen et potensielt utløsningsområde. Det skyldes antakeligvis at fjellsiden er vedvarende bratt.

Sannsynligheten for treff i et punkt i terrenget er på 0.55 langs skredets sentrallinje (Figur 38). Det simulerte skredet stopper raskt opp når det treffer Langvatnet, og treffsannsynligheten avtar brått. Skredet i Breiddalen er innhentet fra regObs, noe som medfører at kun skredets start- og stoppested er kjent. Den laterale utbredelsen av skredsimuleringen er dermed ikke relevant.

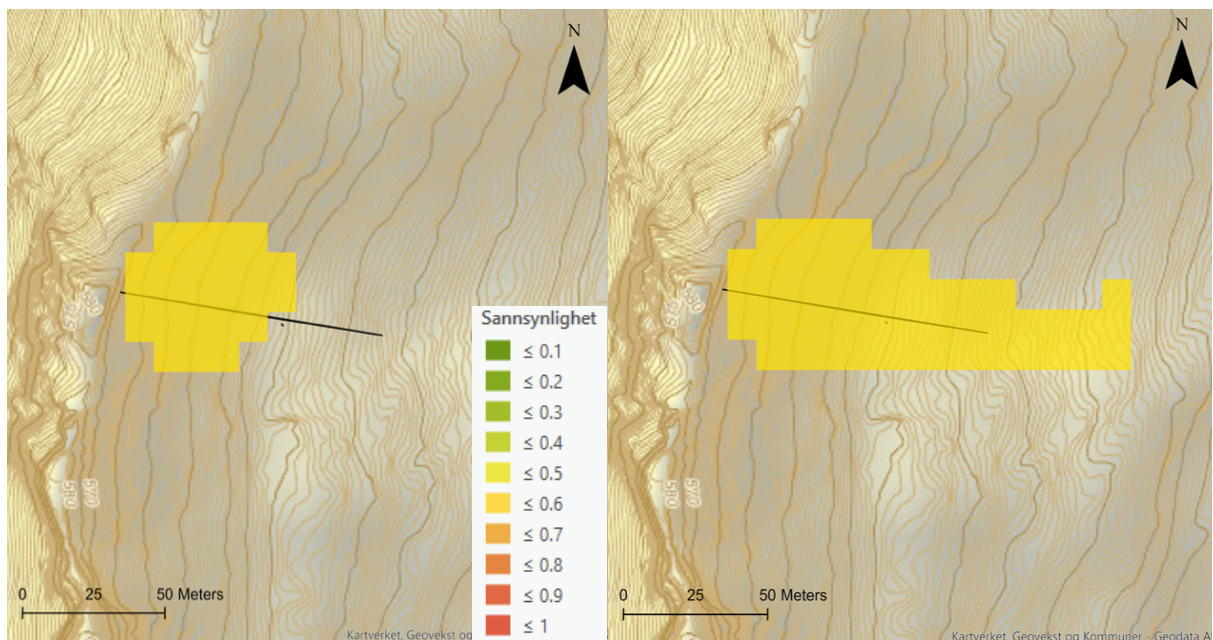


Figur 38. Simuleringer av skredet i Breiddalen viser utløsningssannsynligheten (venstre) og sannsynligheten for treff i terrenget (høyre). Svart linje angir skredets sentrallinje med avgrenset start- og stoppested.

Vestpollen

Utløpssannsynligheten (Figur 39) for flakskredet i Vestpollen er simulert til 0.55 (P_{pwl} 0.9) og 0.35 (P_{pwl} 0.3 og 0.6). Som det framkommer av figuren strekker den simulerte utløpslengden seg omlag 50 meter lenger enn utløpslengden til det faktiske skredet. Det er vurdert mer omfattende i kapittel 4.4.

Det er en skredhendelse hvor StatPack simulerer en høy utløsningssannsynlighet sett i forhold til de meteorologiske forholdene som rådet ved skredtidspunktet (Tabell 4). Trolig kan den høye utløsningssannsynligheten tilegnes den bratte topografien i utløsningsområdet ($\sim 50^\circ$) og et potent vedvarende svakt lag.

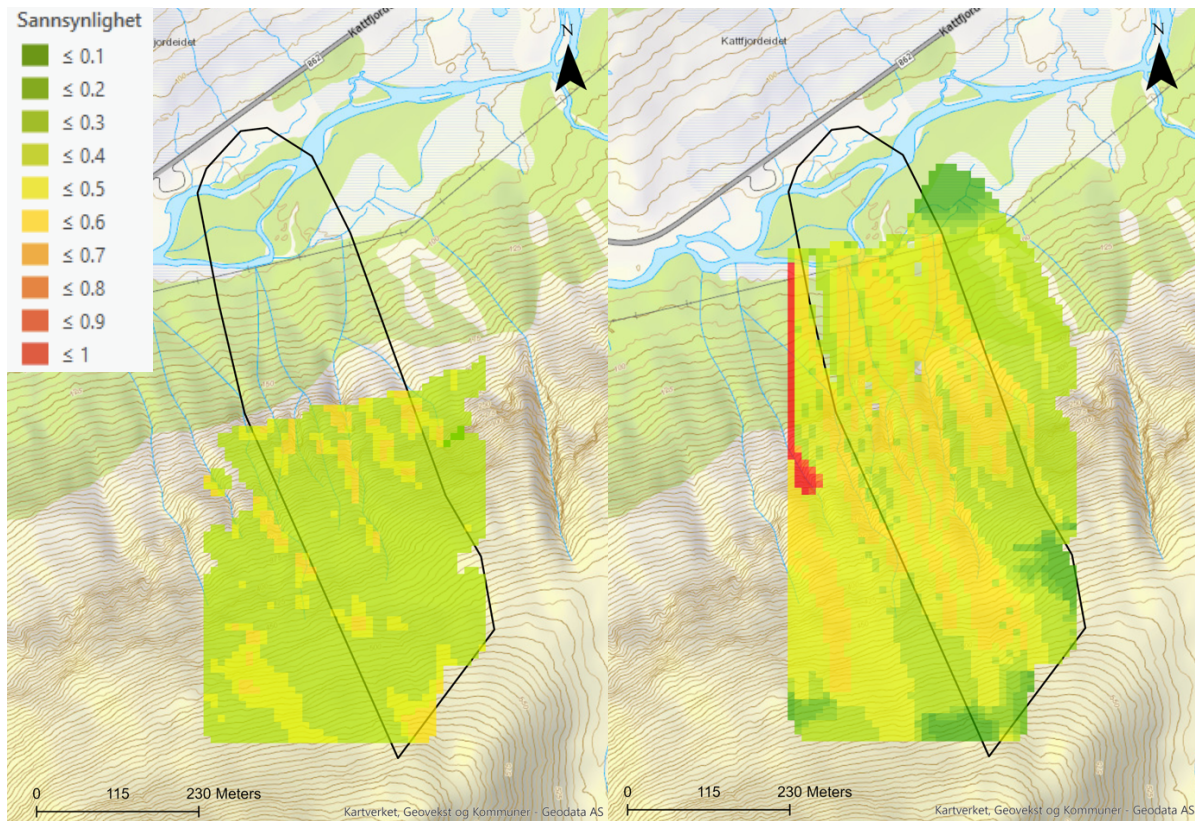


Figur 39. Simuleringer av skredet i Vestpollen viser utløsningssannsynligheten (venstre) og sannsynligheten for treff i terrenget (høyre). Svart linje angir skredets sentrallinje med avgrenset start- og stoppested.

Kattfjorddalen

Simuleringer av skredet i Kattfjorddalen gir utløsningssannsynligheter på 0.35 for P_{pwl} på 0.9 (Figur 40). Det er dog små variasjoner innad i utløsningsområdet, noe som antakeligvis skyldes topografivariasjoner og orientering relativt til vindretningen. For P_{pwl} på 0.3 og 0.6, er utløsningssannsynligheten så lav som 0.18. Omlag halve overflaten av det faktiske skredet er definert som potensielt utløsningsområde, noe som trolig skyldes at terrenget er vedvarende bratt.

Sannsynligheten for treff i terrenget (Figur 40) er simulert til maksimalt 0.55. Denne treffsannsynligheten strekker seg gjennom hele skredets sentrallinje.



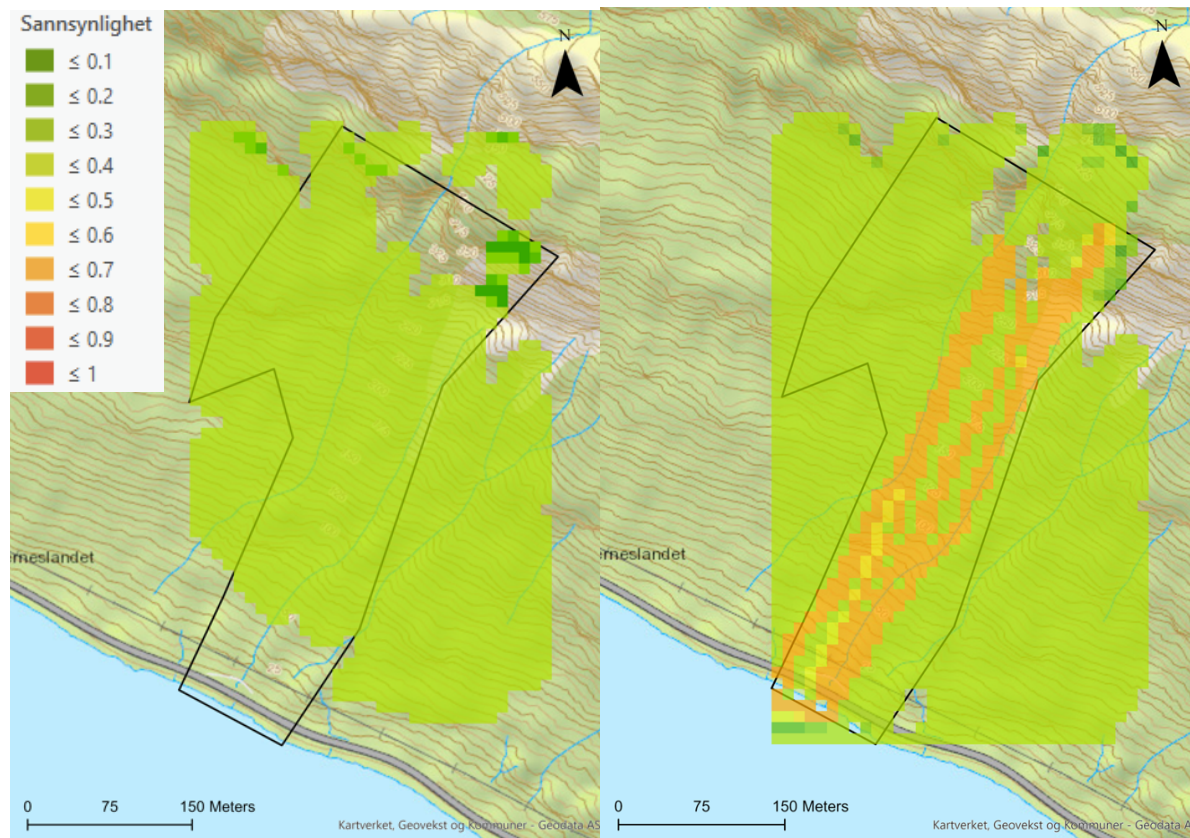
Figur 40. Simuleringer av skredet i Kattfjorddalen viser utløsningssannsynligheten (venstre) og sannsynligheten for treff i terrenget (høyre). Svart polygon representerer skredoverflaten. De røde områdene langs venstre ytterkant i figuren til høyre, kan neglisjeres da de skyldes StatPacks utforming – og følgelig ikke gir en reell treffsannsynlighet.

Beisfjorden

Simulert utløsningssannsynlighet for skredet ved Olderneset i Beisfjord er 0.35 (Figur 41). For P_{pwl} -verdiene 0.3 og 0.6 er estimert utløsningssannsynlighet nede i 0.18. Det var en skredhendelse hvor vinden målte 7.3 m/s, og vindretningen la til rette for pålagring i utløsningsområdet. Pålagringen av snø gir økt skjærstress på det svake laget i snødekket, og er trolig med på å forklare hvorfor utløsningssannsynligheten omtrent doubles når P_{pwl} går fra 0.6 til 0.9. Et lite område av det faktiske skredets øvre del (trolig utløsningsområdet), er i simuleringen ikke oppgitt til å utgjøre en del av utløsningsområdet. Det kan skyldes at

topografien er såpass bratt at StatPack regner det som et område hvor snøen ikke legger seg (gitt $>70^\circ$).

Sannsynligheten for treff av punkt i terrenget, varierer i noen grad i skredbanen. På det høyeste er sannsynligheten oppe i hele 0.7, noe som framkommer i Figur 41 hvor «linjer» av mørkere områder vises i skredbanen. I disse områdene er treffsannsynligheten markant høyere enn for områdene rundt, da treffsannsynligheten i en utløpscelle adderes hvis den treffes fra flere utløsningsområder (kapittel 2.10.7). Områdene med høyere treffsannsynlighet er trolig forsenkninger i terrenget (eksempelvis en elv), noe som gjør at skredet som følger bratteste vei i skredbanen (Figur 21), og «samles» i området/forsenkningen.



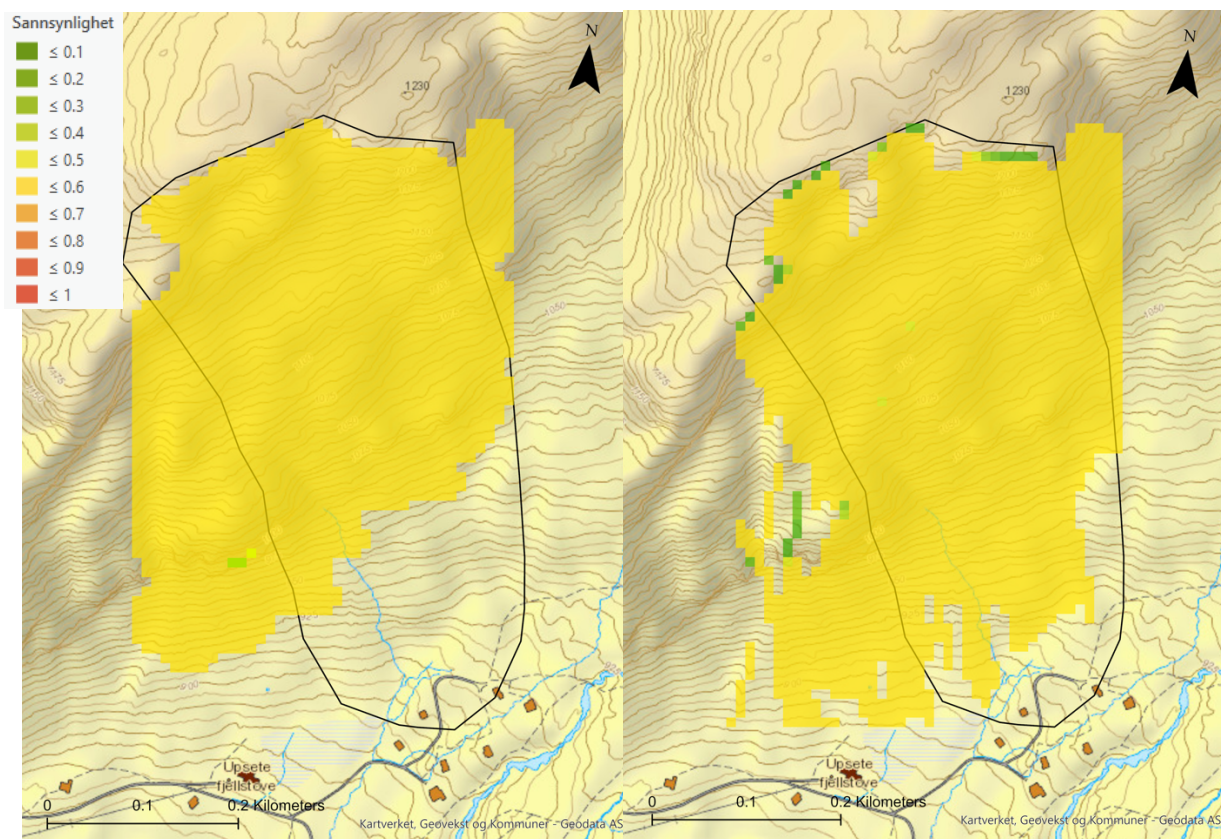
Figur 41. Simuleringer av skredet i Beisfjorden viser utløsningssannsynligheten (venstre) og sannsynligheten for treff i terrenget (høyre). Svart polygon representerer skredoverflaten.

Uppsete

Skredsimuleringene av skredet i Uppsete er de eneste som har resultert i tre ulike utløsningssannsynligheter for de ulike verdiene av P_{pwl} . Utløsningssannsynligheter på 0.55,

0.51 og 0.46 for henholdsvis verdiene 0.9, 0.6 og 0.3. Det simulerte utløsningsområdet dekker nesten $\frac{3}{4}$ -deler av den registrerte skredoverflaten, og er presentert med en P_{pwl} -verdi på 0.9 i Figur 42.

Sannsynligheten for treff i terrenget er også beregnet til 0.55 (Figur 42). Det er ingen gradvis nedgang i utløpssannsynlighet mot slutten av skredbanen. Utløpssannsynligheten går brått fra 0.55 til 0 fra én celle til den neste. Den simulerte utløpslengden later til å være veldig god, men dette blir vurdert nærmere i kapittel 4.4.

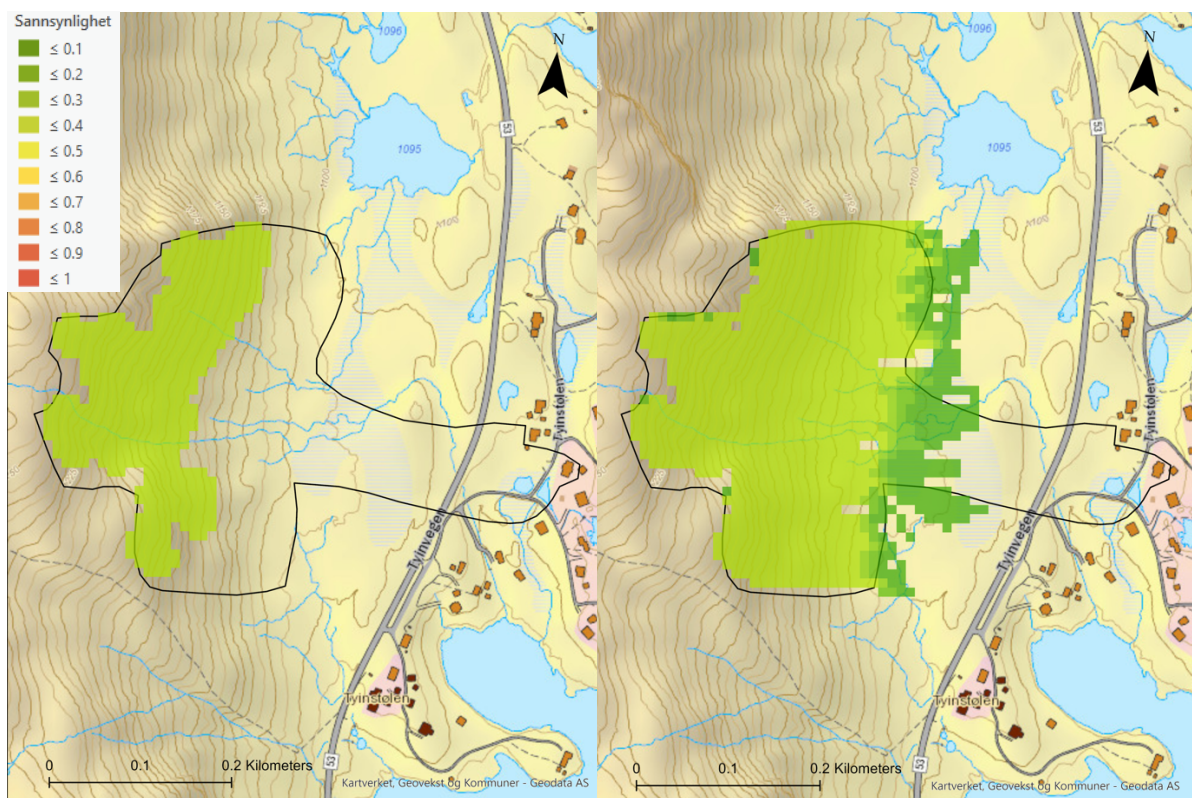


Figur 42. Simuleringer av skredet i Uppsete viser utløsnings-sannsynligheten (venstre) og sannsynligheten for treff i terrenget (høyre). Svart polygon representerer skredoverflaten.

Tyinstølen

Utløsnings-sannsynligheten for skredet i Tyinstølen (Figur 43) ble simulert til 0.35 for verdier av P_{pwl} på 0.6 og 0.9, mens for P_{pwl} på 0.3, ble utløsnings-sannsynligheten estimert til 0.31.

Sannsynlighet for treff i terrenget (Figur 43), overskrider aldri 0.35. Den beregnede skredformasjonen treffer bra i den øvre (og bredere) delen av skredet. Skredet smalner deretter betydelig inn i et relativt langstrakt utløpsområde, hvorav StatPack simulerer en utløpssannsynlighet lik 0. Som det framkommer i metodedelen om skredet i Tyinstølen (kapittel 3.3.2) så hadde skredet en usedvanlig lav alfa-vinkel (14.5°), noe som kan være med på å forklare avviket mellom simulert- og empirisk utløpslengde. Det simulerte skredet rammer verken vegen eller bebyggelse i Tyinstølen.



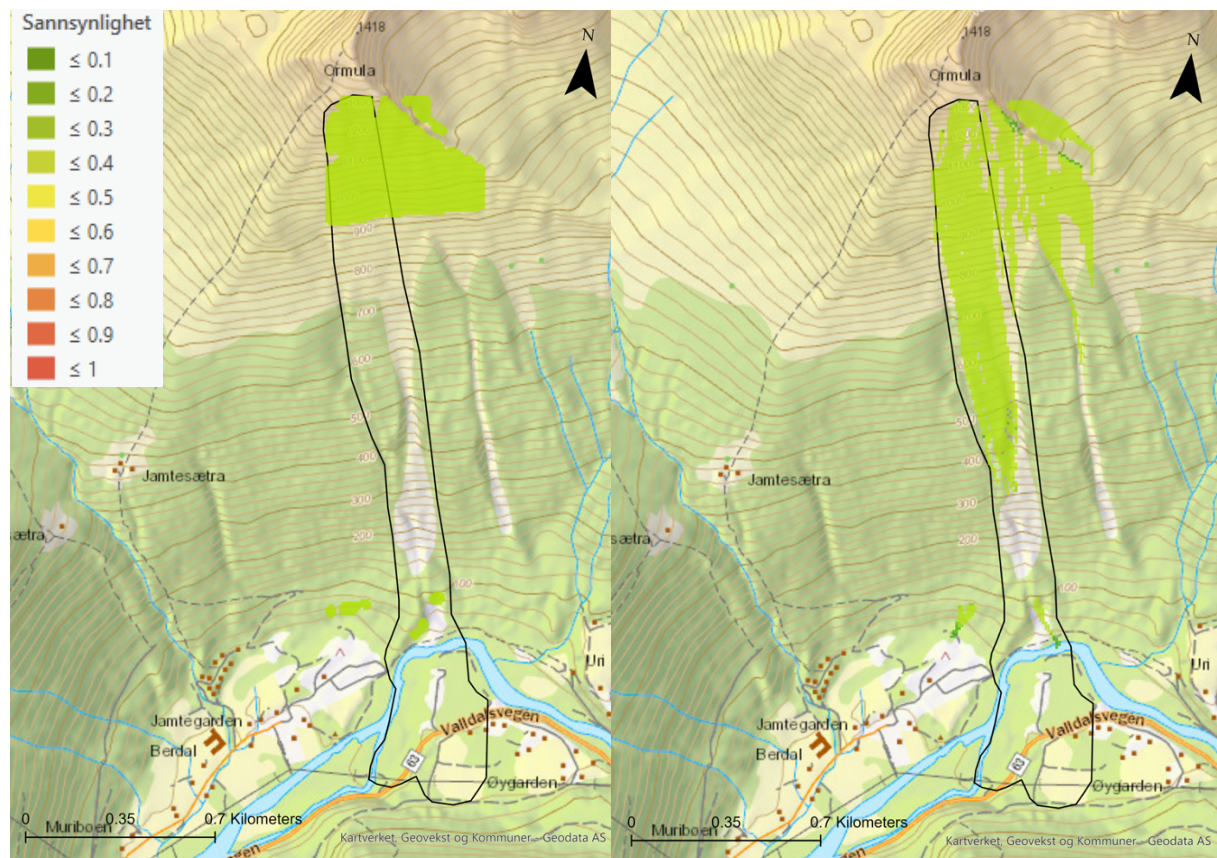
Figur 43. Simuleringer av skredet i Tyinstølen viser utløsningssannsynligheten (venstre) og sannsynligheten for treff i terrenget (høyre). Svart polygon representer skredoverflaten.

Valldal

Simuleringer av det tørre flakskredet i Valldal, resulterte i utløsningssannsynligheter på 0.35 for alle tre verdiene av P_{pwl} (Figur 44). Trolig er det nedbørmengdene på 32- og 25 millimeter for henholdsvis prognostisert- og akkumulert nedbør, som førte til at skredet faktisk løste ut. De andre meteorologiske parameterne er ikke av karakter som tenderer til å generer skredaktivitet (Tabell 4). Det potensielle utløsningsområdet utgjør omlag $1/5$ -del av den totale

skredoverflaten. Det skiller seg noe fra de andre simuleringene hvor utløsningsområdet tidligere har utgjort en større andel av skredoverflaten.

Treffsannsynlighet i terrenget er simulert til å være 0.35 (Figur 44), altså det samme som utløsningssannsynligheten. Det som er verdt å notere er den korte utløpslengden som StatPack simulerer for skredhendelsen. Noe av forklaring er antakeligvis at skredet i Valldal hadde en relativt liten alfa-vinkel (26.2°), og følgelig vil det forkomme avvik i utløpslengdeberegningen. Det prosentvise avviket framkommer i kapittel 4.4.

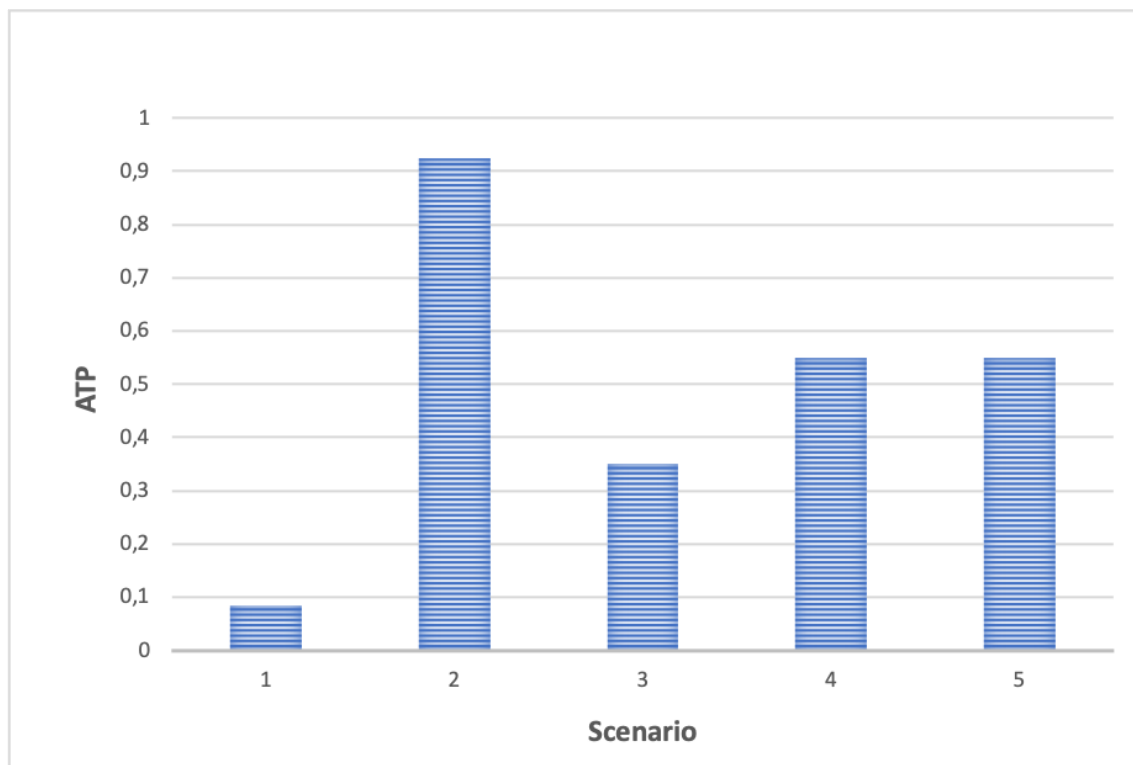


Figur 44. Simuleringer av skredet i Valldal. Figuren viser utløsningssannsynligheten (venstre) og sannsynligheten for treff i terrenget (høyre). Svart polygon representerer skredoverflaten.

4.2 Sensitivitetsanalyser gjennom et utvalg av skredscenarier

Samtlige fem skredscenarier er simulert for skredhendelsene i Kattfjorddalen, Valldal, Uppsete, Tyinstølen og Beisfjorden – i alt 25 simuleringer. Utløsningssannsynlighetene for simuleringene av skredscenariene er framstilt i Figur 45 nedenfor.

Disse sensitivitetsanalyser av vanlige skredscenarier utgjør et viktig steg i valideringen av StatPack, og gir en generell oppfatning av hvordan StatPack påvirkes av ulike inputparametere.



Figur 45. Figuren viser utløsningssannsynlighetene for de fem skredscenariene (Tabell 6) som er simulert på de respektive skredhendelsene i Valldal, Uppsete, Tyinstølen, Beisfjord og Kattfjorddalen.

I skredscenario 1 (veldig usannsynlig), hvor samtlige inputparametere er satt til sitt «minst farlige», er den simulerte utløsningssannsynlighet 0.08. Det innebærer dermed at det er den laveste utløsningssannsynlighet som kan oppnås så fremt det er snø i terrenget og terrenggradienten ikke er lik 0. Det innebærer samtidig at det fortsatt vil være 8 % sannsynlighet for at skred utløses, til tross for at samtlige verdier er satt til sitt «minst farlige».

For skredscenario 2 (veldig sannsynlig) er alle verdiene satt til sitt «mest farlige», og simuleringer gir utløsningssannsynligheter på 0.92. Det er åpenbart en veldig høy

sannsynlighet, men kan trolig være en verdi som muligens kan forventes for et «verst tenkelig» skredscenario.

Skredscenario 3 (moderat sannsynlig) og skredscenario 4 (vårskred) har relativt like meteorologiske inputparametere (Tabell 6), men genererer noe avvikende utløsningssannsynligheter, henholdsvis 0.35 og 0.55. Antakeligvis skyldes det at scenario 3 har en verdi for P_{pwl} på 0.5, mens scenario 4 har en P_{pwl} -verdi på 0.9. En slik tolkning av innvirkningen til P_{pwl} kan underbygges av sensitivitetsanalysene i kapittel 4.3, samt uttestingen mot kjente skredhendelser (kapittel 4.1).

Skredscenario 5 (vind-generert skred) simulerer en utløsningssannsynlighet på 0.55. Det kan i utgangspunktet virke som en rimelig utløsningssannsynlighet for et vind-generert skred, hvor utløsningsområdet er i le av vinden og dermed pålagres av vindtransportert snø.

Hver av de respektive skredscenarioene gav lik utløsningssannsynlighet for samtlige 5 skredhendelser – altså at eksempelvis gav skredscenario 1 en utløsningssannsynlighet på 0.08 for samtlige 5 skredhendelser, osv. Det skyldes trolig at inputparameterne innad i de respektive skredscenarioene, er like. Det gjelder dog ikke parameteren for topografi – som derimot ekstraheres direkte fra ArcGIS. Sensitivitetsanalyser som tidligere har blitt utført viser at innvirkningen til topografiparameteren, forblir konstant, når terrenggradienten i utløsningsområdet er i spekteret mellom 30° og 55° (Ragulina, et al., upublisert). Noe som er tilfellet for terrenggradienten i utløsningsområdet for samtlige skredhendelser, og i den forlengelse vil utløsningssannsynligheten være lik innad i skredscenarioene.

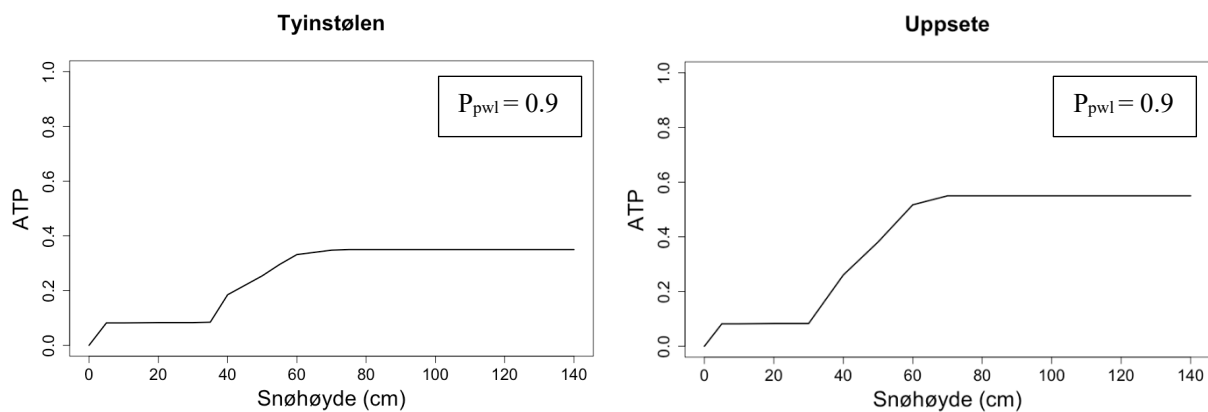
4.3 Sensitivitetsanalyser av enkeltparametere

Sensitivitetsanalysene er utført for samtlige inputparametere (unntatt topografi som er gitt av respektive utløsningsområder) og presenteres separat nedenfor. Sensitivitetsanalysene av inputparametere er fordelt på skredhendelsene i Tyinstølen, Uppsete, Kattfjorddalen, Valldal og Breiddalen i henhold til fremgangsmåten som framkommer i kapittel 3.3.3.2.

For inputparametere snøhøyde (SA), snøhøyde-endring (ΔSA_{24}) og nedbør (RR_{24} og fRR_{24}), er det utført sensitivitetsanalyser på to ulike skredhendelser/situasjoner for å tydeliggjøre

og/eller belyse trender i resultatene. For de resterende inputparameterne er sensitivitetsanalysene utført på én skredhendelse/situasjon, men hvorav flere aspekter er forsøkt adressert. Eksempelvis er sensitivitetsanalyser av inputparameteren temperaturendring (ΔT_{24}) utført ved flere ulike temperaturer (T) for å kartlegge hvordan det påvirker utløsningssannsynligheten. Om ikke noe annet framkommer eksplisitt, så er inputparameterne (som ikke er parameteren som testes) identisk med forholdene for de respektive skredhendelsene (gitt i Tabell 4).

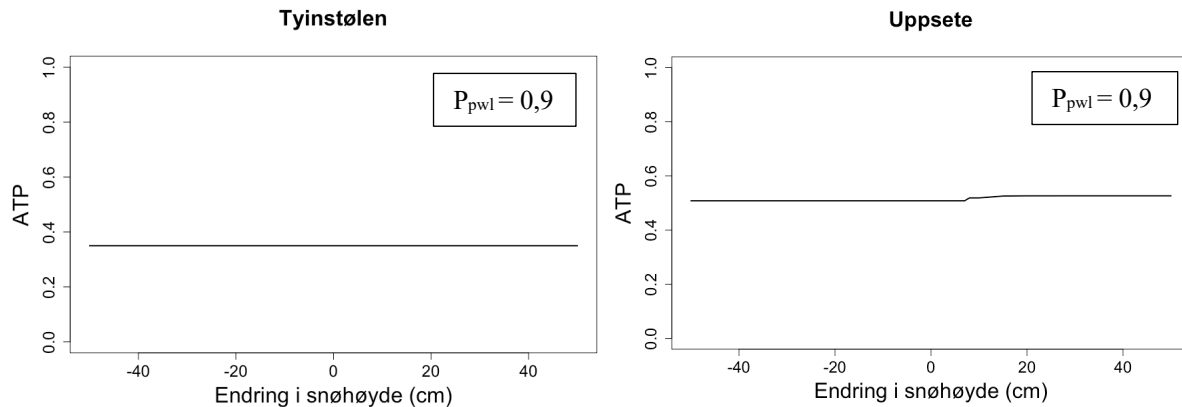
Snøhøyde (SA)



Figur 46. Figuren viser hvordan variasjon i snøhøyde (SA) påvirker utløsningssannsynligheten for henholdsvis Tyinstølen og Uppsete.

Sensitivitetsanalysene av SA gir lik trend i utløsningssannsynlighet for både Tyinstølen og Uppsete (Figur 46). Når det ikke er snø i terrenget (SA = 0) gir begge en logisk utløsningssannsynlighet på 0. For SA på 5-30 centimeter forholder utløsningssannsynligheten seg konstant, like i underkant av 0.1. Ved økning av SA over 30 centimeter øker utløsningssannsynlighetene forholdsvis jevnt. Utløsningssannsynligheten når sitt maksimale for både Tyinstølen og Uppsete, når SA kommer opp i omlag 70 centimeter. Tyinstølen gir dog en lavere utløsningssannsynlighet enn Uppsete for SA > 40 centimeter. Det er antakeligvis et resultat av de øvrige ulike inputparameterne som ligger til grunn for simuleringen, og bør følgelig ikke vektlegges her.

Endring i snøhøyde siste 24 timer (ΔSA_{24})



Figur 47. Figuren viser hvordan endring i snøhøyde (ΔSA_{24}) påvirker utløsningssannsynligheten for Tyinstølen og Uppsete.

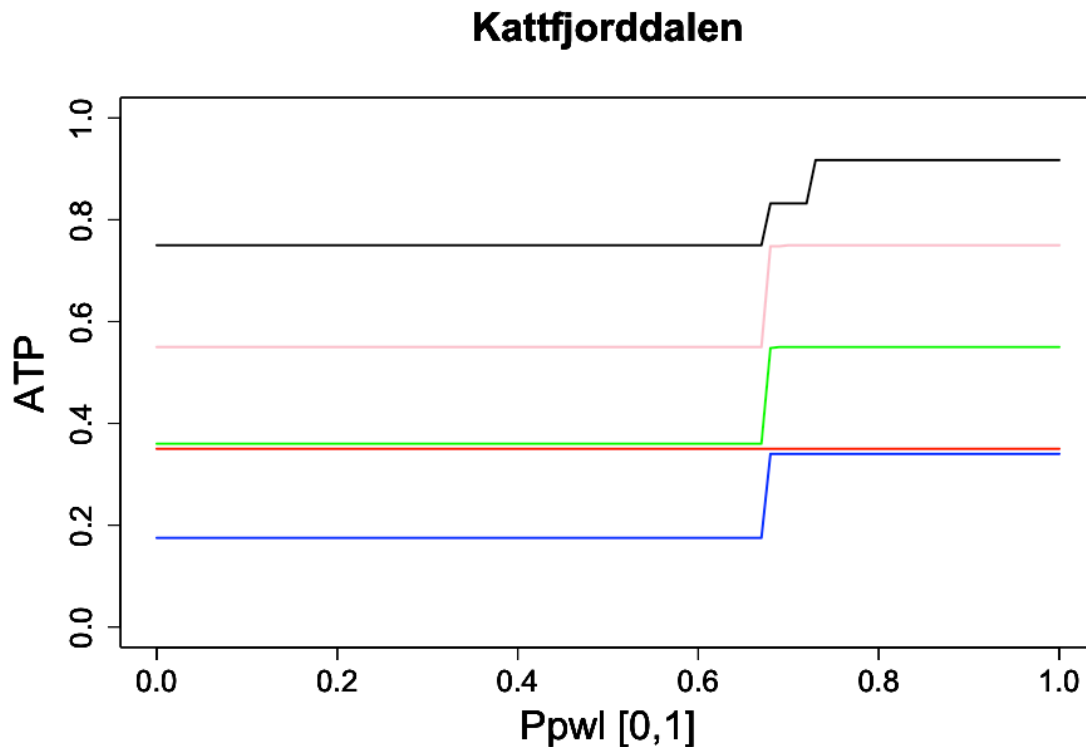
Sensitivitetsanalysene indikerer at parameteren ΔSA_{24} virker å ha minimalt med utslag på utløsningssannsynligheten (Figur 47). For Tyinstølen gir det ingen endring, og utløsningssannsynligheten forblir på 0.35 – uansett om det legges til eller fjernes 50 centimeter i snøhøyde. For Uppsete resulterer en tilsvarende ΔSA_{24} i en marginal økning i ATP (fra 0,55 til 0,58). Økningen i utløsningssannsynlighet forekommer når ΔSA_{24} passerer +10 cm. Det er i seg selv påfallende at ΔSA_{24} ikke gir mer utslag på utløsningssannsynligheten. En mulig årsak blir belyst i diskusjonsdelen (kapittel 5.5). At Uppsete har en høyere utløsningssannsynlighet enn Tyinstølen skyldes trolig de øvrige inputparameterne i simuleringen.

Sannsynlighet for tilstedeværelse av vedvarende svake lag (P_{pwl})

Sensitivitetsanalysene av P_{pwl} gir entydige trender i hvordan modellen estimeres utløsningssannsynlighet for ulike verdier (Figur 48), hvor utløsningssannsynligheten øker med 0.2 når $P_{pwl} > 0.67$. Den blå linjen representerer de rådende forholdene for skredet i Kattfjorddalen.

Et interessant aspekt var å kartlegge hvilket utslag det gav på sensitivitetsanalysen for P_{pwl} , om henholdsvis fRR_{24} , RR_{24} nedbør, FF_{24} , T (og alle kombinert), ble addert til de opprinnelige forholdene. Det ble gjort for å belyse hvorvidt det er et tydelig mønster i om/når utløsningssannsynligheten påvirkes for ulik verdi av P_{pwl} . Alle eventuelle utslag i utløsningssannsynlighet forekommer i ett «klyv» når verdien til P_{pwl} er omtrent 0.67. Unntaket er da det ble lagt til 20 millimeter fRR_{24} og RR_{24} , hvor det ikke ble noen endring i utløsningssannsynlighet når $P_{pwl} > 0.67$, men det gav økning i utløsningssannsynlighet når

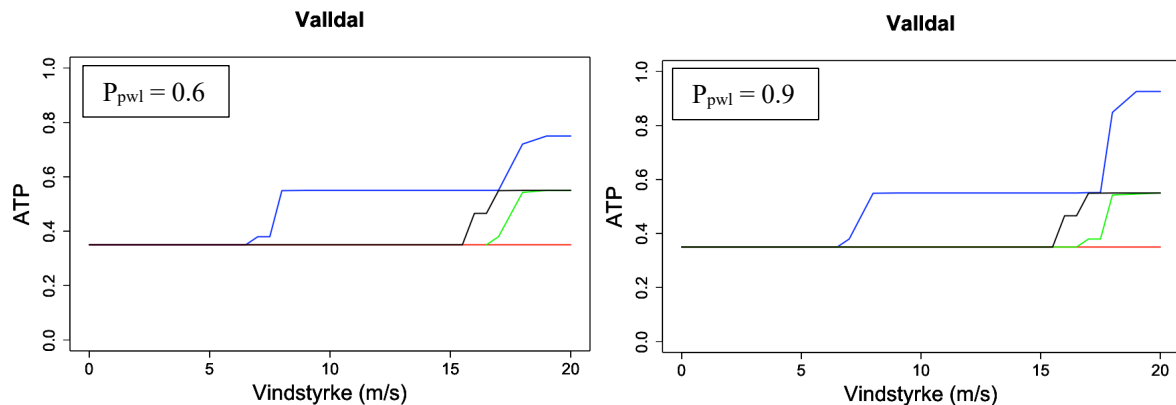
verdien av $P_{pwl} < 0.67$. Det fører til at utløsningssannsynligheten forblir konstant når nedbør legges til. Ved å legge til vind på 20 m/s (utløsningsområdet i le av vinden) øker utløsningssannsynligheten med 0.2 i forhold til de opprinnelige forholdene. Å sette temperaturen til +3°C gav en økning i utløsningssannsynlighet på hele 0.4 i forhold til opprinnelige forholdene, og en økning på 0.2 ved $P_{pwl} > 0.67$.



Figur 48. Figuren viser hvordan ulike verdi av P_{pwl} påvirker utløsningssannsynligheten for skredhendelsen i Kattfjorddalen. Blå linje representerer de rådende forholdene for skredhendelsen, rød linje er rådende forhold + 20 mm fRR_{24} og 20 mm RR_{24} , grønn linje er rådende forhold + DD_{24} på 20 m/s, rosa linje er rådende forhold + T på 3°C, mens svart linje er rådende forhold + 20 mm fRR_{24} , 20 mm RR_{24} , DD_{24} på 20 m/s og T på +3 °C.

Ved å kombinere økt nedbør, vind og temperatur ble utløsningssannsynligheten simulert til hele 0.92 (svart linje) for verdier av $P_{pwl} > 0.67$. Sensitivitetsanalysene indikerer dermed at det er mulig å kombinere inputparametere som til sammen gir en veldig høy utløsningssannsynlighet, noe som diskuteres nærmere i kapittel 5.5.

Vindstyrke (FF_{24}) og vindretning (DD_{24})

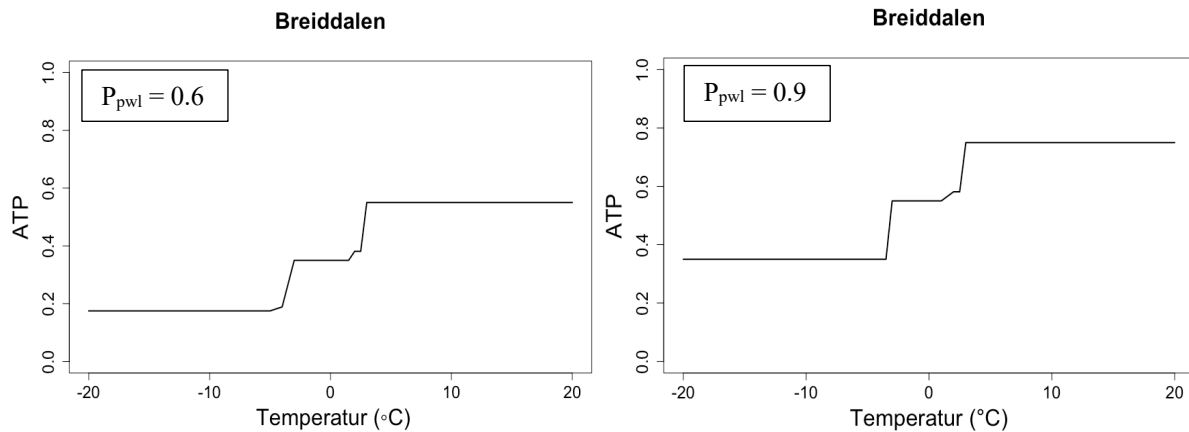


Figur 49. Figurene viser hvordan ulik vindstyrke (FF_{24}) og vindretninger (DD_{24}) påvirker utløsningssannsynligheten for Valldal for to verdier av P_{pwl} på 0.6 og 0.9. Blå linje: utløsningsområde i le av vind, rød linje: utløsningsområde i lo av vind,

Sensitivitetsanalysene av vindstyrke og vindretning er utført på skredet i Valldal for to verdier av P_{pwl} , henholdsvis 0.6 og 0.9. Vindretningen utgjøres av fire aspekter hvorav skredets utløsningssområde er lokalisert henholdsvis vinkelrett på vindretningen (to aspekter), og i lo- og le av vinden (Figur 49). Utløsningssannsynligheten er høyere ved vindstyrker > 17 m/s når P_{pwl} er lik 0.9 enn når P_{pwl} er lik 0.6. Når utløsningssområdet ligger i le av vinden gir det en økning i ATP på 0.2 når vindstyrke kommer opp i omtrent 7 m/s. En slik økning i utløsningssannsynlighet samstemmer godt med at vindtransport av snø begynner ved omlag 5 m/s (kapittel 2.6), og at utløsningssområdet dermed pålagres av snø. Når utløsningssområdet ligger i lo av vinden holder utløsningssannsynligheten seg konstant. Det gir mening da vinden potensielt sett vil frakte snø bort fra utløsningssområdet, og følgelig vil det ikke bli økt utløsningssannsynlighet. I realiteten vil det heller kunne medføre at utløsningssannsynligheten kan reduseres, men da er det flere andre faktorer som eventuelt vil spille inn.

Ved vindstyrke på omtrent 16-17 m/s økes utløsningssannsynligheten fra 0,35 til 0,55 for vindretninger normalt på utløsningssområdet. De små variasjonene når utløsningssannsynligheten øker, skyldes antakeligvis at utløsningssområdet ikke er uniformt og følgelig vil påvirkes av lokal topografi. Generelt sett vil økende vind kunne transportere mer snø, pakke den tettere, og raskere kunne danne potensielt ustabile fokksnøflak (Lied & Kristensen, 2003).

Temperatur (T)



Figur 50. Figurene viser hvordan variasjon av temperatur (T) påvirker utløsningssannsynlighet for verdier av P_{pwl} på 0.6 og 0.9.

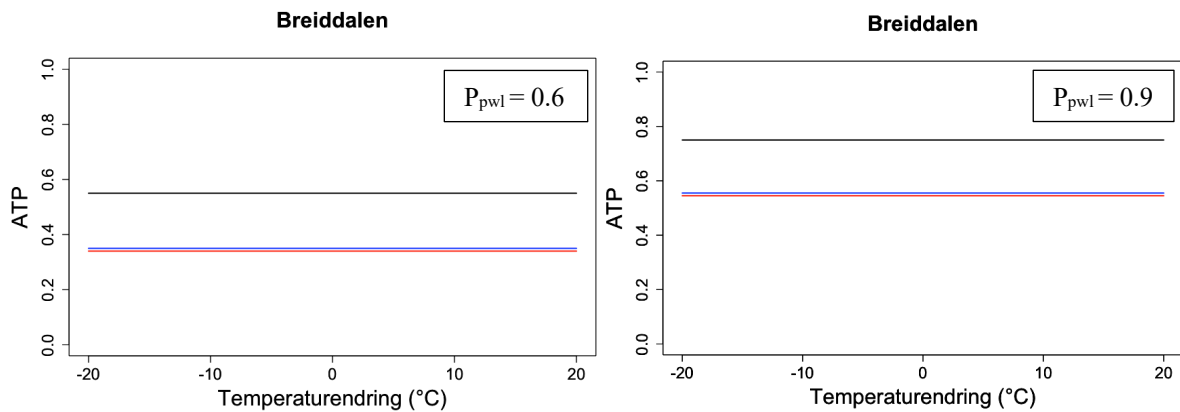
Sensitivitetsanalyser av temperatur gir lik trend for utløsningssannsynligheten, uavhengig om P_{pwl} er satt til 0.6 eller 0.9 (Figur 50). Hovedtrenden er at utløsningssannsynligheten øker ved stigende temperatur, men skjer over to markante trinn ved temperatur på omtrent -2.5°C og 2.5°C . Det medfører i praksis at en marginal økning i temperatur fra f.eks. 2°C til 3°C kan gi en moderat økning i utløsningssannsynligheten på 0.2.

Utløsningssannsynligheten for P_{pwl} 0.9 ligger kontinuerlig 0.2 høyere enn for P_{pwl} 0.6. Figurene viser at temperaturparameteren alene kan påvirke utløsningssannsynligheten med 0.4. Det gjør at temperatur er den inputparameteren som virker å ha størst innvirkning på utløsningssannsynligheten. En tolkning som er med på å bekrefte resultatene fra tidligere utførte sensitivitetsanalyser (Ragulina, et al., upublisert).

Temperaturrendring i de neste 24 timene (ΔT_{24})

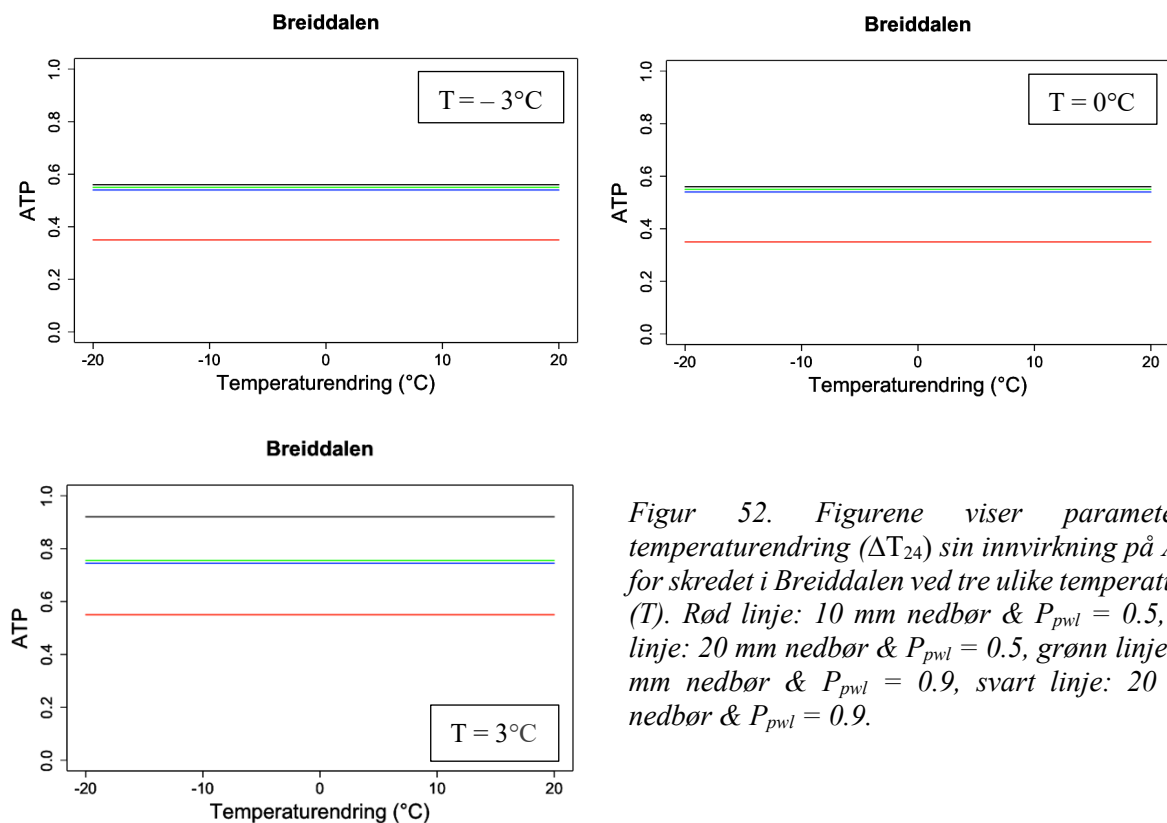
Sensitivitetsanalysene gir ingen endring i utløsningssannsynlighet når verdien til inputparameteren ΔT_{24} forandres (Figur 51). Det til tross for at sensitivitetsanalysene er utført for temperaturer (T) på henholdsvis -3°C , 0°C og $+3^{\circ}\text{C}$. Forskjellen i utløsningssannsynlighet utgjøres utelukkende av at T endres, og ikke av at parameteren ΔT_{24} forandres. Det indikerer dermed at StatPack for denne skredhendelsen/inputparameterne, ikke påvirkes av ΔT_{24} . Det er spesielt når T er positiv ($+3^{\circ}\text{C}$ i sensitivitetsanalysen) og $\Delta T_{24} > +3^{\circ}\text{C}$ at utløsningssannsynligheten er forventet å stige. Lufttemperaturen stiger da fra minusgrader til

plussgrader, noe som medfører at utløsningssannsynligheten egentlig er forventet å øke (Lied & Kristensen, 2003).



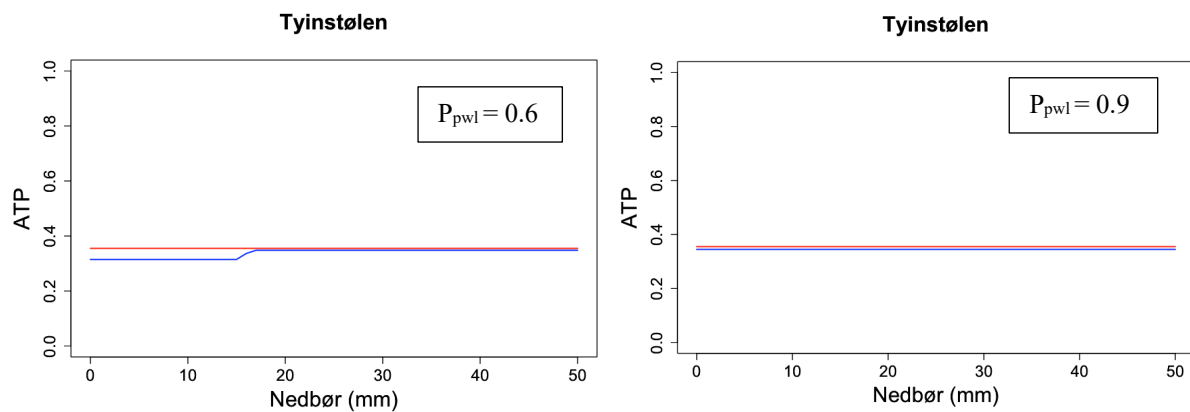
Figur 51. Figurene viser hvordan ulike verdier for «temperaturrendring» (ΔT_{24}) påvirker utløsningssannsynligheten i Breiddalen for P_{pwl} -verdi på 0.6 og 0.9. Rød- blå og svart linje representerer henholdsvis en fastsatt temperaturparameter (T) på -3°C , 0°C og $+3^\circ\text{C}$.

For å kartlegge hvorvidt det gikk å påvirke parameteren ΔT_{24} til å gi utslag i utløsningssannsynlighet, så er sensitivitetsanalysene tillagt både RR_{24} og fRR_{24} (Figur 52), men uten at det gav noen endring i utløsningssannsynlighet – linjene forblir horisontale. Variasjonene i utløsningssannsynlighet som kan sees av figurene kan altså tilegnes endringer i én eller flere av parameterne T , fRR_{24} , RR_{24} og P_{pwl} , men altså ikke på grunn av ΔT_{24} .



Figur 52. Figurene viser parameteren temperaturrendring (ΔT_{24}) sin innvirkning på ATP for skredet i Breiddalen ved tre ulike temperaturer (T). Rød linje: 10 mm nedbør & $P_{pwl} = 0.5$, blå linje: 20 mm nedbør & $P_{pwl} = 0.5$, grønn linje: 10 mm nedbør & $P_{pwl} = 0.9$, svart linje: 20 mm nedbør & $P_{pwl} = 0.9$.

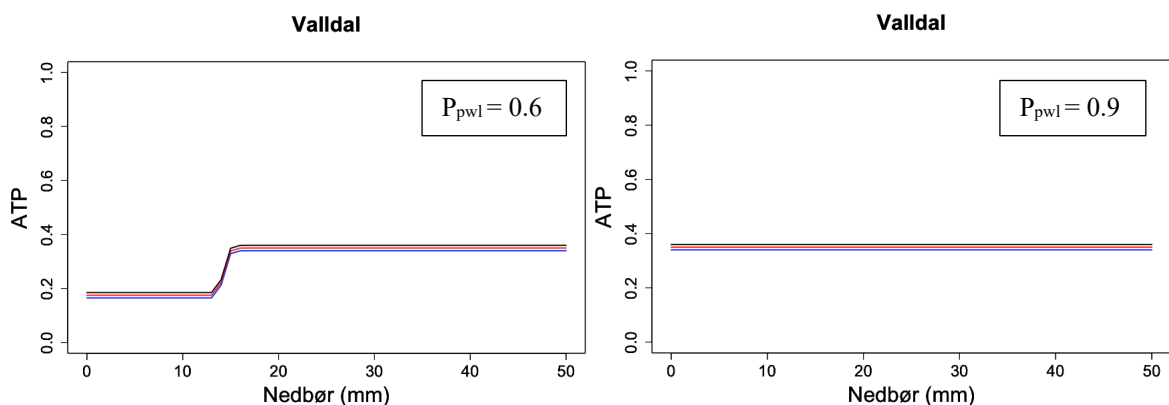
Observervert (RR₂₄)- og prognostisert (fRR₂₄) nedbør



Figur 53. Figurene viser innvirkningen av nedbør på utløsningssannsynlighet for P_{pwl} på 0.6 og 0.9. Rød linje er fRR_{24} , mens blå linje er RR_{24} .

Sensitivitetsanalysene av RR_{24} og fRR_{24} gir relativt lik ATP for P_{pwl} på 0.6 og 0.9 (Figur 53). Når RR_{24} analyseres så er fRR_{24} satt til 15 mm, og i motsatt tilfelle så er RR_{24} satt til 17 mm, i henhold til de rådende forholdene for skredhendelsen i Tyinstølen. Det er antakeligvis denne forskjellen i nedbørmengde som medfører den lille variasjonen i ATP som framkommer i Figur 53 for P_{pwl} på 0.6. Nedbørsparameterne virket til å ha relativt liten innvirkning på ATP for skredhendelsen på Tyinstølen.

For sensitivitetsanalysene i Valldal (Figur 54) ble RR_{24} satt til 0 millimeter når fRR_{24} ble analysert, og omvendt når RR_{24} ble analysert. Svart linje representerer en sensitivitetsanalyse hvor RR_{24} og fRR_{24} er addert og de har konstant lik verdi.



Figur 54. Figurene viser innvirkningen av nedbør på utløsningssannsynlighet for Valldal. Rød linje er fRR_{24} , blå linje er RR_{24} og svart linje er $fRR_{24} + RR_{24}$.

Sensitivitetsanalysene av nedbør for skredhendelsen i Valldal gir noe ulikt utfall for verdiene av P_{pwl} . Når P_{pwl} er satt til 0.6 (Figur 54) gir det utslag på ATP ved nedbørsmengder på omlag 13-16 mm. Utløsningssannsynligheten stiger da fra 0.175 til 0.35 for RR_{24} , fRR_{24} og $RR_{24} + fRR_{24}$. For P_{pwl} på 0.9 gir det ingen endring i ATP for verken RR_{24} , fRR_{24} eller $RR_{24} + fRR_{24}$ (Figur 54). Sannsynligheten for utløsning forholder seg da konstant på 0.35.

Nedbør gir altså ikke mer enn moderat utslag på ATP ved økende nedbørsmengder for lavere verdier av P_{pwl} (0.6). For en høy verdi av P_{pwl} (0.9) er det ikke noe i de utførte sensitivitetsanalysene som tyder på at økte nedbørsmengder tenderer til å øke utløsningssannsynligheten. På samme tid er det relevant å påpeke at nedbør utgjør den vanligste utløsningsfaktoren for snøskred i en stor del av Norge, særlig på Nord-Vestlandet (Jaedicke, et al., 2008).

4.4 Validering av utløpsberegninger i StatPack

Tabell 8 angir forholdet mellom de observerte- og simulerte utløpslengdene for testskredene. Jo nærmere tallene i kolonne fire (Δ utløpslengde) er tallet 0, desto bedre er korrelasjonen mellom observert- og simulert utløpslengde. Negative tall indikerer at de simulerte skredene har en kortere utløpslengde enn de observerte skredene, og på lik linje indikerer positive tall, at de simulerte skredene beveger seg lenger enn de observerte skredene.

Tabell 8. Tabellen angir forholdet mellom observert- og simulerte utløpslengder for de 10 skredhendelsene.

Skredhendelse	Utløpslengde (m)		Δ utløpslengde (%)	Alfa-vinkel (°)	
	Obsert	Simulert		Obsert	Simulert
Nebba	1500	1580	5.3	33.3	32.4
Svartisen	40	85	112.5	50.2	39
Breiddalen	280	300	7.1	32.3	30.7
Vestpollen*	90	200	122.2	39.1	26.7
Kattfjorddalen	840	700	-16.7	29.1	36.3
Beisfjorden	520	610	17.3	38.1	33.3
Uppsete	655	615	-6.1	28.4	29.8
Tyinstølen	560	410	-26.8	14.5	21.2
Valldal	2620	1480	-43.5	26.2	34.9

*Det simulerte skredutløpet krysser et annet utløsningsområde i StatPack, og gir dermed ikke et kredibelt resultat.

For skredhendelsene i Tyinstølen, Valldal, Uppsete og Kattfjorddalen simulerer StatPack en kortere utløpslengde enn hva som var den faktisk observerte utløpslengde. Samtlige av de fire skredhendelsene hadde en observerte alfa-vinkel på lavere enn 30° . Det innebærer at det er skred med lengere observerte utløpslengde enn hva som er gjennomsnittet i alfa-beta-modellen. Det er dermed ikke veldig overraskende at de simulerte utløpslengdene blir noe kortere enn de observerte utløpslengdene for disse skredhendelsene. For de resterende 6 skredhendelsene simulerer StatPack et noe lengere utløp enn hva som var tilfellet i virkeligheten. Det er spesielt skredhendelsen på Svartisen som skiller seg ut med et avvik mellom simulert og observerte utløpslengde på hele 122.2%, altså at den simulerte utløpslengden er mer enn dobbelt så lang som den observerte utløpslengden. Skredet hadde en ekstremt stor alfa-vinkel (50.2°), og således er det ikke uventet at det oppstår et stort avvik i utløpslengdeberegningen.

Skredet i Beisfjorden utløper i en isfri fjord, og skredet har dermed et kortere observerte skredutløp enn hva som hadde vært tilfellet i en islagt fjord/innsjø eller en dalbunn. Det er ikke en faktor som StatPack tar høyde for i sine simuleringer, og forskjellen i utløpslengde på 17.3% er trolig større enn hva som hadde vært tilfellet om fjorden hadde vært islagt (lengere observerte utløp). Skredet i Breiddalen er et lignende eksempel da skredet har utløp på/overgangen til et islagt vann. I det tilfellet gir simuleringen enda bedre korrelasjon i utløpslengdeberegningen, og differansen i utløpslengde er nede i 7%.

Det våte flakskredet i Nebba har aller høyest korrelasjon mellom simulert- og observerte utløpslengde – en differanse på bare 5.3 %. Utav de seks skredhendelsene med «element at risk» (Tabell 5) var det i tre av hendelsene (Breiddalen, Beisfjorden og Kattfjorddalen) at et av de utsatte objektene ble truffet av simuleringene i StatPack.

5. Diskusjon

5.1 StatPack som modell

Pant og Ganju (2004) brukte fuzzy-logikk og fant en betydelig korrelasjon for skredssannsynlighet mellom en enklere Fuzzy-logikk-modell (basert på noen få meteorologiske parametere) og de observerte skredhendelsene under/eller rett etter en storm, for veistrekningen Chowkibal-Tangdhar i den Indiske delen av Himalaya. Tilnærminger med bruk av fuzzy-logikk er også anvendt for å utarbeide aktsomhetskart (Yilmaz, 2016).

StatPack skiller seg ut da det er en modell som anvender enda flere inputparametere enn modellen til Pant & Ganju (også ikke-meteorologiske parametere P_{pwl} og topografi) for å estimere utløsningssannsynlighet. I tillegg kan StatPack anvendes på både løssnøskred og flakskred og beregner både utløsningssannsynlighet og sannsynlighet for treff i terrenget. Å utføre simuleringer i StatPack er oversiktlig, og brukervennlig i form av at det er enkelt å velge simuleringsoverflate (polygon) og resultatet av en simulering presenteres på en visuelt oversiktlig måte i ArcGIS.

Verdien til 9 av de 10 inputparametere bestemmes direkte av bruker, mens topografiparametere ekstraheres direkte fra ArcGIS. Brukerstyrt input stiller krav til at brukeren innhenter riktige og gode data. At StatPack anvender prognostiserte parametere, herunder nedbør, temperatur vindstyrke og vindretning gjør at modellen framstår som et lovende verktøy for skredvarsling av objekt for det påfølgende døgnet. Meteorologisk data for det kommende døgnet innebærer naturlig nok en viss grad av usikkerhet i hvorvidt det varslede forholdene faktisk forekommer. Denne usikkerheten adresseres ikke i StatPack, men gode værvarsler, samt god informasjonsflyt med meteorologisk institutt, er med på å bidra til å minimere denne usikkerheten.

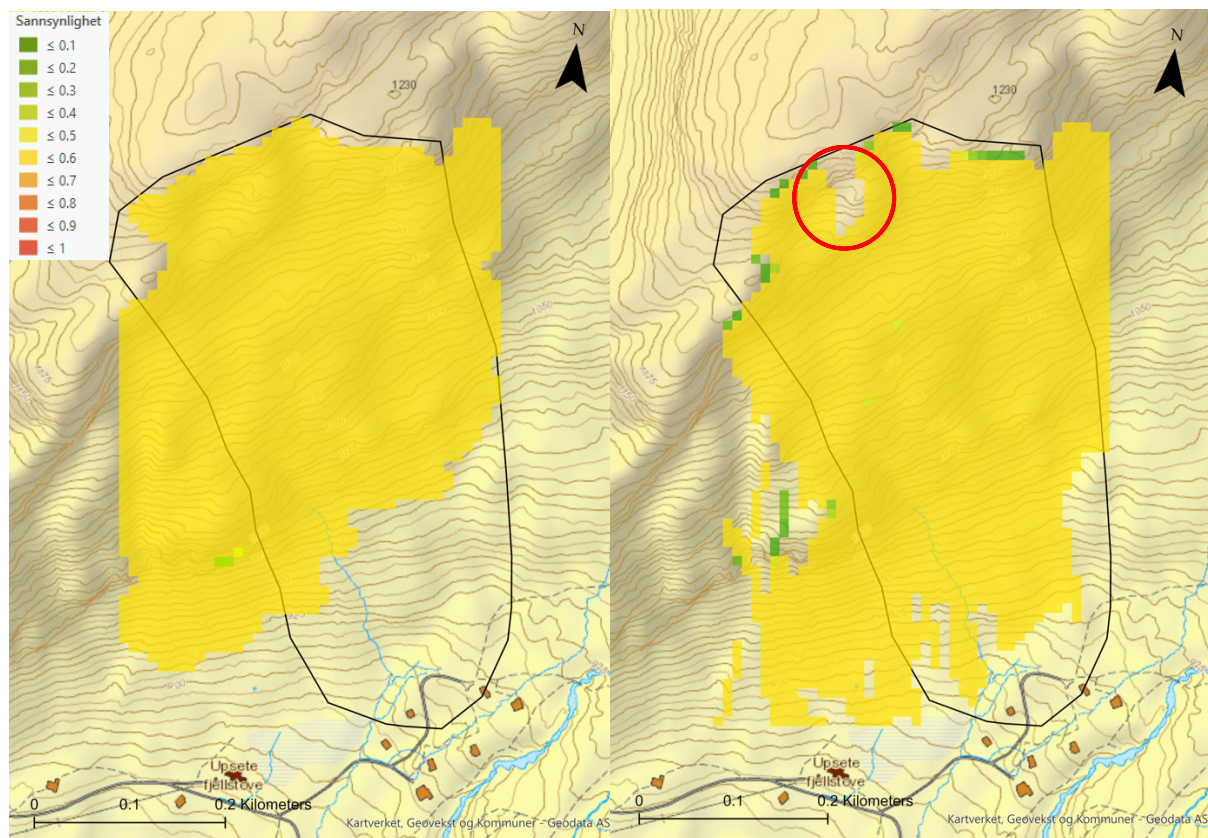
Verdien til inputparameteren P_{pwl} må brukeren fastsette selv, noe som kan gjøres direkte gjennom konkrete feltundersøkelser av nåværende snødekke, eller indirekte gjennom kunnskap til vinterens vær- og snødekkehistorikk.

StatPack simulerer alltid for et firkantet inputområde uavhengig av valgt form på området/polygonet i ArcGIS (se for eksempel Figur 36). Firkanten er avgrenset av ytterverdiene

langs x- og y-aksen for det valgte området/polygonet. Det medfører at området som simuleres som regel er større enn det valgte området/polygonet, og følgelig går simuleringstiden noe opp. Det større simuleringsområdet kan også gi ringvirkninger når man adresserer sannsynligheten for treff i terrenget for enkeltstående skredbaner som ikke beveger seg rettlinjert langs x- eller y-aksen. Komplikasjonen gjelder primært når det er ønskelig å teste for et veldig avgrenset utløsningsområde, og utgjør dermed ikke et stort problem. I lokal skredvarsling av bebyggelse eller annen infrastruktur, er det den endelige treffsannsynligheten som er relevant, og da er det derimot viktig at alle utløsningsområdene som kan gi treff for et punkt er inkludert i simuleringen.

Ved noen få tilfeller simulerer StatPack en treffsannsynlighet for noen celler til null, til tross for at modellen samtidig beregner utløsnings sannsynlighet for de samme cellene til > 0 (Figur 55). Det er hverken logisk eller riktig, for om en celle kan løses ut, må det være en sannsynlighet for at samme celle kan bli truffet. I algoritmen til StatPack vil skred fra enkeltceller med utløp kortere enn 10 celler, bli «tatt ut»/satt til null. For utløsningsceller i dette området vil betapunktet ligge veldig nært på grunn av slakere terreng, og cellene tas derfor ut (Glimsdal, S., personlig kommunikasjon, 05.2020).

Med en terrengoppløsning på 10 meter, medfører det potensielt sett at skredbaner på 90 meter (9 celler) kan bli tatt ut i beregningen av treffsannsynlighet. For korte skredbaner vil det potensielt sett kunne medføre at StatPack ikke fanger opp sannsynligheten for treff i terrenget, og området vises i ArcGIS som treffsannsynlighet lik null. Samtidig er det slik at mindre skred sjeldent utgjør en reell fare for nyere bebyggelse, som i samsvar med Plan og Bygningslovens tekniske forskrift (TEK17), skal plasseres utenfor skredfarlig område. Det er derfor lite sannsynlig at det utgjør noen betydelig ulempe for lokal snøskredvarsling av objekt.



Figur 55. Den røde sirkelen viser området som gir null i treffsannsynlighet (høyre) selv om samme området har en angitt utløsningssannsynlighet (venstre).

StatPack tar ikke høyde for effekten av solinnstråling når den beregner utløsningssannsynlighet. I Norge kan direkte solinnstråling ha en betydelig innvirkning på sannsynligheten for snøskred på våren når innstrålingen er mest intens (primært sørvendte fjellsider). På midtvinters er det mer sjeldent at solinnstråling direkte fører til snøskred, og for deler av Norge er solen under horisonten hele døgnet. I Alpene tilfører solen mer energi enn i Norge på grunn av at den står høyere på himmelen, og solinnstråling framstår som en enda mer aktuell problematikk der. At StatPack ikke inkluderer solinnstråling kan resultere i at noen simuleringer gir en lavere utløsningssannsynlighet enn hva som er realiteten. En solvendt fjellside vil potensielt sett kunne få økt temperatur i snødekket, noe som kan gi svekkelse av bindingene mellom snøpartiklene (Lied & Kristensen, 2003).

Utformingen av Fuzzy-ensemblet fører til at de respektive inputparameterne påvirker utløsningssannsynligheten i bolker. Det vil si at i utløsningssannsynligheten stiger raskt før deretter å flate ut. Det innebærer at potensielt at marginale endringer i inputparameterne kan gi moderate endringer i utløsningssannsynlighet. For eksempel øker utløsningssannsynligheten med 0.2, når P_{pwl} øker fra 0.67 til 0.69. På lik linje øker utløsningssannsynligheten med 0.2 når

temperaturen øker fra 2°C til 3°C. Det er samtidig vanskelig å unngå denne bolke-økningen i utløsningssannsynlighet i utforming av et fuzzy-ensemble, men det er ikke noe denne oppgaven tar for seg. Det kan på samme måte være gunstig for framtidige brukere av StatPack, å være klar over ved hvilke verdier de bolkevis økningene i utløsningssannsynlighet befinner seg. Det vil bidra til å gi et best mulig vurderingsgrunnlag for simuleringer i forbindelse med snøskredvarsling for et objekt.

Konstellasjonen av inputparameterne i de 3 delsystemene i fuzzy-ensemblet, påvirker utløsningssannsynligheten i terminalsystemet både direkte og indirekte (Figur 18). Det vil si at endringer innad i et delsystem ikke nødvendigvis gir en endret utløsningssannsynlighet fra det aktuelle delsystemet og inn i terminalsystemet. Ett eksempel vil være for delsystem 2, som består av parameterne observert- og prognostiser nedbør, samt P_{pwl} . Fuzzy-reglene (gitt i vedlegg A) som ligger til grunn i StatPack, medfører at når eksempelvis prognostisert nedbør og P_{pwl} , er satt til sin høyeste verdi (high), så har endring av parameteren observert nedbør ingenting å si for utløsningssannsynligheten utfra det delsystemet, og derav ingen innvirkning på total utløsningssannsynlighet (estimeres i terminalsystemet). Delsystem 2 har i det tilfellet allerede oppnådd sin maksimale verdi. Det er med på å forklare hvorfor sensitivitetsanalysene av nedbør for Valldal ikke gav noen endring i utløsningssannsynlighet for hverken prognostisert- eller observert nedbør (Figur 54).

5.2 Uttesting mot kjente skredhendelser og skredscenarioer

Uttestingen av StatPack mot kjente skredhendelser og skredscenarioer utgjør en viktig del i verifiseringen av modellen. For å få mest mulig troverdige simuleringresultater er det viktig at den innsamlede meteorologiske data samsvarer med de faktiske forholdene som rådet for de respektive skredhendelsene. At innsamlet data fra xGeo er grid-data (1x1 km²) gjør at det eksisterer noe usikkerhet tilknyttet dataverdiene, noe som potensielt sett kan gi en kunstig økning/senkning av simulert skredsannsynlighet i StatPack. Dyrddal, et al., (2012) bemerket at grid-data kunne være tilstrekkelig for regionale analyser, men at Norges komplekse topografi og få målestasjoner lokalisert i fjellene, tilegnet dataen noe usikkerhet. Det er spesielt data for nedbør som tenderer til å avvike i grid-data i forhold til realiteten, noe som trolig skyldes dets kompleksitet (Dyrddal, et al., 2012; Tveito, et al., 2005).

At de simulert skredhendelsene primært er flakskred gir grunnlag for at simuleringresultatene med høy P_{pwl} (0.9) vektlegges tyngst. Om simuleringene med P_{pwl} på 0.9 legges til grunn, gir det en gjennomsnittlig utløsningssannsynlighet på 0.44, hvorav sannsynligheter på 0.58 og 0.35 utgjør henholdsvis høyeste og laveste simuleringssannsynligheter. Samtidig er det ikke gitt at et observert vedvarende svakt lag betyr at verdien må settes til «1» i StatPack. Det svake laget kan i teorien ligge så dypt i snødekket at det for øyeblikket er veldig usannsynlig at det påvirkes/trigges, og det vil dermed ikke nødvendigvis være korrekt å sette verdien av P_{pwl} til «1».

Fra simuleringer av skredscenarioer og skredhendelser (både involverte og ikke-involverte i oppgaven) er det lite som tyder på at StatPack egner seg bedre for noen skredtyper, enn for andre, når det gjelder utløsningssannsynlighet (sørpeskred ekskludert). Modellen gir gode og troverdige utløsningssannsynligheter for både løssnøskred, våte- og tørre flakskred. Det springende punktet er i utgangspunktet i beregning av utløpslengder, hvorav StatPack tenderer til å fungere bedre på flakskred. Det skyldes at løssnøskred som regel har kortere utløpslengder enn flakskred (Lied & Kristensen, 2003), og at alfa-beta-metoden baseres på større skred med nominell årlig sannsynlighet $> 1:100$.

5.3 Nivåinndeling av utløsningssannsynligheter

I lokal snøskredvarsling er det ikke nødvendigvis den generelle faregraden som er det avgjørende produktet, men sannsynligheten for at et skred vil treffe selve varslingsobjektet i løpet av de neste 24 timene. Denne sannsynligheten kan være lav, til tross for at det større området har en faregrad på 4. For eksempel om man i faregradvurderingen forventer skred fra vestvendte fjellsider, så vil en vei (objektet) som ligger nedfor en østvendt fjellside, potensielt kunne ha liten sannsynlighet for å bli truffet. På samme måte gjelder det at et objekt kan ha stor sannsynlighet for å bli truffet, selv om den generelle faregraden i området er på 2. Faregraden utarbeides for et område på minst 100 km^2 , og store variasjoner innad i området vil forekomme.

24 av de 27 utførte simuleringene (Figur 35) som er gjort mot de kjente skredhendelsene, gir verdier som ligger på faste sannsynlighetsnivåer. Det vil si at utløsningssannsynligheten havner på én av følgende terskelenivåer: 0.175, 0.35 og 0.55 (og 0.75 for andre simuleringer). Det kan derfor være hensiktsmessig å anvende disse terskelverdiene som et grunnlag i inndelingen

av sannsynlighetsnivåer for utløsningssannsynlighet, noe som er gjort i forslaget nedenfor (Tabell 9). Det er viktig å merke seg at inndelingen i sannsynlighetsnivåer kun gjelder for utløsningssannsynligheten, og ikke for sannsynlighet for treff i terrenget.

Tabell 9. Tabellen viser et forslag til nivåinndeling av utløsningssannsynligheter for simuleringer i StatPack.

Sannsynlighetsnivå	Utløsningssannsynlighet (ATP)
Liten	$ATP \leq 0.175$
Moderat	$0.175 < ATP \leq 0.35$
Stor	$0.35 < ATP \leq 0.55$
Veldig stor	$0.55 < ATP \leq 0.75$
Ekstrem	$ATP \geq 0.75$

Det er viktig å påpeke at forslaget for sannsynlighetsnivåer ikke har noen kobling til den europeiske skredfareskalaen (EAWS). Skredfareklassene i den europeiske skredfareskalaen bygger på både sannsynlighet for skred (i et område $>100 \text{ km}^2$) og forventet skredstørrelse, og kan ikke sees i sammenheng med sannsynlighetsnivåene som framkommer i forslaget.

Inndelingen for sannsynlighetsnivåer innebærer at samtlige simuleringer av testskredene gir utløsningssannsynligheter som faller innenfor kategoriene liten, moderat, eller stor (Svartisen er unntaket og faller så vidt innenfor nivået «veldig stor»). På lik linje impliserer inndelingen at simuleringresultatene av de 5 skredscenarioene (Figur 45), havner innenfor sannsynlighetsnivåer som er troverdige for de respektive skredscenarioene (Tabell 10).

Tabell 10. Tabellen viser hvordan simuleringer av de 5 skredscenarioene (kapittel 3.3.3.1) fordeler seg innenfor de foreslåtte sannsynlighetsnivåene.

Skredscenario	Simulert ATP	Sannsynlighetsnivå
Veldig usannsynlig	0.08	Liten
Veldig sannsynlig	0.92	Ekstrem
Moderat sannsynlig	0.35	Moderat
Vårskred	0.55	Stor
Vind-generert skred	0.55	Stor

En annen inndeling av sannsynlighetsnivåene kan være å støtte seg til den varslingspraksisen som NGI i dag anvender i lokal snøskredvarsling for bebyggelse eller annen infrastruktur. NGI anvender en inndeling på nivåene lav, middels og høy for å estimere treffsannsynlighet i løpet av neste 24 timer. Et forslag med en slik inndeling kan i så fall se ut som i Tabell 11.

Tabell 11. Tabellen viser et forslag som følger NGIs varslingspraksis for nivåinndeling av utløsningssannsynligheter for StatPack.

Sannsynlighetsnivå	Utløsningssannsynlighet [0,1]
Lav	$ATP \leq 0.175$
Middels	$0.175 < ATP < 0.55$
Stor	$ATP \geq 0.55$

Forslaget i Tabell 11 er altså et annet forsøk på å inndele utløsningssannsynligheter i de varslingsnivåene som NGI anvender for å si noe om sannsynlighet for treff. Om sannsynligheten for treff av objekt er større enn omtrent 0.5, gir det som regel grunnlag for beredskapstiltak, eksempelvis kan det innebærer stenging av vei. Tilsvarende er det ikke gitt at en utløsningssannsynlighet på > 0.5 gir grunnlag for de samme beredskapstiltakene for veien (objektet). Det underbygges også av at for 6 av testskredene som traff bebyggelse/vei i virkeligheten, var det kun i 4 tilfeller at StatPack-simuleringene traff samme objekt.

5.4 Validering av utløpsberegninger i StatPack

Beregning av maksimal utløpslengde utgjør kanskje det viktigste aspektet i forbindelse med lokal snøskredvarsling, men er samtidig noe av det vanskeligste å faktisk kunne estimere (NVE, 2015). I dag eksisterer det flere metoder og modeller for å beregne maksimal utløpslengde, hvorav StatPack bygger på en probabilistisk modifikasjon av alfa-beta-metoden. Det fører til at simulerte utløpslengder vil ha best korrelasjon med observert utløpslengder når alfa-vinkelen er nærmest mulig den gjennomsnittlige alfa-vinkelen på 33° (Lied & Bakkehøi, 1980). En tolkning som bekreftes gjennom simuleringene av utløpslengder.

StatPack er altså basert på de lengste utløpene i ulike skredbaner, noe som konsekvent gir relativt lange simulerte skredutløp. Det er ønskelig med en sannsynlighetsfordeling av alle skredutløp i en skredbane (Glimsdal, S., personlig kommunikasjon, april 2020). En slik

sannsynlighetsfordeling kan implementeres i utløpsberegningene i StatPack, og gi enda mer nyanserte utløpsberegninger.

For lokal snøskredvarsling av bebyggelse og infrastruktur er det de skredene som treffer objektet som er mest relevant, men det betyr ikke at det er ønskelig med modeller som konsekvent overvurderer utløpslengden. Det kan gi unødvendig beredskapssituasjoner, overdimensjonerte sikringstiltak, osv. (SVV, 2014).

I uttestingen av StatPack var det primært for Valldal og Tyinstølen, at StatPack simulerte for korte utløpslengder i vesentlig grad. Det er samtidig viktig å belyse at Valldal, og særskilt Kattfjorddalen, var skredhendelser med liten alfa-vinkel, og det er følgelig ikke overraskende at det gir avvik i utløpslengde.

Det er vanskeligere å trekke slutninger rundt sannsynlighet for treff i terrenget basert på simuleringer i StatPack. Det er egentlig bare forholdet mellom det observerte skredet og simulert treffsannsynlighet som gir direkte grunnlag for sammenligning. Å sammenligne arealene til observert- og simulert skred har lite for seg. StatPack bygger på skredets høyeste treffsannsynlighet i en bane for terrengets bratteste vei, og de laterale treffsannsynlighetene framstår ikke reelle. For å belyse hvorvidt de simulerte sannsynlighetene for treff i terrenget gir troverdige resultater, kan det være nødvendig å studere alle skredene som forekommer i en enkelt skredbane, og på den måten direkte sammenligne treffsannsynligheten mellom virkeligheten og simuleringene.

Sannsynlighet for treff i terrenget har i noen tilfeller en brå overgang mot slutten av skredutløpet/utløpslengden, altså at treffsannsynligheten brått stopper opp. Ett eksempel på det er Uppsete, hvor hele utløpsområdet (Figur 42) har en simulert treffsannsynlighet på 0.55, før den går direkte til null ved maksimal utløpslengde. Det indikerer at fra én celle til neste (10 meter oppløsning) så avtar sannsynligheten for treff med 0.55. Det er ikke noe innlysende i utløpsområdets topografi som forklarer at en slik brå overgang vil være sannsynlig, selv om topografien flater noe ut. I valideringen av StatPack er det ikke fremkommet noe konkret ved oppbyggingen av modellen som tilsier at den skal oppføre seg slik i utløpsberegningen. Det utgjør en problemstilling som bør undersøkes nærmere i det videre arbeidet med modellen.

5.5 Sensitivitetsanalyser av enkeltparametere

Sensitivitetsanalysene indikerer at det særlig er to inputparametere som potensielt sett påvirker utløsningssannsynligheten i størst grad, nemlig temperatur og vind. Vindparameteren varierer dog betydelig med orientering av vinden i forhold til utløsningsområdet. At vinden har stor innvirkning på utløsningssannsynlighet er noe som er kartlagt tidligere og som det er konsensus om. For eksempel utgjør vind den viktigste utløsningstriggeren til snøskred i store deler av Nord-Norge (Jaedicke, et al., 2008). Vinden påvirker altså snøstabiliteten mest når utløsningsområdet ligger i le av vinden, og utløpsområdet pålagres av vindtransportert snø. For sensitivitetsanalysene gjennomført på skredhendelsen i Valldal (Figur 49), økte utløsningssannsynligheten fra 0.35 til omlag 0.9 når vinden gikk fra 0 til > 17 m/s (P_{pwl} på 0.9). Det kan isolert sett virke som en noe voldsom økning i utløsningssannsynlighet, men det var også en hendelse med mye prognostisert- og observert nedbør, som igjen kan gi store akkumulasjon av snø i utløsningsområdet.

Kronholm, et al., (2006) fastslo at det var nedbør som hyppigst var faktoren som utløste skred i Grasdalen på Strynfjellet. Det ble også understreket av Jaedicke, et al. (2008), hvorav sluttsatsen var at nedbør var den viktigste utløsningsfaktoren for Nord-Vestlandet. Det forteller dog bare om regionale trender. For med sikkerhet å si hvilke faktorer som påvirker utløsningssannsynligheten i størst grad, må man se på skredhendelser og tilhørende værdata for aktuelt område/skredbane.

At sensitivitetsanalysene for nedbør gav liten endring i utløsningssannsynlighet er derfor noe foruroligende i forhold til brukbarhet av modellen uten forbedringer. I nevnte tilfelle reflekterer ikke StatPack innvirkningen som nedbør, ifølge litteraturen, har. Det gav også liten, eller ingen effekt, når prognostisert- og observert nedbør ble oppjustert samtidig. Den lave innvirkningen av nedbør kan basere seg på sammensetningen av delsystemene (forklart i kapittel 5.1) eller av sammensetningen av de andre inputparametere. Ragulina, et al. (upublisert) fant i sine sensitivitetsanalyser at nedbør i 2 av 5 skredscenarioer gav utslag på utløsningssannsynlighet – i begge tilfeller når nedbørmengden var på omlag 13-16 millimeter.

Temperaturparameteren gav som nevnt stor innvirkning på utløsningssannsynligheten, og påvirket med totalt 0.4 enheter, altså 40 prosentpoeng. Det samsvarer godt med tidligere utførte sensitivitetsanalyser (Ragulina, et al., upublisert), som blant annet fastslo at

temperaturparameteren hadde størst innvirkning på utløsningssannsynligheten. Innvirkningen fra temperatur er størst når temperaturen er positiv, hvorav sensitivitetsanalysene (Figur 50) gjør et byks når temperaturen passerer 2,7-3°C. Det støttes av litteraturen, hvorav blant annet Kronholm, et al. (2006) konkluderte med at det i hovedsak er når temperaturen er positiv, at denne temperaturen øker snøskredsansynligheten. Det innebærer helt konkret at det for de våte flakskredene og glideskredet (Breiddalen) i uttestingen, var det trolig temperaturen som gav størst innvirkning på utløsningssannsynligheten.

Endring av parameterne temperaturendring og snøhøyde-endring gav ingen eller minimal innvirkning på utløsningssannsynligheten. Det er i dag enighet innenfor snøskredfaget om at rask temperaturøkning som regel gir en destabiliserende effekt på snøstabiliteten i en kortere periode, og er skrevet om av bla. annet av McClung & Schaerer (2006). De utførte sensitivitetsanalysene finner altså ingen direkte innvirkning fra endring i temperatur, men det har tidligere blitt utført tilsvarende tester som har gitt endring i utløsningssannsynlighet (Ragulina, et al., upublisert). Det framstår fortsatt uklart hvorfor det gir utslag noen ganger, mens andre ikke. Det kan også her ha en sammenheng med utformingen av delsystemene i fuzzy-systemet, og at for akkurat denne konstellasjonen av inputparameterne, gav det ingen endring i utløsningssannsynlighet.

Det er samtidig viktig å gjenta at hver enkel inputparameter bare utgjør $1/3$ -del eller $1/4$ -del av de respektive delsystemene, og at det ikke er gitt at forandring av én parameter gir endring i utløsningssannsynlighet. Den eneste åpenbare konklusjonen er at for akkurat de valgte konstellasjonene av inputverdier, gav det ikke endring i utløsningssannsynlighet. Intensjonen bak sensitivitetsanalysene var å danne et overordnet bilde og eventuelle trender i hvordan StatPack påvirkes av ulike parametere. Å tilegne en inputparameter større potensiell innvirkning på utløsningssannsynligheten, kan altså eventuelt utføres gjennom endring i én eller flere fuzzy-regler, eller gjennom å øke den potensiell innvirkning for et aktuelt delsystem.

6. Konklusjon

Resultater fra uttesting og sensitivitetsanalyser av StatPack i denne masteroppgaven kan sammenfattes i følgende hovedkonklusjoner:

- Simulerte utløsningssannsynligheter i StatPack samsvarer godt med det som er forventede utløsningssannsynligheter for ulike skredscenarioer og skredhendelser.
- Vindstyrke (avhengig av orientering i forhold til utløsningsområde) og varslet temperatur utgjør de meteorologiske inputparameterne som potensielt sett, påvirker utløsningssannsynligheten i størst grad. Prognostisert- og observert nedbør påvirker trolig utløsningssannsynligheten noe mindre enn hva som er konsensus i litteratur og annen forskning.
- StatPack gir altså gode resultater for beregning av utløsningssannsynlighet, men kan være følsom for små endringer av enkeltparametere – eksempelvis at utløsningssannsynligheten øker med 0.2 om verdien for P_{pwl} økes fra 0.67 til 0.69. Kjennskap til disse terskelverdiene og sammensetningen av delsystemene, kan derfor være gunstig for best mulig anvendelse av StatPack i lokal snøskredvarsling.
- Beregning av utløpslengder er vanskelig, og avviket mellom simulerte- og observerte utløpslengder varierte betydelig innad mellom de ulike skredhendelsene. Korrelasjonen i simulert- og observert utløpslengde økte suksessivt med at alfa-vinkelen nærmet seg 33° , og gav da veldig gode utløpsberegninger. En vinkel på 33° representerer gjennomsnittlig alfa-vinkel for skredene som alfa-beta-metoden er basert på.
- Metoden med å bruke fuzzy-logikk for å estimere utløsningssannsynlighet er lovende, og gir gode utsikter som et verktøy som bidrar til økt treffsikkerhet i varsling av snøskred. Foreslåtte forbedringer av StatPack strekker seg primært over følgende punkter:
 - Muligens øke innvirkningen som RR_{24} , fRR_{24} , ΔT_{24} og ΔSA_{24} har på utløsningssannsynligheten.
 - Implementere i StatPack en sannsynlighetsfordeling i utløpsberegningen som baserer seg på alle skredutløp i en skredbane. Det kan gi mer nyanserte utløpsberegninger, og også treffe bedre for mindre skred/kort utløpslengder.
 - Senke antallet celler som må treffes (9 celler) av en utløsningscelle, for at ikke cellen skal bli satt til treffsannsynlighet lik null/ tatt ut.

7. *Forslag til videre arbeid*

I forbindelse med utløpsberegninger er det primært utløpslengden som oppgaven har fokusert på. En videre studie for å belyse sannsynlighet for treff i terrenget utgjør et relativt naturlig steg i videre arbeid med StatPack. Det kan for eksempel gjøres gjennom at studien tar utgangspunkt i et objekt (eksempelvis en vei), og ser på hvor ofte objektet treffes fra én spesifikk skredbane ved gitte forhold, og sammenligne det med simulert treffsannsynlighet i StatPack. Det kan også være ønskelig å skaffe en sannsynlighetsfordeling av alle skredutløp i en skredbane, og implementere det i StatPack.

Å tilegne inputparameterne RR_{24} , fRR_{24} , ΔT_{24} og ΔSA_{24} større potensiell innvirkning på utløsningssannsynligheten, utgjør et konkret punkt for videre arbeid. Det kan gjøres gjennom å endre noen av fuzzy-reglene som framkommer i vedlegg A, eller gjennom å øke potensiell innvirkning som et delsystem har i terminalsystemet.

Et interessant videre studie vil være å se på sammenhengen mellom en skredhendelse (med tilhørende meteorologisk data) og antall tilfeller det i historien (siden oppstart med målinger) har vært tilsvarende meteorologiske forhold. Det vil gi en god indikator på hvor ofte det kan forventes skred ved ulike meteorologiske forhold, og kan dermed bidra til å belyse hvorvidt StatPack estimerer troverdige utløsningssannsynligheter for den aktuelle skredhendelsen.

8. Referanser

- Anderson, E. A. (1976). *A point energy and mass balance model of a snow cover*. Silver Spring, Md: Office of Hydrology, National Weather Service.
- Birkeland, Karl W. (1998) *Terminology and Predominant Processes Associated with the Formation of Weak Layers of Near-Surface Faceted Crystals in the Mountain Snowpack*, Arctic and Alpine Research, 30:2, 193-199
- DeWalle, D., & Rango, A. (2008) *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge: Cambridge University Press. DOI: <https://doi.org/10.3189/002214309788608994>
- Doesken, N.J., & Judson, A., 1997. *The SNOW Booklet: a guide to the science, climatology and measurement of snow in the Unites States*. Colorado State University.
- Dyrddal, Anita & Isaksen, Ketil & Hygen, Hans & Meyer, Nele. (2012). *Changes in meteorological variables that can trigger natural hazards in Norway*. Climate Research. 55. 153-165. 10.3354/cr01125.
- Ekker, Ragnar., Kværne, K., Os, A., Humstad, T., Warttainen, A., Eide, V., Hansen, R.K. (2013) *regObs - public database for submitting and sharing observations*. International Snow Science Workshop Grenoble – Chamonix Mont-Blanc – 2013
- Gauer, Peter & Kristensen, Krister. (2014). *Avalanche Observation at the Ryggfonn Test Site, Norway, with Correlation to Snow and Weather Conditions*.
- Gaume, J., Gast, T., Teran, J., van Herwijnen, A., & Jiang, C. (2018). Dynamic anticrack propagation in snow. Nature Communications, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05181-w>
- Haefeli, R. (1963). *STRESS TRANSFORMATION, TENSILE STRENGTHS, AND RUPTURE PROCESSES OF THE SNOW COVER*. Ice and Snow: Properties, Processes and Applications: Cambridge, p. 650-75
- Haefeli, R. (1967). *RESEARCH ON SNOW, AVALANCHES, ICE AND GLACIERS*. The Development of Geodesy and Geophysics in Switzerland. Zürich, Berichthaus, p. 72-83
- Heierli, J., Herwijnen, A. Van, Gumbsch, P., & Zaiser, M. (2008). *Anticracks: A new theory of fracture initiation and fracture propagation in snow*. International Snow Science Workshop 2008, 1–8. Whistler, British Columbia.
- Hirt, Christian. (2016). *Digital Terrain Models*. Encyclopedia of Geodesy. 10.1007/978-3-319-02370-0_31-1.

Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L. H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., Kronholm, K., Vikhamar-Schuler, D., Isaksen, K., Sletten, K., Kristensen, K., Barstad, I., Melchiorre, C., Høydal, Ø. A., and Mestl, H. (2008): *Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, 893–904, <https://doi.org/10.5194/nhess-8-893-2008>.

Kalogirou, Soteris A. Designing and Modeling Solar Energy Systems DOI: 10.1016/B978-0-12-397270-5.00011-X

Kristensen, K. (2016). *Assigning probabilities in local avalanche forecasting*. Proceedings of the International Snow Science Workshop 2016, Breckenridge, Colorado 4, pp 4.

Kronholm, Kalle & Vikhamar-Schuler, Dagrun & Jaedicke, Christian & Isaksen, Ketil & Sorteberg, Asgeir & Kristensen, Krister. (2006). *Forecasting snow avalanche days from meteorological data using classification trees; Grasdalen, western Norway*.

Lied, K. & Bakkehøi, K. (1980). *Empirical calculations of snow–avalanche run–out distance based on topographic parameters*. *Journal of Glaciology*, 26(94), 165-177. <https://doi.org/10.3189/S0022143000010704>

Lied, K. & Kristensen, K. (2003). *Snøskred - Håndbok om snøskred*. Oslo: Vett & viten AS i samarbeid med Norges geotekniske institutt (NGI), pp. 200.

Mamdani, E.H., Assilian, S. (1975), *An experiment in linguistic synthesis with a fuzzy logic controller*. International Journal of Man-Machine Studies, Vol. 7, No. 1, pp. 1-13.

McClung, D. & Schaerer, P. (2006). *The Avalanche Handbook* (3. utgave). Seattle, Washington: Mountaineers Books.

Meld. St. 15 (2011-2012). *Hvordan leve med farene – om flom og skred*. Oslo: Olje- og energidepartementet

Norges geologiske undersøkelse (NGU), (2017). *Trekantformede jordskred – Studie av fem skredhendelser i Norge*.

Norsk klimaservicesenter (NKSS), (2015). *Klima i Norge 2100*. NKSS rapport 2/2015

Norges Geotekniske Institutt, (NGI). (2019) Estimating Avalanche Triggering Probability using meteorological and local terrain parameters through a fuzzy inference approach. *NGI Technical Note 20170131-12-TN*, 12, 1–17.

Norges Geotekniske Institutt (NGI). (Upublisert) *Probabilistic characterization of the alpha-beta model*, NGI document

- NOU (2019: 4). *Organisering av norsk naturskadeforsikring – Om Norsk Naturskadepool*. Oslo: Justis- og beredskapsdepartementet.
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), (2015). *Sammenligning av modelleringsverktøy for norske snøskred*. Rapport 107/2015.
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), (2016a). *Skredfarekartlegging i Tromsø kommune*. Rapport nr. 17/2016. Oslo: NVE
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), (2016b). *Skredfarekartlegging i Narvik kommune*. Rapport 20/2016. Oslo: NVE
- Ragulina, G., Uzielli, M., Glimsdal, S., Rauter, M., Jaedicke, C. (upublisert). *Estimating Avalanche Triggering Probability using meteorological and local terrain parameters through a fuzzy inference approach*. Norges geotekniske institutt (NGI)
- Schweizer, J., J. B. Jamieson, and M. Schneebeli, (2003), *Snow avalanche formation*, Rev. Geophys., 41(4), 1016, doi:10.1029/2002RG000123.
- Schweizer, J., van Herwijnen, A., & Reuter, B. (2010). *Fracture energy of weak snowpack layers*. 2010 International Snow Science Workshop, 720–723. Retrieved from http://www.slf.ch/info/mitarbeitende/schweizj/publications/Schweizer_etal_Fracture_energy_ISSW2010.pdf
- SVV (2014) *Veger og snøskred*. Håndbok nr. 283 i Statens vegvesens håndbokserie. Oslo: Statens vegvesen (SVV)
- Tremper, Bruce, (2008), *Staying Alive in Avalanche Terrain: Mountaineers Books*, 318 pages.
- Tveito, O E., Bjørdal, I. Skjelvåg, A. & Aune, B. (2005). *A GIS-based agroecological decision system based on gridded climatology*. *Meteorological Applications*, 12(1)
- Yilmaz, B. (2016). *Application of GIS-Based Fuzzy Logic and Analytical Hierarchy Process (AHP) to Snow Avalanche Susceptibility Mapping, North San Juan, Colorado*.

Vedlegg A -

To: Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)
Attn.: v/Aart Verhage
Copy to:
Date: 2019-04-23
Revision no./Rev.date: 0 /
Document no.: 20170131-12-TN
Project: SP4 Snøskred 2017-2019, WP2 Statistical methods
Project manager: Sylfest Glimsdal
Prepared by: Galina Ragulina and Marco Uzielli
Reviewed by: Sylfest Glimsdal / Christian Jaedicke

Estimating Avalanche Triggering Probability using meteorological and local terrain parameters through a fuzzy inference approach

Contents

1	Introduction and problem definition	3
2	Fuzzy inference approach: structure and phases	3
3	Identification of relevant triggering factors	4
3.1	Meteorological factors	4
3.2	Non-meteorological factors	4
4	Expert-based design of the fuzzy ensemble	5
4.1	Expert-based assignment of class boundary values for triggering factors	6
4.2	Definition of the fuzzy ensemble topology	6
4.3	Definition of fuzzy inference systems	7
4.4	Definition of fuzzy sets	8
4.5	Definition of fuzzy rules	17
4.6	Description of the fuzzy inference process	18
4.7	Inter-system post-processing	20
5	Fuzzy ensemble outputs	20
5.1	Implementation of the fuzzy ensemble	20
5.2	Representation of fuzzy ensemble outputs	20
6	Sensitivity testing	24
7	Validation	36
7.1	Data sets	36
7.2	Results	37
8	Discussion and concluding remarks	44
9	Acknowledgements	45
10	References	46

Appendix

Appendix A The fuzzy rules

Review and reference page

1 Introduction and problem definition

The aim of the present study is the quantitative estimation of snow avalanche triggering probability (*ATP*) for daily local forecasting purposes based on meteorological and local terrain factors.

At present, *ATP* is indirectly assessed by snow avalanche forecasters (experts) while they conclude upon snowpack stability at the moment and upon its change during the forecasting period based on their personal judgement, knowledge and experience. In the forecasters' decision making, a considerable role is played by the recent meteorological history of the area the forecast is produced for, as well as by forecasted weather development.

In this study, an approach based on fuzzy inference is adopted to estimate *ATP* through the quantitative parameterization of expert judgement.

2 Fuzzy inference approach: structure and phases

Fuzzy inference is the process of formulating the mapping from a given input to an output using fuzzy logic.

Fuzzy logic is an approach to computing based on "degrees of truth" rather than the binary "false or true" (0 or 1) Boolean logic on which the modern computer is based. Fuzzy logic includes 0 and 1 as extreme cases of truth (or "the state of matters" or "fact") but also includes the infinite intermediate states of truth on a closed real number interval bounded inferiorly at 0 and superiorly at 1.

The fuzzy inference process adopted in this study consists of the following sequential steps:

- ↗ Definition of the problem
- ↗ Identification of relevant inputs
- ↗ Design of a fuzzy ensemble
- ↗ Fuzzification of input and output variables
- ↗ Application of fuzzy operators
- ↗ Implication from the antecedent to the consequent
- ↗ Aggregation of the consequents across fuzzy rules
- ↗ Defuzzification of fuzzy outputs
- ↗ Post-processing of fuzzy inference outputs
- ↗ Validation and testing of defuzzified outputs

The structure of this report essentially replicates the above steps.

3 Identification of relevant triggering factors

This section addresses the identification of relevant factors contributing to avalanche triggering.

3.1 Meteorological factors

There are many meteorological elements/parameters which affect snowpack stability, thus influencing *ATP*. Unfortunately, not all of them are observed at ordinary meteorological stations in Norway, if at all. For this study, meteorological elements which are the most essential for *ATP* and are usually observed by Norwegian meteorological stations are chosen. These data are also used at the Norwegian Local Avalanche Warning service operated by NGI. They often have 1-hour time resolution and are easily available and retrievable online.

The selected parameters are:

- ↗ Precipitation (water equivalent)
- ↗ Air temperature
- ↗ Snow height
- ↗ Wind velocity
- ↗ Wind direction with respect to terrain orientation

Since snow/snowpack is a continuously evolving medium, *ATP* is also temporally variable. Thus, in the model, it is important to consider differential parameters such as change in air temperature and change in snow height.

Avalanche hazard estimation (and *ATP* as a part of it) in daily forecasting service consists essentially of two parts:

1. Assessment of the snowpack stability in present conditions, based on the observed meteorological parameters; and
2. Assessment of the expected variation in stability during a given period (usually in the forthcoming 24 hours) based on forecasted meteorological values.

To enhance the utility and applicability of the model useful for the operative local forecasting, observed meteorological parameters are combined with forecasted values in the present study.

3.2 Non-meteorological factors

Meteorological factors are the most relevant for snowpack stability. However, the same set of meteorological factors (values) will have a different effect on *ATP* depending on the existence and magnitude of other parameters which should not be neglected when estimating *ATP*. These are described preliminarily in the following.

3.2.1 Persistent weak layer

A "persistent weak layer" (hereinafter PWL) represents a layer of not bounded snow/ice crystals which may collapse when a critical load is reached. Its presence (or absence), properties and position inside the snowpack is known to be very relevant to avalanche triggering. PWL is not a meteorological element and is not observed by meteorological stations. PWL is accounted for in the study through the probability of its existence, P_{PWL} .

3.2.2 Terrain slope

Terrain inclination/slope represents a particularly important parameter to account for while estimating ATP . Snow avalanches are initiated by gravity, among other processes, and do not occur on flat terrain. At the same time, very steep terrain (over 60-70°) hinders snow accumulation, thus impeding the occurrence of snow avalanches. Terrain steeper than 70° is thus associated to null triggering probability, irrespective of meteorological parameter values. Terrain flatter than 27° is also associated to null triggering probability conditioned on air temperature T being negative. When $T \geq 0^\circ\text{C}$, ATP can take positive values even on the terrain flatter than 27°, in this way including wet-snow avalanches and slush flows.

The exposition/aspect of the terrain cell in the question is particularly important when it comes to wind direction (snow drift), specifically in terms of its deviation (in degrees) from the incident angle of the cell. This parameter (exposition/aspect) is indirectly included in the model through the definition of the wind direction (see Section 4.4.1).

4 Expert-based design of the fuzzy ensemble

The expert-based design of the fuzzy inference tool aims at configuring an efficient structure which allows the correct modelling and processing of expert knowledge. In this study, design involved the following sequential steps:

- ↗ Expert-based assignment of class boundary values for triggering factors
- ↗ Definition of ensemble topology
- ↗ Definition of fuzzy inference systems
- ↗ Definition of fuzzy sets
- ↗ Definition of fuzzy rules
- ↗ Definition of fuzzy inference post-processing options

4.1 Expert-based assignment of class boundary values for triggering factors

To be able to reflect expert knowledge into the fuzzy ensemble, all triggering factors were classified. The value ranges of each class of the chosen parameters are overlapping. This reflects the fact that there are often no univocal boundaries in verbal definitions representing expert knowledge. This inherent vagueness lies at the basis of the concept of fuzzy inference. In the context of the fuzzy inference approach, this operation will be reflected in the definition of *fuzzy sets* and *membership functions* (Section 4.4).

The number of classes can differ from parameter to parameter. In the present study, most of the parameters were defined using three or four classes: (*very low / null*), *low*, *medium* and *high*. However, there also are parameters subdivided in five and even seven classes. For the wind direction parameter, *low*, *medium* and *high* are termed *windward* (i.e., blowing toward the slope), *parallel* and *leeward* (i.e., blowing away from the slope), respectively. For *ATP*, the five classes are named *low*, *moderate*, *considerable*, *high* and *very high* to reflect the EAWS Avalanche Danger Scale (http://www.avalanches.org/eaws/en/main_layer.php?layer=basics&id=1) in addition to two extra classes: *null* and *very low*.

The deviation of wind direction from the incident angle of the terrain is accounted for in the classes for the direction of the dominant/relevant wind.

4.2 Definition of the fuzzy ensemble topology

As indicated in Section 3, a total of ten parameters are deemed relevant in the estimation of *ATP*. Since each of the parameters is divided into three to seven classes (as mentioned in Section 4.1 and detailed in Section 4.3), a single resulting fuzzy system including all parameters would comprise over 40'000 rules, thereby increasing computational expense beyond convenience and actual feasibility.

Therefore, a fuzzy ensemble comprising four fuzzy systems, each having fewer input parameters, was defined. Three systems each contribute a triggering factor, parameterizing the degree of triggering likelihood which the cluster of factors included in that system brings to *ATP*. The triggering factors from the three systems are then used as inputs to a further system (hereinafter referred to as “terminal system, *TFS*”) which yields *ATP*.

The clustering of the ten input parameters into three systems was based on expert reasoning regarding the physical phenomena leading to avalanche triggering. The topological scheme of the fuzzy ensemble is shown in Figure 1.

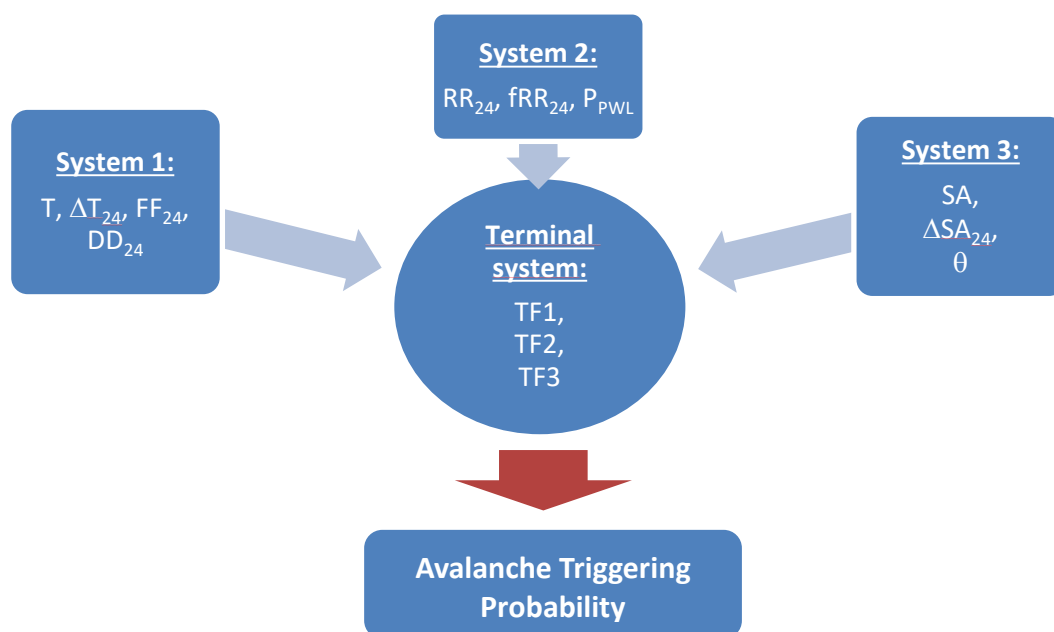


Figure 1 Topology of the fuzzy inference system

The design of the four systems which constitute the fuzzy ensemble is detailed in the following.

4.3 Definition of fuzzy inference systems

4.3.1 Fuzzy system 1

Fuzzy system FS1 investigates the combined effect of wind and air temperature on *ATP*. Values for all the parameters in the fuzzy system FS1, as shown in Table 1, are forecasted.

Table 1 Input parameters to FS1

Description	Symbol	Units
Air temperature 24 hours ahead	T	°C
Change in air temperature in the next 24 hours	ΔT_{24}	°C
Dominant/relevant wind velocity in the next 24 hours	FF_{24}	m/s
Direction of the dominant/relevant wind in the next 24 hours	DD_{24}	°

The output of FS1 is the dimensionless triggering factor *TF1*, which parameterizes the combined effect of wind and air temperature on the likelihood of avalanche triggering.

4.3.2 Fuzzy system 2

Fuzzy system FS2 investigates the effect of precipitation and PWL on *ATP*. Inputs to FS2, as shown in Table 2, are a combination of forecasted and observed parameter values.

Table 2 Input parameters to FS2

Description	Symbol	Units
Accumulated precipitation last 24 hours (observed)	RR_{24}	mm
Accumulated precipitation next 24 hours (forecasted)	fRR_{24}	mm
Probability of existence of PWL in the snowpack	P_{PWL}	-

The output of FS2 is the dimensionless triggering factor *TF2*, which parameterizes the combined effect of precipitation and PWL on the likelihood of avalanche triggering.

4.3.3 Fuzzy system 3

Fuzzy system FS3 investigates the combined effect of snow height and terrain inclination on *ATP*. Input parameters to fuzzy system FS3, as shown in Table 3, are all observed:

Table 3 Input parameters to FS3

Description	Symbol	Units
Snow height at present	SA	m
Change in the snow height last 24 hours	ΔSA_{24}	m
Terrain inclination	θ	°

The output of FS3 is the dimensionless triggering factor *TF3*, which parameterizes the combined effect of snow height and terrain inclination on the likelihood of avalanche triggering.

4.3.4 Terminal system

The terminal system FST uses the triggering factors *TF1*, *TF2* and *TF3* as inputs to yield the single output *ATP*.

4.4 Definition of fuzzy sets

A fuzzy set is a set without a crisp, clearly defined boundary. It can contain elements with only a partial degree of membership. The definition of fuzzy sets thus relies on the assignment of membership functions to each of the classes defined for each of the parameters in all the fuzzy systems.

A membership function is a curve that defines how each point in the input space (also referred to as “universe of discourse”) is mapped to a membership value (or “degree of membership”) between 0 and 1 in each fuzzy set. The membership value of a number describes how pertinent the definition of a class is to that number.

The only condition a membership function must satisfy is that it must vary between 0 and 1. The function itself can be defined arbitrarily based on objective information and/or subjective judgment.

In the present study, fuzzy membership functions are assigned using a spline-based Pi-shaped membership function. This function is defined piecewise for a generic parameter x by the four parameters p_1, p_2, p_3 and p_4 and yields membership values as follows:

$$\mu(x; p_1, p_2, p_3, p_4) = \left\{ \begin{array}{ll} 0 & x \leq p_1 \\ 2 \left(\frac{x - p_1}{p_2 - p_1} \right)^2 & p_1 \leq x \leq \frac{p_1 + p_2}{2} \\ 1 - 2 \left(\frac{x - p_2}{p_2 - p_1} \right)^2 & \frac{p_1 + p_2}{2} \leq x \leq p_2 \\ 1 & p_2 \leq x \leq p_3 \\ 1 - 2 \left(\frac{x - p_3}{p_4 - p_3} \right)^2 & p_3 \leq x \leq \frac{p_3 + p_4}{2} \\ 2 \left(\frac{x - p_4}{p_4 - p_3} \right)^2 & \frac{p_3 + p_4}{2} \leq x \leq p_4 \\ 0 & x \geq p_4 \end{array} \right. \quad (1)$$

Sets of values of p_1, p_2, p_3 and p_4 were assigned through expert judgment as detailed in the following.

4.4.1 Definition of fuzzy sets for FS1

Table 4 illustrates the values of the pi-function parameters used in the definition of fuzzy sets for inputs and output parameters of FS1. Numbers in italic indicate auxiliary boundary values used to limit the model calculation and are not connected to any physical assumptions. The deviation of wind direction from the incident angle of the terrain is accounted for in the classes for the direction of the dominant/relevant wind.

Table 4 Parameters of pi-functions for membership value assignment for FS1

		input 1	input 2	input 3	input 4	output 1
		T [°]	ΔT_{24} [°]	FF_{24} [m/sec]	DD_{24} [°]	$TF1$ [-]
VERY LOW	p_1	-45	*	*	*	*
	p_2	-40	*	*	*	*
	p_3	-15	*	*	*	*
	p_4	-10	*	*	*	*
LOW	p_1	-15	-25	-5	-45	-1.000
	p_2	-10	-20	0	0	0.000
	p_3	-5	-5	5	45	0.225
	p_4	-2	2	10	90	0.400
MEDIUM	p_1	-5	-5	5	45	0.250
	p_2	-2	-2	10	89	0.375
	p_3	1	2	15	91	0.625
	p_4	3	5	20	135	0.750
HIGH	p_1	1	2	15	90	0.600
	p_2	3	5	20	135	0.775
	p_3	15	20	30	180	1.000
	p_4	30	30	40	200	2.000

The resulting membership functions for the input parameters and the output parameter of FS1 are shown in Figure 2.

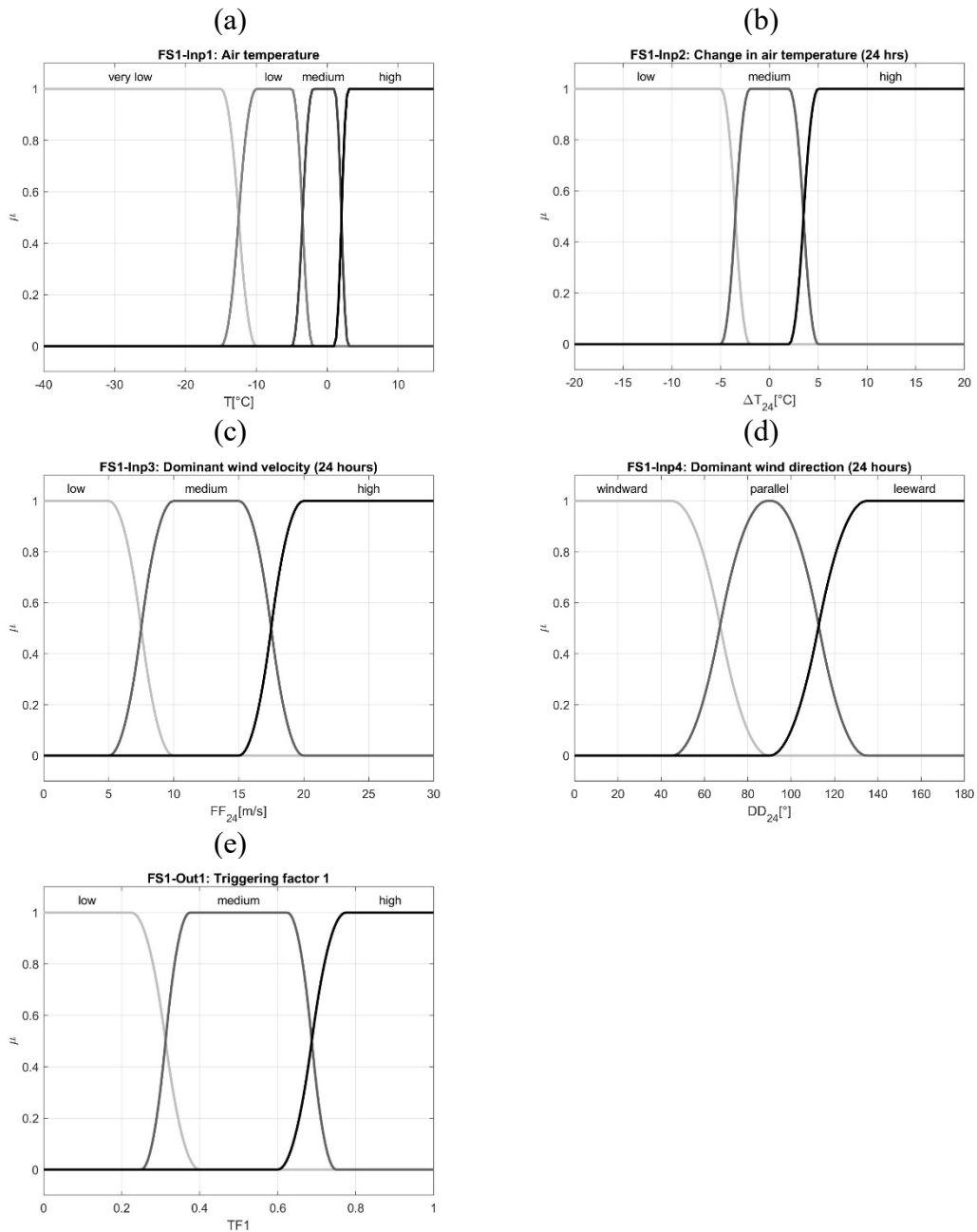


Figure 2. Fuzzy membership functions for FS1: (a) air temperature; (b) change in air temperature; (c) dominant wind velocity; (d) dominant wind direction; (e) triggering factor TF1.

4.4.2 Definition of fuzzy sets for FS2

Table 5 illustrates the values of the pi-function parameters used in the definition of fuzzy sets for inputs and output parameters of FS2. Numbers in italic indicate auxiliary boundary values used to limit the model calculation and are not connected to any physical assumptions.

Table 5 Parameters of pi-functions for membership value assignment for FS2

		inp1	inp2	inp3	out1
		RR_{24} [mm]	fRR_{24} [mm]	P_{PWL} [-]	$TF2$ [-]
LOW	p_1	-10	-10	-1.000	-1.000
	p_2	0	0	0.000	0.000
	p_3	10	10	0.225	0.225
	p_4	20	20	0.400	0.400
MEDIUM	p_1	10	10	0.250	0.250
	p_2	20	20	0.375	0.375
	p_3	50	50	0.625	0.625
	p_4	60	60	0.750	0.750
HIGH	p_1	50	50	0.600	0.600
	p_2	60	60	0.775	0.775
	p_3	100	100	1.000	1.000
	p_4	120	120	2.000	2.000

Membership functions for the input parameters and the output parameter of FS2 are shown in Figure 3.

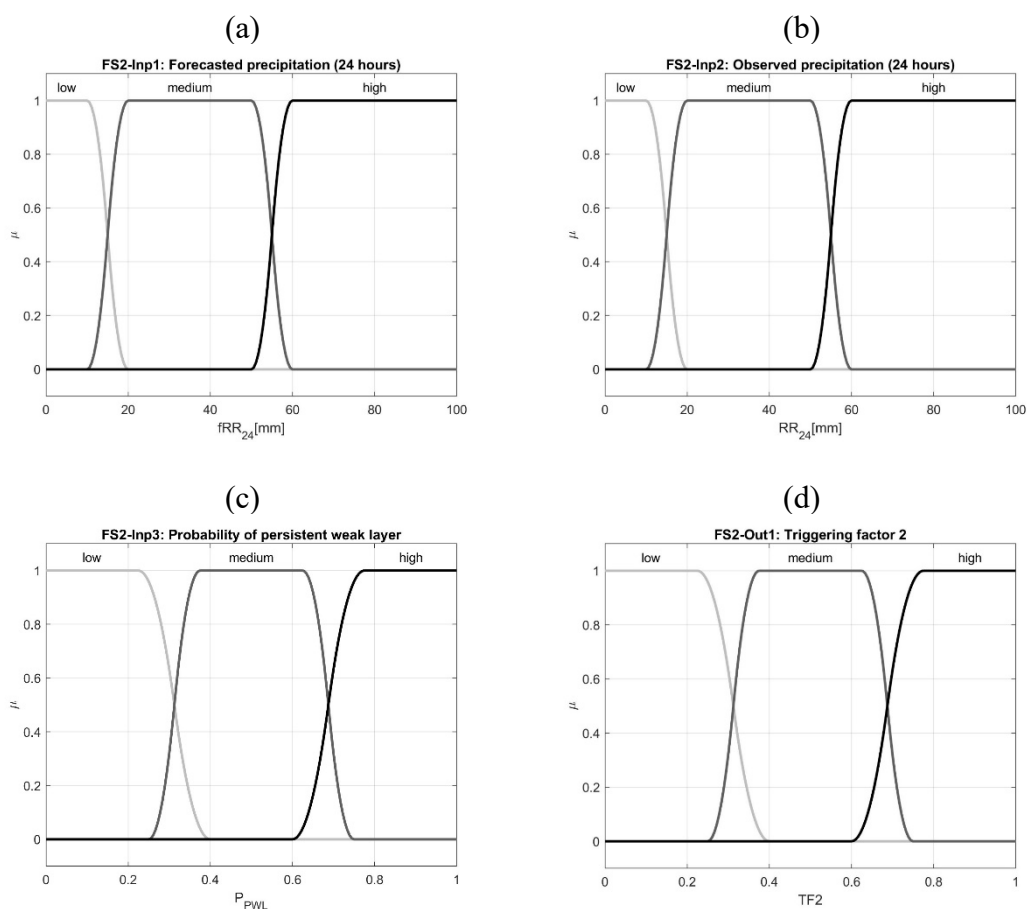


Figure 3. Fuzzy membership functions for FS2: (a) forecasted precipitation; (b) observed precipitation; (c) probability of persistent weak layer; (d) triggering factor TF2.

4.4.3 Definition of fuzzy sets for FS3

Table 6 illustrates the values of the pi-function parameters used in the definition of fuzzy sets for inputs and output parameters of FS3. Numbers in italic indicate auxiliary boundary values used to limit the model calculation and are not connected to any physical assumptions.

Table 6 Parameters of pi-functions for membership value assignment for FS3

		inp1	inp2	inp3	out1
		SA [cm]	ΔSA_{24} [cm]	θ [°]	TF3 [-]
NULL	p ₁	-2.00	*	-2	-0.400
	p ₂	-1.00	*	-1	-0.300
	p ₃	0.00	*	0	0.000
	p ₄	1	*	2	0.001
EXTREMELY LOW	p ₁	*	*	2	*
	p ₂	*	*	4	*
	p ₃	*	*	8	*
	p ₄	*	*	10	*
VERY LOW	p ₁	1	-30	8	0.001
	p ₂	2.5	-20	10	0.025
	p ₃	3.5	0	18	0.050
	p ₄	5	5	22	0.100
LOW	p ₁	0	0	18	0.050
	p ₂	5	5	22	0.250
	p ₃	70	10	26	0.375
	p ₄	140	15	30	0.500
MEDIUM	p ₁	70	10	26	0.375
	p ₂	140	15	30	0.500
	p ₃	200	25	42	0.625
	p ₄	280	40	50	0.750
HIGH	p ₁	200	25	42	0.600
	p ₂	300	40	50	0.775
	p ₃	400	60	65	1.000
	p ₄	500	70	70	2.000
VERY HIGH	p ₁	*	*	65	*
	p ₂	*	*	70	*
	p ₃	*	*	80	*
	p ₄	*	*	90	*

Membership functions for the input parameters and the output parameter of FS3 are shown in Figure 4.

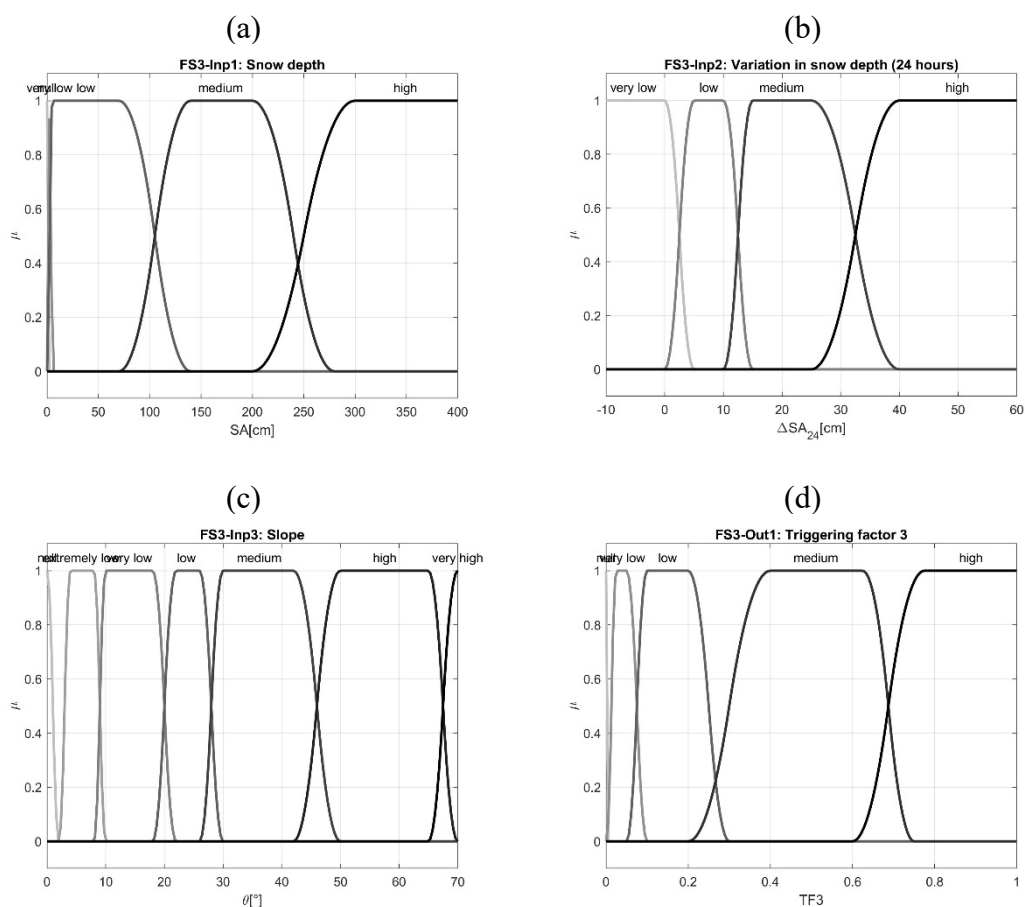


Figure 4. Fuzzy membership functions for FS3: (a) snow depth; (b) variation in snow depth; (c) terrain slope; (d) triggering factor TF3.

4.4.4 Definition of fuzzy sets for FST

Table 7 illustrates the values of the pi-function parameters used in the definition of fuzzy sets for inputs and output parameters of FST. Numbers in italic indicate auxiliary boundary values used to limit the model calculation and are not connected to any physical assumptions.

Table 7 Parameters of pi-functions for membership value assignment for FST

		inp1	inp2	inp3	out1
		<i>TF1</i>	<i>TF2</i>	<i>TF3</i>	<i>ATP</i>
		[-]	[-]	[-]	[-]
NULL	p ₁	*	*	-0.400	-0.400
	p ₂	*	*	-0.300	-0.300
	p ₃	*	*	0.000	0.000
	p ₄	*	*	0.001	0.0001
VERY LOW	p ₁	*	*	*	0.000
	p ₂	*	*	*	0.025
	p ₃	*	*	*	0.100
	p ₄	*	*	*	0.200
LOW	p ₁	-1.000	-1.000	0.001	0.100
	p ₂	0.000	0.000	0.025	0.150
	p ₃	0.225	0.225	0.375	0.200
	p ₄	0.400	0.400	0.500	0.250
MEDIUM	p ₁	0.250	0.250	0.375	*
	p ₂	0.375	0.375	0.500	*
	p ₃	0.625	0.625	0.625	*
	p ₄	0.750	0.750	0.750	*
MODERATE	*	*	*	*	0.200
	*	*	*	*	0.300
	*	*	*	*	0.400
	*	*	*	*	0.500
CONSIDERABLE	*	*	*	*	0.400
	*	*	*	*	0.500
	*	*	*	*	0.600
	*	*	*	*	0.700
HIGH	p ₁	0.600	0.600	0.600	0.600
	p ₂	0.775	0.775	0.775	0.700
	p ₃	1.000	1.000	1.000	0.800
	p ₄	2.000	2.000	2.000	0.900
VERY HIGH	p ₁	*	*	*	0.800
	p ₂	*	*	*	0.900
	p ₃	*	*	*	1.000
	p ₄	*	*	*	2.000

The membership functions of the inputs to FST (i.e., triggering factors *TF1*, *TF2* and *TF3*) have been shown in Figure 2, Figure 3 and Figure 4 respectively. Membership functions for avalanche triggering probability, which is the output of FST, are shown in Figure 5.

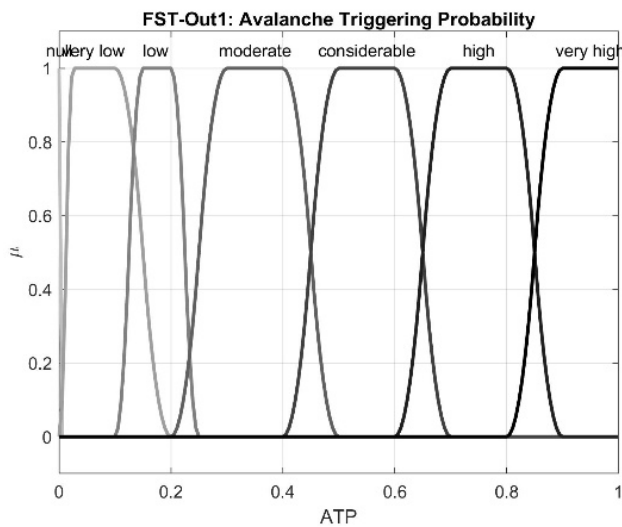


Figure 5. Fuzzy membership functions for avalanche triggering probability

4.5 Definition of fuzzy rules

In fuzzy inference, values in the input vector are interpreted and values are assigned to the output vector on the basis of sets of fuzzy rules.

Fuzzy rules reflect expert knowledge regarding the combined effect of the input parameters of a given fuzzy inference system on the output of the same system. Rules are assigned qualitatively for each fuzzy system, though they acquire a quantitative sense through the information associated with membership functions for each membership class defined for each of the parameters.

Fuzzy rules are compiled according to an “*if-then*” structure, where the “*if*” antecedent leads to a “*then*” consequent. The antecedent can include from one to all input parameters through the logical operator “*and*” (only this operator is used in this study), while the consequent includes one to all outputs (the number of outputs is identically one for all subsets in the present study). Each fuzzy rule can thus be read as an “*if-and-and*” → “*then*” statement. Fuzzy rule 1-001 (see Appendix A, Table 1), for instance, reads “*If T is VERY LOW and ΔT_{24} is LOW and FF_{24} is LOW and DD_{24} is LEEWARD, then $TF1$ is LOW*”.

All rules are evaluated in parallel, and the order of the rules is unimportant. The total amount of rules in the four systems is 320. This is a manageable amount both for computation and for revisiting the rules should further expert judgement be elicited (Appendix A).

4.6 Description of the fuzzy inference process

The fuzzy systems constituting the fuzzy ensemble are Mamdani-type systems. Mamdani fuzzy inference (Mamdani & Assilian, 1975) is the most commonly used fuzzy methodology and was among the first control systems built using fuzzy set theory. In Mamdani-type inference, output parameters are modelled as fuzzy sets also requiring membership functions.

The fuzzy inference process employed in the present analysis comprises of five steps:

1. Fuzzification of input variables
2. Application of fuzzy operators
3. Application of the implication method
4. Aggregation of the consequents
5. Defuzzification

These are examined in greater detail in the following.

4.6.1 Fuzzification of input variables

The fuzzification of input variables consists in the resolution of all fuzzy statements in the antecedents of a fuzzy rule to a degree of membership in the range [0,1]. In the present analysis, membership values in each fuzzy set pertaining to a fuzzy input variable are calculated for a specific value of the variable itself as described in Section 4.4.

4.6.2 Application of logical operators

Most of the rules defined in the fuzzy systems for the present analysis have multiple (say, $N_a > 1$) parts. In such case, all N_a parts of the antecedent are calculated simultaneously and are subsequently resolved to a single truth value in the range [0,1], known as the “degree of support” for the fuzzy rule, using logical operators.

Fuzzy logical reasoning is a superset of standard Boolean logic. In the fuzzy rules defined for the ensemble, the "and" operator is equivalent, in logical terms, to implementing intersection (conjunction), and the minimum of the N_a input membership values among those of the variables x_1, \dots, x_{N_a} in the antecedent is assumed. The “or” operator is equivalent to union (disjunction), and the maximum of the input membership values among those of the variables in the antecedent is assumed.

4.6.3 Implication

The implication phase consists of two sequential steps for each fuzzy rule. The first step is the multiplication of the rule weight to the rule’s degree of support which is calculated in the preceding phase. In the present analysis, all rule weights were assigned identically equal to 1, thus having equal and maximum weight.

The second step consists in the application of the implication method. The consequent of a fuzzy rule assigns an entire fuzzy set to the output. This fuzzy set is represented by a membership function that is chosen to indicate the qualities of the consequent. If the antecedent is only partially true, (i.e., is assigned a value less than 1), then the output fuzzy set is truncated according to the user-defined implication method. The “minimum” implication operator, which truncates the output fuzzy set, was selected among other available methods and used uniformly in all fuzzy systems.

The “minimum” implication method is defined as

$$\phi_{min}[\mu_A(x_1, \dots, x_{Na}), \mu_C(u)] = \mu_A(x_1, \dots, x_{Na}) \wedge \mu_C(u) \quad (2)$$

in which $\mu_A(x_1, \dots, x_{Na})$ is the membership value of the antecedent part as yielded in the preceding phase and $\mu_C(u)$ is the membership function of the consequent part.

4.6.4 Aggregation

Aggregation is the process by which the fuzzy sets that represent the outputs of each rule are combined into a single fuzzy set. Aggregation occurs once for each output variable. The input of the aggregation process is the list of truncated output functions returned by the implication process for each rule. The output of the aggregation process is a single fuzzy set for each output variable. The “maximum” aggregation method, which returns the maximum envelope $\mu_{OUT}(u)$ of the membership functions of the output variable u (either in their original shape for the pertinent fuzzy set or truncated according to the implication operator in the previous phase), was selected among other available methods and used uniformly in all fuzzy systems. Since the adopted aggregation method is commutative, the order in which the rules are executed is unimportant.

4.6.5 Defuzzification

While fuzziness lies at the basis of the rule evaluation process during the intermediate steps described above, the final desired output of fuzzy inference is generally a single number. This is achieved through defuzzification of the fuzzy set output by the aggregation phase.

Several defuzzification algorithms are available. In the present analysis, centroid (Center of Gravity – COG) defuzzification was selected as defuzzification method for all fuzzy systems. In centroid defuzzification, the crisp output value u^* is taken to be the geometrical center of the output fuzzy value $\mu_{OUT}(u)$, where $\mu_{OUT}(u)$ is formed by taking the union of all contribution of rules in the aggregation phase. The center is the point which splits the area under the $\mu_{OUT}(u)$ curve in two equal parts. The COG-defuzzified output is given by

$$u^* = \frac{\int u \cdot \mu_{OUT}(u) du}{\int \mu_{OUT}(u) du} \quad (3)$$

In the present application, for each fuzzy parameter, the universe of discourse is discretized into a variable number of N values. Hence, the expression of the COG-defuzzified output can be rewritten as

$$u^* = \frac{\sum_{i=1}^N u_i \mu_{OUT}(u_i)}{\sum_{i=1}^N \mu_{OUT}(u_i)} \quad (4)$$

4.7 Inter-system post-processing

One of the disadvantages of splitting a large fuzzy set into several smaller sets, becomes evident when the model requires some rules which include parameters from the different fuzzy sets inside the same system. An additional rule was implemented outside the fuzzy framework to overcome this shortcoming. When the forecasted air temperature, T , (which belongs to $FS1$) is negative and the terrain inclination, θ , (which belongs to $FS3$) is below 27° , then the contribution of $FS3$ to TFS is set equal to 0. To avoid an abrupt drop in ATP values, a smooth transition is implemented for $FS3$ when $\theta \in (27^\circ; 32^\circ)$ and $T < 0$.

5 Fuzzy ensemble outputs

5.1 Implementation of the fuzzy ensemble

The outputs of the fuzzy ensemble inherently reflect expert knowledge and judgment through the definition of fuzzy sets and rules. However, given the complexity of the fuzzy ensemble, it is not straightforward for the expert to predict how each modelling decision influences the end result, i.e., the ATP values output by the model. It should be noted that changing individual rules will result in a change in all three-dimensional projections pertaining to the same fuzzy system.

To investigate the sensitivity of ensemble outputs to modelling options, two experts independently prepared distinct sets of rules during the model development process. Three-dimensional projections were obtained for each of these sets (not shown here), and the fuzzy inference outputs from both sets were produced and compared to estimate the influence of possible differences in the experts' judgement. The two experts then analysed the outputs comparatively and critically and agreed on a "hybrid" set of rules which was adopted as reference for future steps.

5.2 Representation of fuzzy ensemble outputs

The four systems defined above are multi-dimensional. While a full visual representation of their outputs as obtained through the fuzzy inference process is not possible, three-dimensional projections of the output surface (showing outputs as three-dimensional surfaces with respect to pairs of input parameters) can be prepared. These

allow intuitive appreciation of the outputs themselves. Three-dimensional projections are shown in Figure 6, Figure 7, Figure 8 and Figure 9 for FS1, FS2, FS3 and FST, respectively. It should be noted that the three-dimensional projections shown in the following figures are plotted for intermediate values (with respect to the user-defined ranges previously described) of the parameters which are not explicitly included in the figures themselves. Hence, the shape of the surfaces can be expected to change to varying degrees for different values of the non-represented parameters.

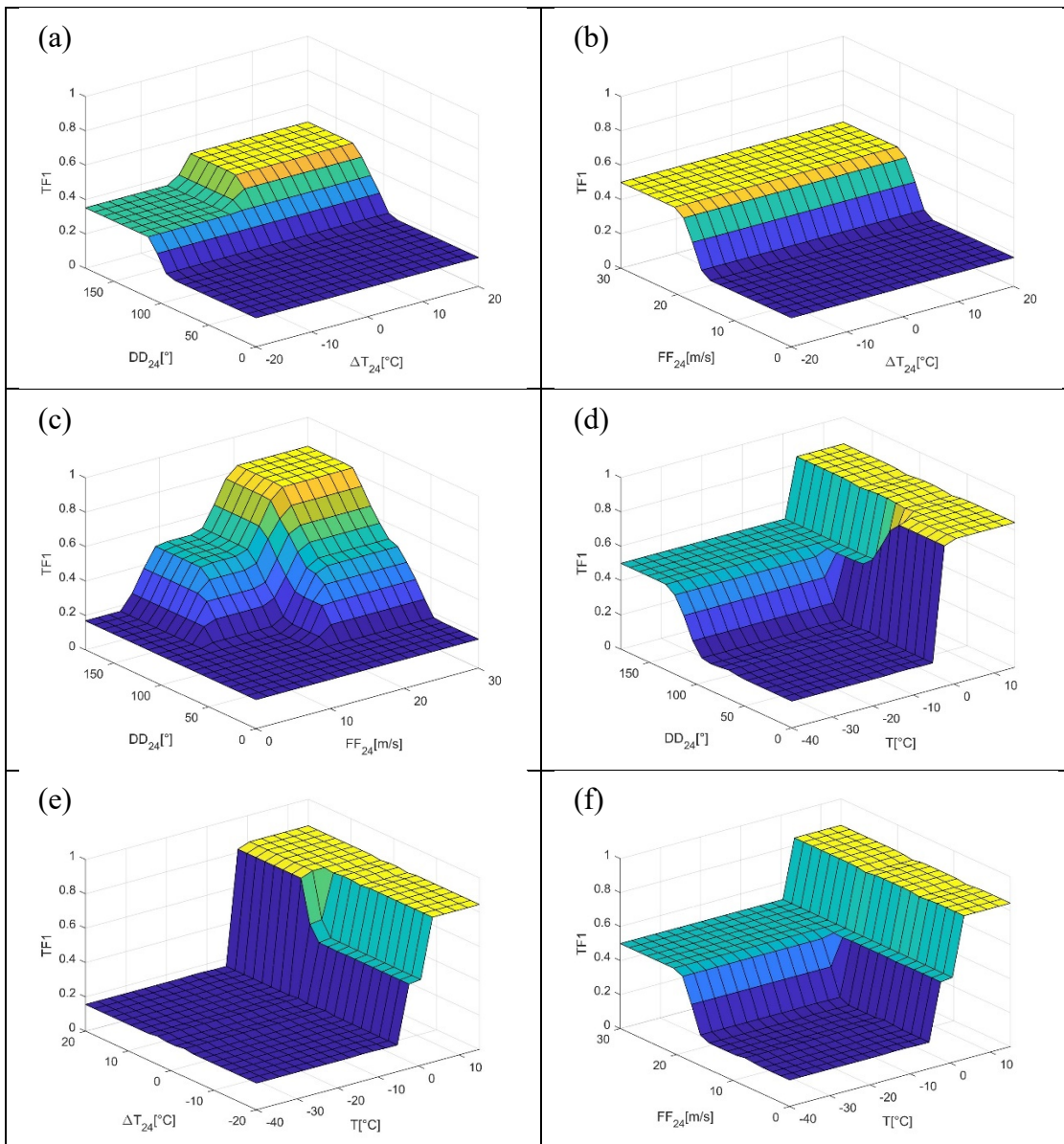


Figure 6 Example three-dimensional projections of the multi-dimensional output surface of FS1 for: (a) ΔT_{24} vs. DD_{24} ; (b) ΔT_{24} vs. FF_{24} ; (c) FF_{24} vs. DD_{24} ; (d) T vs. DD_{24} ; (e) T vs. ΔT_{24} ; (f) T vs. FF_{24}

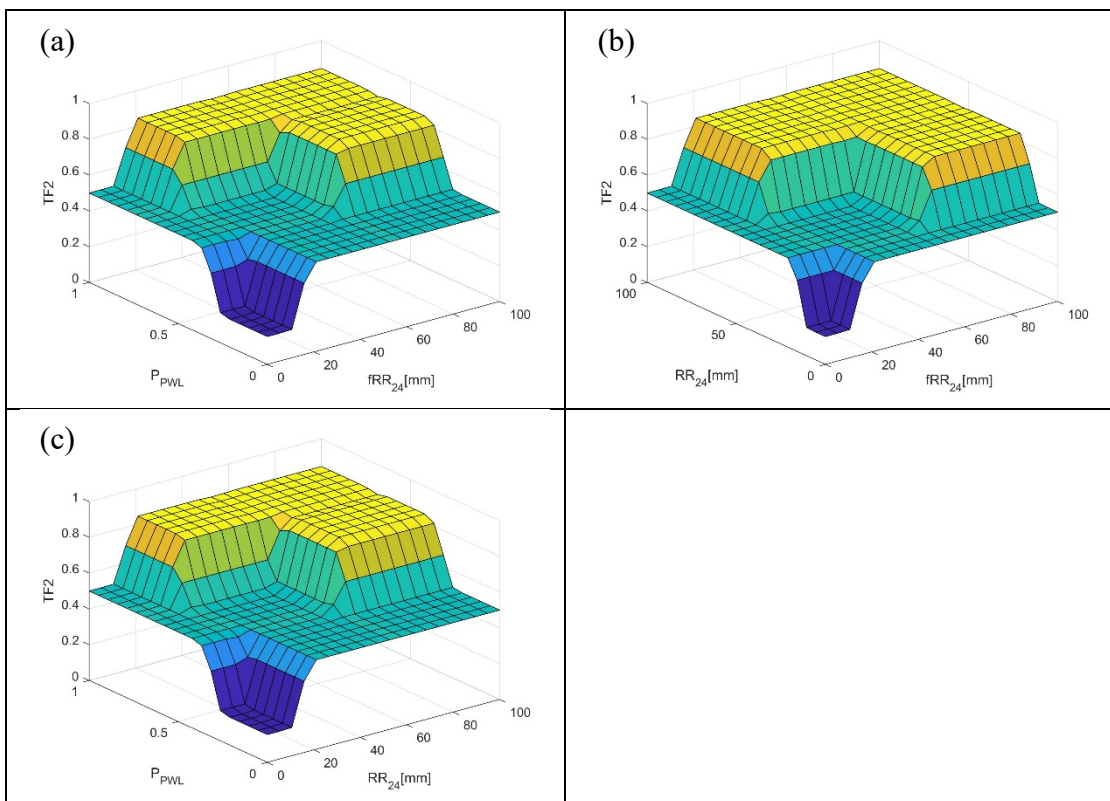


Figure 7 Example three-dimensional projections of the multi-dimensional output surface of FS2 for: (a) fRR_{24} vs. P_{PWL} ; (b) fRR_{24} vs. RR_{24} ; (c) RR_{24} vs. P_{PWL}

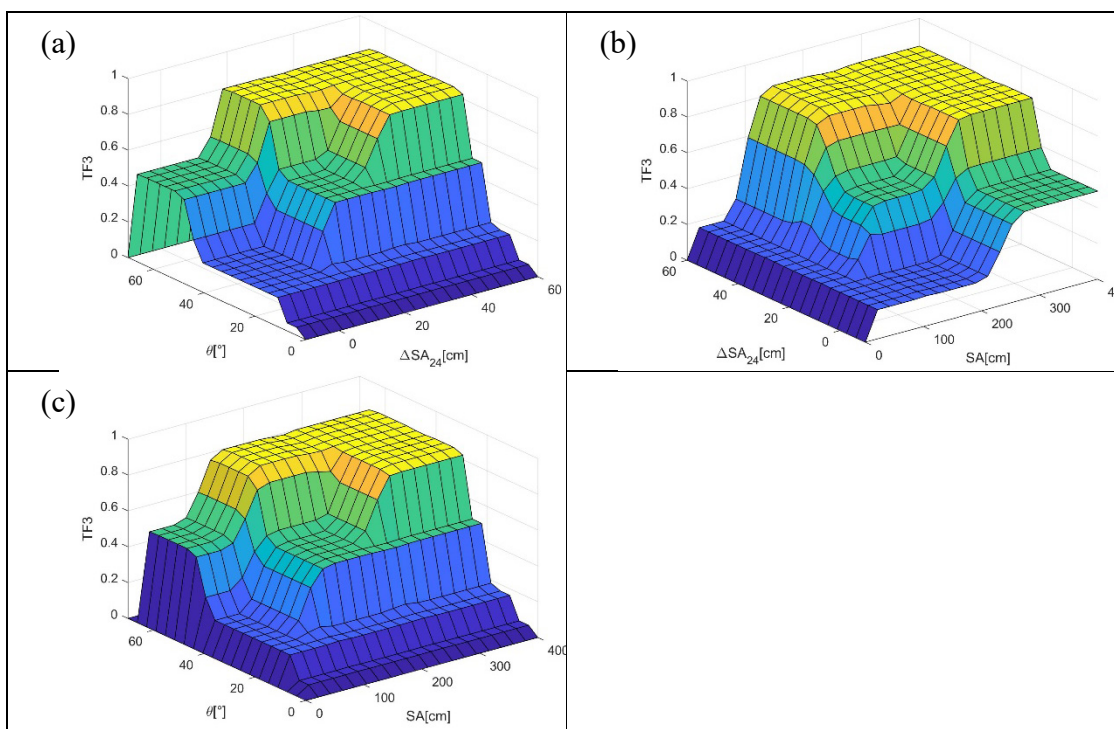


Figure 8 Example three-dimensional projections of the multi-dimensional output surface of FS3 for: (a) ΔSA_{24} vs. θ ; (b) SA_{24} vs. ΔSA_{24} ; (c) SA_{24} vs. θ

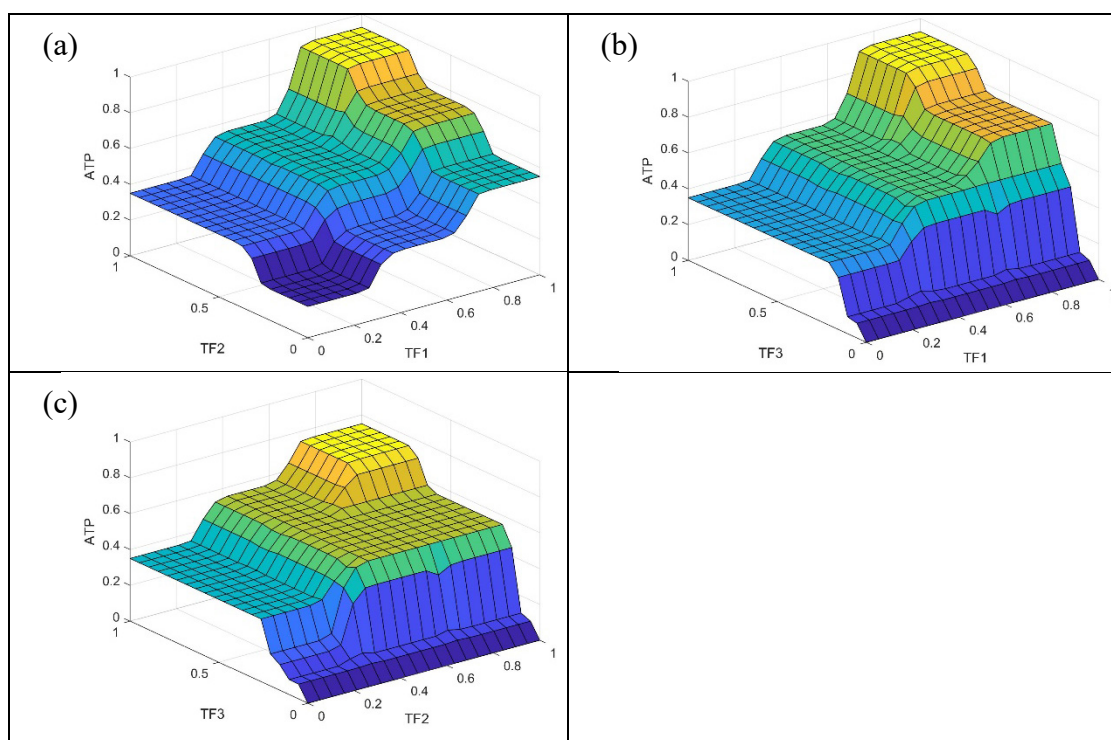


Figure 9 Example three-dimensional projections of the multi-dimensional output surface of FST for: (a) TF1 vs. TF2; (b) TF1 vs. TF3; (c) TF2 vs. TF3

Visual inspection of the three-dimensional projections of the “hybrid” fuzzy systems, presented in Figure 6 – Figure 9, did not find any obvious inconsistencies.

6 Sensitivity testing

The model's behaviour can be well understood by looking at the results of parametric sensitivity tests. However, performing sensitivity tests on the entire model is neither possible nor meaningful because the model comprises a potentially unlimited number of scenarios. Varying each parameter one at a time given that all the other parameters are fixed, would yield different ranges of triggering probabilities for each scenario. Thus, to acquire a general idea of how each parameter may influence ATP, sensitivity tests were performed for the following five notable scenarios:

- Scenario 1 – “Very unlikely avalanche release”;
- Scenario 2 – “Very probable avalanche release”;
- Scenario 3 – “Moderately possible avalanche release”;
- Scenario 4 – “Spring avalanche”; and
- Scenario 5 – “Wind-slab avalanche”.

The sets of values of input parameters to the fuzzy ensemble are given in Table 8.

Table 8 Input parameters for sensitivity analysis

Scenario	T	ΔT_{24}	FF_{24}	DD_{24}	RR_{24}	fRR_{24}	P_{PWL}	SA	ΔSA_{24}	θ
1	-15	-5	1	W	1	0	0.1	30	-1	30
2	+7	+12	25	W	50	30	0.9	200	+30	57
3	0	+3	6	W	10	10	0.5	110	+10	37
4	0	0	3	S	0	0	0.9	150	-2	45
5	-8	-1	16	W	30	30	0.5	150	+50	37

Since the wind direction would have different effect on the ATP depending on the cell's exposition, the results of the sensitivity analysis are shown in Figure 10 – Figure 19 for eight chosen expositions; namely: N , NE , E , SE , S , SW , W and NW , separately for each of the scenarios. To ease the reading of the figures, the lines have been slightly offset: from -1.2% for the north exposition through $+1.6\%$ for the northwest exposition. The small inconsistencies in the courses of these parameters observed in the figures are inherited from the fuzzy approach, explained by the transition from one parameter class to the next one.

In Scenario 1, in which all the parameters take their “least dangerous” values for an avalanche release, the model seems to be scarcely sensitive to the changes in one individual parameter: eight of the ten input parameters (everyone except for snow height, SA , and terrain inclination, θ) do not have any effect on the ATP (Figure 10 and Figure 11). The ATP in this scenario may attain a maximum value of approximately 20% when SA exceeds 100cm. For the terrain cells flatter than about 30° and/or steeper than about 65° , ATP falls to 0.

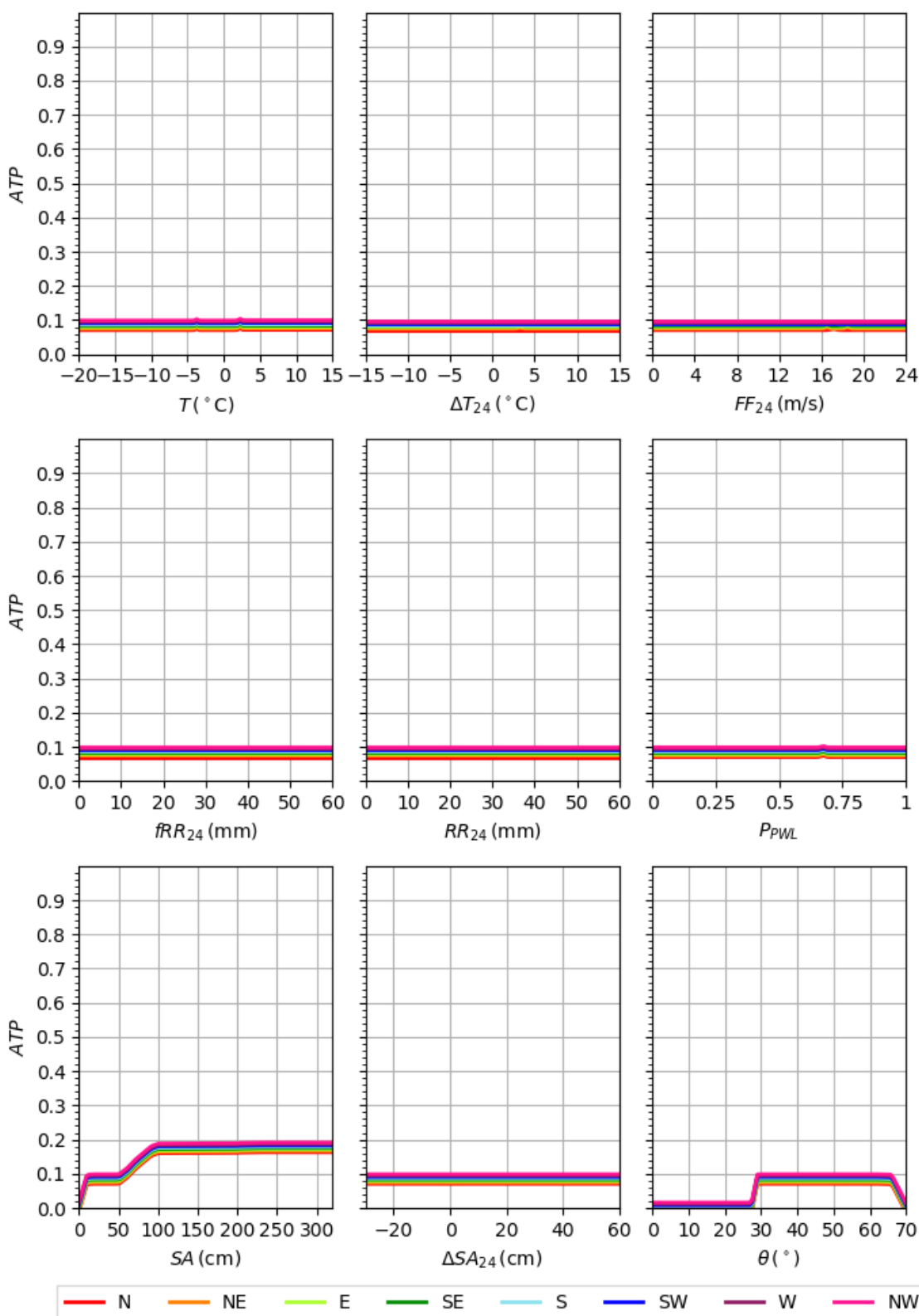


Figure 10 Sensitivity analysis for Scenario 1 ("Very unlikely avalanche release")

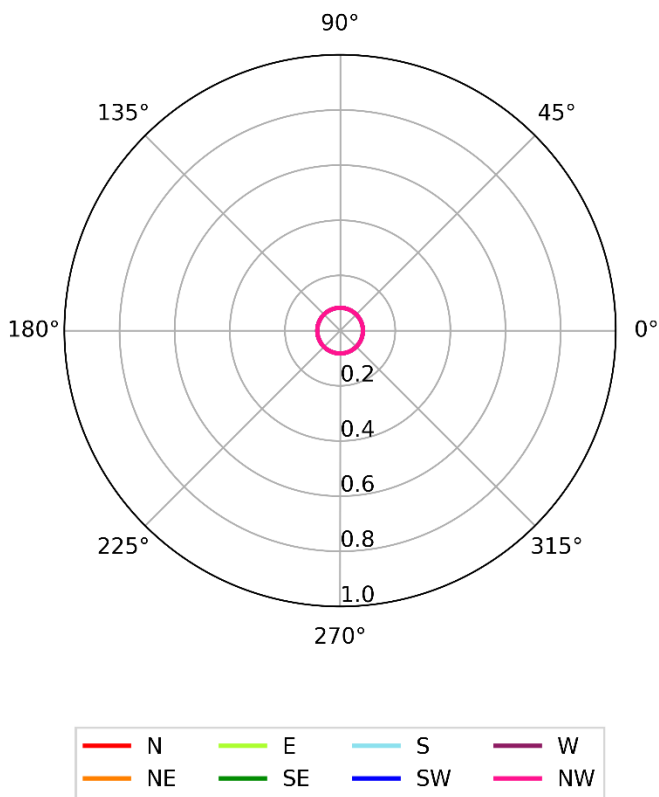


Figure 11 Sensitivity towards the forecasted wind direction during next 24h, DD_{24} , in the Scenario 1

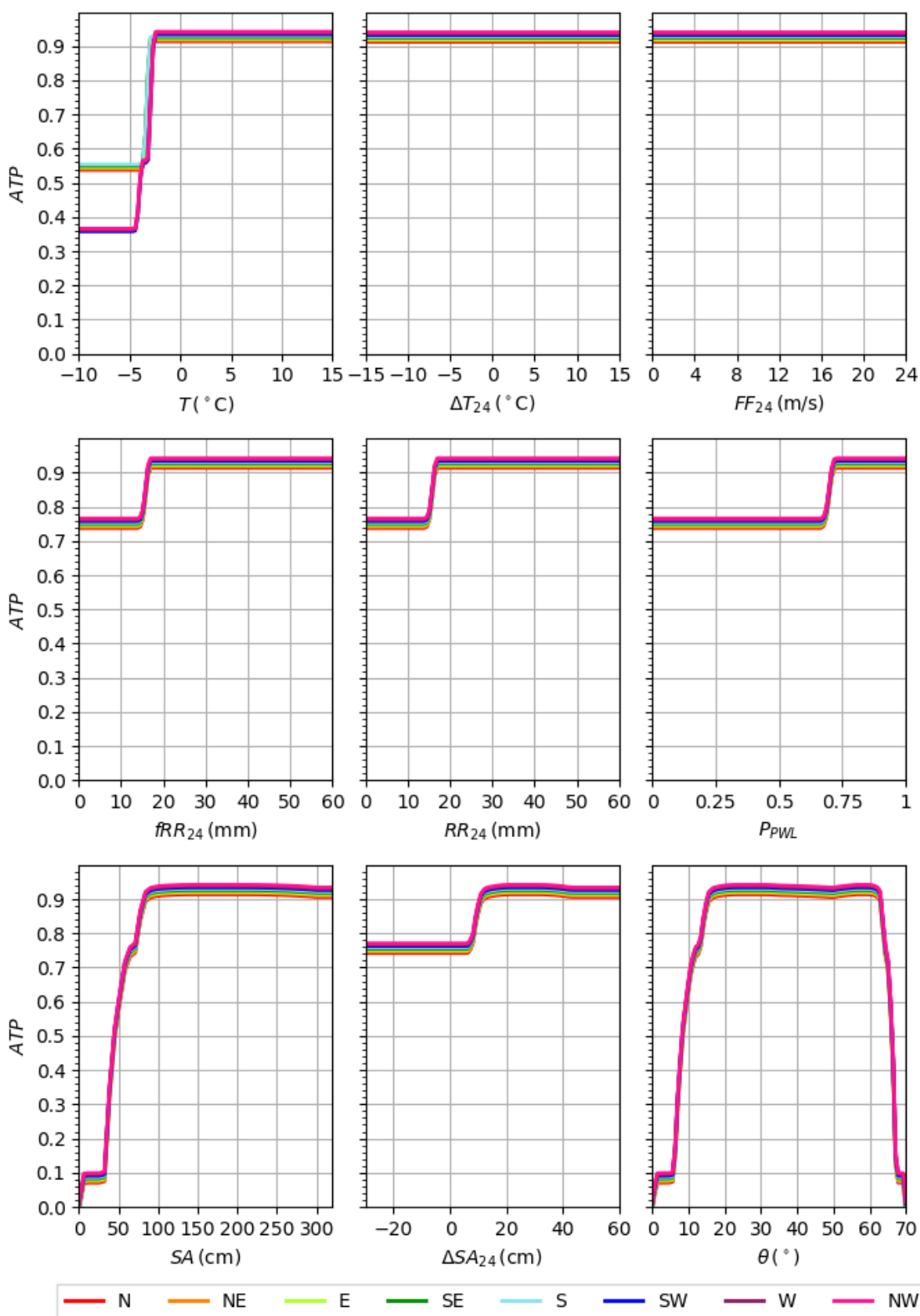


Figure 12 Sensitivity analysis for Scenario 2 ("Very probable avalanche release")

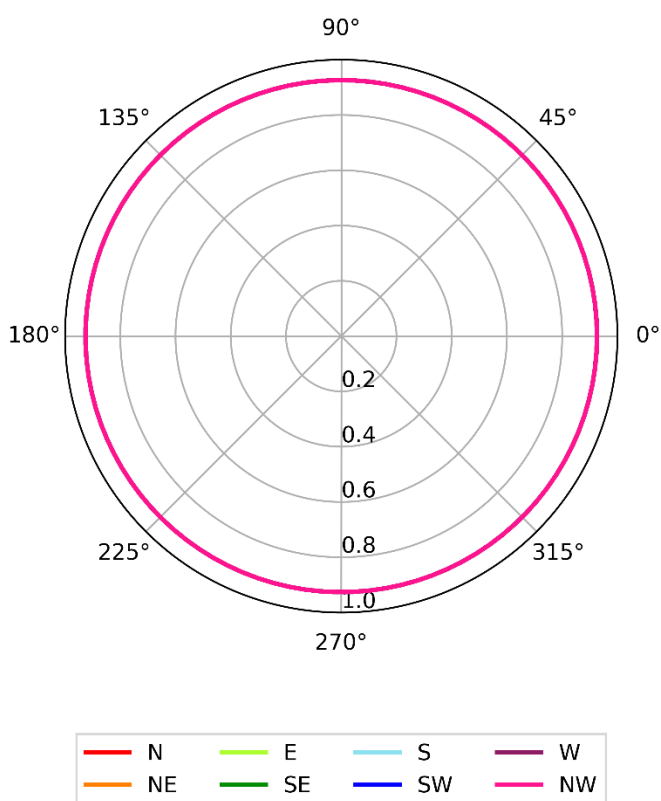


Figure 13 Sensitivity towards the forecasted wind direction during next 24h, DD_{24} , in the Scenario 2

Even though in Scenario 2 (“*Very probable avalanche release*”) all the parameters are set to their “highly dangerous” values for an avalanche release, a decrease in value of almost each parameter separately will result in lower predicted ATP , demonstrating that the model is sensitive to every parameter even at the high values of ATP (Figure 12). Only wind direction, DD_{24} , wind velocity, FF_{24} , and forecasted change in air temperature, ΔT_{24} , show no effect on ATP in this scenario (Figure 13). This is possibly because the forecasted air temperature, T , in this scenario is high ($+7^{\circ}\text{C}$). When $T < -3^{\circ}\text{C}$ given all the other parameter values in this scenario, leeward and parallel slopes (with respect to the wind direction) will have a higher ATP due to possible snow transport / snow drift.

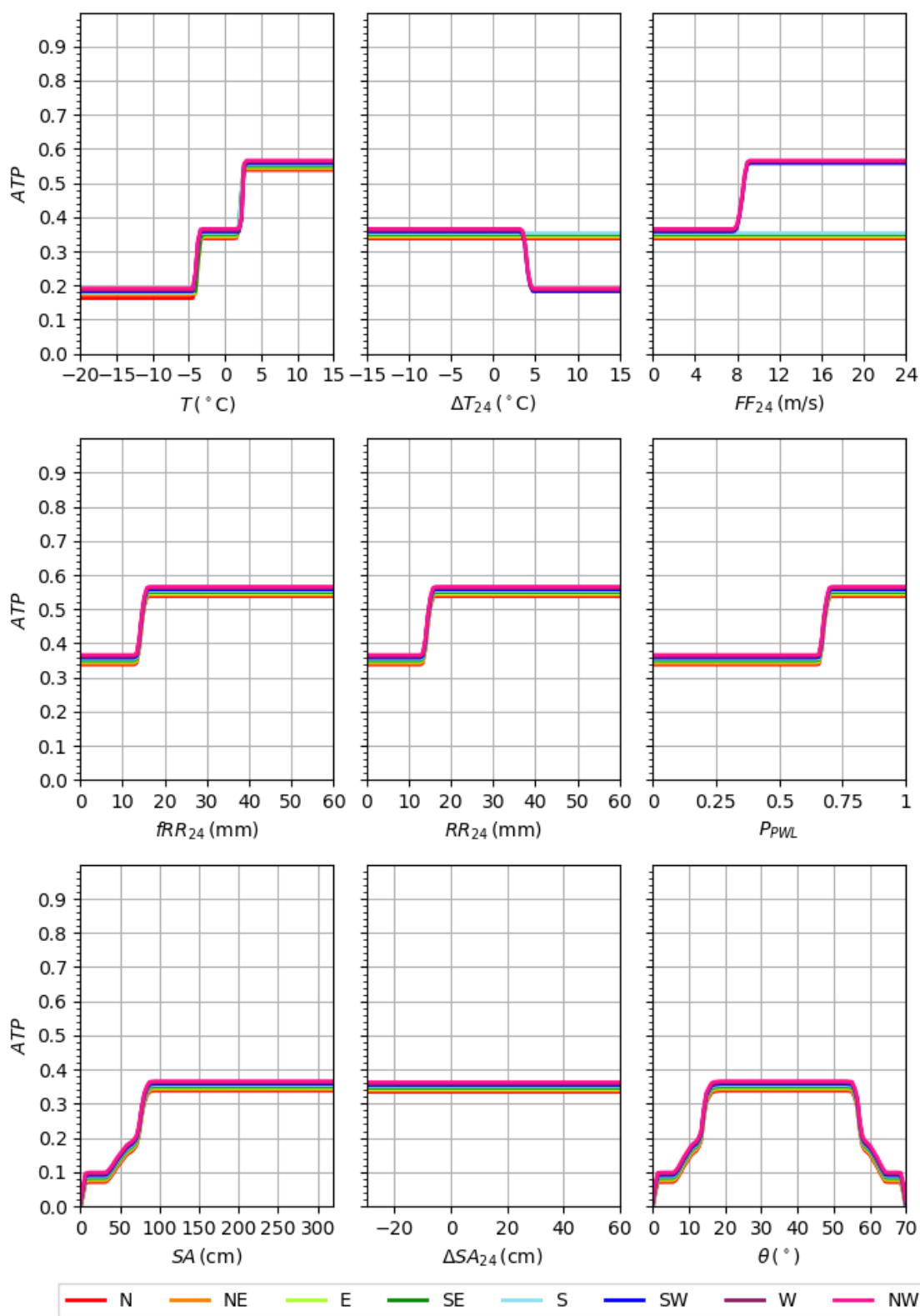


Figure 14 Sensitivity analysis for Scenario 3 ("Moderately possible avalanche release")

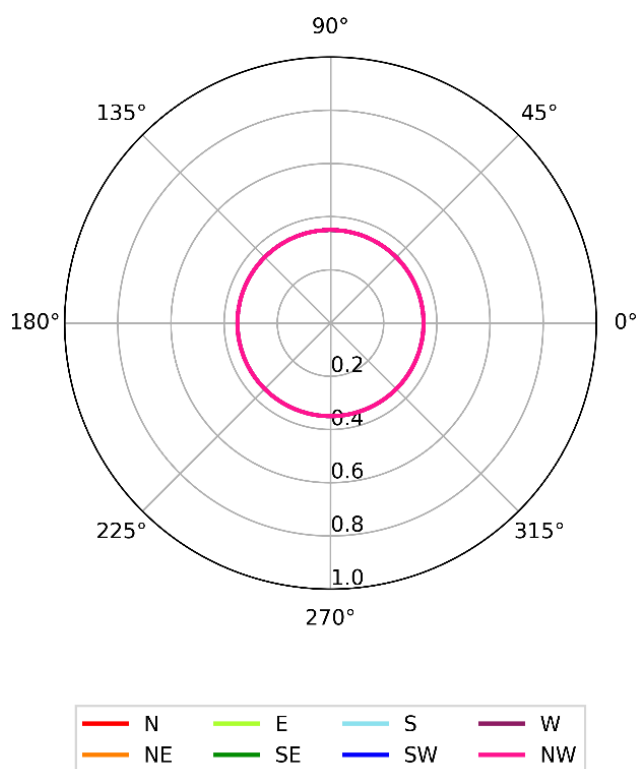


Figure 15 Sensitivity towards the forecasted wind direction during next 24h, DD_{24} , in the Scenario 3

Scenario 3 and Scenario 4 are rather similar in the parameter values. This is reflected in the similar results of sensitivity testing for these scenarios (Figure 14 – Figure 17). In Scenario 3 (“Moderately possible avalanche release”), ATP values range below 57%. There is a clear separation in ATP values between windward and leeward slopes, where the latter display up to about 15% higher ATP when $\Delta T_{24} > +3^{\circ}\text{C}$, and the opposite, i.e. about 15% higher ATP when $FF_{24} > 9\text{m/s}$. The same pattern can be observed in Scenario 4 but with bigger separation of about 20%. The higher ATP values conditioned on positive forecasted change in air temperature, ΔT_{24} , i.e. stronger than 3°C , are explained by possible snow transport since the air temperature, T , would start raising from below -3°C and up to 0°C in these scenarios. The lower ATP values conditioned on strong wind suggest a possible stronger energy flux to the windward slopes when $T \geq 0^{\circ}\text{C}$ and $\Delta T_{24} \leq +3^{\circ}\text{C}$ as this is the case in both scenarios.

In Scenario 4 (“Spring avalanche”) ATP values reach up to approximately 75%, (Figure 16 and Figure 17; note that wind blows from south in this scenario). It is interesting to note that in this scenario the model is invariant to the amount of observed and forecasted precipitation (RR_{24} and fRR_{24}) and to changes in snow height, ΔSA_{24} . Moreover, cells with terrain inclination of as low as 10° display relatively high ATP showing that the model is able to address wet snow avalanches and slush flows as well.

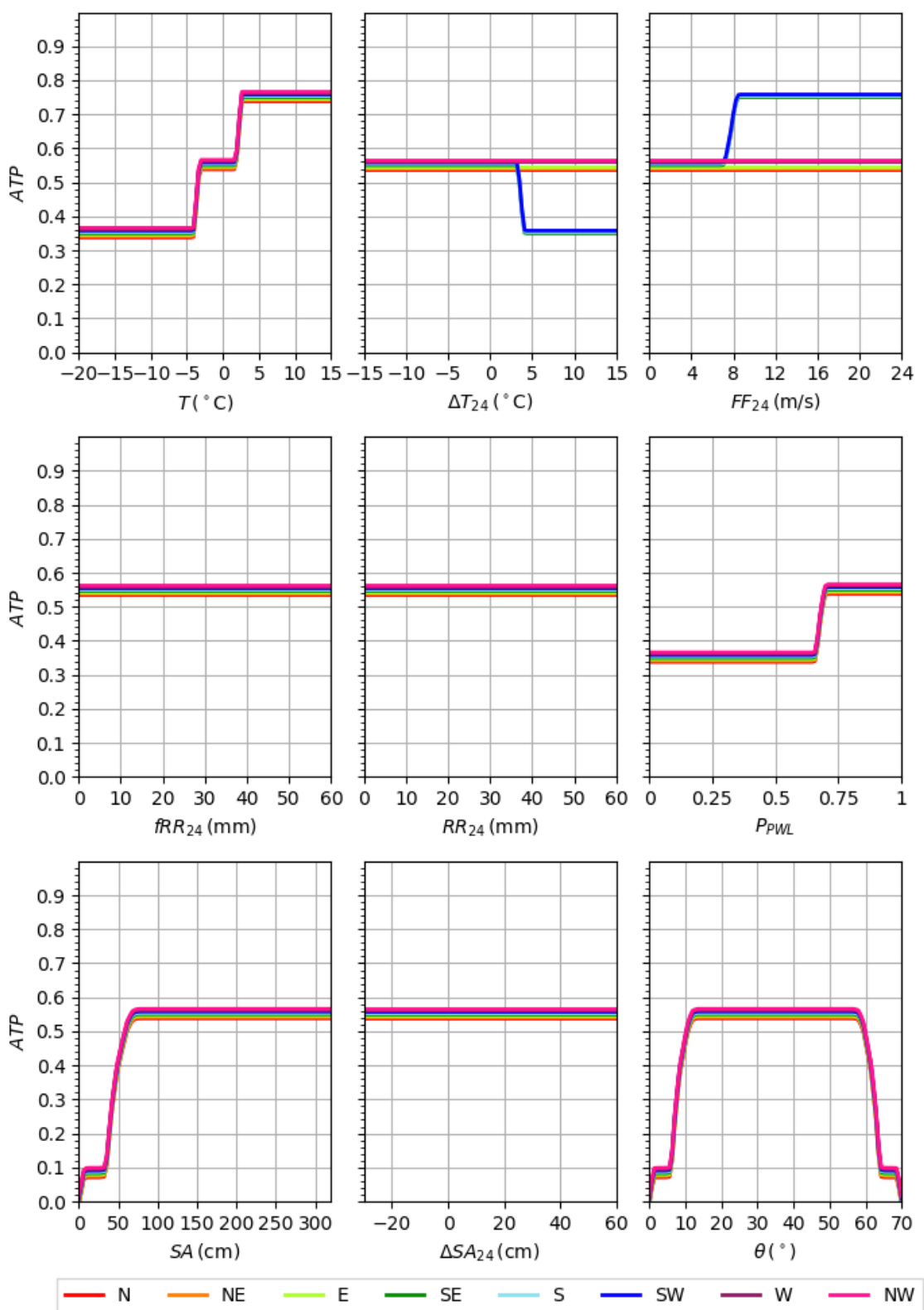


Figure 16 Sensitivity analysis for Scenario 4 ("Spring avalanche")

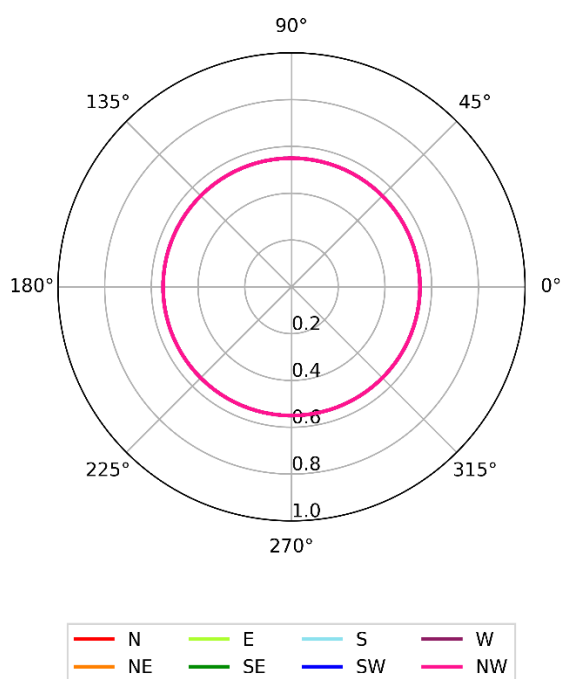


Figure 17 Sensitivity towards the forecasted wind direction during next 24h, DD_{24} , in the Scenario 4

In Scenario 5 (“Wind-slab avalanche”) (Figure 18 and Figure 19), three input parameters (T , FF_{24} and DD_{24}) influence the ATP when $SA > 50\text{cm}$ and slope $\theta \in (30^\circ; 65^\circ)$. The insensitivity to observed precipitation, RR_{24} can be explained by the high value of the forecasted precipitation, fRR_{24} , which provides significant volumes of snow available for wind transport, and vice versa: insensitivity to fRR_{24} can be explained by the high value of RR_{24} .

Leeward slopes are clearly more prone to avalanche release in this scenario in all cases with negative air temperature and steep terrain. This result may account for a possible snow transport/ snow drift which is also reflected in the sensitivity to wind direction, DD_{24} (Figure 18 and Figure 19).

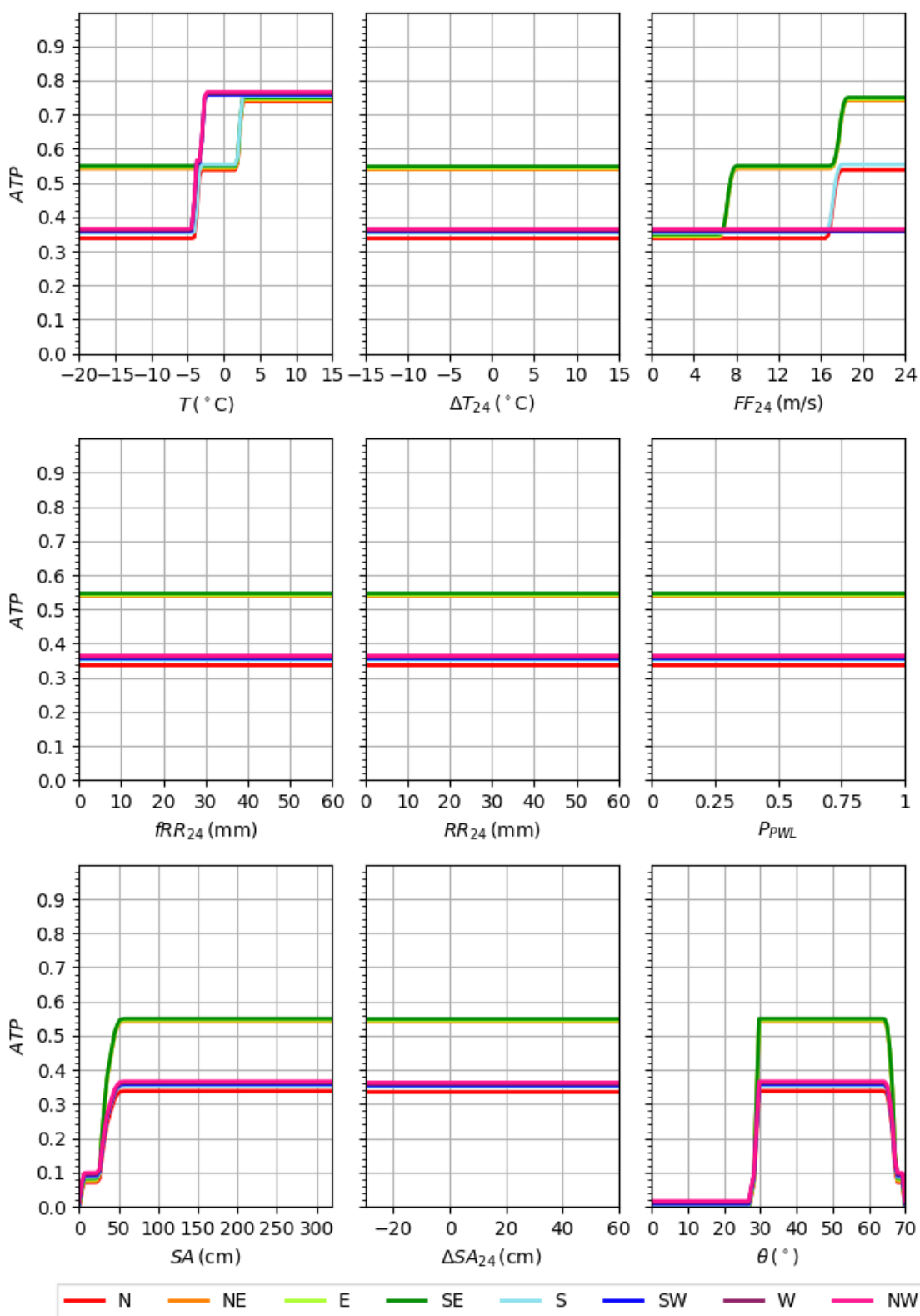


Figure 18 Sensitivity analysis for Scenario 5 ("Wind-slab avalanche")

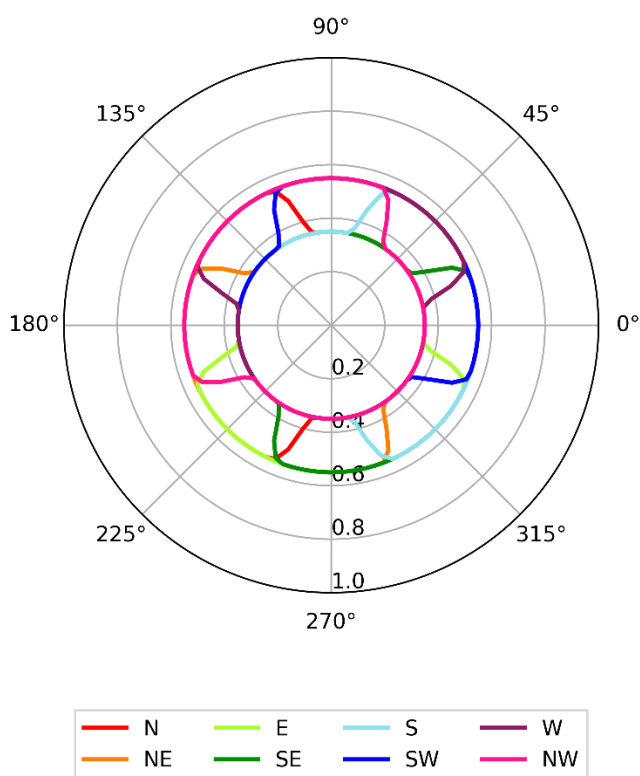


Figure 19 Sensitivity towards the forecasted wind direction during next 24h, DD_{24} , in the Scenario 5

The sensitivity analysis conducted for all five scenarios showed that forecasted air temperature has the strongest influence on ATP . ATP is quasi-constant for all cells with terrain inclination between 30° and 55° as well as for all snow heights over 100cm, independently of the values of other parameters.

The obvious weaknesses of the model at the present stage based on the sensitivity analysis presented above, are:

1. Unnatural step-wise variation of ATP
2. Rather high values of about 10% ATP for cases with stable snowpack conditions
3. Absent or limited sensitivity to precipitation in some scenarios

7 Validation

Visual inspection presented in Section 5.2, allows the qualitative expert assessment of the consistency of the fuzzy inference outputs to expert knowledge, and the sensitivity test performed in Section 6, provides an idea of how each input parameter influences the system. A further assessment can be conducted through validation of the fuzzy inference system using real data sets.

7.1 Data sets

Two different data sets were used for validation of the model.

The first data set (hereinafter referred to as "LAWS-data set") represents an extract from the Norwegian Local Avalanche Warning Service log for 2015-2018, 632 entries. The LAWS data set includes only data from areas which contain a meteorological station in close proximity to the area of interest to minimise the uncertainty with respect to weather conditions, as well as expert judgement about the Avalanche Danger Level (*ADL*) during the coming 24h assigned according to the EAWS Avalanche Danger Scale (http://www.avalanches.org/eaws/en/main_layer.php?layer=basics&id=1). However, the data set does not include information neither about P_{PWL} , since it is not usually observed at the Norwegian stations, nor about the terrain inclination, because the warnings are meant for mountain areas with naturally varying slope. Information about observed height of new snow during the last 24h was used instead of ΔSA_{24} , because the latter is not among the recorded parameters in the warning system. This limits the parameter to exclusively positive values in the LAWS data set, whereas in the reality the parameter may take negative values as well.

The second data set (hereinafter referred to as "Stillberg data set") was compiled from the data kindly provided for this study by Peter Bebi (WSL Institute for Snow and Avalanche Research, SLF). It represents daily snow avalanche observational data from the Stillberg research experimental field, Switzerland, over 17 consecutive years from autumn 1975 (i.e., over 6000 days), for a total of 298 days with overall 1332 avalanche events. Meteorological data from the meteorological station situated in the field, for the same period were downloaded from <https://www.envidat.ch/dataset/stillberg-climate> (Bebi, 2016) and processed for use as an input to the model. The Stillberg data set does not include information about P_{PWL} since this parameter is not usually observed at meteorological stations. The Stillberg research field has a general *N-NE-E* exposition, with local variations. Even though the exposition of the slopes where each avalanche was released was provided in the initial data set, this information was not used for this study when the avalanche events were aggregated/combined by the days they were observed.

7.2 Results

7.2.1 LAWS-data set (so-called classification conformity-based validation)

Classification conformity-based validation relies on the statistical characterization of the uniformity of avalanche danger classification between model outputs and expert-based assessment for an extensive database of case-histories. In other words, *ADL* is compared to a classification parameter C_{ATP} derived from the *ATP* output by the fuzzy ensemble for the LAWS data set cases calculated for the same weather conditions:

$$C_{ATP} = \frac{\sum \mu_i C_i}{\sum \mu_i} \quad (5)$$

where μ_i represents the membership value described in equation (1), and $C_i \in \{1, 2, 3, 4, 5\}$ is the respective class for *ATP* from Table 7, where 5 corresponds to “Very high”, 4 to “High”, 3 to “Considerable”, 2 to “Moderate”, and 1 includes “Low”, “Very low” and “Null”. The C_{ATP} parameter, thus, acts as a classification parameter of *ATP* weighted according to fuzzy membership.

It is important to remark that *ADL* accounts for both number of avalanches and their size/volume in addition to the probability of avalanche triggering, whereas *ATP* is only concerned with the latter. Notwithstanding this difference, the two parameters are compared for validation purposes, with *ADL* representing the “ground truth” and *ATP* representing model output.

The values of the expert forecasted *ADL*, C_{ADL} , were compared with the respective values of C_{ATP} in form of frequency histograms of the difference $C_{ATP} - C_{ADL}$ (Figure 20 and Figure 21). A good performance of the model minimizes the absolute value of such difference.

Since *ADL* is meant to include all slope expositions, and due to the necessity to specify slope exposition for *ATP* estimating, C_{ATP} was calculated separately for eight expositions. Due to the lack of precise information about the terrain inclination and P_{PWL} and based on the sensitivity test presented in section 5.3, two different scenarios for C_{ATP} were used when it comes to these lacking parameter values:

1. $\theta = 37^\circ$, $P_{PWL} = 50\%$
2. $\theta = 37^\circ$, $P_{PWL} = 90\%$

The value $\theta = 37^\circ$ was chosen as the steepness which is correspondent with the highest number of observed dry slab avalanches according to McClung&Schaerer (2006).

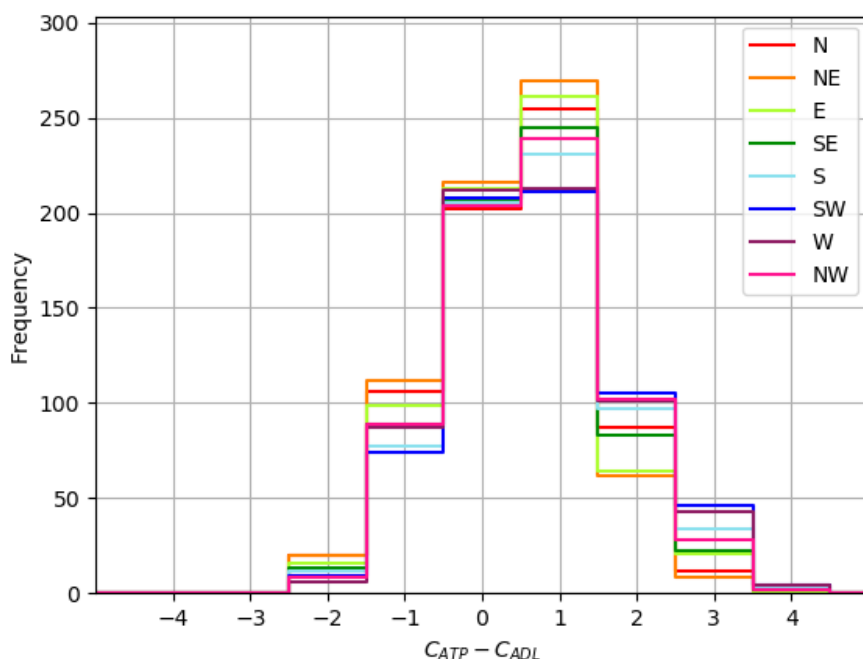


Figure 20 Frequency histogram of the difference between C_{ADL} and C_{ATP} when $\theta = 37^\circ$ and $P_{PWL} = 50\%$

Figure 20 shows that for $P_{PWL} = 50\%$, the difference between the forecasted ADL and calculated ATP is primarily within 1 class having a slightly bigger weight on overestimating ATP . The difference lays in the range between -2.5 through roughly +3.5 indicating that overestimating ATP is a somewhat general tendency.

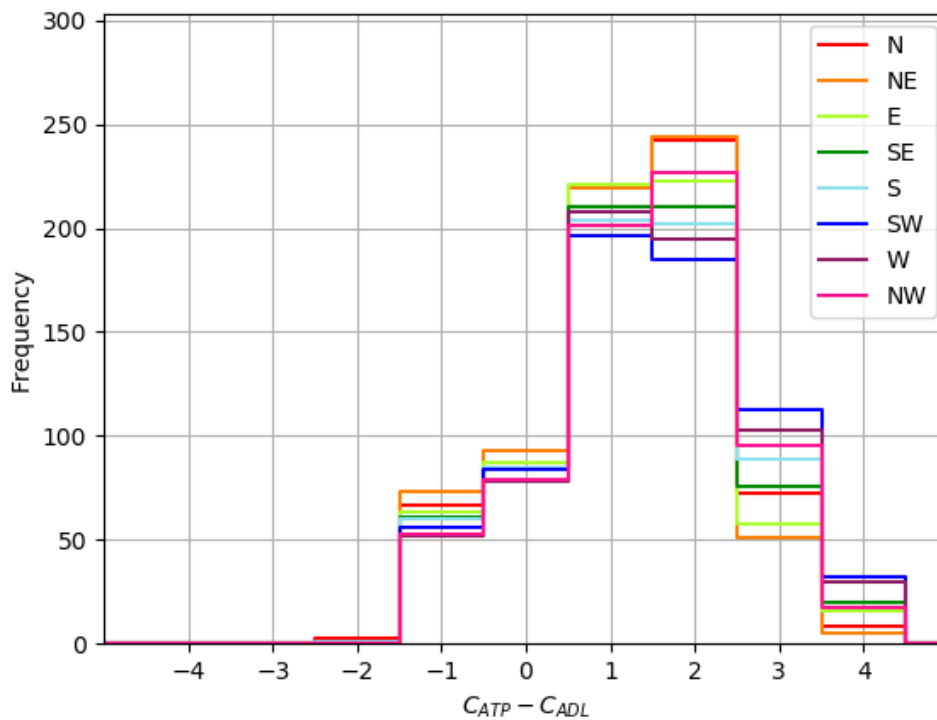


Figure 21 Frequency diagram of the difference between C_{ADL} and C_{ATP} when $\theta = 37^\circ$ and $P_{PWL} = 90\%$

When $P_{PWL} = 90\%$, the tendency of overestimating ATP compared to ADL becomes even more clear: the slightly left-skewed bell-shape is centred at approximately +1.5 classes (Figure 21). This pattern of overestimating the ATP is expected since the “ground truth” does not change, however increasing P_{PWL} logically leads to increasing ATP .

The effect of slope exposition on the frequency distribution is also investigated. The difference in frequency between the expositions for the cases with the same class difference can be as large as up to about 65 occurrences (out of the total 632 cases). While there is no consistent regularity in this observation, ATP is more often underestimated on the S - SW - W slopes, whereas ATP is more often overestimated on the NW - N - NE slopes. This is not a general result but related to the specific study areas.

7.2.2 Stillberg data set (categorization-based validation)

Testing our model towards observed avalanches has a great value for understanding of the model's actual performance. In pursuing model validation through the Stillberg data set, the following conditions should be remarked, though:

- The model was developed for the Norwegian conditions, not Swiss, i.e. ATP may be considerably dependent on other parameters which were not included in the Norwegian model (e.g. solar radiation), and/or the fuzzy rules-setting may be different for Swiss conditions

- An observed avalanche does not necessarily mean that the ATP was 100%
- Not observed avalanches do not necessarily mean that the ATP was 0%
- Number of the observed avalanches may not be linearly associated with ATP

As mentioned above, the Stillberg research field has a general $N-NE-E$ exposition with local variations. This poses a question about which representative value of ATP should be compared with the “ground truth”. A parametric analysis was conducted by plotting the cumulative amount of observed avalanches (normalized by the total amount of observed avalanches) versus: (1) the mean; (2) the minimum; and (3) the maximum of the three estimates of ATP for the N , NE and E expositions, namely ATP_N , ATP_{NE} and ATP_E , respectively. Figure 22 shows that the “mean value” displays a smoother relationship with the number of daily observed avalanches compared to both the “minimum value” and the “maximum value” cases. All of the types present a pronounced step-wise relationship with the number of avalanches. There is almost no difference between the expositions when ATP is below about 17% and above about 55%.

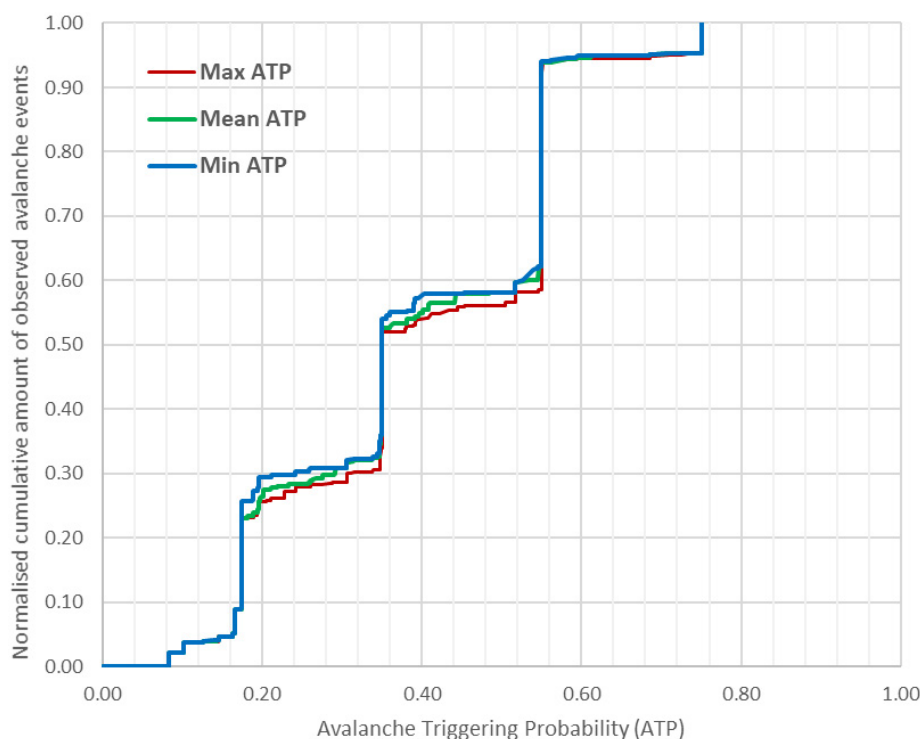


Figure 22 Relationship between the normalized cumulative number of daily observed avalanches and ATP (for $P_{PWL} = 50\%$).

The model developed herein requires information about the terrain inclination, θ , and the probability of the persistent weak layer, P_{PWL} , which were not provided in the data set. To this purpose, it was decided to set $\theta=37^\circ$ which is the terrain inclination

corresponding to the highest number of observed dry slab avalanches according to McClung & Schaerer (2006).

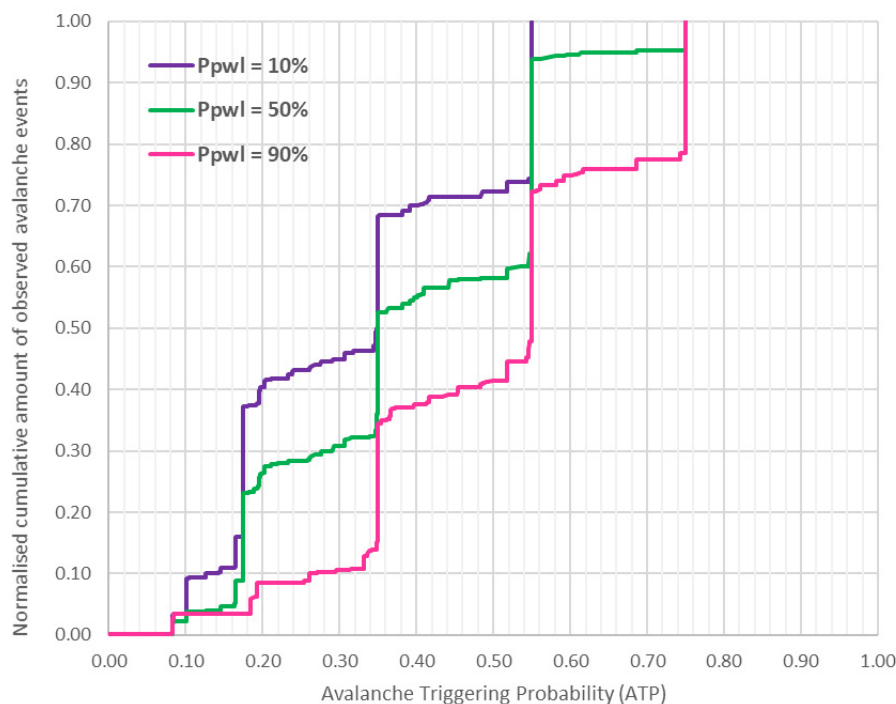


Figure 23 Relationship between the normalized number of daily observed avalanches and the mean ATP for $P_{PWL} = 10\%$, $P_{PWL} = 50\%$ and $P_{PWL} = 90\%$.

Figure 23 plots the correlation between the mean ATP for the three expositions and the normalized cumulative amount of observed avalanches for three values of P_{PWL} ; namely: $P_{PWL} = 10\%$, $P_{PWL} = 50\%$ and $P_{PWL} = 90\%$. The plot reflects the increase in ATP with increasing P_{PWL} . The correlations converge for $ATP < 8\%$, $ATP \approx 35\%$, $ATP \approx 55\%$ and for $ATP > 75\%$, indicating that P_{PWL} may have a limited influence on ATP compared to other input parameters in these intervals and that occurrence of the majority of the observed avalanches may be associated with the ATP values of about 35%, 55% and 75%, as well as with $ATP \approx 17\%$ when $P_{PWL} \leq 50\%$.

Just plotting the days with avalanche number observed and the respective values of ATP for these days (Figure 24, Figure 25 and Figure 26) does not provide a clear understanding of how well the model is associated with the "ground truth". However, these figures provide a good overview of the data set used for the model testing. We can see, among other things, that the period 1975-1981 had days with much higher number of observed avalanches compared to the later seasons.

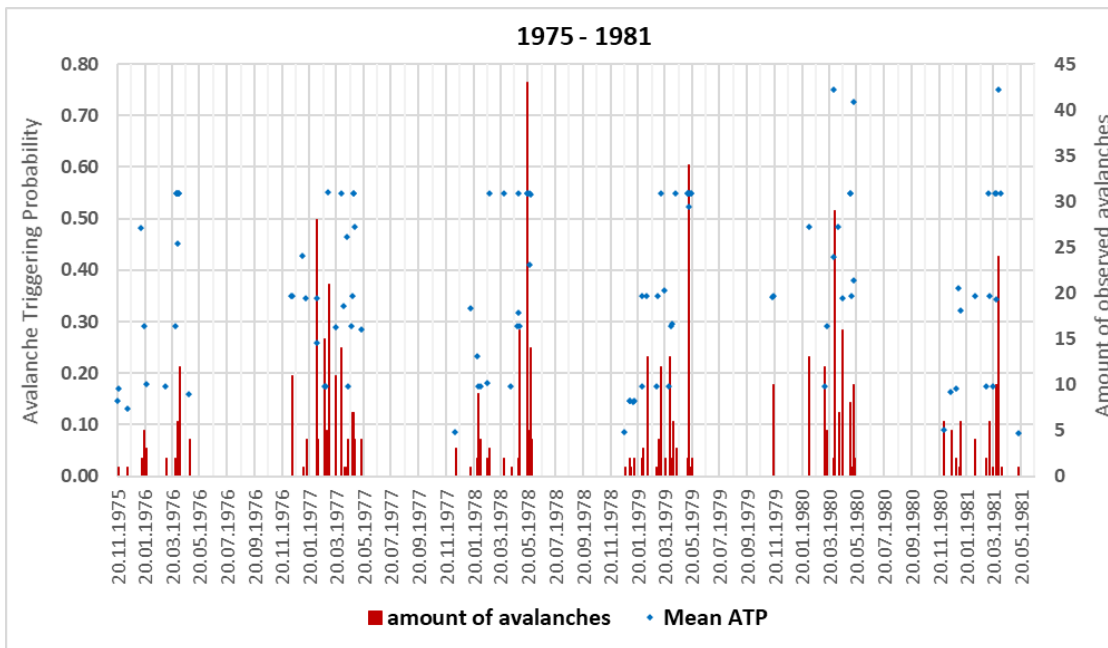


Figure 24 Number of daily observed avalanches in 1975-1981 with the respective values of ATP. $P_{PWL} = 50\%$, $ATP = \text{mean}(ATP_N, ATP_{NE}, ATP_E)$.

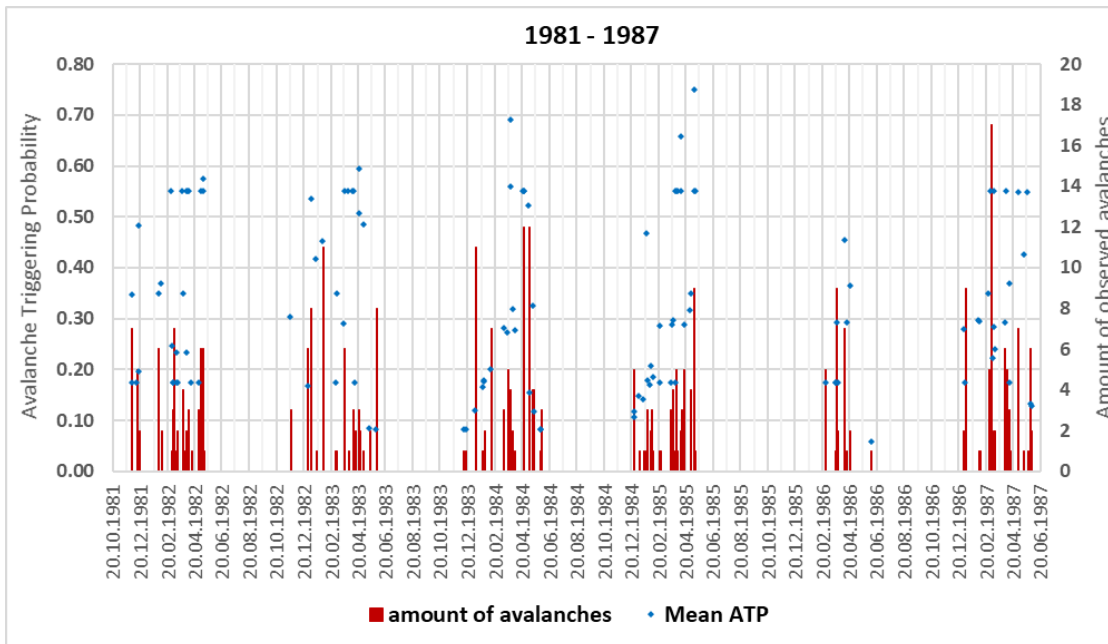


Figure 25 Number of daily observed avalanches in 1981-1987 with the respective values of ATP. $P_{PWL} = 50\%$, $ATP = \text{mean}(ATP_N, ATP_{NE}, ATP_E)$.

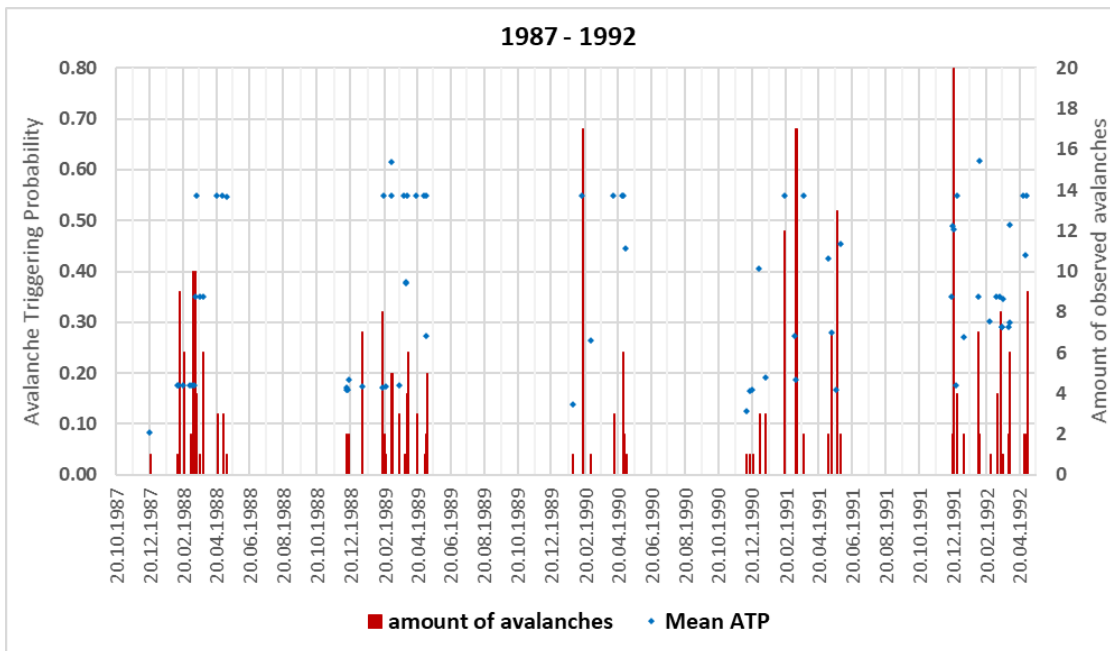


Figure 26 Number of daily observed avalanches in 1987-1992 with the respective values of ATP. $P_{PWL} = 50\%$, $ATP = \text{mean}(ATP_N, ATP_{NE}, ATP_E)$.

In order to validate the model against the Stillberg data set, exposition-averaged ATP values were compared with database assessments of avalanche occurrence or non-occurrence. More specifically, for the binary “avalanche – no avalanche” mode and for a more refined quantitative classification mode in which the number of avalanches observed on a given day at the site is provided.

The box-whisker plots in Figure 28 provide relevant descriptive sample statistics (i.e., minimum, 25th percentile, median, mean, 75th percentile and maximum) of exposition-averaged ATP model-calculated for $P_{PWL}=50\%$ with respect to dataset-based avalanche observation classification modes (Figure 28a for the binary classification mode and Figure 28b for the quantitative classification mode). Both plots display a strong association between the exposition-averaged ATP and avalanche observations. Inter-quartile ranges (i.e., the difference between the 75th and 25th percentiles) are almost disjoint between the “no avalanche” and “avalanche” categories, with only a few outliers with high values of ATP for the “no avalanche” category. Some of the outliers may be explained by lacking snowpack-availability, i.e., when an “avalanche” weather continues but all avalanches have already been triggered and there is no more snow available for producing new avalanches. Aside from the outliers, the maximum model-calculated ATP values for no-avalanche cases is 48%. The minimum model-calculated ATP values for cases with observed avalanches is 8%. In assessing the outputs of the validation process critically, it should be remarked that the weather data comes from a weather station and not from the exact locations of avalanche triggering. In the quantitative mode, there is a non-decreasing progression of 25th, 50th (median) and 75th percentiles with increasing number of observed avalanches, as well as a progressive

decrease in the inter-quartile range. Considering the amount of analysed data (over 6000 days), the results used in the validation process can be deemed statistically significant.

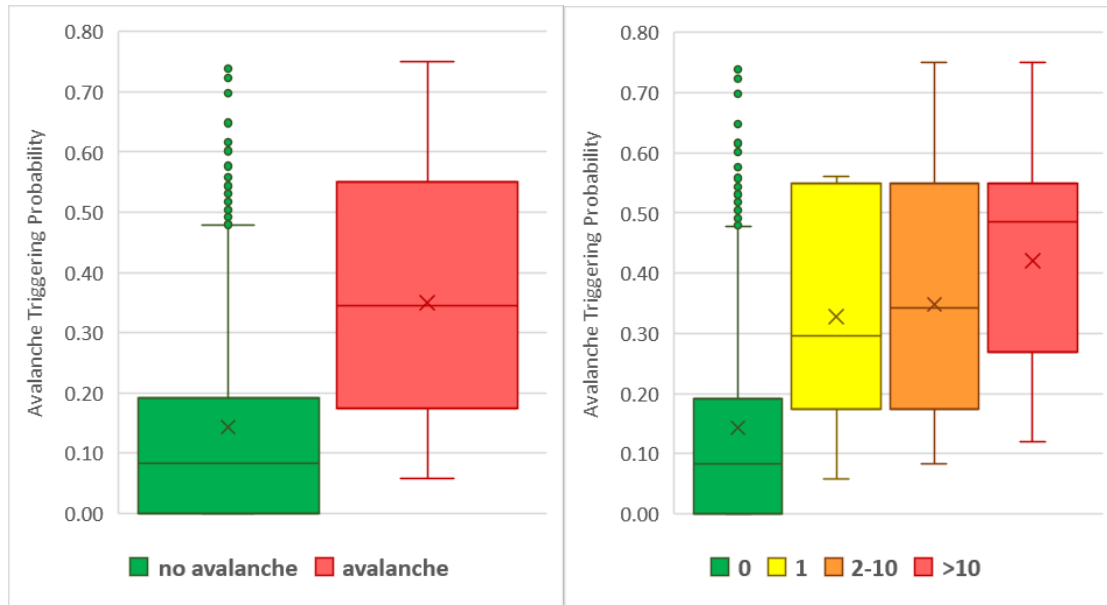


Figure 27 Association between the ATP and the number of daily observed avalanches divided in classes: "no avalanche" vs "avalanche" (on the left side) and "0", "1", "2-10", ">10" (on the right side). $P_{PWL} = 50\%$, $ATP = \text{mean}(ATP_N, ATP_{NE}, ATP_E)$.

8 Discussion and concluding remarks

The sensitivity tests presented in section 5.3, as well as the validation of the model presented in section 6, provide a solid ground for understanding of the model performance.

The use of fuzzy logic in building the model allowed the incorporation of qualitative or semi-quantitative expert knowledge and judgement of the snow avalanche release process by operating with parameter classes and "if-then" rules.

The sensitivity analysis showed that the model reflects expert belief about the process in a consistent manner. The model is sensitive to the conditions that enable snow transport—negative air temperature and sufficient wind velocity. Moreover, the model recognises conditions conducive to wet snow avalanches and slush flows when the air temperature is positive, even if the terrain inclination is as low as 10° .

Statistical validation of the model against observational data is not a trivial task. The main challenge is the impossibility of directly measuring *ATP*. To calculate *ATP* trustworthily from observational data, we would need to bin each of nine input variables into sufficiently fine classes, collect at least several hundred observations for every

possible combination of these value classes and record whether they resulted in avalanche triggering or not. It is impossible in practice.

The classification-based validation approach implemented for the LAWS data set showed very good correspondence between the model-calculated *ATP* and the expert-estimated *ADL*, with a tendency of C_{ATP} being larger than *ADL*. This is a rather natural tendency considering that *ADL* includes both the number of avalanches and their size/volume in addition to *ATP*. In other words, *ADL* would be assessed as being lower if there are many small avalanches expected compared to many large avalanches, whereas *ATP* would stay the same.

The categorization-based validation approach implemented for the Stillberg research field data set showed strong correlation between avalanche (non-)observations and model-calculated *ATP* values. A dual categorization was attempted, with both binary and quantitative categorization approaches providing meaningful quantitative results and opportunities for further refinement through further formal statistical testing. The presence of outliers in this validation approach may be explained by the lack of snowpack available for an avalanche after avalanches have already been triggered. Snow-avalanche forecasters are usually updated regarding the places where avalanches have recently occurred and can rely on this information when choosing input parameters for the model (e.g. setting *SA* to a small value). This would allow to decrease the amount of “false-alarms”.

Even though the model shows an overall good correspondence with expert knowledge and with the data sets for which it was tested and validated, there is still a considerable potential for improvement. In addition to the improvement at the points listed in Section 6, validation against further data sets with good daily observations may provide a better ground for further model development.

We are pleased to report that even not being perfect the model provides valuable *ATP* estimates for the daily activities of the local avalanche warning service in Norway.

9 Acknowledgements

The authors would like to thank Matthias Rauter who considerably contributed to the project work and the model development by writing the necessary code for all tests as well as the post-processing code described in Section 4.7.

10 References

Bebi P., 2016. Long-term meteorological and snow station at 2090 m a.s.l., Stillberg, Davos, Switzerland (1975 - present). WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF. doi:10.16904/envidat.43.

EAWS Avalanche Danger Scale:

http://www.avalanches.org/eaws/en/main_layer.php?layer=basics&id=1

Mamdani, E.H. and Assilian S., 1975. An experiment in linguistic synthesis with a fuzzy logic controller. International Journal of Man-Machine Studies, Vol. 7, No. 1, pp. 1-13.

McClung, D. and Schaerer, P., 2006. The Avalanche Handbook. 3rd edition. The mountaineers Books, Seattle, USA.

Appendix A

THE FUZZY RULES

Contents

A1	Introduction	2
A2	Fuzzy rules for <i>FS1</i>	2
A3	Fuzzy rules for <i>FS2</i>	5
A4	Fuzzy rules for <i>FS3</i>	6
A5	Fuzzy rules for <i>FST</i>	10

A1 Introduction

The fuzzy rules used in the ensemble are tabulated in the following for *FS1*, *FS2*, *FS3* and *FST* respectively.

A2 Fuzzy rules for *FS1*

Rule No.	Antecedent ("If-and-and-and")				Consequent ("Then")
	T	ΔT_{24}	FF_{24}	DD_{24}	$TF1$
001	very low	low	low	leeward	low
002	very low	low	low	parallel	low
003	very low	low	low	windward	low
004	very low	low	medium	leeward	low
005	very low	low	medium	parallel	low
006	very low	low	medium	windward	low
007	very low	low	high	leeward	high
008	very low	low	high	parallel	medium
009	very low	low	high	windward	low
010	very low	medium	low	leeward	low
011	very low	medium	low	parallel	low
012	very low	medium	low	windward	low
013	very low	medium	medium	leeward	medium
014	very low	medium	medium	parallel	low
015	very low	medium	medium	windward	low
016	very low	medium	high	leeward	high
017	very low	medium	high	parallel	medium
018	very low	medium	high	windward	low
019	very low	high	low	leeward	medium
020	very low	high	low	parallel	low
021	very low	high	low	windward	low
022	very low	high	medium	leeward	medium
023	very low	high	medium	parallel	low
024	very low	high	medium	windward	low
025	very low	high	high	leeward	medium
026	very low	high	high	parallel	medium
027	very low	high	high	windward	low
028	low	low	low	leeward	low
029	low	low	low	parallel	low
030	low	low	low	windward	low
031	low	low	medium	leeward	medium
032	low	low	medium	parallel	low

033	low	low	medium	windward	low
034	low	low	high	leeward	high
035	low	low	high	parallel	medium
036	low	low	high	windward	low
037	low	medium	low	leeward	low
038	low	medium	low	parallel	low
039	low	medium	low	windward	low
040	low	medium	medium	leeward	medium
041	low	medium	medium	parallel	low
042	low	medium	medium	windward	low
043	low	medium	high	leeward	high
044	low	medium	high	parallel	medium
045	low	medium	high	windward	low
046	low	high	low	leeward	medium
047	low	high	low	parallel	low
048	low	high	low	windward	low
049	low	high	medium	leeward	medium
050	low	high	medium	parallel	low
051	low	high	medium	windward	low
052	low	high	high	leeward	medium
053	low	high	high	parallel	medium
054	low	high	high	windward	low
055	medium	low	low	leeward	medium
056	medium	low	low	parallel	medium
057	medium	low	low	windward	medium
058	medium	low	medium	leeward	medium
059	medium	low	medium	parallel	medium
060	medium	low	medium	windward	medium
061	medium	low	high	leeward	medium
062	medium	low	high	parallel	medium
063	medium	low	high	windward	high
064	medium	medium	low	leeward	medium
065	medium	medium	low	parallel	medium
066	medium	medium	low	windward	medium
067	medium	medium	medium	leeward	medium
068	medium	medium	medium	parallel	medium
069	medium	medium	medium	windward	high
070	medium	medium	high	leeward	medium
071	medium	medium	high	parallel	medium
072	medium	medium	high	windward	high
073	medium	high	low	leeward	medium

074	medium	high	low	parallel	medium
075	medium	high	low	windward	medium
076	medium	high	medium	leeward	medium
077	medium	high	medium	parallel	high
078	medium	high	medium	windward	high
079	medium	high	high	leeward	high
080	medium	high	high	parallel	high
081	medium	high	high	windward	high
082	high	low	low	leeward	high
083	high	low	low	parallel	high
084	high	low	low	windward	high
085	high	low	medium	leeward	high
086	high	low	medium	parallel	high
087	high	low	medium	windward	high
088	high	low	high	leeward	high
089	high	low	high	parallel	high
090	high	low	high	windward	high
091	high	medium	low	leeward	high
092	high	medium	low	parallel	high
093	high	medium	low	windward	high
094	high	medium	medium	leeward	high
095	high	medium	medium	parallel	high
096	high	medium	medium	windward	high
097	high	medium	high	leeward	high
098	high	medium	high	parallel	high
099	high	medium	high	windward	high
100	high	high	low	leeward	high
101	high	high	low	parallel	high
102	high	high	low	windward	high
103	high	high	medium	leeward	high
104	high	high	medium	parallel	high
105	high	high	medium	windward	high
106	high	high	high	leeward	high
107	high	high	high	parallel	high
108	high	high	high	windward	high

A3 Fuzzy rules for *FS2*

Rule No.	Antecedent ("If-and-and")			Consequent ("Then")
	fRR_{24}	RR_{24}	PWL	$TF2$
001	low	low	low	low
002	low	low	medium	low
003	low	low	high	medium
004	low	medium	low	low
005	low	medium	medium	medium
006	low	medium	high	medium
007	low	high	low	medium
008	low	high	medium	medium
009	low	high	high	medium
010	medium	low	low	low
011	medium	low	medium	medium
012	medium	low	high	medium
013	medium	medium	low	medium
014	medium	medium	medium	medium
015	medium	medium	high	high
016	medium	high	low	medium
017	medium	high	medium	high
018	medium	high	high	high
019	high	low	low	medium
020	high	low	medium	medium
021	high	low	high	high
022	high	medium	low	medium
023	high	medium	medium	high
024	high	medium	high	high
025	high	high	low	high
026	high	high	medium	high
027	high	high	high	high

A4 Fuzzy rules for *FS3*

Rule No.	Antecedent ("If-and-and")			Consequent ("Then")
	<i>SA</i>	ΔSA_{24}	θ	
001	null	very low	null	null
002	null	very low	extremely low	null
003	null	very low	very low	null
004	null	very low	low	null
005	null	very low	medium	null
006	null	very low	high	null
007	null	very low	very high	null
008	null	low	null	null
009	null	low	extremely low	null
010	null	low	very low	null
011	null	low	low	null
012	null	low	medium	null
013	null	low	high	null
014	null	low	very high	null
015	null	medium	null	null
016	null	medium	extremely low	null
017	null	medium	very low	null
018	null	medium	low	null
019	null	medium	medium	null
020	null	medium	high	null
021	null	medium	very high	null
022	null	high	null	null
023	null	high	extremely low	null
024	null	high	very low	null
025	null	high	low	null
026	null	high	medium	null
027	null	high	high	null
028	null	high	very high	null
029	very low	very low	null	null
030	very low	very low	extremely low	very low
031	very low	very low	very low	low
032	very low	very low	low	low
033	very low	very low	medium	low
034	very low	very low	high	low
035	very low	very low	very high	null
036	very low	low	null	null

037	very low	low	extremely low	very low
038	very low	low	very low	low
039	very low	low	low	low
040	very low	low	medium	low
041	very low	low	high	low
042	very low	low	very high	null
043	very low	medium	null	null
044	very low	medium	extremely low	very low
045	very low	medium	very low	low
046	very low	medium	low	low
047	very low	medium	medium	low
048	very low	medium	high	low
049	very low	medium	very high	null
050	very low	high	null	null
051	very low	high	extremely low	very low
052	very low	high	very low	low
053	very low	high	low	low
054	very low	high	medium	low
055	very low	high	high	high
056	very low	high	very high	null
057	low	very low	null	null
058	low	very low	extremely low	very low
059	low	very low	very low	low
060	low	very low	low	low
061	low	very low	medium	low
062	low	very low	high	low
063	low	very low	very high	null
064	low	low	null	null
065	low	low	extremely low	very low
066	low	low	very low	low
067	low	low	low	low
068	low	low	medium	low
069	low	low	high	high
070	low	low	very high	null
071	low	medium	null	null
072	low	medium	extremely low	very low
073	low	medium	very low	low
074	low	medium	low	low
075	low	medium	medium	low
076	low	medium	high	medium
077	low	medium	very high	null

078	low	high	null	null
079	low	high	extremely low	very low
080	low	high	very low	low
081	low	high	low	low
082	low	high	medium	low
083	low	high	high	medium
084	low	high	very high	null
085	medium	very low	null	null
086	medium	very low	extremely low	very low
087	medium	very low	very low	low
088	medium	very low	low	low
089	medium	very low	medium	low
090	medium	very low	high	medium
091	medium	very low	very high	null
092	medium	low	null	null
093	medium	low	extremely low	very low
094	medium	low	very low	low
095	medium	low	low	low
096	medium	low	medium	low
097	medium	low	high	medium
098	medium	low	very high	null
099	medium	medium	null	null
100	medium	medium	extremely low	very low
101	medium	medium	very low	low
102	medium	medium	low	medium
103	medium	medium	medium	medium
104	medium	medium	high	high
105	medium	medium	very high	null
106	medium	high	null	null
107	medium	high	extremely low	very low
108	medium	high	very low	low
109	medium	high	low	medium
110	medium	high	medium	high
111	medium	high	high	high
112	medium	high	very high	null
113	high	very low	null	null
114	high	very low	extremely low	very low
115	high	very low	very low	low
116	high	very low	low	low
117	high	very low	medium	medium
118	high	very low	high	medium

119	high	very low	very high	null
120	high	low	null	null
121	high	low	extremely low	very low
122	high	low	very low	low
123	high	low	low	medium
124	high	low	medium	medium
125	high	low	high	medium
126	high	low	very high	null
127	high	medium	null	null
128	high	medium	extremely low	very low
129	high	medium	very low	low
130	high	medium	low	medium
131	high	medium	medium	high
132	high	medium	high	high
133	high	medium	very high	null
134	high	high	null	null
135	high	high	extremely low	very low
136	high	high	very low	low
137	high	high	low	medium
138	high	high	medium	medium
139	high	high	high	high
140	high	high	very high	null

A5 Fuzzy rules for *FST*

Rule No.	Antecedent ("If-and-and")			Consequent ("Then")
	<i>TF1</i>	<i>TF2</i>	<i>TF3</i>	<i>ATP</i>
001	low	low	null	null
002	low	low	very low	very low
003	low	low	low	low
004	low	low	medium	low
005	low	low	high	moderate
006	low	medium	null	null
007	low	medium	very low	very low
008	low	medium	low	moderate
009	low	medium	medium	moderate
010	low	medium	high	moderate
011	low	high	null	null
012	low	high	very low	very low
013	low	high	low	moderate
014	low	high	medium	moderate
015	low	high	high	moderate
016	medium	low	null	null
017	medium	low	very low	very low
018	medium	low	low	low
019	medium	low	medium	moderate
020	medium	low	high	moderate
021	medium	medium	null	null
022	medium	medium	very low	very low
023	medium	medium	low	considerable
024	medium	medium	medium	considerable
025	medium	medium	high	considerable
026	medium	high	null	null
027	medium	high	very low	very low
028	medium	high	low	considerable
029	medium	high	medium	considerable
030	medium	high	high	high
031	high	low	null	null
032	high	low	very low	very low
033	high	low	low	considerable
034	high	low	medium	considerable
035	high	low	high	high
036	high	medium	null	null

037	high	medium	very low	very low
038	high	medium	low	considerable
039	high	medium	medium	high
040	high	medium	high	very high
041	high	high	null	null
042	high	high	very low	very low
043	high	high	low	high
044	high	high	medium	very high
045	high	high	high	very high

Dokumentinformasjon/Document information		
Dokumenttittel/Document title Estimating Avalanche Triggering Probability using meteorological and local terrain parameters through a fuzzy inference approach		Dokumentnr./Document no. 20170131-12-TN
Dokumenttype/Type of document Teknisk notat / Technical note	Oppdragsgiver/Client Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)	Dato/Date 2019-04-23
Rettigheter til dokumentet iht kontrakt/ Proprietary rights to the document according to contract NGI		Rev.nr.&dato/Rev.no.&date 0 /
Distribusjon/Distribution ÅPEN: Skal tilgjengeligjøres i åpent arkiv (BRAGE) / OPEN: To be published in open archives (BRAGE)		
Emneord/Keywords Snow avalanche; Avalanche Triggering Probability; meteorological factors		

Stedfesting/Geographical information	
Land, fylke/Country Norway	Havområde/Offshore area
Kommune/Municipality	Feltnavn/Field name
Sted/Location	Sted/Location
Kartblad/Map	Felt, blokknr./Field, Block No.
UTM-koordinater/UTM-coordinates Zone: East: North:	Koordinater/Coordinates Projection, datum: East: North:

Dokumentkontroll/Document control					
Kvalitetssikring i henhold til/Quality assurance according to NS-EN ISO9001					
Rev/ Rev.	Revisjonsgrunnlag/Reason for revision	Egenkontroll av/ Self review by:	Sidemanns- kontroll av/ Colleague review by:	Uavhengig kontroll av/ Independent review by:	Tverrfaglig kontroll av/ Interdisciplinary review by:
0	Original document	2019-04-23 Galina Ragulina	2019-05-29 Christian Jaedicke	Select control date Type your name	Select control date Type your name

Dokument godkjent for utsendelse/ Document approved for release	Dato/Date 29 May 2019	Prosjektleder/Project Manager Sylfest Glimsdal
--	---------------------------------	--

NGI (Norwegian Geotechnical Institute) is a leading international centre for research and consulting within the geosciences. NGI develops optimum solutions for society and offers expertise on the behaviour of soil, rock and snow and their interaction with the natural and built environment.

NGI works within the following sectors: Offshore energy – Building, Construction and Transportation – Natural Hazards – Environmental Engineering.

NGI is a private foundation with office and laboratories in Oslo, a branch office in Trondheim and daughter companies in Houston, Texas, USA and in Perth, Western Australia

www.ngi.no

NGI (Norges Geotekniske Institutt) er et internasjonalt ledende senter for forskning og rådgivning innen ingeniørrelaterte geofag. Vi tilbyr ekspertise om jord, berg og snø og deres påvirkning på miljøet, konstruksjoner og anlegg, og hvordan jord og berg kan benyttes som byggegrunn og byggemateriale.

Vi arbeider i følgende markeder: Offshore energi – Bygg, anlegg og samferdsel – Naturfare – Miljøteknologi.

NGI er en privat næringsdrivende stiftelse med kontor og laboratorier i Oslo, avdelingskontor i Trondheim og datterselskaper i Houston, Texas, USA og i Perth, Western Australia.

www.ngi.no

Neither the confidentiality nor the integrity of this document can be guaranteed following electronic transmission. The addressee should consider this risk and take full responsibility for use of this document.

This document shall not be used in parts, or for other purposes than the document was prepared for. The document shall not be copied, in parts or in whole, or be given to a third party without the owner's consent. No changes to the document shall be made without consent from NGI.

Ved elektronisk overføring kan ikke konfidensialiteten eller autentisiteten av dette dokumentet garanteres. Adressaten bør vurdere denne risikoen og ta fullt ansvar for bruk av dette dokumentet.

Dokumentet skal ikke benyttes i utdrag eller til andre formål enn det dokumentet omhandler. Dokumentet må ikke reproduseres eller leveres til tredjemann uten eiers samtykke. Dokumentet må ikke endres uten samtykke fra NGI.

