

Frederik Schmeding

Modellering av snøprofil med modellen SNOWPACK

En eksempelstudie i norske forhold

Masteroppgave i Bygg- og Miljøteknikk

Veileder: Dr. Ivan Depina

Juni 2023

Frederik Schmeding

Modellering av snøprofil med modellen SNOWPACK

En eksempelstudie i norske forhold

Masteroppgave i Bygg- og Miljøteknikk
Veileder: Dr. Ivan Depina
Juni 2023

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Fakultet for ingeniørvitenskap
Institutt for bygg- og miljøteknikk



Kunnskap for en bedre verden

Forord

Denne masteroppgaven er skrevet våren 2023, ved Norges Teknisk-Naturvitenskaplige Universitet. Tematikken utforsket i denne oppgaven ble valgt av egen interesse for snø, og den endelige problemstillingen vokste frem i løpet av arbeidet. Slik gikk mye tid til egen læring og tilegning av ny kunnskap, samt prøving og feiling, på områder utenfor standard geoteknisk pensum. Jeg har nytt stor frihet under ansvar gjennom veiledning av Dr. Ivan Depina. Det har vært både gøy og utfordrende å stake ut sin egen kurs, og prosessen har bestyrket egen respekt for arbeidet som legges i forskning og utvikling av vitenskap i alle felt.

Sammendrag

Formålet med denne masteroppgaven er å undersøke om modellen SNOWPACK er egnet som hjelpemiddel og verktøy innen snøskredvarsling i Norge. SNOWPACK er en endimensjonal fysikkbasert modell som ved hjelp av meteorologisk data beregner utviklingen av snødekket og tilhørende stabilitetsindekser. I denne oppgaven blir modellen drevet med meteorologiske parametere hentet fra THREDDS Met Nordic datasettet. For å evaluere modellens pålitelighet ble det gjennomført en sensitivitetsanalyse av simulasjonsresultatene, ved å introdusere tilfeldig støy i inputparameterne. Slik blir også SNOWPACKs generelle robusthet mot feil i input data undersøkt. I tillegg er simulasjonene sammenlignet med tilsvarende observasjoner fra felt. Ved å vurdere generell stabilitet og laginndeling basert på simulerte snøprofiler og stabilitetsindekser, kan resultatene sammenlignes med faktiske forhold. Slik evalueres modellens pålitelighet og nytteverdi i snøskredvarsling i Norge med den meteorologiske dataen som er tilgjengelig på THREDDS Met Nordic.

Abstract

The purpose of this master's thesis is to investigate whether the model SNOWPACK is suitable as a tool for snow avalanche forecasting in Norway. SNOWPACK is a one-dimensional physics-based model that, using meteorological data, calculates the development of the snowpack and associated stability indices. In this thesis, the model is driven by meteorological parameters extracted from the THREDDS Met Nordic dataset. To evaluate the reliability of the model, a sensitivity analysis of the simulation results was conducted by introducing random noise to the input parameters. This also examines SNOWPACK's general robustness to errors in input data. Additionally, the simulations are compared with corresponding field observations. By assessing general stability and layering based on simulated snow profiles and stability indices, the results can be compared with actual conditions. This evaluates the reliability and utility of the model in snow avalanche forecasting in Norway using the available meteorological data on THREDDS Met Nordic.

Innhold

Forord	i
Sammendrag	ii
Abstract	iii
Figurer	vi
Tabeller	vii
1 Introduksjon	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Problemstilling	1
1.3 Begrensninger	2
2 Teori	3
2.1 Snødekke	3
2.1.1 Metamorfose og sintring	3
2.2 Utløsningsmekanisme	5
2.2.1 Ødeleggelse i det svake laget	5
2.2.2 Kritisk sprekk lengde (ccl)	7
2.2.3 Sprekkforplantning	10
2.2.4 Utglidning og romlig variasjon	11
2.3 SNOWPACK	12
2.4 Stabilitetsindekser	13
2.4.1 Natural stability index (Sn)	13
2.4.2 Skier stability index (Sk38)	14
2.4.3 Structural stability index (ssi)	15
2.4.4 Deformation rate stability index (Sdef)	16
2.5 Sensitivitetsanalyse	16
3 Metode	17
3.1 Lokasjon	17
3.2 SNOWPACK	18
3.2.1 Input	18
3.2.2 Output	20
3.2.3 Sensitivitetsanalyse	24

3.3	Feltarbeid	25
4	Resultater	27
4.1	Modellering.....	27
4.1.1	Sensitivitetsanalyse	31
4.2	Feltforsøk	35
4.2.1	Feltforsøk den 30.03.2023.....	35
4.2.2	Feltforsøk den 04.04.2023.....	35
5	Diskusjon	37
5.1	Sensitivitetsanalyse	37
5.1.1	Meteorologiske parametere	37
5.1.2	Stabilitetsindekser.....	39
5.1.3	Vertikal Robusthet.....	40
5.2	Simulasjon vs. Observasjon.....	41
5.3	Muligheter	44
6	Konklusjon	45
	Bibliografi	46
	Vedlegg A Feltobservasjoner.....	52
	A-1	52
	A-2.....	53
	A-3.....	54
	A-4.....	55
	A-5.....	56
	A-6.....	57
	A-7.....	58
	A-8.....	59
	A-9.....	60
	A-10	61
	A-11	62
	A-12	63
	A-13	64
	A-14	65
	A-15	66
	A-16	67
	A-17	68

Vedlegg B	Sensitivitetsanalyse	69
B-1	69
B-2	70
B-3	71
B-4	72
B-5	73
B-6	74
B-7	75

Figurer

Figur 1: Fasene i utløsningsmekanismen (Schweizer, et al., 2016).....	5
Figur 2: Geometri i flaskred (Gauer, 2018).....	6
Figur 3: Kartutsnitt: Mannfjellet.	17
Figur 4: Eksempel simulert snøprofil-tidslinje.	21
Figur 5: Korn/iskrystall type	21
Figur 6: Eksempel simulert snøprofil.	23
Figur 7: Utklipp av tidsserie med tilfeldig støy (temperatur over 140 timer).	24
Figur 8: Eksempelplott av sensitivitetsanalyse.....	25
Figur 9: Feltarbeid	26
Figur 10: Snøprofil med tydelig bruddflate	26
Figur 11: Utviklinger av snødekket i punkt 1 og snøprofiler 04.04.23. kl. 15.00.....	27
Figur 12: Stabilitetsindekser for snøprofilene vist i Figur 11.	28
Figur 13: Utviklinger av snødekket i punkt 2 og snøprofiler 04.04.23. kl. 15.00.....	28
Figur 14: Stabilitetsindekser for snøprofilene vist i Figur 13	29
Figur 15: Utviklinger av snødekket i punkt 3 og snøprofiler 04.04.23. kl. 15.00.....	30
Figur 16: Stabilitetsindekser for snøprofilene vist i Figur 15	30
Figur 17: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 1, $\alpha = 20$, $\beta = 100$	31
Figur 18: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 1, $\alpha = 20$, $\beta = 120$	32
Figur 19: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 1, $\alpha = 30$, $\beta = 120$	32
Figur 20: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 2, $\alpha = 20$, $\beta = 120$	33
Figur 21: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 2, $\alpha = 30$, $\beta = 120$	33
Figur 22: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 3, $\alpha = 30$, $\beta = 120$	34
Figur 23: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 3, $\alpha = 35$, $\beta = 120$	34
Figur 24: ISWR og ILWR desember – april	38
Figur 25: Eksempel plott av stabilitetsindekser med stor variasjon, men vertikal robusthet.	40
Figur 26: Observert snøprofil 1000 moh.	42
Figur 27: SNOWPACK innstillinger.....	43

Tabeller

Tabell 1: Posisjon for data hentet fra THREDDs samt topografisk konfigurasjon for simulasjon	20
Tabell 2: Variasjonsmetriker punkt 1, $\alpha = 20$, $\beta = 100$	69
Tabell 3: Variasjonsmetriker punkt 1, $\alpha = 20$, $\beta = 120$	70
Tabell 4: Variasjonsmetriker punkt 1, $\alpha = 30$, $\beta = 120$	71
Tabell 5: Variasjonsmetriker punkt 2, $\alpha = 20$, $\beta = 120$	72
Tabell 6: Variasjonsmetriker punkt 2, $\alpha = 30$, $\beta = 120$	73
Tabell 7: Variasjonsmetriker punkt 3, $\alpha = 30$, $\beta = 120$	74
Tabell 8: Variasjonsmetriker punkt 3, $\alpha = 35$, $\beta = 120$	75

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn

Snøskred utgjør en betydelig trussel i Norge, og tragiske hendelser knyttet til snøskred resulterer i tap av menneskeliv hvert år (Varsom, 2023). Med økende interesse for friluftsliv og toppturer i fjellet på vinterstid, er behovet for omfattende og pålitelig snøskredsvarsling mer aktuelt enn noensinne. Utarbeidelsen av stabilitetsindekser har gjort det teoretisk mulig å vurdere snøskredfare. Imidlertid står man ovenfor utfordringer når det gjelder å beregne disse indeksene da de krever informasjon om snøens styrkeparametere. Snøens egenskaper har ikke bare en stor grad av romlig variasjon, men er i tillegg i stadig forandring, og en beregning av stabilitetsindekser vil dermed etter kort tid være verdiløs. En løsning på dette er å kontinuerlig modellere snødekket og dets egenskaper basert på værparametere. Slik kan utviklingen av snødekket og dermed stabiliteten vurderes kontinuerlig, og i større skala.

1.2 Problemstilling

Det overordnede målet med denne oppgaven er å undersøke ytelsen til den endimensjonale og fysikkbaserte modellen SNOWPACK i norske forhold. Dette skal kartlegges ved å gjennomføre en sensitivitetsanalyse av simulasjonsresultatene produsert ved bruk av meteorologiske parametere hentet fra THREDDS Met Nordic datasettet. Målet med sensitivitetsanalysen er å undersøke hvilke meteorologiske parametere SNOWPACK er sensitiv for, ved å introdusere tilfeldig støy og måle utslaget av dette på de simulerte stabilitetsindeksene. Samtidig skal slik også stabilitetsindeksenenes sensitivitet undersøkes, samt SNOWPACKS generelle robusthet mot feil/avvik i input data.

Ved å sammenligne simulasjoner med tilsvarende observasjoner gjort i felt skal modellens ytelsesevne undersøkes ytterligere. Generell stabilitet og lagdeling skal vurderes ut ifra simulerte snøprofil og stabilitetsindekser, og sammenlignes med faktiske forhold. På bakgrunn av resultatene fra sensitivitetsanalysen, samt sammenligningene mellom simulasjon og observasjon, skal modellens pålitelighet vurderes.

Det er valgt å definere fem konkrete delmål for gjennomføringen av denne oppgaven:

- Litteraturstudie innen snøstabilitet og utløsningsmekanismen i flakskred
- Iverksette modellen SNOWPACK med aktuelle værdata for Norge
- Feltforsøk for å skaffe grunnlag til sammenligning med simulasjonsresultat
- Sensitivitetsanalyse av SNOWPACK
- Vurdere SNOWPACKs ytelse basert på samlede resultat fra både sensitivitetsanalysen og feltobservasjonene.

1.3 Begrensninger

Det er valgt å begrense denne problemstillingen til én geolokasjon. Det vil si det er kun utført feltforsøk og simulasjoner for ett enkelt fjell i Trøndelag. Ideelt sett skulle denne undersøkelsen vært gjennomført for flere steder spredt utover Norge, da dette ville gitt en mer helhetlig oversikt over modellens ytelse i norske forhold. Dette var ikke mulig med de tilgjengelige ressursene, og må dermed tas hensyn til når resultatene vurderes.

Tidlig i prosessen ble det også valgt å ikke forsøke å forstå de interne virkemåtene i modellen SNOWPACK da disse er ekstremt omfattende og komplisert, og dette ville krevd langt mere tid en disponibelt. Dette må også tas med i betraktning ved vurdering av resultatene, da det er mulig at feil uvitende ble begått i bruk av modellen.

2 Teori

I dette kapitlet presenteres relevant teori som kan være nyttig å ha som bakgrunnskunnskap. Oppbyggingen av snødekket og dets viktigste prosesser forklares kort. Fokus er lagt på utløsningsmekanismen i flakskred. I tillegg presenteres stabilitetsindekser som brukes i forbindelse med modellen SNOWPACK senere i oppgaven. SNOWPACK er modellen brukt for å simulere snødekke i denne oppgaven (SNOWPACK, 2023). Da en helhetlig utredning av modellens funksjon er utenfor rammene i denne oppgaven er kun de mest sentrale funksjonene beskrevet.

2.1 Snødekke

I dagligtalen refererer man til snøflak eller snøfnugg. Dette er ansamlinger av flere tusen snøkrystaller som har bundet seg sammen. En snøkrystall derimot er en individuell og enhetlig krystall av is, der vannmolekylene har organisert seg i den karakteristiske heksagonale krystallstrukturen som er assosiert med snøflak og snøfnugg (Libbrecht, 2022).

Når vanndamp fryser direkte til is uten å først kondensere til vann dannes snøkrystaller. Dette skjer når temperaturen faller under frysepunktet, og vannet ikke kan fryse direkte fordi det er lagret som vanndamp. Dette fenomenet kalles «supercooling», og det kan føre til at vanndampmolekylene blir så kalde som -40 °C uten å fryse til is. Snøkrystaller består av mange vannmolekyler, og de dannes ved at vanndamp fester seg til en liten bit av fast materie, som for eksempel et støvmolekyl. Ved temperaturer under 0 °C , vil kontakten med en fast overflate starte fryseprosessen. Støvmolekylet blir så omsluttet av den minste mulige iskrystallen, som er et heksagonalt prisme av is. Denne første iskrystallen kan oppstå med forskjellige dimensjoner, dvs. lang, tynn, flat etc., men den vil alltid være heksagonal på grunn av den geometriske utformingen til vannmolekylet (Libbrecht, 2022). Iskrystallen vil så tiltrekke seg flere vannmolekyler som fryser på den og bygger videre, helt til den blir for tung og begynner å falle. En stor snøkrystall kan bestå av opptil en million vanndråper (Libbrecht, 2022).

Formen på en snøkrystall kan variere betydelig avhengig av meteorologiske forhold som blant annet luftfuktighet og temperatur. Dette gir opphav til de forskjellige typene nysnø og kan bidra til lagdeling i snødekket. Ulike typer nysnø kan føre til store forskjeller i krystallstruktur, men på grunn av de omfattende prosessene som skjer i snø på bakken, fokuserer snøskredvarslere nesten utelukkende på liggende snø.

2.1.1 Metamorfose og sintring

Metamorfose av snø er prosesser som forandrer krystallstrukturen på liggende snø, og kan starte så snart den har lagt seg på bakken. Destruktiv metamorfose, som bryter ned snøen, skjer ved temperaturer under frysepunktet, men prosessen går raskere nær 0 °C enn ved kaldere temperaturer. Krystallomvandlingen oppstår på grunn av fordampning fra de utstående konvekse delene av krystallene og sublimasjon til is på de konkave delene. Dette betyr at is forsvinner fra de spisse delene, mens is dannes i gropene, og krystallene blir gradvis rundere og rundere. Som et resultat mister krystallene evnen til å hekte seg sammen, og snøen mister sin styrke. I korte perioder kan dette føre til økt

løssnøskredfare, men vanligvis vil destruktiv metamorfose kun tilrettelegge for at iskornene sintres sammen til et fastere lag.

Sintring er en prosess som fører til tetning av krystallstrukturen i liggende snø. Når krystallene når en rund form som følge av destruktiv metamorfose, vil de bevege seg nærmere hverandre og danne isbroer i kontaktflatene. Isbroene binder snøkrystallene sammen og danner et solid og sammenhengende lag av snø. En av konsekvensene av sintring er at snølaget blir sterkere og mer sammenhengende. Dette fører til redusert skredfare, da det kreves mer energi og påvirkning for å bryte bindingene mellom snøkrystallene innad i laget. Den økte styrken kan bidra til å stabilisere snødekket og redusere sannsynligheten for at skred utløses. Imidlertid kan sintring også ha negative konsekvenser. Når hele fjellsider blir utsatt for sintring og fryser til et sammenhengende flak, dannes det glidende lag, som er en nødvendig forutsetning for flakskred. Når bindingene mellom snøkrystallene er sterke på grunn av sintring, kan det skape et potensielt farlig scenario hvor hele flak kan løsne og resultere store skred.

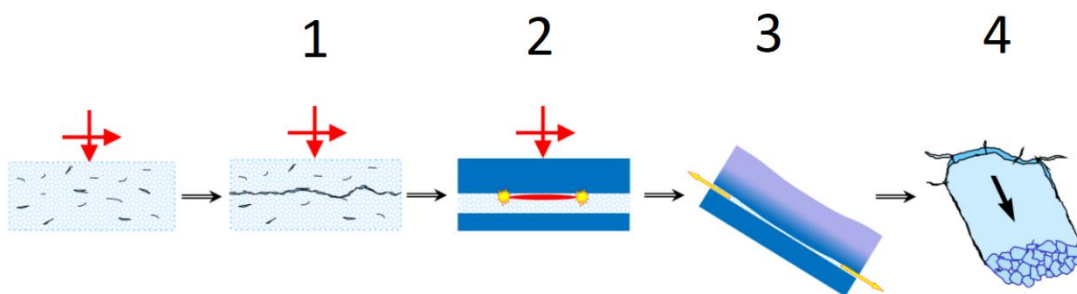
Hvis temperaturforskjellen i snødekket er større enn 10 grader per vertikal meter, vil det oppstå konstruktiv metamorfose (NGI, 2014). Dette skjer gjerne på kalde vinterdager der forskjellen mellom luft- og bakketemperatur er stor. Dette fører til dannelse av svake lag med begerskrystaller, som er en av de største årsakene til høy skredfare. Overflødig vanndamp i snødekket stiger oppover på grunn av temperaturforskjellen mellom bakken og overflaten på snøen. Når den møter kald nok temperatur, fryser den igjen, og dannelsesprosessen av snøkrystallene starter på nytt. Under denne prosessen fører sublimasjon til dannelse av is på de runde iskornene som ble dannet under destruktiv metamorfose, og dette resulterer i plane flater med skarpe kanter - kalt kantkornet snø. Ved gode nok forhold vil iskornene bli omformet til hule, sekskantede begerskrystaller, ved at isbroene forsvinner og mindre iskrystaller fordampe til fordel for større. Resultatet er en korthusstruktur som kan sammenlignes med kvikkleire i at det er et sprøbruddmateriale som veldig plutselig kan gå til brudd.

Konstruktiv metamorfose resulterer i tillegg i en anisotropisk mikrostruktur da fasetterte krystaller er sterkere i kompresjon enn i skjær grunnet av sin geometriske utforming (Reiweger & Schweizer, 2010). I et hellende snølag vil temperaturgradient være orientert fra bakkeplanet som holder en relativt uniform temperatur gjennom vinteren, og normalt oppover til den kalde vinterluften. Da det er temperaturgradienten som driver konstruktiv metamorfose vil de fasetterte krystallene som oppstår også vokse orientert omtrent normalt til bakkeplanet. Dette fenomenet gjør svake lag bestående av begerkrystaller spesielt farlig, da egenvekt, ekstra snølast og kunstig påvirkning som fra eksempelvis en skiløper, vil påføre kraft parallelt med tyngdekraften. I en skråning vil dette alltid utsette krystallstrukturen for skjærkrefter, noe begerkrystaller tåler dårlig.

2.2 Utløsningsmekanisme

Prosessene som fører til en skredhendelse avhenger av flere momenter, som til sammen utgjør utløsningsmekanismen i flakskred, og kan deles inn i flere faser. I denne oppgaven er det valgt å bruke en inndeling basert på Schweizers artikkel fra 2016; *Avalanche release 101* (Schweizer, et al., 2016). Figur 1 viser en illustrasjon av fasene, som er de fire viktigste momentene i utløsningsmekanismen for flakskred:

1. Ødeleggelse i det svake laget
2. Kritisk sprekk lengde
3. Sprekkforplantning
4. Utglidning og romlig variasjon



Figur 1: Fasene i utløsningsmekanismen (Schweizer, et al., 2016)

Problemstillingen blir ofte forenklet til et tredelt system bestående av et sammenhengende flak, et svakt lag, og en base, se Figur 2. Et flakskred kan da utløses ved brudd på krystallstrukturen i dette svake laget. Et slikt brudd er starten på en sprekk, og kan forplante seg gjennom snødekket. Hvis store områder av det svake laget blir ødelagt, er alt som holder flaket på plass friksjonen mellom iskornene. I bratt terreng fører dette til skred ved at flaket sklir ut på den underliggende snøen. Sprekk lengden som gir likevekt mellom tilgjengelig energi og energien som kreves for å drive sprekk videre kalles *critical crack length (ccl)*, eller kritisk sprekk lengde på norsk (Schweizer, et al., 2016). Sprekken vil være selvdrivende hvis denne kritiske sprekk lengden nås. Det betyr at ødeleggelsen vil fortsette å vokse i størrelse til energilikevekten endres. Dette skjer ofte ved at flaket slår vertikale sprekker og sklir ut; altså en skredhendelse. Kritisk sprekk lengde er dermed en meget sentral parameter i utløsningsmekanismen for flakskred, og kan derfor brukes som et stabilitetskriterium (Schweizer, et al., 2016).

2.2.1 Ødeleggelse i det svake laget

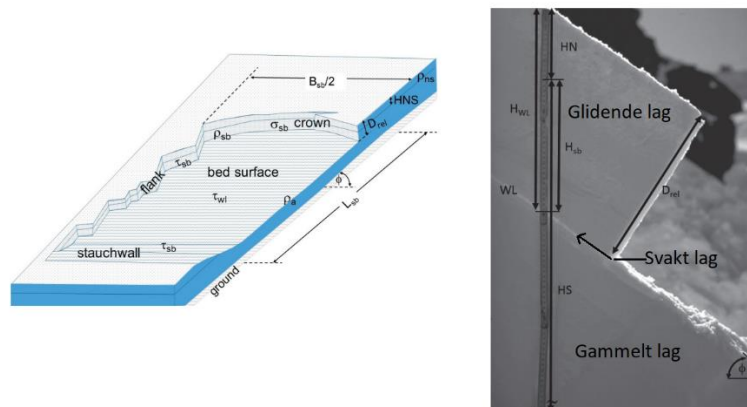
Det første som må til for at et eventuelt flakskred skal utløses er en ødeleggelse i mikrostrukturen i snøen som tilsvarer starten på en sprekk. Dette kan skje som resultat av økende last som for eksempel en skikjører eller snøfall, men også som følge av redusert styrke som smelte eller metamorfose. Snøkrystaller er i stadig forandring uten at det nødvendigvis reduserer styrken eller øker faren for skred. Det er når det dannes et svakt lag at en betydelig skredfare oppstår.

For at det skal oppstå risiko for flakskred må tre faktorer være til stede: et glidende lag (flak), et vedvarende svakt lag, og helning på mer enn 25 grader. Helningen er lett å måle da den er bestemt av terrenget snøen ligger i. Flaket er ofte vindpakket og sintret snø som ligger over det svake laget. Her er egenvekt den viktigste parameteren, og kan bestemmes gjennom volum og tyngdetetthet. Derimot er det svake laget svært vanskelig å kvantifisere. Det er i tillegg den desidert mest utslagsgivende faktoren.

Gauers ytelsesfunksjon kan brukes til å vise hvor viktig det svake laget er (Gauer, 2018):

$$G = R - L \quad 1$$

Her representerer L last og R motstand, som i praksis er flakets egenvekt L , og styrke og friksjonskrefter i snøen R . Hvis $G < 0$ betyr det at kreftene som trekker flaket ned er større en motstanden i snøen, og skred vil dermed gå.



Figur 2: Geometri i flakskred (Gauer, 2018)

Lasten er den vertikale komponenten av flakets egenvekt og blir dermed:

$$L_0 = \rho * g * \sin\varphi * D \quad 2$$

Her er ρ snøens densitet, D flakets tykkelse, og φ skråningsvinkelen. Motstanden er en kombinasjon av skjærkrefter τ_{sb} langs flakets bruddkant samt støtten fra spenninger σ_{sb} , og aller viktigst styrken til det svake laget τ_{WL} . r_{LB} er forholdet mellom bruddkantens lengde og bredde.

$$R_0 = \tau_{WL} + \frac{D}{L_{sb}} (\sigma_{sb} + \tau_{sb} (\sqrt{2} + 2 * r_{LB})) \quad 3$$

Den dominerende faktoren ved store skred vil være styrken på det svake laget. Dette kan man se på andre ledd av ligning 3 der forholdet D/L_{sb} vil minke med økende lengde på bruddkanten. Da bruddkanten L_{sb} kan bli svært lang, og vil ha en mye større verdi enn tykkelsen på flaket, vil hele andre ledd av ligningen bli ubetydelig liten (Gauer, 2018). Jo større areal skredet har, desto mer utslagsgivende er τ_{WL} (se også Figur 2). Dette fenomenet har sørget for at hovedfokus for forskning på området konsentrerer

seg om det svake laget. Når og i hvor stort omfang det går til brudd har vist seg å være det viktigste spørsmålet for å evaluere skredfare. Kritisk sprekk lengde er en god parameter for å kartlegge akkurat dette (Schweizer, et al., 2016).

2.2.2 Kritisk sprekk lengde (a_c)

Ligning 1-3 viser at skred kan utløses ved enten å øke lasten eller redusere motstanden. Økt last kan være nysnø eller vindtransportert snø, mens redusert motstand kommer av endring i krystallstrukturen (redusert styrke). Skiløpere bidrar til begge kategoriene ved å både være en ekstra last, og å direkte ødelegge mikrostrukturen i snøen (Schweizer, et al., 2016). Ligning 1-3 er godt egnet til å vise grunnprinsippet i utløsningsmekanismen og hvor stort utslag det svake laget har på stabiliteten, men er ikke anvendelig for å nøyaktig forutsi skredfare. Dette er nok hovedsakelig på grunn av en for forenklet representasjon av det svake laget. Styrken på det svake laget er en kompleks variabel som består av flere faktorer. Det er også viktig hvorvidt det svake laget kun går til brudd lokalt eller på en større skala. Igjen kan man bruke ligning 1-3 for å vise dette. Hvis hele det svake laget går til brudd vil τ_{WL} forsvinne og man står kun igjen med det nevnte, og tilnærmet ubetydelige andre leddet av ligning 3 som representerer friksjonskreftene i snøen. Om helningen er bratt nok (over ca. 25 grader) vil altså skred ha stor sannsynlighet for å gli ut. Det er dermed meget viktig å kunne kvantifisere i hvilket omfang det svake laget går til brudd. Til en slik kvantifisering brukes parameteren kritisk sprekk lengde.

Endring på krystallstrukturen i det svake laget kan føre til at iskrystallene eller forbindelsene dem imellom går til brudd. Dette er starten på en sprekk, og om den blir stor nok vil egenlasten av det overliggende flaket være nok til å drive ødeleggelsen videre. Denne selvdrivende sprekkforplantningen blir mulig ved en gitt sprekk lengde. Denne sprekk lengden eller ødeleggelsen kalles kritisk sprekk lengde, og tjener som bruddkriterium i denne fasen. Kritisk sprekk lengde er altså den utbredelsen en ødeleggelse må nå for at det blir likevekt mellom tilgjengelig energi, og energien som kreves for å drive sprekken videre. Den kritiske sprekk lengden er avhengig av det svake lagets elastisitetsmodul og slagseighet (specific fracture energy) som er bruddmekanikkens analog til styrke, samt lasten som virker på krystallstrukturen (Schweizer, et al., 2016).

Dette fenomenet er blitt demonstrert gjentatte ganger gjennom flere forsøk ved å sage langs det svake laget, slik at en sprekk plutselig sprer seg gjennom laget av seg selv. Slike tester er kjent som *propagation saw test* eller PST, og de er omfattende brukt og dokumentert i faglitteraturen. (Gauthier & Jameson, 2006); (Sigrist & Schweizer, 2007); (van Herwijnen & Jamieson, 2005); (Gauthier, et al., 2008)). Den kritiske sprekk lengden er da avstanden som er kuttet når sprekkforplantningen blir selvdrivende.

Den kritiske sprekk lengden a_c til et isotropisk sprøbruddsmateriale kan i teorien beskrives som:

$$a_c = \frac{E * w_f}{\pi * \sigma^2} \quad 4$$

(Anderson, 2005). Dermed burde, slagseigheten w_f , Elastisitetsmodulen E og spenning fra påført last σ , være tilstrekkelig for å beregne den kritiske sprekk lengden. I

virkeligheten er det dessverre ikke så enkelt, fordi det er stor usikkerhet knyttet til materialeegenskapene. For å modellere bruddmekanismen i lagdelt snø er forenklinger nødvendig. Det finnes flere tilnærminger som vanligvis involverer å forenkle det svake laget. For eksempel antok McClung (1979), Chiaia (2008) og Gaume (2014) at det svake laget er uendelig tynt, og dermed kun tjener som et grensesnitt mellom flaket og basen under. Dette gjør det mulig å se bort fra volumendring og bøyning av flaket som kommer av at det svake laget kollapser. Følgelig kan man anta at bevegelse kun forekommer parallelt med grensesnittet.

Antisprekkmodellen presentert av Heierli (2008) antar at det svake har et uavhengig bruddkriterium og at laget er ubøyelig. Denne tilnærmingen tillater å neglisjere forskjellen i elastisk oppførsel mellom flaket og det svake laget. Den ga også en forklaring på sprekkforplantning gjennom snølaget i flatt terreng, noe som til da var uforklart. Siden modellen baserer seg på det svake lagets slagseighet, gjorde antisprekkmodellen det også mulig å angripe problemet ved hjelp av materialets parametere. *Slagseighet er et materials evne til å motstå dannelse og forplantning av sprekker* (snl, 2022). Det finnes flere metoder for å måle slagseighet i felt, men dessverre er dette en tidkrevende og omfattende prosess som krever mye utstyr. Som et alternativ har det blitt forsøkt å utvikle metoder for å beregne den kritiske sprekk lengden basert på snøens styrke, som er lettere å måle. Imidlertid tar disse metodene ikke hensyn til bøyningen av snøflaket, og overestimerer dermed den kritiske sprekk lengden (Gaume, et al., 2017). Ved å benytte forenklinger og antagelser vil det alltid bli introdusert en viss grad av unøyaktighet, og hver av teoriene har dermed sine begrensninger. Gaume (2017) introduserte en analytisk formel for den kritiske sprekk lengden. Denne ble utarbeidet ved hjelp av diskret elementmodellering. Ifølge Gaume viser denne formelen bedre resultater sammenlignet med tidligere teorier, for eksempel Heierlis antisprekk-modell (Gaume et al., 2017).

2.2.2.1 Gaumes modell

Gaume (2017) brukte diskrete element metode (DEM) til å modellere PST. En omfattende forklaring av metoden finnes i Gaume, et al., 2015b. Gaume tilpasset en analytisk modell, slik at den reproduserte de numeriske verdiene fra simulasjonene og en rekke PST forsøk utført i felt (Gaume, et al., 2015b). Studien gjennomførte også en sensitivitetsanalyse av a_c ved å variere en og en parameter, mens de andre ble holdt konstant. Trendene var at a_c økte med økende tykkelse på det svake laget D_{WL} og med økende elastisitetsmodul E i flaket. Derimot minket a_c med økende tykkelse på flaket D , densitet ρ og økt helning φ .

Resultatene viste at den største skjærspenningen ved sprekkfronten τ_{max} kan deles inn i to komponenter som skalerer med sprekk lengden a ; τ_{max}^b som er avhengig av flakets bøyning, og τ_{max}^t som er avhengig av flakets strekkspenning.

$$\tau_{max} = \tau_{max}^t + \tau_{max}^b \quad 5$$

Skjærspenningen τ_{max}^t er definert som den maksimale skjærspenningen som oppstår uten at flaket bøyer seg. Dette er en av de tidligere nevnte antagelsene, og uttrykk fra

litteratur som tar utgangspunkt i denne antagelsen kan dermed brukes (Chiaia, et al., 2008) (Gaume, et al., 2014):

$$\tau_{max}^t = \tau_g \left(1 + \frac{a}{\Lambda}\right) \quad 6$$

Her er $\tau_g = \rho g D \sin \varphi$ skjærspenningen induisert av flakets egenvekt. Λ er en karakteristisk elastisk lengde gitt ved $\Lambda = \sqrt{\frac{E' DD_{WL}}{G_{WL}}}$ der $E' = \frac{E}{1-\nu^2}$. Det svake lagets skjærmodulus er $G_{WL} = 0,2 \text{ MPa}$ (Gaume, et al., 2013). Possion's ratio ν er antatt 0,2 (van Herwijnen, et al., 2016a). Utrykket presentert av Scapozza (2004) brukes til å beregne elastisitetsmodulen E :

$$E = 5,07e^9 \left(\frac{\rho}{\rho_{is}}\right)^{5,13} \quad 7$$

Her er tyngdetettheten til is definert som $\rho_{is} = 917 \text{ kg m}^{-3}$. Ved hjelp av DEM-simuleringer ble skjærspenningen som oppstår når flaket bøyer seg under kollapsen av det svake laget estimert (Gaume, et al., 2017):

$$\tau_{max}^b \approx \frac{1}{2} \sigma_n \left(\frac{a}{\Lambda}\right)^2 \quad 8$$

Spenningen normalt på helningen er σ_n . For å korrigere for forskjellen i elastisk oppførsel mellom lagene er forholdet a/Λ introdusert. Løsningen for den kritiske sprekk lengden ble oppnådd ved å løse den samlede skjærspenningen τ_{max} lik skjærstyrken τ_p i et *Mohr-Coloumb-Cap-kriterium*, som ble presentert i forskningen til Reiweiger et al. (2015). Skjærstyrken τ_p er delt inn i en *Mohr-Coloumb (MC)* del og en *cap* del:

$$\tau_p = \tau_p^{mc} = c + \sigma_n \tan \phi \quad \text{for } \varphi > \varphi_t \quad 9$$

$$\tau_p = \tau_p^{cap} = b \sqrt{1 - \frac{(\sigma_n + \sigma_t)^2}{(\sigma_c + \sigma_t)^2}} \quad \text{for } \varphi < \varphi_t \quad 10$$

Vinkelen som markerer overgangen mellom Mohr Coloumb og «Cap» området er $\varphi_t = 23^\circ$. $\phi = 20^\circ$ er snøens friksjonsvinkel, $\sigma_t = c \tan \phi$ er strekkfastheten, $\sigma_c = 2.6 \text{ kPa}$ er trykkfastheten, og c er kohesjonen (Gaume, et al., 2017). b er uttrykt ved:

$$b = K \sqrt{\frac{(\sigma_t + \sigma_c)^2}{(\sigma_t + \sigma_c)^2 - \left(\frac{K}{\tan \phi}\right)^2}} \quad 11$$

Den maksimale skjærstyrken er satt til $K = 1 \text{ kPa}$ (Reiweiger, et al., 2015). Slagseigheten til det svake laget brukes til å regne ut kohesjonen c , som er definert som skjærstyrken uten normalspenning (Gaume, et al., 2014):

$$c = \frac{\sqrt{2DE' w_f}}{2\Lambda} \quad 12$$

Et uttrykk for den kritiske sprekk lengden kan løses ut ved å sette ligning 5 lik ligning 9 og 10, altså løse $\tau_{max} = \tau_p$ (Reiweiger, et al., 2015) (Gaume, et al., 2015b):

$$a_c = \Lambda \left[\frac{-\tau_g + \sqrt{\tau_g^2 + 2\sigma_n(\tau_p - \tau_g)}}{\sigma_n} \right] \quad 13$$

Ifølge Gaume (2017) gir dette uttrykket bedre resultater enn tilsvarende løsning presentert av Heierli (2008). Derfor er det også dette uttrykket som er implementert i SNOWPACK. Dermed er det ligning 13 som brukes i beregningene av kritisk sprekk lengde i simuleringene presentert senere i oppgaven.

2.2.3 Sprekkforplantning

Når den kritiske sprekk lengden er nådd, vil tyngden av det overliggende flaket som tidligere nevnt drive sprekken videre og avgjøre størrelsen på skredet. I denne sammenhengen har det vist seg at sprekkes forplantningshastighet er en viktig parameter, ettersom materialegenskapene endres i takt med denne hastigheten. Generelt sett vil materialer vise økt motstand mot sprekkforplantning ved høyere forplantningshastigheter (Schweizer et al., 2016). Videre øker ruheten på sprekkflatene med økende hastighet (Gross & Seelig, 2001). Dynamisk sprekkforplantning er område hvor dagens vitenskap mangler mest kunnskap (Schweizer et al., 2016).

I løpet av en *Propagation saw test* kan man observere den initiale fasen av dynamisk sprekkforplantning. Selv om lengden på en PST vanligvis er for kort til å måle den totale avstanden sprekken vil forplante seg, kan en kombinasjon av PST og PTV (Particle Tracking Velocimetry) brukes til å måle sprekkforplantningshastigheten (Schweizer et al., 2016). Det er også tilfeller der sprekkforplantningen naturlig stopper av seg selv. Dette skjer når det overliggende flaket har begrenset strekkstyrke og svikter på grunn av bøyning som oppstår når det svake laget kollapser (Gaume et al., 2015b). I slike tilfeller dannes det vertikale sprekker, og sprekkforplantningen stopper. Avhengig av friksjonen mellom lagene, kan det overliggende flaket da enten gli ut eller bli liggende. Van Herwijnen (2016b) rapporterte en median kollapshøyde for det svake laget på 3,6 mm og påpekte at sprekken forplantet seg lenger ved høyere verdier. Dermed er både sprekkforplantningshastigheten og kollapshøyden avgjørende faktorer for hvor langt sprekken vil forplante seg.

2.2.4 Utglidning og romlig variasjon

Selve utglidningen av skredet markerer den endelige fasen i utløsningsmekanismen. Dette skjer om en sprekk når den kritiske sprekk lengden og derfor ødelegger store deler av det svake laget. Skredmassene holdes da kun på plass av friksjonen mellom underlaget og flaket, samt flakets strekkfasthet langs bruddkanten. Som nevnt tidligere viser ligning 3 at strekkfastheten langs bruddkanten er neglisjerbart liten. Statistikk viser at de fleste skred går når snøen ligger i skråninger med helning fra omtrent 30° grader og oppover (UAC, 2022). Dette stemmer bra overens med at friksjonsvinkelen til snø har en median på 30° (van Herwijnen, et al., 2016b).

Selv med den mest avanserte teknologien og omfattende kunnskapen om skredutløsning, forblir det en svært utfordrende oppgave å forutsi skredhendelser nøyaktig. De tidligere presenterte teoriene om den fysiske oppførselen under utløsningen av flakskred har vist seg å gi gode resultater som samsvarer bra med feltforsøk. Analytiske modeller er også i stand til å beregne den kritiske sprekk lengden med god nøyaktighet (Gaume et al., 2017) (Heierli et al., 2008). Utfordringen er at snøen er en kompleks og dynamisk substans som er i stadig endring. Parameterne som er nødvendige for beregningene, som for eksempel snøens densitet, elastisitetsmodul, kohesjon og friksjon, kan variere betydelig innen korte tidsperioder på grunn av faktorer som vind, temperatur, nedbør og solstråling (Schweizer et al., 2016). Å opprettholde en konstant og nøyaktig måling av disse parameterne i sanntid er en stor utfordring i seg selv. I tillegg er topografien og terrenget der skredutløsning kan forekomme, svært variabelt og komplekst. Hvert skredløp og hver utløsningssone har sin unike topografi og snøfordeling, som videre bidrar til den romlige variasjonen. Skredutsatte områder kan ha ulike skråninger, formasjoner og hindringer som påvirker sprekkforplantning og dermed skredskredutløsning. Det er derfor nødvendig å ta hensyn til denne romlige variasjonen for å kunne forutsi skredhendelser nøyaktig.

Gjennom bruk av numeriske simuleringer kan man undersøke hvordan den romlige variasjonen påvirker sannsynligheten for skred. Gaume (2015a) utførte slike simuleringer og viste at for tykke snøflak er det ofte den topografiske variasjonen, og ikke snøens parametere i seg selv, som bestemmer hvor langt sprekkforplantningen når. Lokale svakhetssoner og begrensninger som steiner, trær og konkave/konvekse formasjoner kan ha betydelig innvirkning på utbredelsen av sprekkforplantningen og om den kritiske sprekk lengden i det hele tatt oppnås.

En av dagens beste løsninger på utfordringen med romlig variasjon av parameterne i snø, er å modellere snødekkets utvikling basert på meteorologisk data. En av de mest avanserte modellene er SNOWPACK som er basert på fysiske lover og prosesser, og er drevet med meteorologisk data.

2.3 SNOWPACK

SNOWPACK er en endimensjonal fysikkbasert modell som ved hjelp av meteorologisk data beregner utviklingen av snødekket (SNOWPACK, 2023). En helhetlig, matematisk beskrivelse av modellen er utenfor målet med denne oppgaven, og kan finnes i den tredelte utredningen av modellen: (Bartelt & Lehning, 2002), (Lehning, et al., 2002a) og (Lehning, et al., 2002b). I stedet oppsummeres de viktigste prosessene kort.

En-dimensjonale likninger beregner varme og vanntransport, vandampdiffusjon og den mekaniske deformasjonen av snødekket. Nysnø, vindtransportert snø og snøablasjon tjener som grensebetingelser. Snøen modelleres som et tredelt (is, vann, luft) porøst materiale som er i stand til å gjennomgå store irreversible viskøse deformasjoner. Faseendringer mellom komponentene simuleres, og snølag defineres ikke bare i høyde og tetthet, men også mikrostruktur. Det vil si størrelsen, formen og bindingene mellom iskrystallene blir kontinuerlig beregnet, og effekten av metamorfose og sintring er tatt høyde for ved hjelp av en detaljert modell. De styrende differensiallikningene løses ved hjelp av en fullstendig implisitt Lagrange-Gauss-Seidel elementmetode (Bartelt & Lehning, 2002).

Siden de fleste skredulykkene skjer i forbindelse med snøfall og vindtransport, har flere numeriske prosedyrer blitt introdusert for å behandle de skiftende snømassene. Endelige element kan legges til eller trekkes fra det allerede eksisterende elementnettet. De nye elementene blir tildelt fysiske egenskaper som tetthet, mikrostruktur og temperatur ved hjelp av algoritmer basert på meteorologiske parametere. For å beregne tetthetsendringen er snø, som nevnt ovenfor, modellert som et viskoelastisk materiale som kan gjennomgå store irreversible deformasjoner. Fortetningen av snølagene er en viktig prosess da den er sentral i kappløpet mellom økt stabilitet, og påført last fra egenvekt (Bartelt & Lehning, 2002).

Generelt er lagdeling den viktigste faktoren når det kommer til skredvarsling. Derfor modelleres ikke bare de enkelte lagenes størrelse og plassering, men også makroskopiske og mikroskopiske egenskaper. Makroskopiske egenskaper er blant annet tetthet, spenning, vanninnhold og temperatur. Mikroskopiske egenskaper er blant annet iskrystallenes og isbroenes form (dendrittisk/sfærisk), størrelse og plassering. SNOWPACK beregner kontinuerlig mikrostrukturen og tilhørende parametere ved å bruke temperaturgradient og ekvitemperatur metamorfose rutiner. De forholdene som styrer snøegenskapene, som for eksempel krypviskositeten som kontrollerer snø setning, og termisk ledningsevne som styrer energioverføringen innenfor snødekket, er i hovedsak bestemt av størrelsen på bindingene mellom snøkrystallene som derfor er spesielt nøye representert (Lehning, et al., 2002a). Kortbølget stråling modelleres som en volumetrisk varmekilde, og intensiteten av den absorberte kortbølgede strålingen avtar eksponentielt med avstand fra overflaten (Morin, et al., 2019).

Resultatene fra SNOWPACKS prosessering av meteorologisk data er stratigrafisk sorterte snø parametere. Hvert av ca. de beregnede 1-2 cm tykke lagene har alt fra hardhet og temperatur, til krystall- form og størrelse. Med disse parameterne tilgjengelig, kan det beregnes stabilitetsindekser for hvert lag.

2.4 Stabilitetsindekser

Her presenteres stabilitetsindeksene som blir brukt i denne oppgaven. I tillegg til de nedenfor presenterte indeksene kommer *critical crack length (ccl)*, a_c som allerede er utførlig forklart i kapittel 2.4 Kritisk sprekk lengde.

2.4.1 Natural stability index (Sn)

En av de første forsøkene på å matematisk beskrive en stabilitetsindeks for snølag ved en høyde h i snødekket ble gjort av (Roch, 1966). Dette er det velkjente styrke over spenning forholdet og er definert som:

$$Sn = \frac{\tau}{\tau_{xz}} \quad 14$$

der τ er skjærstyrken for laget som undersøkes, basert på type iskrystall og er definert som:

$$\tau = \sum_{\infty} + \sigma_{zz}\phi \quad 15$$

$$\sigma_{zz} = \rho gh \cos^2 \varphi \quad 16$$

Der ϕ er friksjonsvinkelen til snø og \sum_{∞} er den maksimale skjærkraften snølaget tåler per lengdeenhet. ρ er den gjennomsnittlige tettheten til flaket, φ er hellingsvinkelen, og g er tyngdeakselerasjonen. Da friksjonsvinkelen er avhengig av styrke og mikrostruktur, og dette igjen er avhengig av normalkraften på snølaget, er ϕ gitt ved:

$$\phi(\sum_{\infty}, \sigma_{zz}) = 0,08\sum_{\infty} + 0,056 + 0,022\sigma_{zz} \quad 17$$

$$\phi(\sum_{\infty}, \sigma_{zz}) = 0,08\sum_{\infty} + 0,224 \quad 18$$

Her er formel 17 for nedbørspartikler (nysnø) og formel 18 for fragmenterte nedbørspartikler og avrundede iskorn. For vedvarende lag av fasetterte krystaller og begerkrystaller øker ikke friksjonsvinkelen med normalkraften (Jamieson, 1995). Skjærstyrken er definert som:

$$\sum_{\infty} = A \left(\frac{\rho}{\rho_{is}} \right)^B \quad 19$$

Der A og B er empiriske konstanter basert på krystalltype (Jamieson & Johnston, 2001). For nedbørspartikler, og avrundede iskorn er $A = 14,5$ og $B = 1,73$. For fasetterte krystaller og begerkrystaller er $A = 8,5$ og $B = 1,48$. τ_{xz} er skjærspenningen induisert av det overliggende flaket (Jamieson & Johnston, 1998):

$$\tau_{xz} = \rho gh \sin \varphi \cos \varphi \quad 20$$

2.4.2 Skier stability index (Sk38)

Föhn (1987) la til en kunstig indusert belastning, $\Delta\tau_{xz}$, til stabilitetsindeksen definert av Roch (1966) for å oppnå en indeks for kunstig utløste snøskred. Den tilføyde belastningen representerer en mekanisk påvirkning på snødekket, og er modellert som en linjelast. Ski-stabilitet indeksen ved en vertikal dybde h i snødekket, er da definert som:

$$SK_{38} = \frac{\tau}{\tau_{xz} * \Delta\tau_{xz}} \quad 21$$

Der $\Delta\tau_{xz}$ er uttrykt ved:

$$\Delta\tau_{xz} = \frac{2L * \cos \alpha_{max}^2 * \sin(\alpha_{max} + \varphi)}{\pi * h * \cos \varphi} \quad 22$$

Her er $L = \frac{m * g}{l}$ linjelasten fra et menneske på ski. m er i SNOWPACK satt til 85kg og $l = 1,7m$ (Anon., 2023). α_{max} er vinkelen ved den største skjærspenningen, og blir funnet ved å derivere $\Delta\tau_{xz}$ med hensyn til α_{max} . SK_{38} blir beregnet ut ifra observerte eller simulerte snølag-parametere, og ekstrapolert til en 38 graders skråning der $\alpha_{max} = 54,34$ grader (Anon., 2023).

2.4.3 Structural stability index (ssi)

Det er blitt vist i tidligere studier at SK_{38} er relativt dårlig for å finne svake lag (Jamieson & Johnston, 1998). Den ble derfor kombinert med indekser for strukturoverganger mellom lag, som forbedret treffsikkerheten. Den nye stabilitetsindeksen presentert i (Schweizer, et al., 2006) er definert som:

$$SSI = SK_{38} + \Delta R^* + \Delta E^* \quad 23$$

Der ΔR^* er forskjellen i hardhet og ΔE^* er forskjellen i kornstørrelse i grensesnittet mellom lagene for en gitt dybde i snødekket, og har verdi på enten 1 eller 0 basert på om terskelverdien er nådd:

$$\Delta R^* = \begin{cases} 0 & \text{hvis } \Delta R^* \geq 1.5 \\ 1 & \text{hvis } \Delta R^* < 1.5 \end{cases} \quad 24$$

$$\Delta E^* = \begin{cases} 0 & \text{hvis } \Delta E^* \geq 0.5 \\ 1 & \text{hvis } \Delta E^* < 0.5 \end{cases} \quad 25$$

Terskelverdiene er basert på funn i (Schweizer & Jamieson, 2003) og SNOWPACKs karakteristikk (Bellaire, et al., 2006).

2.4.4 Deformation rate stability index (Sdef)

De til nå nevnte stabilitetsindeksene er alle en form av styrke-spenning forholdet, og er dermed å anse som statisk og tar ikke hensyn til at snøens styrke er avhengig av deformasjonsraten (Lehning, et al., 2004). Derfor ble det introdusert en stabilitetsindeks som er basert på deformasjonsraten til snølagene og er definert som:

$$S_{def} = \frac{\sigma_c}{\sigma_n} \quad 26$$

Der σ_c er den kritiske spenningen i båndene i snøkrystall-gitteret, og kan uttrykkes som:

$$\sigma_c = p_h \tan \theta \sqrt{1 - \frac{p_h}{p_h * \sigma_0}} \quad 27$$

Her er p_h det negative hydrostatiske trykket som induserer smelting, og $\sigma_0 = 10^7$ er sprøbruddspenningen til is. θ er en tøyingsrate avhengig funksjon som bestemmer formen på bruddoverflaten.

$$p_h = (-6,6 * 10^9) + 6,1 * 10^7 T_c - (1,3 * 10^5 T_c^2) \quad 28$$

$$\theta = 70 |\varepsilon_n|^{0,23} \quad 29$$

T_c er temperaturen til is i celsius, og ε_n er deformasjonsraten i båndene mellom iskrystallene. Utleddingen av deformasjonsraten er beskrevet i (Lehning, et al., 2002a).

2.5 Sensitivitetsanalyse

Gjennomsnittlig absolutt feil (MAE), kvadratrotten av gjennomsnittlig kvadrert feil (RMSE) og determinasjonskoeffisienten (R-kvadrat) er vanlige metrikker innen dataanalyse og modellering.

MAE er en nyttig metrikk for å vurdere gjennomsnittlig absolutt forskjell mellom to plott eller modeller. Den gir informasjon om størrelsen på forskjellen mellom de to plottene, heller enn retningen. RMSE er derimot mer vanlig brukt i maskinlæring og data science fordi den er følsom for både størrelsen og retningen av forskjellen mellom to plott eller modeller.

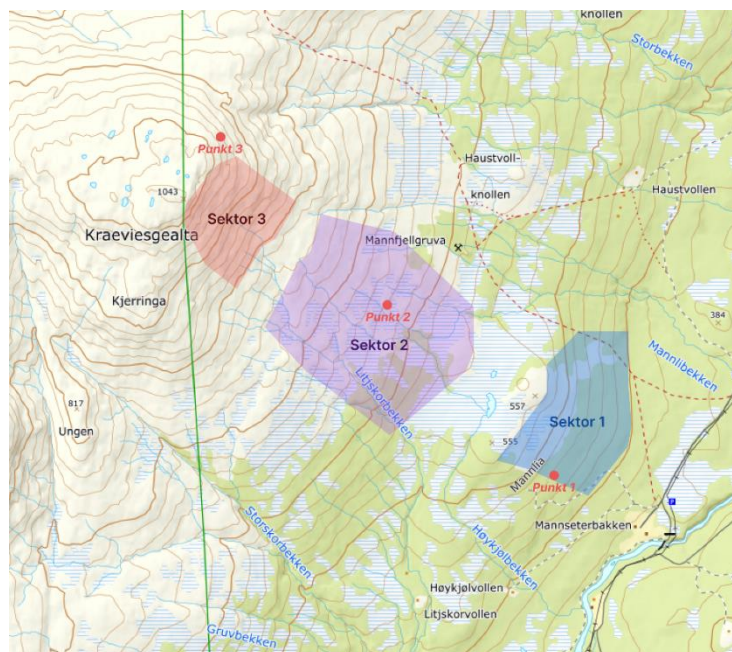
R-kvadrat er en metrikk som ofte brukes til å evaluere hvor godt en modell passer til dataene. Den måler hvor godt ett plot kan forklares av det andre plottet og kan brukes til å kvantifisere andelen av variasjonen i ett plot som kan forklares av det andre plottet. R-kvadrat varierer fra 0 til 1, der en verdi på 1 indikerer en perfekt korrelasjon mellom de to plottene, mens en verdi på 0 indikerer ingen korrelasjon.

3 Metode

I dette kapittelet forklares fremgangsmåten og prosessene i denne oppgaven, samt valgene som ble tatt. Potensielle forbedringer av arbeidet og fremgangsmåten er diskutert senere i oppgaven. Her presenteres kun metoden anvendt for å produsere resultatene.

3.1 Lokasjon

Mannfjellet (Kraviesgeelta) i Meråker er et omtrent 100-120 grader østvendt fjell på 1043 moh. Det er tett skog til ca. 500 moh., åpent med innslag av spredt og lav skog opp til ca. 750 moh. og så helt åpent til toppen som ligger på 1043 moh. Brattheten øker i partiet fra ca. 800 moh. til 1000 moh. og når 30-35 graders helning helt i toppen av fjellet. Dette partiet er også svakt konkavt og samler derfor mye vindtransportert snø. Dette fjellet ble valgt grunnet tilgjengelighet ift. feltarbeid. I tillegg er det en værstasjon (Vardetun SN69380) like i nærheten som måler mange av parameterne som kreves for å kjøre SNOBWACK.



Figur 3: Kartutsnitt: Mannfjellet.

Kartutsnittet på Figur 3 viser topografien på stedet. Siden det er variasjoner i helning, himmelretning, vegetasjon, og ikke minst moh. er det valgt å dele fjellsiden inn i 3 seksjoner med likhetstrekk, se Figur 3. Seksjon 1 strekker seg fra ca. 400-550 moh. og har noe varierende helning og himmelretning. Vegetasjonen består til dels av høye og tette grantrær, og til dels av tett og lav bjørkeskog, med innslag av åpne områder. Seksjon 2 og 3 er vendt noe mer mot sør enn seksjon 1. Seksjon 2 er også slakere og vegetasjonen er lavere og mer spredt, bestående av enkelte grantrær og lave bjørkevekster. Det siste partiet før toppen av fjellet, seksjon 3, er betydelig brattere og har ingen vegetasjon. Punktene illustrert på Figur 3 er geolokasjonene for den innhentede meteorologiske dataen.

3.2 SNOWPACK

I denne oppgaven ble SNOWPACK brukt til å simulere snøprofiler og tilhørende stabilitetsindekser basert på meteorologiske parametere. SNOWPACK er i utgangspunktet en frittstående C++ «open source» programvare (under *LPGL versjon 3 open source licence*) (SNOWPACK, 2023). Det ble i forbindelse med denne oppgaven valgt å bruke den i kombinasjon med andre tilrettelagte programvarer, som gjør interaksjonen mer brukervennlig; INIshell, MeteoIO, og niViz.

INIshell fungerer som et grensesnitt (GUI) mellom bruker, SNOWPACK og MeteoIO. Det ble brukt for å lage XML-filene som tjener som konfigurasjonsfil for hver enkelt simulasjon. INIshell gir slik kontroll over SNOWPACK/MeteoIO i en brukervennlig skrivebords applikasjon, uten behov for C++ kunnskaper; som er den største grunnen til at dette ble valgt kontra å bruke kildekoden. I XML-filene kan modellinstillingene spesifiseres. Dette inkluderer blant annet interne modeller som styrer atmosfærisk stabilitet og snødybde. I denne oppgaven ble det valgt å endre så lite som overhodet mulig på disse. For å bearbeide og klargjøre den meteorologiske dataen implementerer SNOWPACK MeteoIO modulen. niViz er applikasjonen som brukes for å visualisere resultatene. Her ble nettleserversjonen brukt (niViz, 2023).

3.2.1 Input

SNOWPACK beregner ved hjelp av fysiske lover prosessene som skjer i snødekket. Til dette trenger modellen en del meteorologiske parametere. Parameterne som kreves for å kjøre modellen er:

- Lufttemperatur (TA)
- Relativ luftfuktighet (RH)
- Vindhastighet (VW)
- Innkommende kortbølget stråling (ISWR)
- Innkommende langbølget stråling (ILWR)
- Nedbørsmengde (PSUM)
- Jordtemperatur (TSG)

Av disse parameterne kreves det en tidsserie i timesintervall. Det er også viktig at man har tilgang til tidsserien fra tidspunktet for første snøfall. Utviklingen av snødekket er utrolig intrikat og avhenger i stor grad av tidligere forhold og ikke minst snøfall. Det kreves derfor at simulasjonen starter ved senest første snøfall, også om målet kun er en snøprofil for ett bestemt tidspunkt.

Flere parametere kan tilføyes for å forbedre presisjonen, men er ikke strengt nødvendig for å kunne kjøre en simulasjon. I denne oppgaven ble ovenfor listede parametere brukt, i tillegg til:

- Vindretning (DW)
- Lufttrykk (P)
- Skydekket (TAU_CLD)

SNOWPACK kan ta flere forskjellige filtyper som inneholder tidsserier av disse parameterne som input. Det ble i denne oppgaven valgt å bruke den vanligste; «.SMET». Oppsettet som ble fulgt er beskrevet i «*Format specification for the SMET Weather*

Station Meteorological Data Format» (Bavay, 2018). Det ble brukt Python for å skrive værdata hentet fra en THREDDS server til slike filer.

THREDDS Data Server (TDS) er en nettskybasert server som gir metadata- og data-tilgang til vitenskapelige datasett ved bruk av flere protokoller, inkludert OPeNDAP, OGC WMS og WCS, samt HTTP og andre eksterne data-tilgangsprotokoller. Tjenesten thredds.met.no er en arkivtjeneste som tilbys av MET Norway for publisering av både historiske og aktuelle forskningsdata. Alle datasettene kan lastes ned i NetCDF-format eller hentes ut ved hjelp av OPeNDAP-protokollen.

I forbindelse med denne oppgaven ble THREDDS «MET Nordic» datasettet brukt til å innhente tidsserier av meteorologiske parametere for en hel vintersesong (2022-2023). I dette datasettet er meteorologiske data for deler av verden, inkludert Norge, tilgjengelig på et 1-km-rutenett. Det ble brukt Python i kombinasjon med OPeNDAP-protokollen for å automatisk lese inn dataen. Grunnet en noe ugunstig mappestruktur for innhenting av historiske tidsserier, er dette en tidkrevende løsning. Den arkiverte dataen er delt inn i tidsintervaller heller enn parametere eller koordinater. Det vil si det finnes en fil for hvert timesintervall der alle geografiske punkt for gitt parameter er tilgjengelig. For å lese inn kun én verdi i en tidsserie, må altså all tilgjengelig data for ønsket parameter lastes inn (dvs. for alle punktene i 1-km-rutenettet). Dette må så gjøres for hvert timesintervall for hver ønsket parameter over en vintersesong. Da hver fil er noe over 100Mb tar denne prosessen opp til 12 timer. Likevel har denne metoden en del fordeler.

Python koden kan lese inn tidsserier for en hvilken som helst koordinat gitt i lengde og breddegrader. Det vil da først bli funnet en «nærmeste nabo» i rutenettverket, og så vil dataen for denne lokasjonen leses inn. Med nærmeste nabo menes punktet i rutenettverket som er nærmest den angitte koordinaten. Da dataene lagret i MET Nordic datasettet allerede er interpolert til omtrentlig ønsket posisjon minker behovet for værstasjoner. Ulempen med denne metoden er at dataen ikke er observert, og dermed vil kunne avvike noe fra faktiske forhold.

3.2.1.1 Kalibrering

For å definere lokasjonen og topografien modellen skal simulere snødekket for, tar SNOWPACK inn en «.sno» fil. Her kan blant annet lengde og breddegrad, samt høydekote spesifiseres. Viktige input her er også helningen (α) på fjellsiden, og dens himmelretning angitt i grader asimut (β).

For modelleringen ble det valgt 3 punkter i forskjellige høyder for å få et helhetlig bilde, og slik gjøre sammenligningen med feltforsøkene lettere. Tabell 1 viser de nærmeste naboene i THREDDS rutenettet som dataen dermed ble lest inn for. Punktene er valgt for å samsvare med seksjonene, se Figur 3.

Tabell 1: Posisjon for data hentet fra THREDDs samt topografisk konfigurasjon for simulasjon

Punkt/ Seksjon	Lengdegrad	Breddegrad	Høydekote (moh.)	helning (α), asimut (β)
P1/ Seksjon 1	63.353930	11.660939	421	$\alpha = 20, \beta = 100$ $\alpha = 20, \beta = 120$ $\alpha = 30, \beta = 120$
P2/ Seksjon 2	63.362446	11.639867	624	$\alpha = 20, \beta = 120$ $\alpha = 30, \beta = 120$
P3/ Seksjon 3	63.370953	11.618782	901	$\alpha = 30, \beta = 120$ $\alpha = 35, \beta = 120$

Siden det er variasjon i topografien i de forskjellige seksjonene ble det gjennomført simulasjoner for flere kombinasjoner av helning og asimut, se Tabell 1. Dette ble gjort både for å kunne se på effekten av endringer i α og β , og for å ha bedre sammenligningsgrunnlag med feltforsøkene.

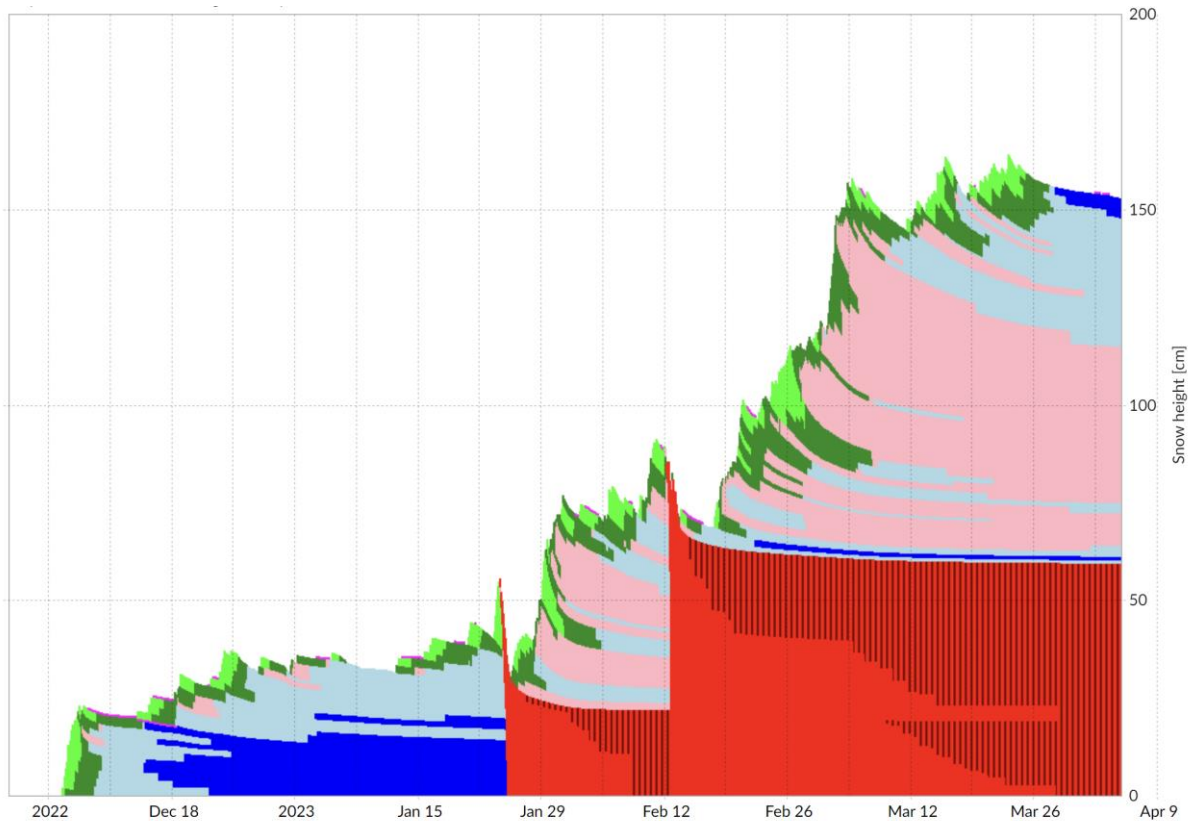
Dessverre er jordtemperatur (TSG) ikke tilgjengelig på THREDDs og måtte derfor genereres. Det ble valgt å sette denne konstant til 272,7 Kelvin, altså -0,45 grader celsius. Denne verdien ble valgt på bakgrunn av typiske verdier for fjell rundt 500-1000 moh. funnet på norsk klimaservicesenters nettside (METa, 2023). Det antas at dette er en tilstrekkelig tilnærming, da MeteoIO modulen som automatisk er implementert ved bruk av Inishell korrigerer TSG til 0 grader celsius når snødekket har nådd en viss høyde. Dette betyr at etter snødekket har lagt seg opphører jordtemperaturens innflytelse.

Verdiene for både vindhastighet og vindretning som er tilgjengelig på THREDDs er beregnet for å gjelde 10m over bakken (METb, 2023). Til bruk i SNOWPACK må disse verdiene altså reduseres for å gjelde på bakkenivå. Det er en vanskelig oppgave å modellere vindhastigheter i områder med vegetasjon og topografiske variasjoner. For å begrense kompleksiteten av dette i denne oppgaven ble det valgt å bruke en enkel tilnærming for å korrigere vindhastighetene; å multiplisere hele tidsserien med en faktor. For å redusere vindhastigheten fra 10m til 1m over bakken er denne faktoren rundt 0,6 på bar flatmark (Moon, et al., 2013). For områder med skog varierer denne faktoren rundt 0,25-0,6 (Cionco, 1972), (Cionco, 1987)). Da seksjon 1 og 2 har innslag av spredt skog er vindhastigheten her multiplisert med 0,4. I seksjon 3 er det ikke vegetasjon, men fjellsiden er konkav og gir slik også en del vindskygge. Det er dermed valgt å sette faktoren til 0,5 – altså 0,1 lavere enn den ville vært på bar flatmark. Det antas at dette er tilstrekkelige tilnærminger med hensyn til målet med denne oppgaven, men også at dette er ett av områdene med størst forbedringspotensial.

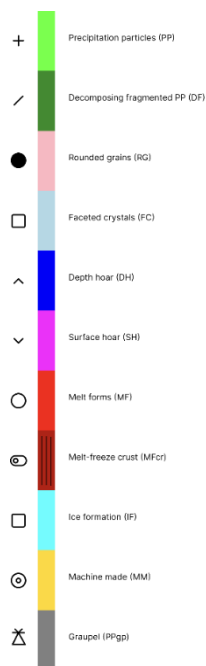
3.2.2 Output

SNOWPACK tar inn værdata i «.SMET» filer og returnerer snøprofiler med tilhørende stabilitetsindekser i «.pro» filer. Dataen i disse filene er strukturert etter tidspunkt (snøprofil) og lag, eller element, i det simulerte snødekket. Modellen beregner omtrentlig ett lag per 2 cm snødybde, og en profil hver tredje time. Det betyr at det er langt flere snølag i simulasjonsoutputen enn man tradisjonelt ville delt snødekket inn i ved hjelp av f.eks. observasjoner. Hvert simulert lag har en rekke beregnede egenskaper som for

eksempel vertikal posisjon og utstrekning, hardhet, temperatur, korn type og stabilitetsindekser. Disse er gitt i listeforamt for hvert profil/tidspunkt i «.pro» filene. For å visualisere dataen ble webområdet niViz (niViz, 2023) og Python brukt. For å visualisere snøprofiler og snødekkets utvikling gjennom vinteren kan «.pro» filer visualiseres i niViz slik som vist i Figur 4.



Figur 4: Eksempel simulert snøprofil-tidslinje.



Figur 5: Iskrystall type

Figur 5 viser oversikten over de forskjellige iskorn-/snøkrystalltypene og hvordan de er visualisert i niViz. På Figur 4 vises utviklingen av et snødekke ved en snøprofil-tidslinje, der de forskjellige snøtypene er markert med sine respektive farger. x-aksen viser tid og y-aksen viser snødybde.

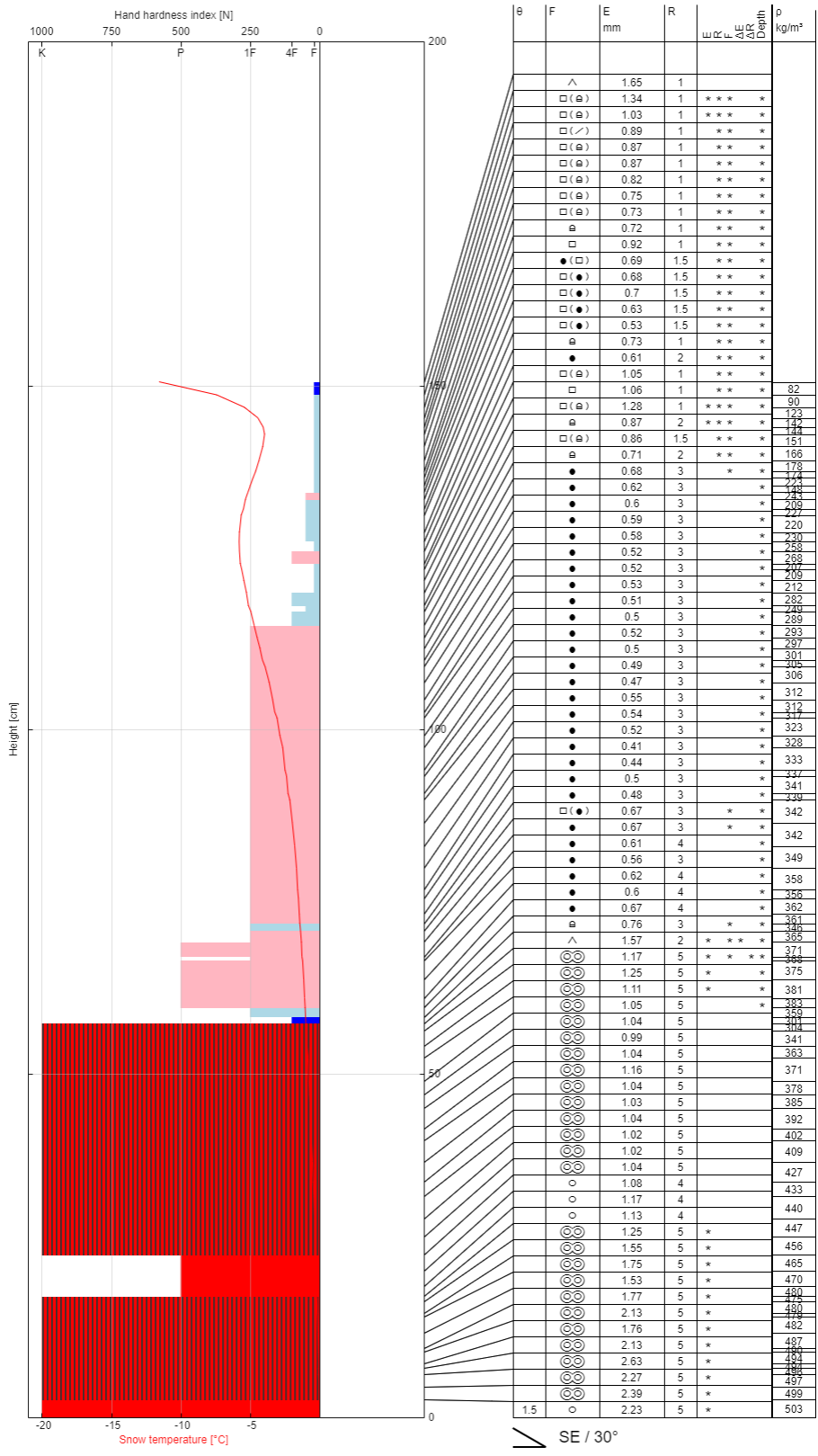
Figur 6 viser en simulert snøprofil visualisert i niViz. Her kan man i tillegg til iskristalltype og stratigrafi lese av hardheten til hvert lag gitt i hånd-hardhets skalaen. K, P, 1F, 4F og F som x-aksen er delt inn i representerer hardheter. Dette systemet er utviklet for å lett kunne anvendes i felt med minimalt av utstyr, og er derfor noe subjektivt og unøyaktig. Skalaen står for *Knife, Pen, 1Finger, 4Finger og Fist* basert på hvilket av objektene man klarer å dytte inn i snølaget med en moderat kraft (derav subjektiv). I tillegg kan temperatur, tetthet, kornstørrelse og vanninnhold vises som en vertikal graf (Figur 6 viser temperaturgrafen. Denne kan byttes ut med nevnte parameterne).

For å få resten av informasjonen om lagene måtte Python benyttes til å lese inn «.pro» filene og ekstrahere ønskede lister med verdier. Listene som inneholdt høyder og stabilitetsindekser ble så plottet for å visualisere snøprofilene i større detalj, se eksempelvis Figur 12. Siden det på grunn av innhentingsmetoden for de meteorologiske dataene kan forventes noe avvik fra faktiske verdier, ble det gjennomført en sensitivitetsanalyse. I denne analysen ble de vertikalt pottede stabilitetsindeksene undersøkt for variasjon som følge av tilfeldig støy i de meteorologiske parameterne.

Location: Meråker - Vardetun
 Observer:
 Profilenr:
 Snow height: 150.52 cm (SWE: 516.7 kg/m²)
 Hasty Pit: No
 Remarks:

Altitude: 900 m
 Exposition: SE / Slope: 30°
 Coordinates: 63.7 / 11.6
 Avg. density: 343 kg/m³

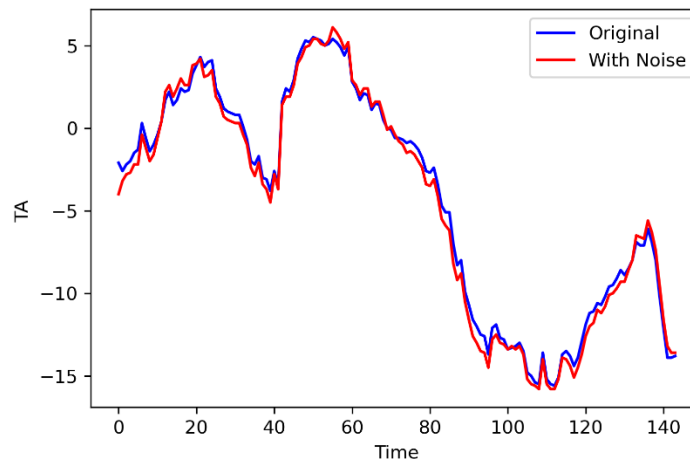
Date / Time: 2023-03-28 15:00 +00:00
 Air temp.:
 Cloudiness:
 Wind:
 Avg. ram resistance:



Figur 6: Eksempel simulert snøprofil.

3.2.3 Sensitivitetsanalyse

For å undersøke SNOWPACKs sensitivitet og robusthet mot unøyaktig input data, ble det undersøkt hvor stort utslag endringer i de enkelte værparameterne ga i de forskjellige stabilitetsindeksene. Dette ble gjort ved å introdusere tilfeldig støy i en parameters tidsserie. Python ble brukt til å generere en viss støy med en passende fordeling for hver parameter. Støyen ble så multiplisert eller addert inn i den originale tidsserien. Den resulterende tidsserien gjenspeiler dermed hovedtrekkene i den originale, men med små lokale variasjoner, se Figur 7.



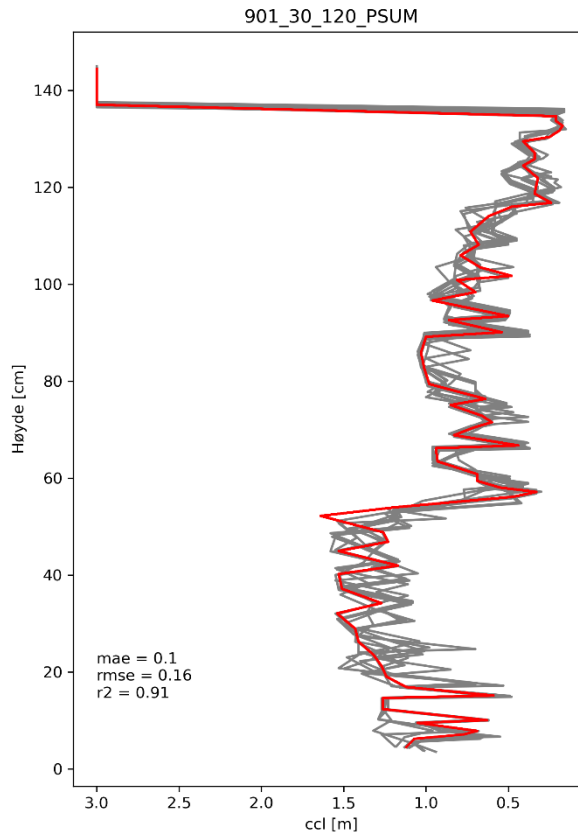
Figur 7: Utklipp av tidsserie med tilfeldig støy (temperatur over 140 timer).

For å unngå at verdiene gjennomsnittlig utjevnet hverandre ble det for vind, kortbølget og langbølget stråling, nedbør og luftfuktighet valgt en loggnormal fordeling der støyen ble multiplisert inn. Hver verdi i tidsseriene ble altså multiplisert med loggnormalt fordelte tall rundt 1 med et standardavvik på 0,05 og gjennomsnitt på 1. En annen fordelaktig effekt av å bruke loggnormal fordeling er at det ikke kan produseres negative verdier. Loggnormal fordeling brukes ofte i modellering av værparametere (Buhairi, 2006). For lufttemperatur og jordtemperatur ble det valgt en *Gaussian process* normalfordeling med 24 timers korrelasjonslengde, gjennomsnitt på 0 og et standardavvik på 0,1.

For å kvantifisere SNOWPACKs sensitivitet/robusthet mot endring i input data ble den vertikale fordelingen av hver stabilitetsindeks plottet for et valgt tidspunkt, se eksempelvis Figur 8, og sammenlignet med tilsvarende fordeling uten støy. I Figur 8 er den originale simulasjonen markert med rødt, og 10 simulasjoner med tilfeldig støy (her nedbørsmengde (PSUM)) er vist i grått. Da det ble valgt å bruke modellen gjennom Inishell GUI'en måtte hver simulasjon iverksettes manuelt. Dessverre er dette en møysommelig prosess, og grunnet det høye antallet simulasjoner kan det tenkes at det hadde vært en bedre løsning å tilegne seg nok C++ kunnskaper til å kunne bruke kildekoden i stedet.

Det ble beregnet gjennomsnittlig absolutt feil (MAE), kvadratroten av gjennomsnittlig kvadrert feil (RMSE) og determinasjonskoeffisienten (R-kvadrat) for hver simulasjon. Det vil si mellom den røde grafen, og hver og en av de grå. SNOWPACK modellerte ikke nødvendigvis like mange snølag i hver iterasjon, da den tilfeldige støyen i en av parameterne ofte førte til noe større eller mindre snødybde. Derfor ble det valgt å

interpolere hver serie med stabilitetsindekser og tilhørende høyder i snødekket. Dette gjorde det mulig å sammenligne indeksene for hver cm i snødekket. For hvert sett med iterasjoner ble det beregnet en gjennomsnittlig MAE, RMSE og R-kvadrat.

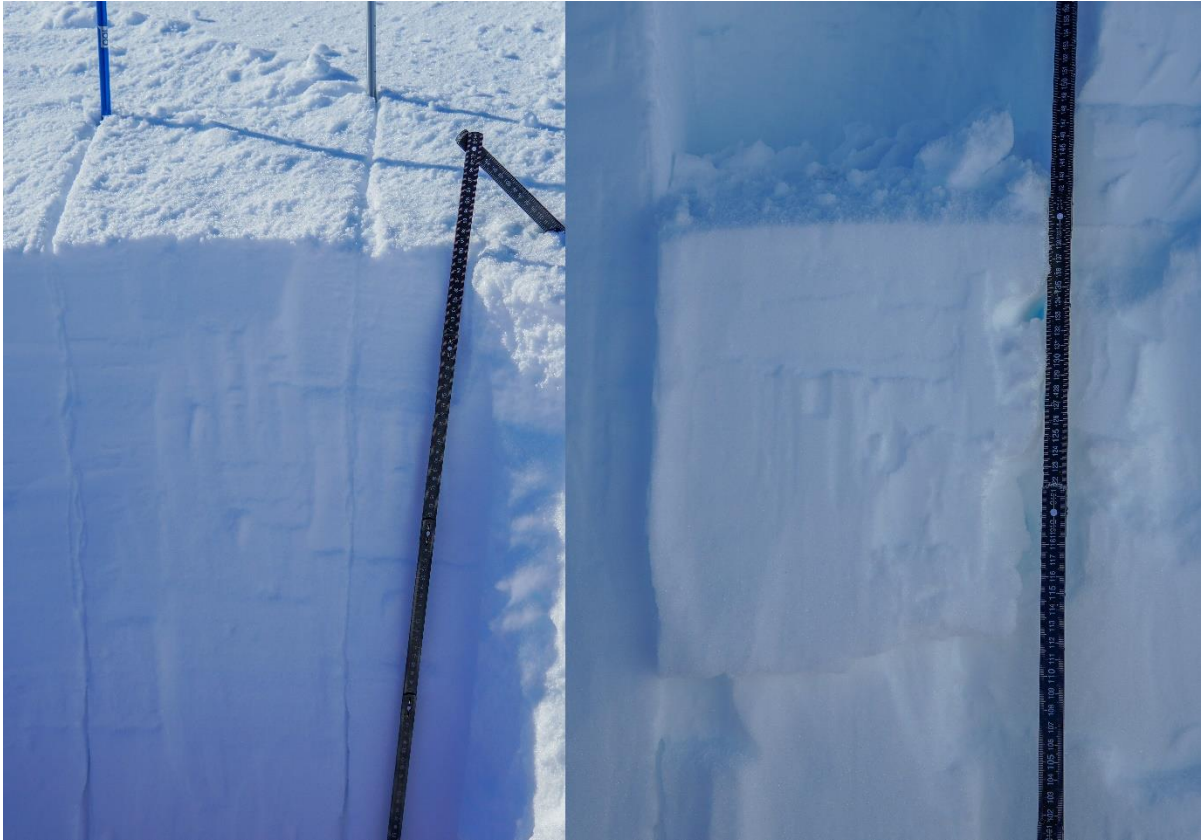


Figur 8: Eksempelplott av sensitivitetsanalyse

3.3 Feltarbeid

Feltarbeidet ble utført av utrent personell (undertegnede) og resultatene må derfor vurderes med hensyn til dette. Det ble på to forskjellige dager gravd 17 vertikale snøprofiler for å undersøke lagdeling i snø. Gravingen ble utført med enkel spade, og stratigrafisk plassering av lagene ble målt med tommestokk.

For å undersøke lagdelingen ble det for hver snøprofil gravd frem en ca. 30*30 cm søyle med vertikale vegger. Først ble det gravd en vertikal vegg i snølaget ned til bakkenivå, eller til det ble vurdert uhensiktsmessig å undersøke dypere. To søkestenger ble så plassert vertikalt i snøen 30 cm fra hverandre og 30 cm fra vegg, se Figur 9 og Figur 10. En tråd med knuter på ble så lagt rundt søkestengene og ført nedover gjennom snødekket samtidig som den ble dratt frem og tilbake som en sag. Søylene mister slik alle skjær og kohesjonskrefter fra den omliggende snøen. Spaden ble så ført inn i kuttet bak søylen og gradvis ført/banket nedover. Snøtype, fasthet og vertikal posisjon for hvert lag som skled ut på grunn av spadens skjærbelastning ble notert etter beste evne, se Figur 9.



Figur 9: Feltarbeid



Figur 10: Snøprofil med tydelig bruddflate

4 Resultater

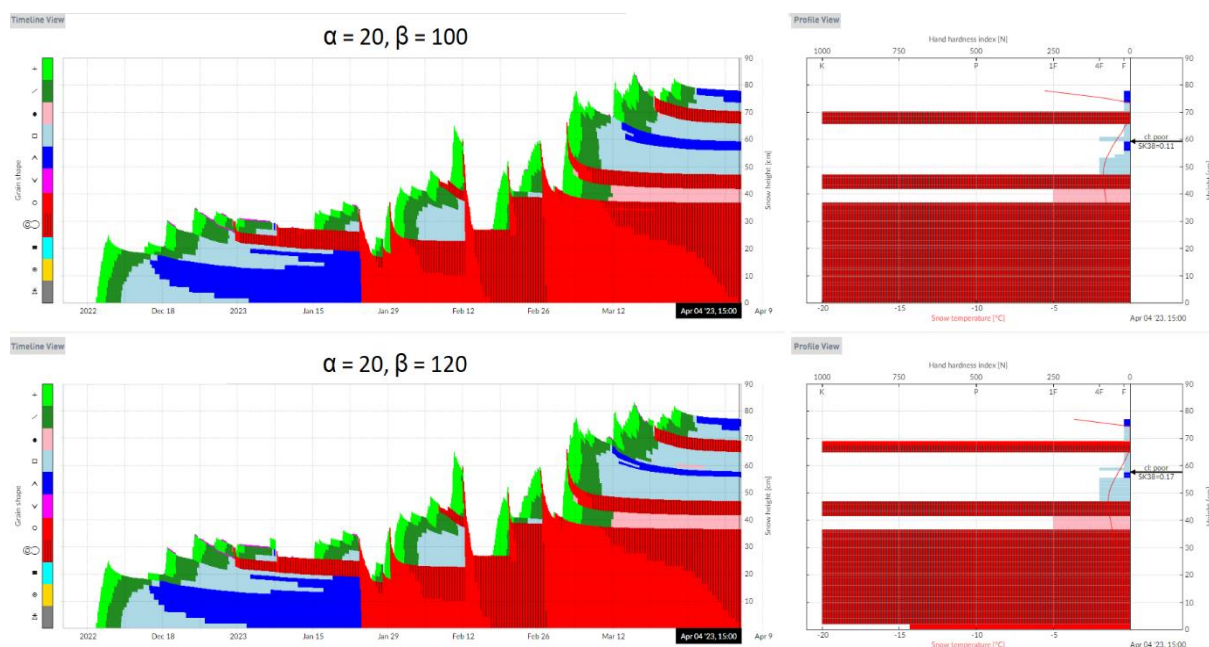
I dette kapitlet presenteres resultatene fra simuleringene gjort i SNOWPACK, samt observasjonene gjort i felt. På grunn av et høyt antall simuleringer, er brorparten av resultatene fra simuleringene lagt ved som vedlegg. Her presenteres kun en oversikt, samt en beskrivelse av hva resultatene viser. Resultatene fra sensitivitetsanalysen er presentert i figurer. Observasjonene gjort i felt er beskrevet i en sammenfatning av snøprofilene som ble logget under feltforsøkene.

4.1 Modellering

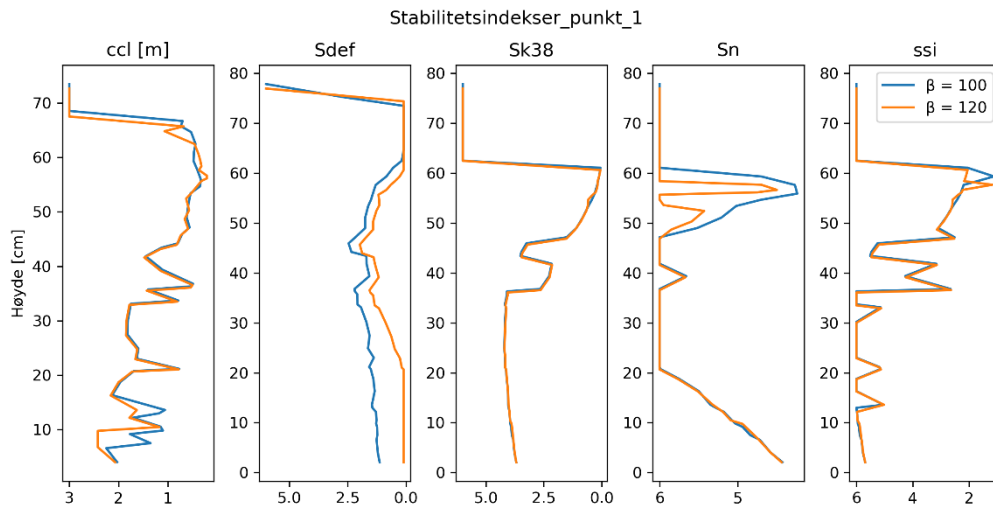
Figur 11 og Figur 13 viser den simulerte utviklingen av snødekket for henholdsvis punkt 1 (421 moh.) og punkt 2 (624 moh.). Lagdelingen og krystalltypene er svært lik, den største forskjellen er snødybden som tydelig øker med høydemetrene. Utviklingen av det svake laget med begerkrystaller (DH, i blått) er noe fremskyndet ved brattere helning og lavere asimut. I punkt 1 viser simulasjonene utviklingen av flere og tykkere skare/islag enn høyere opp.

Det er valgt å kun presentere simulerte snøprofiler for 04.04.23, kl. 15.00 her, da dette samsvarer med tidspunktet for de fleste observasjonene, samt at simulasjonene kun viser neglisjerbart små variasjoner til de andre aktuelle tidspunktene.

De simulerte vertikale snøprofilene rundt tidspunktet for feltforsøkene (04.04.23, kl. 15.00) viser noe under 10 cm med myk og løs snø på toppen, etterfulgt av flere cm med skare. Videre består snødekket av myk, men gradvis hardere snø med et tydelig svakt lag i midten. Mot bunnen dominerer en tykk smelte-fryse-front.

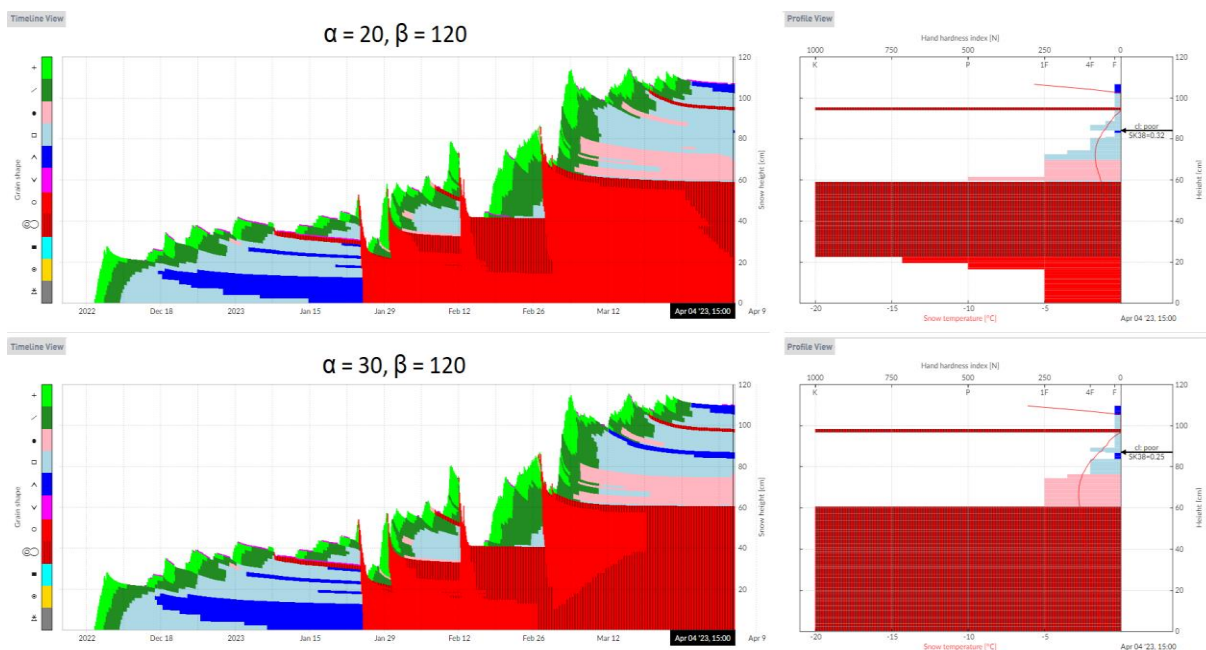


Figur 11: Utviklinger av snødekket i punkt 1 og snøprofiler 04.04.23. kl. 15.00.

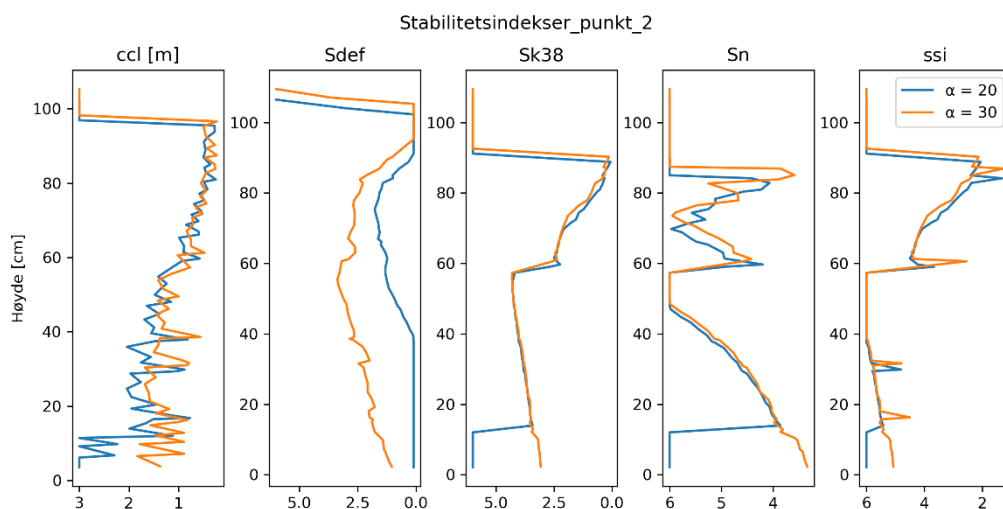


Figur 12: Stabilitetsindekser for snøprofilene vist i Figur 11.

Utover at det nederste islaget er en del tykkere og uniformt i punkt 2, noe som resulterer i høyere snødybde enn i punkt 1, er oppbyggingen av snødekket stort sett lik. Det øverste skarelaget er noe tynnere og snøen under noe fastere i punkt 2. Det svake begerkrystall-laget er å finne ca. i midten mellom skarelagene ved begge høydene.



Figur 13: Utviklinger av snødekket i punkt 2 og snøprofiler 04.04.23. kl. 15.00

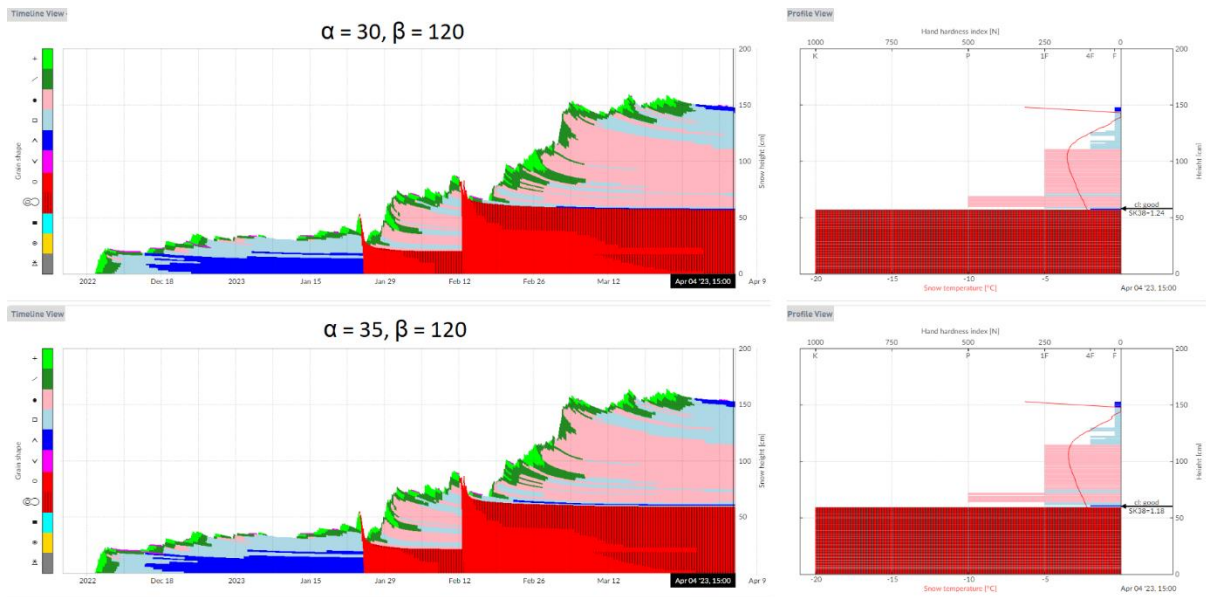


Figur 14: Stabilitetsindekser for snøprofilene vist i Figur 13

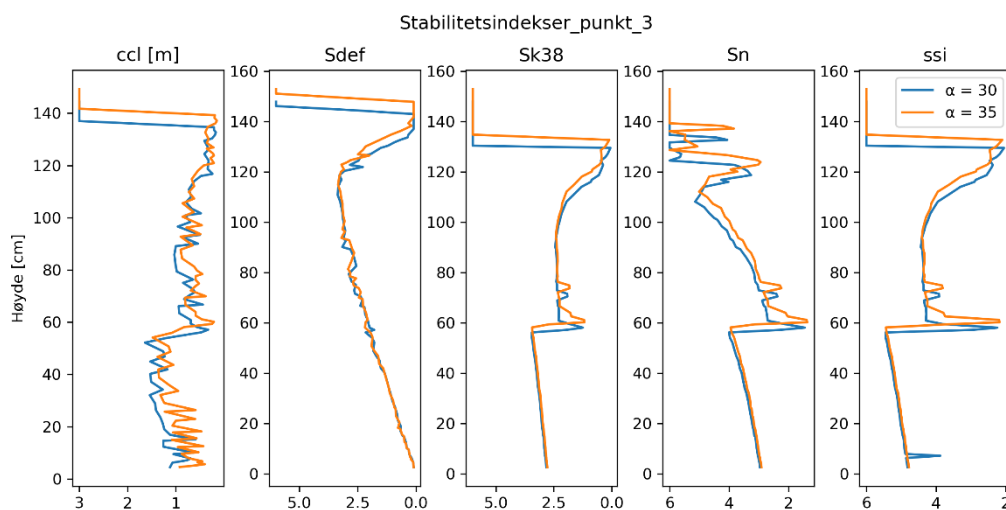
Stabilitetsindeksene den 04.04.23, kl. 15.00 i punkt 2 er vist på Figur 14. Her tyder Sn og SSI på svakere lag ved ca. 60 cm og 85 cm, men indeksene er svært høye til og med i de lokale minimumene og viser dermed et stabilt snødekke. Derimot er både Sk38, ccl og deformasjonsindeksen lav ved ca. 85-90 cm. Dette tyder dermed på at det svakeste laget, som ikke nødvendigvis er spesielt svakt, er rundt 85-90 cm.

Resultatene av simuleringene med data for punktet på 901 moh. (punkt 3) viser tydelig effekten av høyere vindhastigheter og lavere temperaturer i forhold til resultatene for de lavere høydekotene; sintringsprosessen er raskere og mer omfattende, se Figur 15. Det vil si nysnøen (PP i lysegrønn, og DF i mørkegrønn) omdannes fortere til runde iskorn (RG i rosa). Det er også mindre skare og islag på grunn av den konstant lave temperaturen. Snødybden er betydelig større på opptil 150 cm. Til tross for forskjellene mellom utviklingen av snødekket for de forskjellige høydekotene kan man se tegn til de samme værsiftene og nedbørsperiodene. Spesielt vises effekten av perioder med nedbør ved raskt minkende/økende snødybde, der nedbøren kom som regn eller snø avhengig av temperatur.

Den simulerte snøprofilen den 04.04.23. kl. 15.00 på 901 moh. (Figur 15) viser myke fasetterte krystaller i de øverste 40 cm etterfulgt av ca. 50 cm med mer sintrede/hardere avrundede iskorn. På ca. 60 cm over bakkenivå er det et mykt, svakt lag av begerkrystaller over en smelte-fryse-front mot bunnen.



Figur 15: Utviklinger av snødekket i punkt 3 og snøprofiler 04.04.23. kl. 15.00



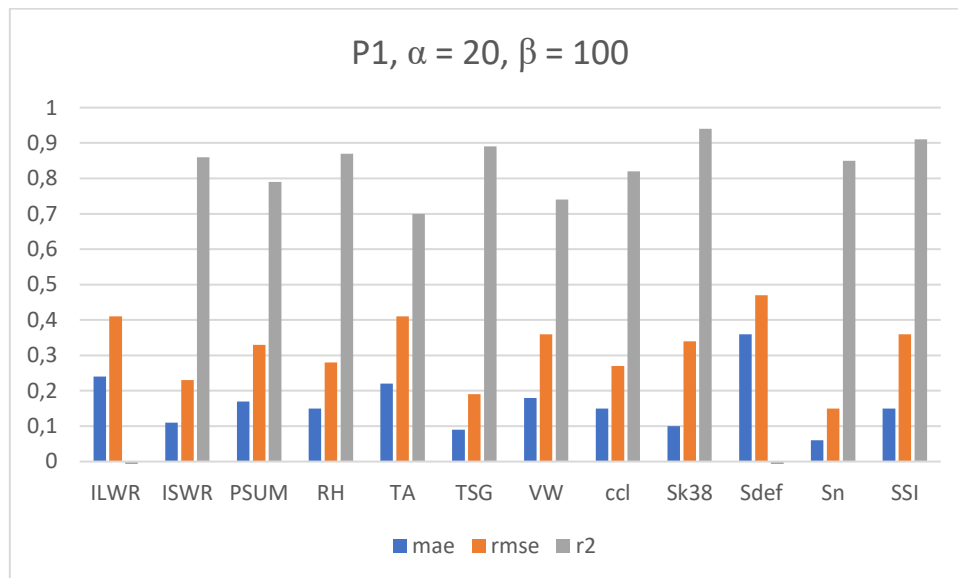
Figur 16: Stabilitetsindekser for snøprofilene vist i Figur 15

I punkt 3 viser de tre statiske stabilitetsindeksene (Sk38, ssi, og Sn) lokale minimum ved ca. 120, 70 og 60 cm. Dette kan tyde på svake lag, siden også den kritiske sprekk lengden har noen mindre definerte lokale minimum der. Deformasjonsindeksen har et lite utslag ved 120 cm men gir ellers lite informasjon om lagdeling.

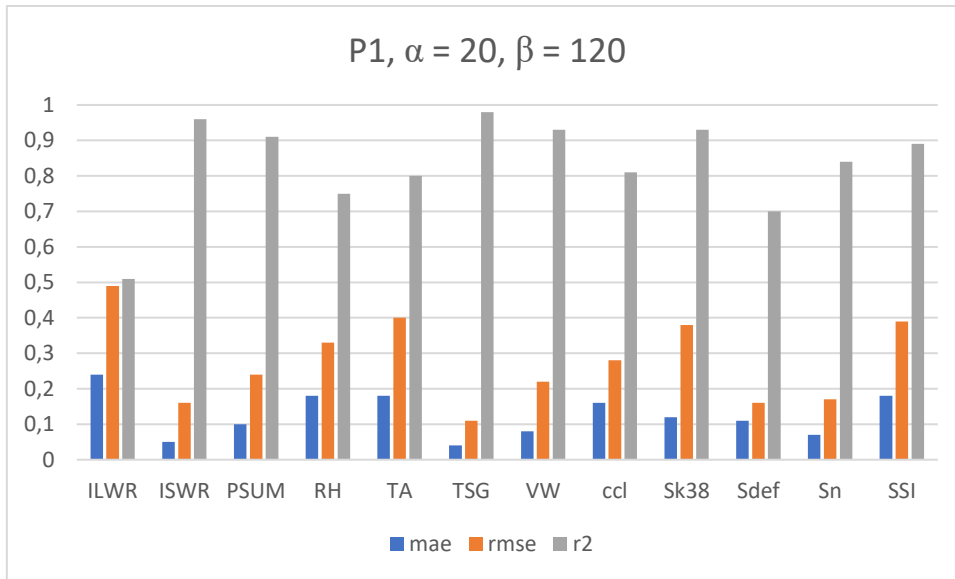
4.1.1 Sensitivitetsanalyse

Vedlegg B og C viser resultatene fra sensitivitetsanalysen. For hvert geografiske punkt ble det simulert med forskjellige helninger og himmelretninger. Resultatene baserer seg dermed på til sammen 560 simulasjoner. Stabilitetsindeksene fra disse simulasjonene er vist i vedlegg C, der hvert plott viser 10 simulasjoner med støy introdusert for én parameter mens de andre er holdt konstant. Vedlegg B inneholder tabeller med alle variasjonsmetrikkene fra analysen. Figur 17 - Figur 22 viser oversikten over de gjennomsnittlige variasjonsmetrikkene.

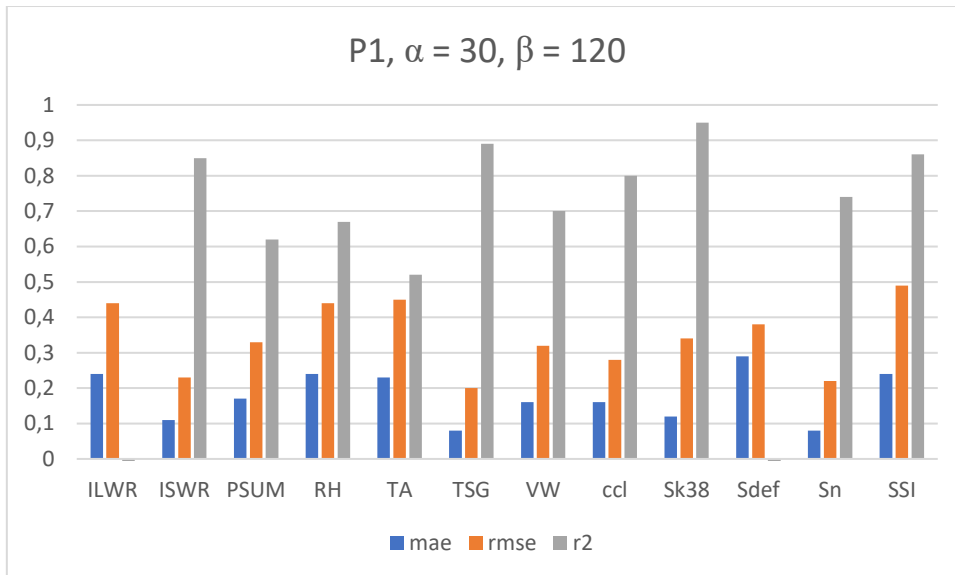
Resultatene viser at kortbølget stråling (ISWR), og jordtemperatur (TSG) har lite utslag på alle stabilitetsindeksene ved alle høydene. Dette indikerer at SNOWPACK har en viss robusthet mot feil/variasjoner i input data for disse inputparameterne. Simulasjonene for variert Temperatur (TA) og innkommende langbølget stråling (ILWR) viser gjennomgående høyere grad av variasjon enn de øvrige parameterne, noe som tyder på at dette er de mest utslagsgivende variablene. Deformasjonsindeksen (Sdef) stikker seg ut ved å være stabilitetsindeksen med desidert mest variasjon. Derimot stikker punkt 3 seg ut med jevnt over lav variasjon.



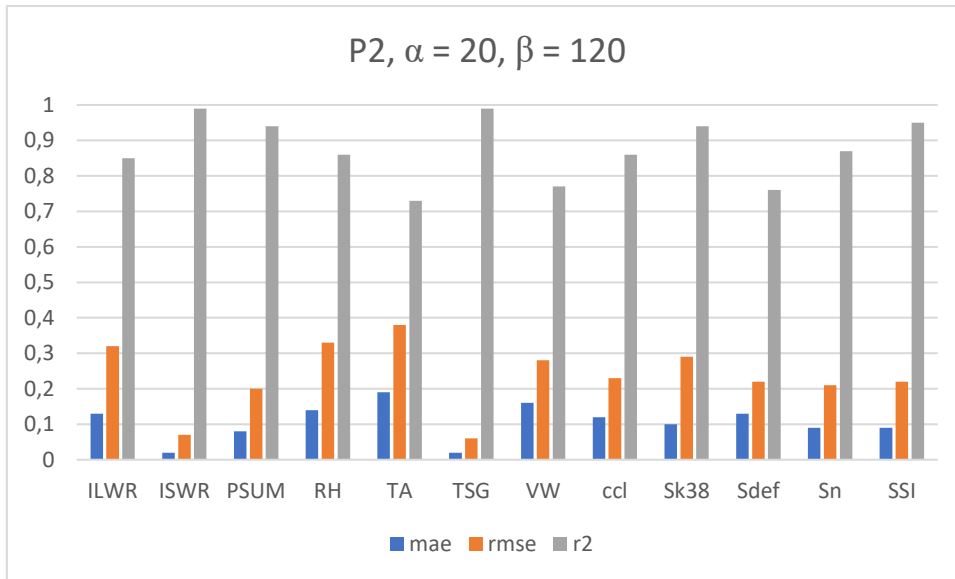
Figur 17: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 1, $\alpha = 20$, $\beta = 100$



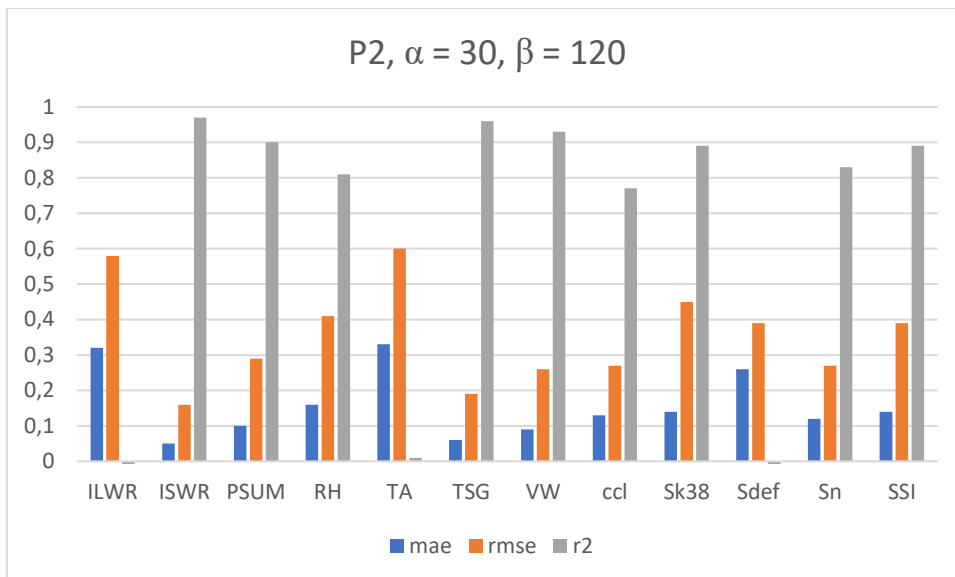
Figur 18: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 1, $\alpha = 20$, $\beta = 120$



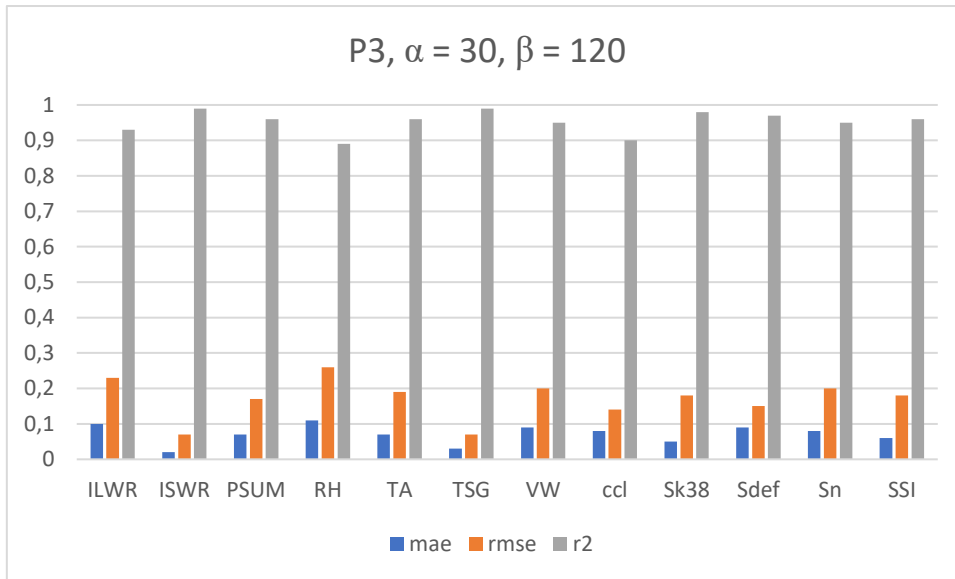
Figur 19: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 1, $\alpha = 30$, $\beta = 120$



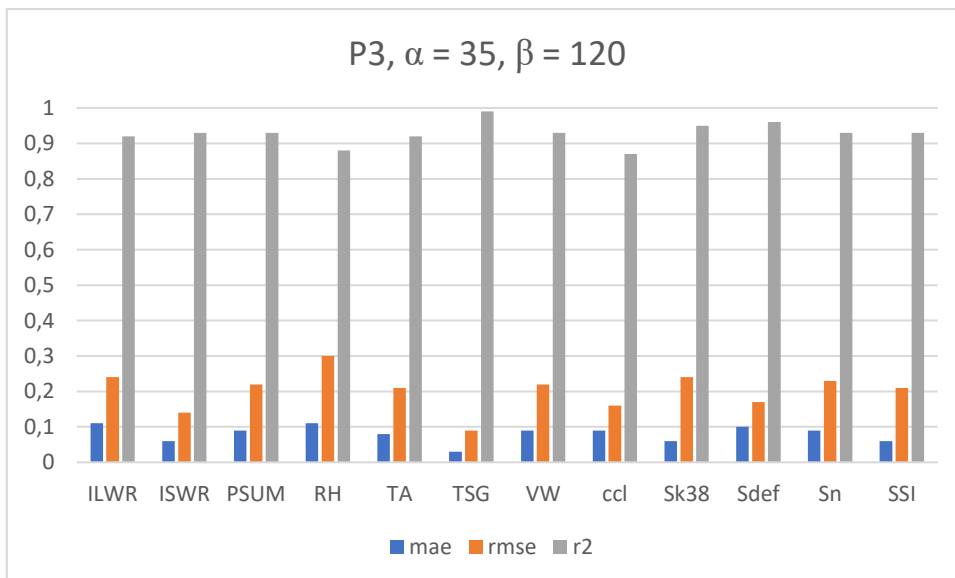
Figur 20: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 2, $\alpha = 20$, $\beta = 120$



Figur 21: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 2, $\alpha = 30$, $\beta = 120$



Figur 22: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 3, $a = 30, \beta = 120$



Figur 23: Gjennomsnittlige metrikker for punkt 3, $a = 35, \beta = 120$

4.2 Feltforsøk

Faktiske snøforhold ble observert og dokumentert på Kraviesgeæлта (Mannfjellet) i Meråker ved to dager med feltforsøk den 30.03.2023 og 04.04.2023. Den første dagen ble brukt til utarbeidelsen av en god metode og læring, mens den andre dagen gikk til en mye mer utførlig undersøkelse av snøforholdene. Målet med feltforsøkene var å produsere grunnlag for sammenligning med modellerte forhold.

4.2.1 Feltforsøk den 30.03.2023

Det ble på denne dagen gravd 3 vertikale snøprofiler; en ved ca. 500 moh. og to ved ca. 900 moh. Snødybden hadde stor variasjon, fra ca. 90 cm til over 240 cm, noe som er å forvente i vindutsatte områder.

Observasjonen i seksjon 1, vedlegg A-15, viste ca. 12 cm med myk nysnø over et ca. 2 cm tykt skarelag. Videre nedover i snødekket var snøen noe mer sintret og hardere enn på toppen. Ved ca. 120 cm dybde ble det påfunnet en meget hard smelte-fryse-front.

I seksjon 3, ved 900 moh. ble det observert to relativt forskjellige snøprofiler. Dette kan skyldes at en av observasjonene ble gjort i et mer vindutsatt område, selv om den kun var ca. 4-5 meter fra den andre observasjonen i samme høyde. Snøprofilen i det mer vindustatte området, vedlegg A-16, viser hard og sintret snø over en smelte-fryse-front. Ved ca. 15 cm under overflaten ble det observert et svakt lag med lavere styrke og hardhet. Observasjonen i det mer vindbeskyttede området, vedlegg A-17, viser mykere snø i toppen etterfulgt av gradvis hardere snø mot bunnen. Her ble det observert et svakt lag mye lenger ned i snødekke ved ca. 60 cm dybde. Igjen ble det kompakte islaget funnet mot bunnen.

4.2.2 Feltforsøk den 04.04.2023

Det ble gravd 14 vertikale snøprofiler i forskjellige høydekoter for å få en helhetlig oversikt over lagdelingen denne dagen. Det ble målt stor variasjon i snødybde og stratigrafisk plassering av lagene. Det ble også observert stor endring i snødekket oppgjennom høydekotene.

I seksjon 1, under omtrent 550 moh., var det gjennomgående fire lag som var gjentakende. Fra toppen og nedover var det ca. 12 cm med myk og våt snø, etterfulgt av 0,5-2 cm med hardere skare. Under skaren var det variable mengder med sintret snø etterfulgt av en hard smelte-fryse-front mot bunnen. Svake lag ble sporadisk observert i forskjellige høyder i det sintrede laget. Generelt ble snødekket funnet å være relativt stabilt, og brudd kunne kun fremprovoseres ved vesentlig skjærbelastning. For seksjon 1, se vedlegg A-1 til A-4.

I seksjon 2, fra omtrent 550 moh. til 750 moh., endret snølaget seg gradvis. Det myke laget på toppen ble tørrere, og det øverste tynne skarelaget tynnere og mindre fremtredende. Det sintrede laget viste høyere grad av vindpåvirkning ved at både styrke og hardet økte. Et tydelig svakt lag ble observert i det vindpakkede laget. Bruddet var rent og jevnt, og gikk til brudd under betydelig mindre belastning enn ved lavere høydekoter. Snødybden økte også til over 240cm, og bunnen av snødekket ble derfor

ikke registrert på noen punkt. Gravingen ble avsluttet i smelte-fryse-fronten mot bunnen, da denne var nesten ren is her. For seksjon 2 se vedlegg A-5 til A-8.

I seksjon 3, over 800 moh., der også helningen er brattere var all snøen tørr og ingen skarelag ble påfunnet i topplagene. Et tydelig svakt lag ble påvist omtrentlig midt i vindpakket. På 900 moh. ble det svakeste laget observert noen få cm over smelte-fryse-fronten. Laget gikk rent og jevnt til brudd ved lite skjærbelastning av det overliggende flaket. Den vindpakkede snøen var svært kompakt grunnet høye vindhastigheter. På 1000 moh. forsvant også det nederste islaget til fordel for ekstremt sintret/vindpåvirket snø med høy hardhet. Topplaget viste også høy grad av vindpåvirkning. Under dette ble det påvist et mykt og svakt lag som gikk jevnt og rent til brudd. For seksjon 3 se vedlegg A-9 til A-14.

På bakgrunn av bruddene, og lagenes lave fasthet antas det å være begerkrystaller/fasetterte krystaller i de svake lagene fra 600 moh. og opp. Det understrekes at dette ikke ble verifisert og dermed er ren spekulasjon.

5 Diskusjon

I dette kapitlet diskuteres og drøftes resultatene, samt metodene som ble anvendt for å oppnå disse. Det vurderes hvor robust SNOWPACK er mot variasjoner/feil i input data, og modellens overenstemmelse med virkeligheten. Med feil i input data menes numeriske avvik fra faktiske forhold. Mot slutten diskuteres potensielle forbedringer av arbeidet gjort i denne oppgaven, samt videre muligheter basert på dette.

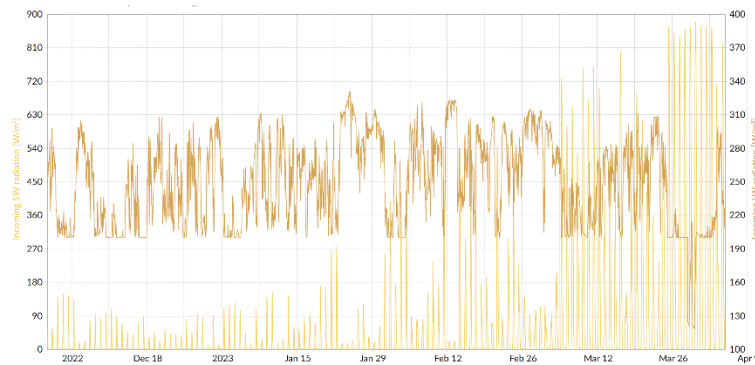
5.1 Sensitivitetsanalyse

Målet med sensitivitetsanalysen var å undersøke hvilke meteorologiske parametere SNOWPACK er mest sensitiv for, ved å introdusere tilfeldig variasjon og måle utslaget av dette på stabilitetsindeksene. Slik skulle samtidig stabilitetsindeksenes sensitivitet, og SNOWPACKS robusthet mot feil i input data undersøkes.

5.1.1 Meteorologiske parametere

Utfordringen ved å sammenligne sensitiviteten er at de forskjellige parameterne ikke nødvendigvis har samme størrelsesorden, frekvens eller skala. For eksempel vil nedbør aldri kunne ha negative verdier, og har store deler av året verdien 0. Temperatur derimot har alltid en verdi som varierer rundt et nullpunkt som markerer faseovergangen mellom is og vann, uavhengig av om det er målt i Kelvin eller Celsius. Slik dikterer også temperatur om nedbøren i det hele tatt kommer som snø eller regn. Da modelleringen i all hovedsak dreier seg om faseovergangen mellom is og vann er det følgelig temperatur som er den mest utslagsgivende parameteren. Temperatur er den eneste parameteren som alene kan diktere en snøkrystals faseendring, og dermed om et snødekke vokser eller minker. Det er hovedsakelig gjennom lokale temperaturendringer at de øvrige parameterne utøver sin innflytelse, og er dermed sekundær i forhold til temperatur.

Dette gjør at parameterne i grunn ikke er sammenlignbar. En sensitivitetsanalyse basert på variasjon i meteorologiske parametere vil gjenspeile dette. Til og med parametere som i utgangspunktet er like og varierer på samme skala med samme enhet kan by på utfordringer. Både innkommende langbølget og kortbølget stråling er målt i W/m^2 . Kortbølget stråling (ISWR) varierer med solinnstrålingen og er dermed 0 på nattestid og hvis det er heldekkende skydekke. I tillegg er verdiene i Norge generelt lav om vinteren på grunn av kortere dager. Langbølget stråling (ILWR) varierer derimot alltid mellom ca. 200 – 330 W/m^2 se Figur 24. Siden det er u hensiktsmessig å simulere solinnstråling på nattestid, og spredningen i verdiene øker fra ca. 0-100 W/m^2 til 0-900 W/m^2 utover sesongen, ble variasjonen for ISWR multiplisert inn. Dette sikrer at 0-verdiene forblir 0, og at variasjonen er prosentvis lik utover sesongen, da høye verdier i værparametere gjerne har større feilmargin (Müller, et al., 2016). For å holde variasjonsfordelingen mest mulig konstant på tvers av parametere ble det samme gjort for ILWR. Da disse verdiene gjennomgående varierer mellom 200-330 W/m^2 vil også variasjonen gjennomgående være et prosentvis utslag av dette område. Over en hel vintersesong resulterer denne metoden i mer introdusert variasjon for ILWR enn ISWR. Resultatene gjenspeiler dette ved stor forskjell i variasjonsmetrikkene mellom de to formene for stråling, se Figur 17 til Figur 22. På grunn av forskjellen i fordelingen for den introduserte støyen er det ikke mulig å konkludere med at SNOWPACK er mere sensitiv for ILWR enn ISWR.



Figur 24: ISWR og ILWR desember – april

Det kan argumenteres for at det samme fenomenet gjelder på tvers av alle værparameterne. Det konkluderes derfor med at sensitivitetsanalysen ikke kan brukes til å direkte rangere parameterne fra minst til mest utslag basert på variasjonsmetrikkene. For å kunne gjøre dette burde det blitt valgt støyfordelinger som representerer både variasjonen og feilmarginen i parameterne bedre og dermed er sammenlignbar. Dette er en utfordrende og omfattende oppgave. Dette betyr dog ikke at resultatene er verdiløse. Selv om det ikke kan konkluderes med hvilke parametere SNOWPACK er mest/minst sensitiv for basert på metrikkene, viser resultatene modellens sensitivitet ovenfor den faktisk introduserte støyen.

Resultatene fra sensitivitetsanalysen tyder på at temperatur og spesielt langbølget stråling gir relativt store utslag gitt sine respektive støyfordelinger. Kortbølget stråling og jordtemperatur derimot viser tydelig mindre utslag, noe som tyder på at SNOWPACK er relativt robust mot de aktuelle variasjonene introdusert for ISWR og TSG. Dette er mindre fremtredende i simulasjonene for punkt 3. Faktisk er sensitiviteten generelt tydelig mindre i simulasjonene med datasettet for 901 moh. Høydeskalering av verdiene er i grunn den eneste karakteristiske forskjellen mellom datasettene brukt i sensitivitetsanalysen. Variasjonene er relativt like, men verdiene er skalert for å tilsvare høydekoten. Siden temperaturen i høyden jevnt over er lavere tyder dette på at modellen generelt er mest sensitiv rundt smelte/frysepunktet. Da is/vann endrer fase ved 0 grader celsius, og modelleringen som nevnt i all hovedsak dreier seg om denne faseovergangen, er dette en forklarlig trend. Variasjoner i temperatur vil ha mye større utslag på krystallstrukturen hvis temperaturen er rundt 0 grader celsius. Da kan også kun små endringer i temperatur bestemme om iskrystallene smelter eller fryser.

Fordelingen for den tilfeldige støyen addert til temperaturverdiene ble valgt til å være såpass liten at resultatene var sammenlignbare med de øvrige parameterne. Dermed ble standardavviket til fordelingen satt til kun 0,1 grad celsius, men med en korrelasjonslengde på 24 timer. Slik er de varierte temperaturverdiene alltid relativt nærme originalen, med ytterpunktene på rundt 0,3 grader avvik, samtidig som en plausibel temperaturkurve opprettholdes. Representative verdier for avvik er på rundt 1 grad avhengig av tid på året, altså en del høyere enn det som ble simulert (Nipen, et al., 2019). Dette viser at modellens robusthet mot avvik i temperaturendringer er liten med hensyn til forventede avvik ved bruk av THREDDS Met Nordic datasettet.

Videre viser resultatene moderat til god korrelasjon for nedbør (PSUM) og relativ luftfuktighet (RH). Dette viser at avvik i nedbørsmengde og luftfuktighet ikke nødvendigvis dekrediterer SNOWPACKs resultater, om avvikene er i ca. samme størrelsesorden som den introduserte støyen. For nedbør varierer denne mellom ca. 0,01

– 0,3 mm/time avhengig av den aktuelle nedbørsmengden, der høye verdier avviker mer enn lave. Forventede avvik ved bruk av MetCoOp Ensemble Prediction System (MEPS) modellen, som Met Nordic datasettet er beregnet med, er rundt 0,5-0,9 mm per 12 timer akkumulert nedbør (Müller, et al., 2016). Dette tilsvarer ca. 0,04-0,075 mm/time, som betyr at den introduserte støyen er større enn forventede avvik for høye verdier, men mindre for lave. Det antas derfor at støyen er en akseptabel representasjon av forventede avvik, selv om en mer passende fordeling burde blitt anvendt. Dermed antas det også at SNOWPACK har en moderat robusthet mot avvik i nedbørsmengde ved bruk av THREDDS Met Nordic datasettet. Representative verdier for avvik i relativ luftfuktighet ble ikke funnet og det kan dermed ikke konkluderes med en grad av anvendelighet for RH hentet fra THREDDS. Gjennom resultatene viser SNOWPACK en moderat robusthet mot de aktuelle avvikene introdusert for RH, som er på 0,1 – altså 10%.

Når det kommer til vindhastighet, er resultatene spesielt utfordrende å tolke. Verdiene ble som beskrevet i *Kalibrering* skalert for å gjelde for på bakkenivå. Med denne metoden kommer det en del usikkerhet fra nedskaleringen, som er basert på omtrentlige og generelle tall. Her ville nok en kompleks modell som beregner vindhastighetsfordelingen basert på aktuell topografi gitt de mest pålitelige resultatene. Forventede avvik varierer fra 1 til 2 m/s i vintermånedene (Müller, et al., 2016). Støyen lagt til i verdiene for vindhastighet er faktisk i denne størrelsesordenen, igjen med større utslag for høye verdier og mindre for lave. Da vindtransporten av snø er høyere ved større vindhastigheter antas det at den introduserte støyen fører til større variasjoner i snødekket enn de forventede avvikene i Met Nordic datasettet (Li & Pomeroy, 1997). Dette tyder på at SNOWPACK er robust mot avvik i vindhastighetsverdier ved bruk av THREDDS. For å verifisere dette burde det utføres en ny analyse med en bedre vindmodell.

5.1.2 Stabilitetsindekser

Sensitivitetsanalysen viser at også stabilitetsindeksene SNOWPACK beregner varierer ulikt. Det er de samme simulerte snødekkene de forskjellige indeksene er beregnet for. Dermed gjelder ikke utfordringene nevnt for å rangere værparameterne, og stabilitetsindeksenes variasjonsmetriker kan sammenlignes direkte. Resultatene fra sensitivitetsanalysen viser at de statiske stabilitetsindeksene (S_n , S_{k38} , og SSI) generelt har høy grad av korrelasjon, og at metrikkene varierer lite. Da disse tre indeksene i ulik grad baserer seg på hverandre (se *Stabilitetsindekser*) er en likhetstrend i oppførsel å forvente.

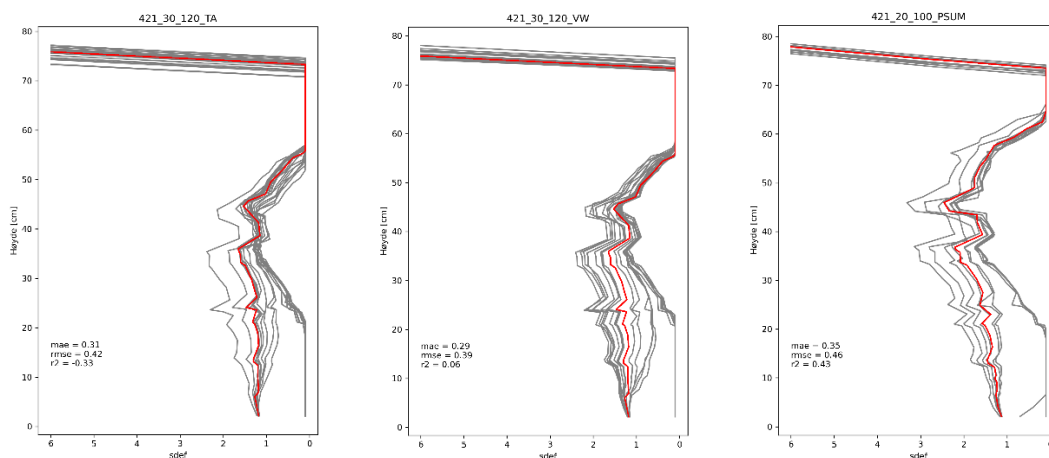
Derimot vises at deformasjonsindeksen er meget sensitiv ovenfor all introdusert støy. Kun i simulasjonene for punkt 3, der alle variablene viser høy grad av korrelasjon, viser også variasjonsmetrikkene for Sdef lite variasjon. Dette kan ha med kompleksiteten i utregningen av deformasjonsindeksen å gjøre, som i motsetning til de statiske indeksene ikke kun baserer seg på snøens styrkeparametere og tar hensyn til at snøstabilitet også er avhengig av deformasjonsraten (Lehning, et al., 2004). Lehning (2004) argumenterer for at dette gir Sdef en høyere grad av presisjon og troverdighet. Dessverre virker det som at dette også gjør indeksen lite robust ved bruk av THREDDS Met Nordic datasettet, der avvik fra faktiske verdier må forventes (Nipen, et al., 2019).

Kritisk sprekk Lengde er i grunn ikke en stabilitetsindeks, men en lengde. I praksis brukes ccl likevel som et mål på stabilitet akkurat som de øvrige stabilitetsindeksene (Schweizer,

et al., 2016). Selv om variasjonsmetrikkene utpeker ccl som den nest mest sensitive indeksen er korrelasjonen jevnt over akseptabelt høy. Dette viser at kritisk sprekk lengde har en viss robusthet mot avvik i inputverdier, og at SNOWPACK derfor kan være et verdifullt verktøy innen snøskredvarsling. Konsensus innen nyere forskning tyder på at sprekkforplantning, og terskelverdien (ccl) der dette blir selvdrivende (se *Utløsningsmekanisme*), er sentralt for å beskrive snøskredfare på en god måte (Gaume, et al., 2015b) (Gaume, et al., 2017) (Heierli, et al., 2008) (Schweizer, et al., 2016) (Trottet, et al., 2022) (Lehning, et al., 2004)).

5.1.3 Vertikal Robusthet

Et gjennomgående funn fra sensitivitetsanalysen er at alle stabilitetsindeks-grafene opprettholder samme y-verdi for lokale maksimum- og minimum til tross for spredning på x-aksen. Det vil si at selv om variasjoner i input fører til at indeksenes verdi påvirkes, opprettholdes den vertikale endringsprofilen i snøen. Dette gjelder ikke bare variasjoner i samme værparameter, men for alle simulasjonene ved samme høydekote. Figur 25 viser dette ved tydelig spredning i indeksverdi for en gitt høyde, samtidig som det tydelig vises et gjentagende lokalt minimum ved ca. 40 cm. Siden det samme gjelder på tvers av stabilitetsindeksene (se eksempelvis Figur 16), til og med for forskjellige topografier (α , β), viser SNOWPACK slik en viss robusthet mot variasjon/feil i input data når det kommer til lagdeling og detektering av svake lag. Svake lag er det desidert viktigste momentet i snøstabilitet, og snøskredvarsling dreier seg i all hovedsak om påvisningen av disse. At SNOWPACK viser en høy grad av robusthet med dette formålet understreker modellens verdi ytterligere.



Figur 25: Eksempel plott av stabilitetsindekser med stor variasjon, men vertikal robusthet.

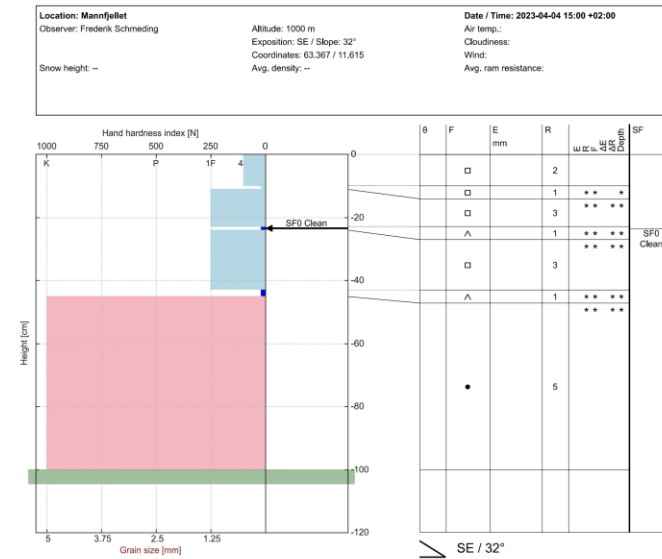
Ettersom sensitiviteten er lavere i simulasjonene for seksjon 3, der temperaturen jevnt over er lavere, øker robustheten her betraktelig. Det konkluderes derfor med at SNOWPACK er nokså robust mot feil i input data i områder med gjennomgående lav temperatur (f.eks. høyfjellet om vinteren), og mer sensitiv hvis temperaturen varierer nærmere smeltepunktet (f.eks. lavlandet eller om våren). Dette betyr ikke at modellen nødvendigvis simulerer feil i disse situasjonene, men at det er mindre rom for feil/avvik i inputdata om samme ytelse er etterspurt.

5.2 Simulasjon vs. Observasjon

Ved å sammenligne resultatene fra feltarbeidet og modelleringen kommer det frem en tydelig sammenheng. Grunnet topografiske variasjoner er det et stort spenn i feltobservasjonene, spesielt i snødybde. Da SNOWPACK ikke implementerer en detaljert topografisk modell kan identiske resultater i observasjon og simulasjon ikke forventes. I sammenligningen under blir det fokusert på resultatene fra 04.04.2023, da feltundersøkelsene den dagen var mer omfattende. I tillegg er forskjellen mellom både feltobservasjonene og simulasjonsresultatene for den 30.03.2023 og 04.04.2023 minimale, og en sammenligning av begge dagene ville dermed vært gjentagende.

For seksjon 1 og 2 reproduserer SNOWPACK lagdelingen bra. Det svake laget som simuleringen viser rundt henholdsvis 40 og 60 cm over bakken ble observert i 5 av 8 feltforsøk under 650 moh. Plasseringen av dette svake laget var i felt akkurat som i simulasjonene midt mellom de to skarelagene, i et noe hardere sintret lag. Begge skarelagene og det myke topplaget som simulasjonene viser ble også observert i alle snøprofilene i felt. Simulasjonene samsvarer også med observasjonene i at det øverste skarelaget blir tynnere mot høyden og at det sintrede laget blir hardere, samt at snødybden øker. Den observerte snødybden varierer derimot så mye (80- over 200 cm, se vedlegg A-1 til A-8) at en sammenligning av snødybde ikke er hensiktsmessig. Derfor er også den stratigrafiske høydeplasseringen av lagene svært forskjellige for både observasjonene seg imellom, og simulasjon - observasjon. Det antas at det er de topografiske variasjonene i kombinasjon med vindtransportering av snø som er årsaken til disse store forskjellene i snødybde.

For seksjon 3 gjelder en lignende trend. Det er godt samsvar mellom simulasjon og observasjon i henhold til lagdeling, men dårlig når det gjelder snødybde og dermed også høydeverdien til lagene. Det simuleres tydelig tre svake lag; ett ca. 15 – 20 cm under overflaten, ett ca. 10 cm over smelte-fryse-fronten og ett i overgangen mellom dette islaget og det sintrede laget, noe som gjenspeiles i stabilitetsindeksene ved lokale minimum, se Figur 15 og Figur 16. Det ble i begge observasjonene på 900 moh. registrert brudd rundt 10-15 cm over smelte/fryse fronten, altså det midterste av de svake lagene. På 1000 moh. ble det observert brudd først ca. 20 cm under overflaten, og ved videre belastning også i overgangen til islaget. I den observerte snøprofilen i Figur 26 vises alle de tre svake lagene ved en tydelig nedgang i fasthet rundt 10, 25, og 45 cm under overflaten. Når det kommer til snøkrystalltype er ingen sammenligning mulig, da feltforsøkene har for lav troverdighet på dette område.



Figur 26: Observert snøprofil 1000 moh.

Som nevnt i *Metode* er det også mulig å spesifisere modellens innstillinger gjennom XML-filene som INIshell lager. I disse kan også høyden på de målte (her beregnede) verdiene angis, samt en ruhetslengde som skal korrigere for terrengvariasjoner. Figur 27 viser verdiene brukt for alle simulasjonene. Den målte høyden for parameterne er satt til 4,5m. Det understrekes at dette ikke er tilfelle. Faktisk er temperatur og luftfuktighet beregnet for 2m, og vind for 10m (nedskalert til 1m, se *Kalibrering*) over bakken (METb, 2023). Det samme gjelder ruhetslengden som er satt til 0,001 selv om beskrivelsen av parameteren tydelig spesifiserer denne verdien til å gjelde for åpen flatmark; noe fjellsiden ved Mannfjellet ikke er.

Grunnen til at disse verdiene likevel ble valgt er rett og slett at det ga resultatene med størst likhet til observasjonene fra felt. Endringer i ruhetslengden spesielt ga så store utslag på sluttresultatet at det ikke lenger var sammenlignbart med feltobservasjonene. Derfor ble det også uten en god forklaring på hvorfor, valgt å godta dette som et steg i kalibreringsprosessen til den spesifikke lokasjonen. Det må også nevnes at SNOWPACKS interne nedskalering av høydeverdien for vindhastighet ikke var tilstrekkelig. Det ble forsøkt å spesifisere at vind ble målt ved 10m over bakken i simulasjonsinnstillingene (Figur 27) istedenfor å nedskalere tidsserien slik som beskrevet i *Kalibrering*. Resultatet var utilfredsstillende, og vindhastigheten ble dermed nedskalert med beskrevet metode, da dette ga resultatene som gjenspeilet observasjonene best.

Model Parameters		
CALCULATION_STEP_LENGTH	15.000 min	f. Internal time step (in minutes) used for model simulation. Please note that this MUST be the same as PSUM::accumulate (the latter being in seconds) if re-accumulating precipitation, otherwise it would lead to wrong results.
ROUGHNESS_LENGTH	0.001 m	Aerodynamic roughness length as a parameter for the Monin-Obukhov bulk formulation; A typical value for complex terrain is 0.01 m and for snow covered flat sites 0.001 m.
HEIGHT_OF_METEO_VALUES	4.5 m	The instrument height (or model layer height) for meteorological input data except for wind, which may be at a different height; note that height is above ground for a standard SNOWPACK application but above surface (snow or ground) for Alpine3D applications.
HEIGHT_OF_WIND_VALUE	4.5 m	The instrument height (or model layer height) for wind input data; note that height is above ground for a standard SNOWPACK application but above surface (snow or ground) for Alpine3D applications.
Models Selection		
ENFORCE_MEASURED_SNOW_HEIGHTS	FALSE	The measured snow depth is used as a proxy to precipitation inputs to force the mass balance (IMIS standard)
SW_MODE	INCOMING	The incoming shortwave radiation is measured and the albedo is estimated by the model.
ATMOSPHERIC_STABILITY	MO_MICHLMAYR	Stearns and Weidner (1993) modified by Michlmayr (2008), can be used with BC_CHANGE=0.
CANOPY	FALSE	Switch to tell the model that canopy is present (note that Canopy parameters should then be provided in the *.sno file)
Boundary Conditions		
MEAS_TSS	FALSE	A measured surface temperature is available and can be reliably used for various consistency tests (It needs to be set to true if enabling CHANGE_BC).
CHANGE_BC	FALSE	Use measured surface temperature as Dirichlet temperature BC for sub-freezing snowpacks and switch to Neumann only for melting snowpacks. If set to false, assumes Neumann boundary conditions.
SNP_SOIL	FALSE	Soil layers as defined by the *.sno files are included in the simulation

Figur 27: SNOWPACK innstillinger

Det antas at det ikke er mulig å konstruere ønskede snødekker og profiler kun ved skalering av verdiene og endring av modellinnstillingene. Dette ble overprøvd ved å undersøke om lignende snødekke kunne simuleres ved bruk av andre datasett med parametre lest inn for andre geolokasjoner i Norge kun ved å endre skaleringen av parameterne og modellinnstillingene. Det ble på ingen punkt simulert et snødekket med store nok likhetstrekk til verken feltobservasjonene eller simulasjonsresultatene fra beregningene med datasettet for Mannfjellet, for å gi grunnlag for mistanke om konfirmasjonsbias. Det understrekes likevel at dette ikke er bevist på noen måte, og dermed absolutt er en mulighet.

På grunn av manglende kunnskap om modellens virkemåte kan det i denne oppgaven kun gis en spekulasjonsbasert forklaring på hvorfor SNOWPACK viser bedre presisjon ved det som tilsynelatende er feil innstillinger for gitt lokasjon og datainnhentingsmetode. Når det gjelder vindhastighetsverdiene antas det at skaleringsverdiene på 0,4 og 0,5 er noe konservative, og at modellens presisjon dermed forbedres ved ytterligere intern nedskalering fra 4,5m parameterhøyde, se Figur 27. Det ble i etterkant av sensitivitetsanalysen vist at lignende simulasjonsresultat kan oppnås ved å nedskalere vindhastigheten ytterligere eksternt, og sette parameterhøyden til 1m. Hvorfor en høyere ruhetslengde, som ifølge parameterbeskrivelsen skal representere mere komplekst terreng, fører til dårligere presisjon forblir uforklart. Fjellsiden som er undersøkt er relativt lite kupert, men har definitivt innslag av ujevnheter og vegetasjon, samt at det er hellende terreng.

Funnene fra sensitivitetsanalysen viser at temperaturavvikene i det brukte datasettet er langt større enn det modellens robusthet kan gå god for. Likevel viser sammenligningen med observasjonsresultatene at SNOWPACK har en relativt god presisjon. Selv om høydeplasseringen av lagene ikke kan brukes, er modellen i stand til å gjenskape observerte lagdelinger med nokså god treffsikkerhet. Da både sensitivitetsanalysen og feltobservasjonene kun er utført for én geolokasjon er det mulig/sannsynlig at modellens gode ytelse skyldes en viss grad av tilfeldighet. For å bedre kunne vurdere SNOWPACKs evne til å simulere observerte snødekker burde denne studien blitt gjentatt flere ganger.

5.3 Muligheter

Det konkluderes med at det største potensialet for å videre forbedre SNOWPACKs ytelse ligger i en implementasjon av en detaljert topografisk modell. Ved bruk av metoden anvendt i denne oppgaven er det ikke til å stikke under en stol at mindre avvik i værparametrene, spesielt temperatur, også er ønskelig. Det antas likevel at modellen også helt uten avvik vil slite med å gjengi snødybde. Da det overliggende flakets egenvekt er en viktig faktor i utregningen av alle stabilitetsindeksene, mister også indeksverdiene troverdighet på grunn av den manglende treffsikkerheten i snødybde. I områdene i de sveitsiske alpene der SNOWPACK er operasjonell drives modellen med meteorologisk data fra værstasjoner. I tillegg til å ha langt mindre avvik enn de geolokasjons-interpolerte datasettene tilgjengelige via THREDDS, måler de sveitsiske værstasjonene også snødybde. Slik kan SNOWPACK tvinges til å holde seg til reelle verdier for snødybde ved å spesifisere dette i modellinnstillingene, se Figur 27. Da dette ikke er en mulighet i Norge, uten en omfattende og utvilsomt svært ressurskrevende utvidelse av værstasjonsnettverket, er en annen løsning krevd.

Det eksistere allerede et system som kan levere tidsserier og kontinuerlige verdier på værparametere for en ønsket geolokasjon innenfor et 1-km-rutenettverk i Norge. THREDDS Met Nordic datasettene er allerede nedskalert fra et 2,5-km-rutenett (METb, 2023). Derfor antas det at en videre nedskalering kan være mulig. Hvis dette kombineres med en detaljert topografisk modell, er potensialet stort. Det vil slik være mulig å gi en mye bedre representasjon av vindhastighetene, som har store variasjoner over små avstander på grunn av topografiske variasjoner som gir vindskygge. Det samme gjelder også solskygge som har innflytelse på overflatetemperaturen, og til nå kun er representert ved fjellsidens himmelretning. Slik er det også teoretisk mulig å produsere et landsdekkende snøprofilkart. I tillegg kan dette kombineres med værvarseldata, altså fremtidig forventet værdata, og dermed modellere snøforhold fram i tid. En slik løsning er nok et par år frem i tid, men dette viser hvilken teoretisk nytte en fysikkbasert modell som SNOWPACK kan levere.

6 Konklusjon

Denne oppgaven har undersøkt om den endimensjonale fysikkbaserte modellen SNOWPACK kan være en ressurs innen snøskredvarsling i Norge. For å vurdere dette ble det gjennomført en sensitivitetsanalyse av modellen ved bruk av meteorologiske parametere hentet fra THREDDS Met Nordic datasettet, som ble vurdert til å være en av de mest praktiske, og fleksible metodene for datainnhenting tilgjengelig for Norge. Simulasjoner ble også sammenlignet med feltobservasjoner for å ytterligere vurdere SNOWPACKs ytelse.

Selv om det ikke var mulig å rangere værparametere etter sensitivitet, er det blitt vist at SNOWPACK har en moderat grad av robusthet mot avvik i input data. Spesielt modellens evne til å simulere lagdelingen i snødekke er vist å være god, både ved robuste og tydelige resultat fra simuleringene, og gjennom god overenstemmelse med feltobservasjoner. Dette blir også vist gjennom stabilitetsindeksen høye grad av vertikale robusthet. Det vil si å gjennomgående ha lokale minimum i samme høydeverdi.

Generelt tyder resultatene på at SNOWPACK absolutt kan være en nyttig ressurs. Lagdelingen i snødekke lar seg kartlegge ved enkle simuleringer basert på værparametere tilgjengelige på et 1-km-rutenett over hele Norge. Dette åpner for storskala overvåking av skredfare.

Bibliografi

Anderson, 2005. *Fracture Mechanics: Fundamentals and applications*. 2005 red. s.l.:CRC Press.

Anon., 2023. *snowpack*. [Internett]

Available at: <https://snowpack.slf.ch/doc-release/html/classStabilityAlgorithms.html#a7b1116a41eca994716f92e224454fad8>
[Funnet 10 05 2023].

Bartelt, P. & Lehning, M., 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part 1: numerical model. *Cold Regions Science and Technology* , pp. 123-145.

Bavay, M., 2018. *Format specification for the SMET Weather Station Meteorological Data Format version 1.1*. [Internett]

Available at: https://models.slf.ch/docserver/meteoio/SMET_specifications.pdf
[Funnet 2023].

Bellaire, et al., 2006. Predicting snow cover stability with the snow cover model snowpack. *Proceedings ISSW 2006. International snow science workshop* .

Buhairi, M. H. A., 2006. A STATISTICAL ANALYSIS OF WIND SPEED DATA AND AN ASSESSMENT OF WIND ENERGY POTENTIAL IN TAIZ-YEMEN. *Ass. Univ. Bull. Environ. Res. Vol. 9 No. 2*.

Chiaia, B., Cornetti, P. & Frigo, B., 2008. Triggering of snow slab avalanches: stress versus fracture mechanical approach. *Cold Reg. Sci. Technol.*, pp. 170-178.

Cionco, R., 1972. A WIND-PROFILE INDEX FOR CANOPY FLOW. *Atmospheric Sciences Laboratory, U.S. Army Electronics Command*, .

Cionco, R., 1987. Analysis of canopy index values for various canopy densities. *Atmospheric Sciences Laboratory, U.S. Army Electronics R & D Command, White Sands Missile Range*, .

dbh, 2022. *Database for statistikk om høyere utdanning*. [Internett]

Available at: https://dbh.hkdir.no/tall-og-statistikk/nokkeltall?undermeny=nokkeltall_inst
[Funnet 23 03 2022].

Föhn, 1987. The stability index and various triggering mechanisms. *International Association of Hydrological Sciences* .

- Gauer, P., 2018. Avalanche probability: slab release and the effect of forest cover. *proceedings, international snow science workshop, innsbruck austria 2018*.
- Gaume, J., Chambon, G., Eckert, N. & Naaim, M., 2013. Influence of weak layer heterogeneity on snow slab avalanche release: application to the evaluation of avalanche release depth. *J. Glaciol.*
- Gaume, J. et al., 2015a. Influence of weak layer heterogeneity and slab properties on slab tensile failure propensity and avalanche release area. *Cryosphere*.
- Gaume, J. et al., 2014. Evaluation of slope stability with respect to snowpack spatial variability. *J. Geophys. Res*, pp. 1783-1799.
- Gaume, J. et al., 2015b. Modeling of crack propagation in weak snowpack layers using the discrete element method. *Cryosphere*, pp. 1915-1932.
- Gaume, J. et al., 2017. Snow fracture in relation to slab avalanche release: critical state for the onset of crack propagation. *Cryosphere*.
- Gauthier, D. & Jamieson, B., 2008. fracture propagation propensity in relation to snow slab avalanche release: Validating the Propagation Saw Test.. *Geophys. Res. Lett.*
- Gauthier, D., Ross, C. & Jamieson, B., 2008. How to: The propagation saw test (PST). *Proceedings of the 2008 international snow science workshop in whistler*, pp. 16-21.
- Gauthier & Jameson, 2006. Towards a field test for fracture propagation propensity in weak snowpack layers. *J. Glaciol.*
- grades.no, 2022. *grades.no*. [Internet]
Available at: www.grades.no
[Funnet 23 03 2022].
- Gross, D. & Seelig, T., 2001. *Bruchmechanik*. 3. red. s.l.:Springer.
- Heierli, J., Gumbsch, P. & Zaiser, M., 2008. Anticrack nucleation as triggering mechanism for snow slab avalanches. *Science*, pp. 240-243.
- Jamieson, B. & Johnston, C., 2001. evaluating the shear frame test for weak snowpack layers. *annals of glaciology*.
- Jamieson, J., 1995. *avalanche prediction for persistent snow slabs*, s.l.: University of Calvary.
- Jamieson & Johnston, 1998. Refinements to the stability index for skier-triggered dry-slab avalanches. *International Glaciological Society*.

- Johnson, J. & Schneebeli, M., 1999. Characterizing the microstructural and micromechanical properties of snow. *Cold Reg. Sci. Technol*, pp. 91-100.
- Lehning, M. et al., 2002. a physical SNOWPACK model for the swiss avalanche warning. *Cold Reg. Sci. Technol*.
- Lehning, M. et al., 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part II. Snow microstructure. *Cold Regions Science and Technology* , pp. 147-167.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B. & Fierz, C., 2002b. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Regions Science and Technology*.
- Lehning, M., C.Fierz, Brown, B. & Jamieson, B., 2004. Modeling snow instability with the snow-cover model SNOWPACK. *International Glaciological Society*.
- Libbrecht, K., 2022. *snowcrystals*. [Internett]
Available at: www.snowcrystals.com/science/science.html
[Funnet 03 03 2022].
- Li, L. & Pomeroy, W., 1997. Estimates of Threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. *journal of applied meteorology and climatology*.
- McClung, D., 1979. Shear fracture precipitated by strain softening as a mechanism of dry slab avalanche release. *J. Geophys. Res.*
- McClung, D., 2005. Approximate estimates of fracture speeds for dry slab avalanches. *Geophys. Res.*.
- McClung, D. & Borstad, C., 2012. deformation and energy of dry snow slabs prior to fracture propagation. *J. Glaciol*, pp. 553-564.
- McClung & Schweizer, 1999. Skier triggering, snow temperatures and the stability index for dry slab avalanche initiation. *J. Glaciol*.
- MET, 2023. *MET Nordic dataset*. [Internett]
Available at: <https://github.com/metno/NWPdocs/wiki/MET-Nordic-dataset#parameters>
[Funnet 2023].
- METa, 2023. *Norsk Klimaservicesenter*. [Internett]
Available at: <https://seklima.met.no/>

METb, 2023. *MET Nordic dataset*. [Internett]
Available at: <https://github.com/metno/NWPdocs/wiki/MET-Nordic-dataset>
[Funnet 2023].

Moon, K., Duff, T. & Tolhurst, K., 2013. *Characterising forest wind profiles for utilisation in fire spread models*, Melbourne: Department of Forest and Ecosystem Science, Melbourne School of Land and Environment, University of.

Morin, S. et al., 2019. Application of physical snowpack models in support of operational avalanche hazard forecasting: A status report on current implementations and prospects for the future. *Cold regions science and technology*.

Müller, M. et al., 2016. AROME-MetCoOp: A Nordic Convective-Scale Operational Weather Prediction Model. *Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway- Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, United Kingdom*.

NGI, 2014. *Nasjonal Skreddatabase - Orientering om snøskred*, s.l.: NGU.

Nipen, T. N. et al., 2019. Adopting Citizen Observations in Operational Weather Prediction. *BAMS*.

niViz, 2023. *niViz*. [Internett]
Available at: <https://run.niviz.org/>

NTNU, 2020. *Bærekraftig kompetanse*, Trondheim: NTNU.

Proksch, M., Löwe, H. & Schneebeli, M., 2015. Density, specific surface area, and correlation length of snow measured by high resolution penetrometry. *J. Geophys. Res.*, pp. 346-362.

Reiweger, I. & Schweizer, J., 2010. Failure of a layer of surface hoar.

Reiweger, I., Gaume, J. & Schweizer, J., 2015. A new mixed-mode failure criterion for weak snowpack layers. *Geophys. Res.*.

Reuter, B. et al., 2013. on how to measure snow mechanical properties relevant to slab avalanche release. *International snow science workshop genoble 2013*.

Reuter, van Herwijnen & Schweizer, 2015. A process-based approach to estimate point snow instability.

Roch, 1966. Les variations de la résistance de la neige. *International Association of Scientific Hydrology Publication 69*.

Scapozza, C., 2004. Entwicklung eines dichte- und temperaturabhängigen Stoffgesetzes zur Beschreibung des visko-elastischen Verhaltens von Schnee. *PhD Thesis, ETH Zürich*.

Schweizer, J. et al., 2006. Evaluating and improving the stability predictions of the snow cover model SNOWPACK. *Cold Reg. Sci. Technol.*

Schweizer, J. & Jamieson, J., 2003. Snowpack properties for snow profile interpretation. *Cold Reg. Sci. Technol.*

Schweizer, J., Michot, G. & Kirchner, O., 2004. On the fracture toughness of snow. *Ann. Glaciol.*

Schweizer, J., Reuter, B., van Herwijnen, A. & Gaume, J., 2016. Avalanche Release 101. *Proceedings ISSW*, October, pp. 1-11.

Sigrist & Schweizer, 2007. Critical energy release rates of weak snowpack layers determined in field experiments. *Geophys.*

snl, 2022. *Store Norske Leksikon*. [Internet]
Available at: <https://snl.no/slagseighet>
[Funnet 12 11 2022].

SNOWPACK, 2023. *SNOWPACK*. [Internet]
Available at: <https://snowpack.slf.ch/>
[Funnet 2023].

Trottet, B. et al., 2022. Transition from sub-Rayleigh anticrack to supershear crack propagation in snow avalanches. *nature physics*, 18 9, p. 18.

UAC, 2022. *Utah Avalanche Center*. [Internet]
Available at: <https://utahavalanchecenter.org/blog/15617>
[Funnet 18 12 2022].

Utah Avalanche Center, u.d. *Utah Avalanche Center*. [Internet]
Available at: <https://utahavalanchecenter.org/blog/15617>
[Funnet 18 12 2022].

van Herwijnen, A. et al., 2016a. Estimating the effective elastic modulus and specific fracture. *WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF*.

van Herwijnen & Jamieson, 2005. High speed photography of fractures in weak snowpack layers. *cold Reg. Sci. Technol.*

van Herwijnen, A. et al., 2016b. Measuring the mechanical properties of snow relevant for dry-snow slab avalanches using particle tracing velocimetry. *Proceedings ISSW 2016. International Snow Science Workshop.*

Varsom, 2023. *varsom*. [Internett]

Available at: <https://www.varsom.no/snoskred/snoskredulykker/>

[Funnet 27 05 2023].

Walters, E.E.Adams & D.J., 2014. Quantifying anisotropy from experimental testing of radiation recrystallized snow layers.

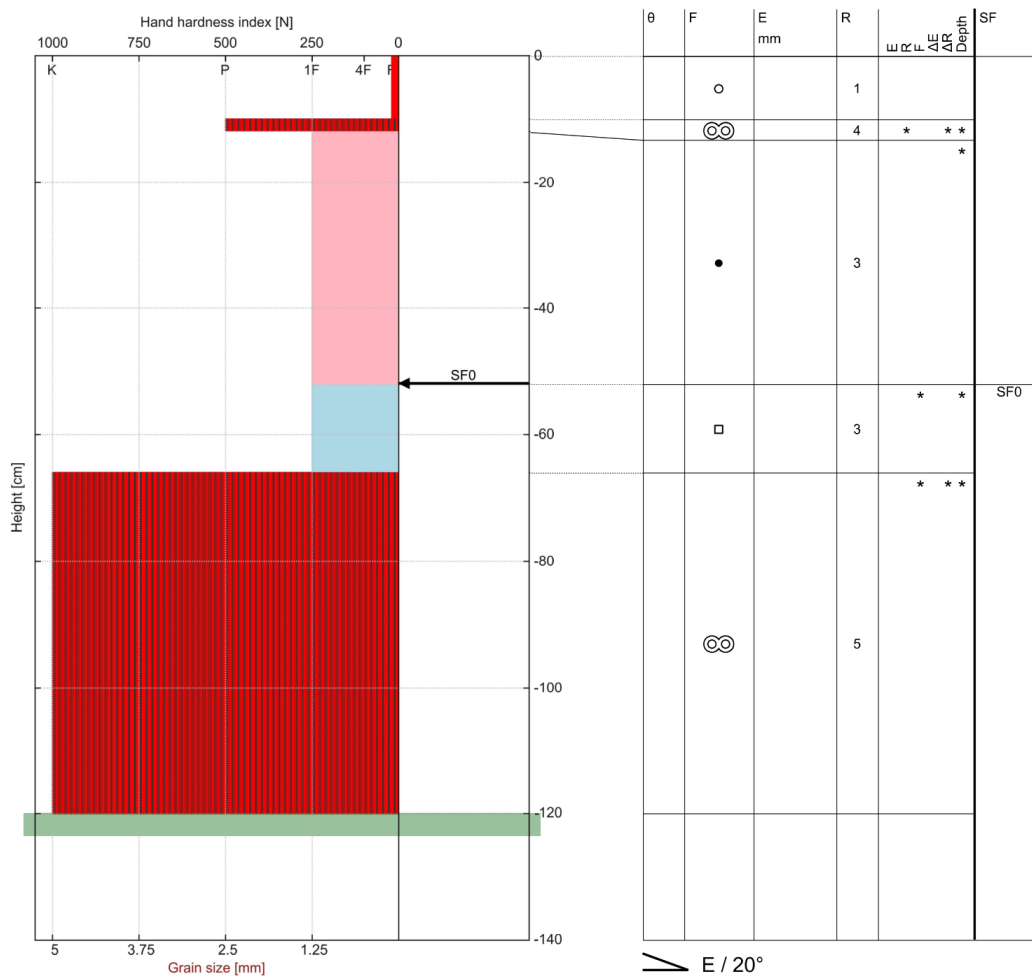
Vedlegg A Feltobservasjoner

A-1

20.04.2023, 15:53

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Date / Time: 2023-04-04 11:30 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Air temp.:
Altitude: 494 m	Cloudiness:
Exposition: E / Slope: 20°	Wind:
Coordinates: 63.36 / 11.66	Avg. ram resistance:
Snow height: --	
Avg. density: --	

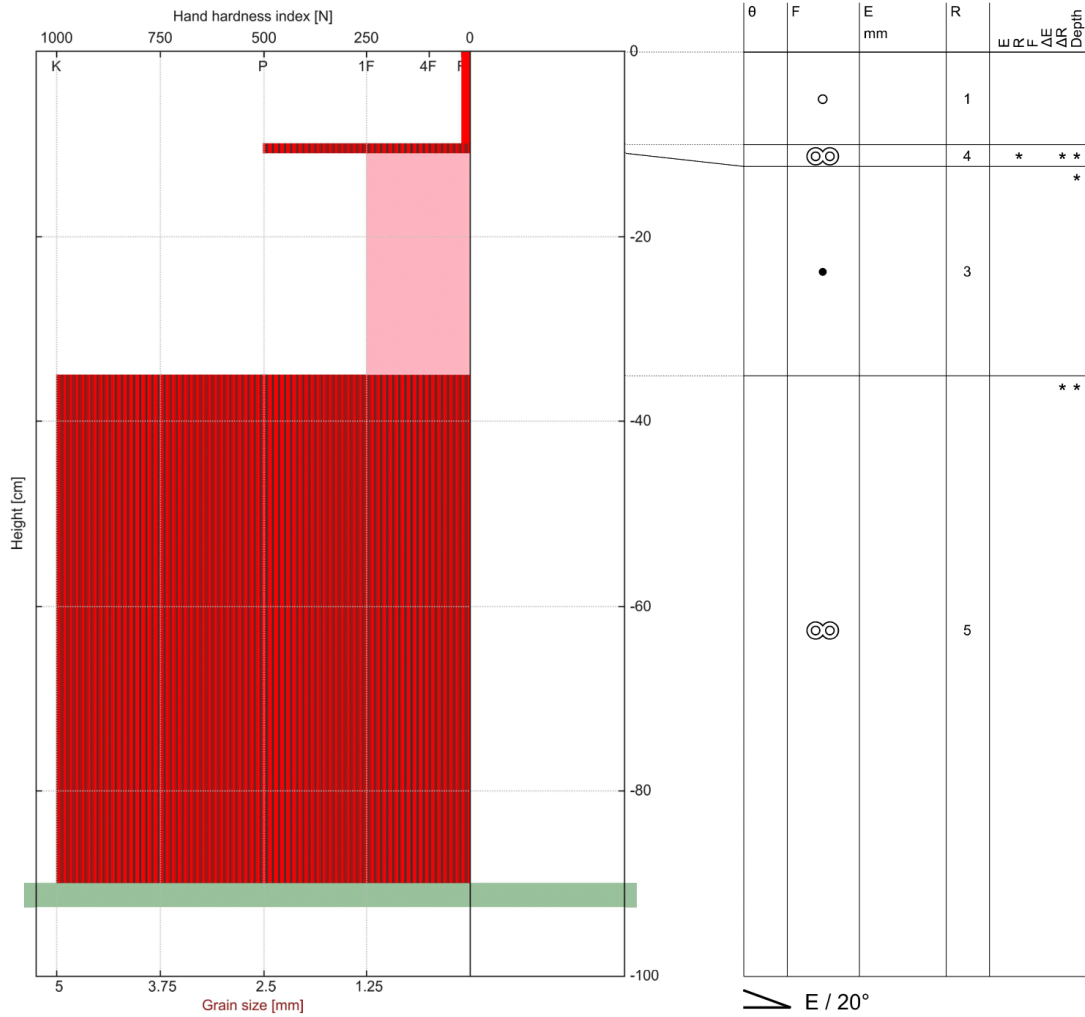


A-2

20.04.2023, 15:42

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 494 m	Date / Time: 2023-04-04 11:32 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E / Slope: 20°	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.36 / 11.66	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

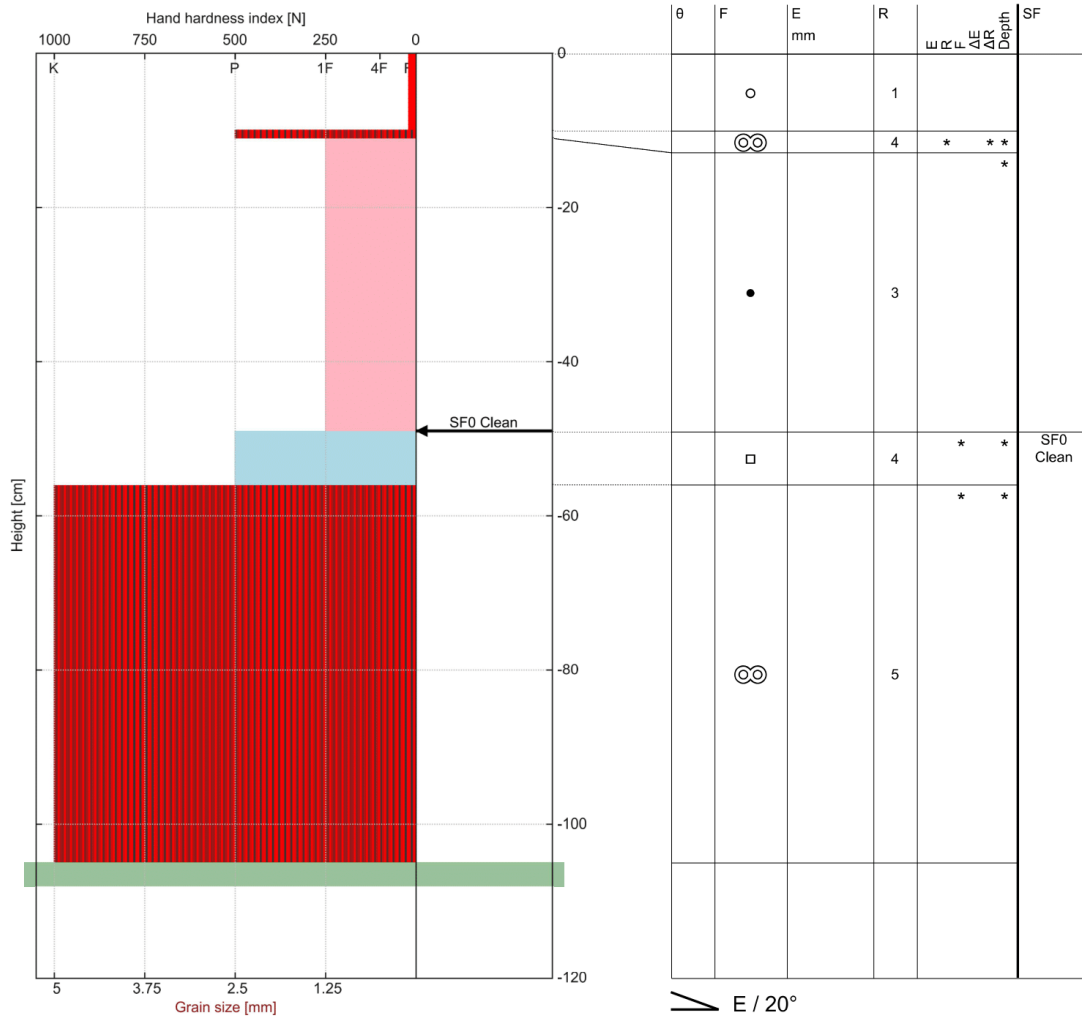


A-3

20.04.2023, 15:46

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 494 m	Date / Time: 2023-04-04 11:32 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E / Slope: 20°	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.36 / 11.66	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

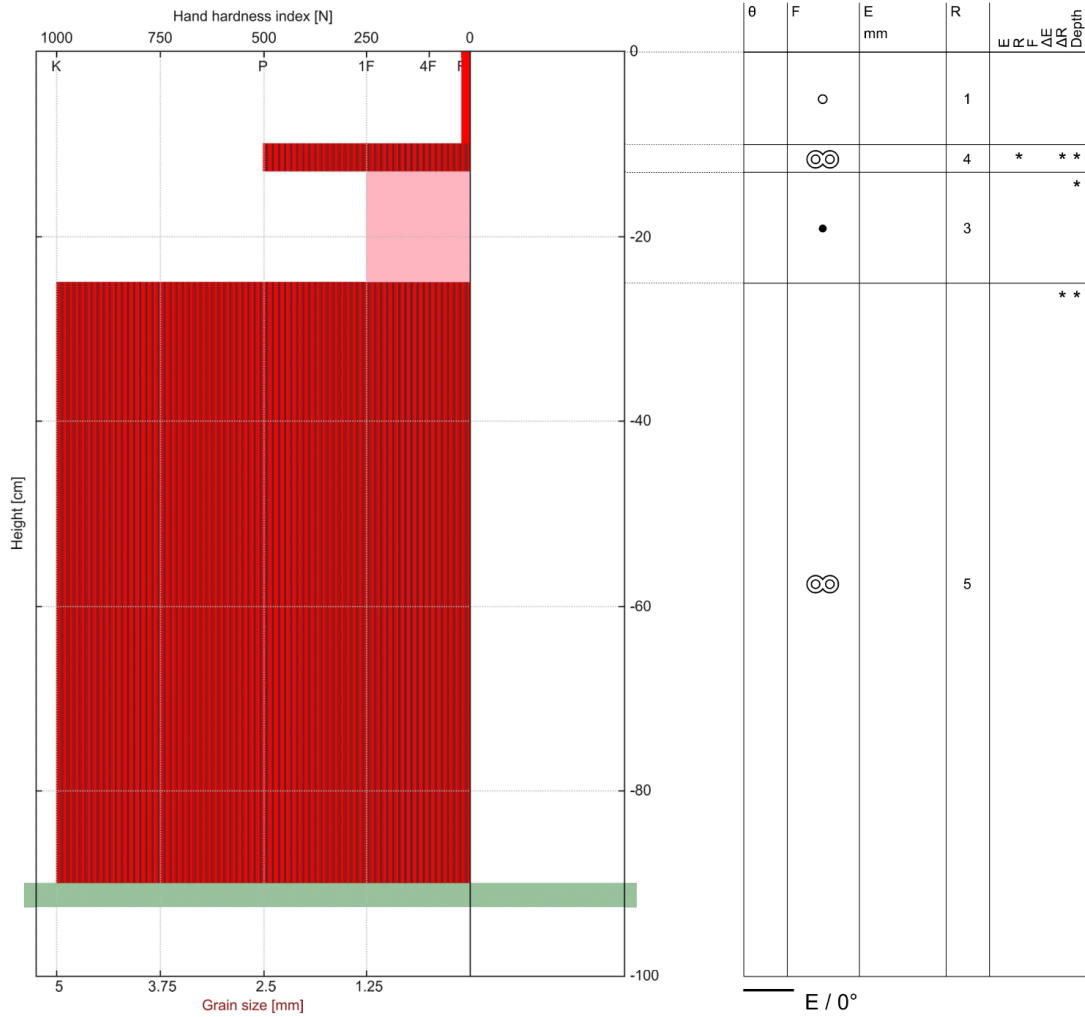


A-4

20.04.2023, 16:00

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 535 m	Date / Time: 2023-04-04 11:45 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E / Slope: 0°	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.36 / 11.656	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

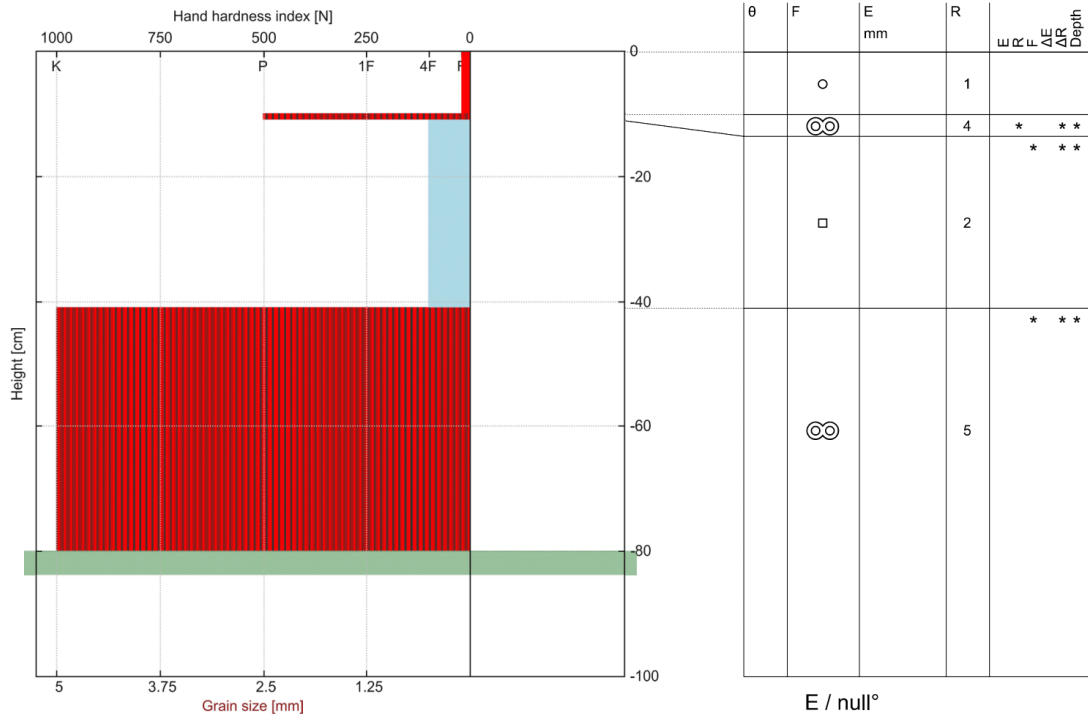


A-5

01.05.2023, 14:24

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 573 m	Date / Time: 2023-04-04 12:13 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.362 / 11.645	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

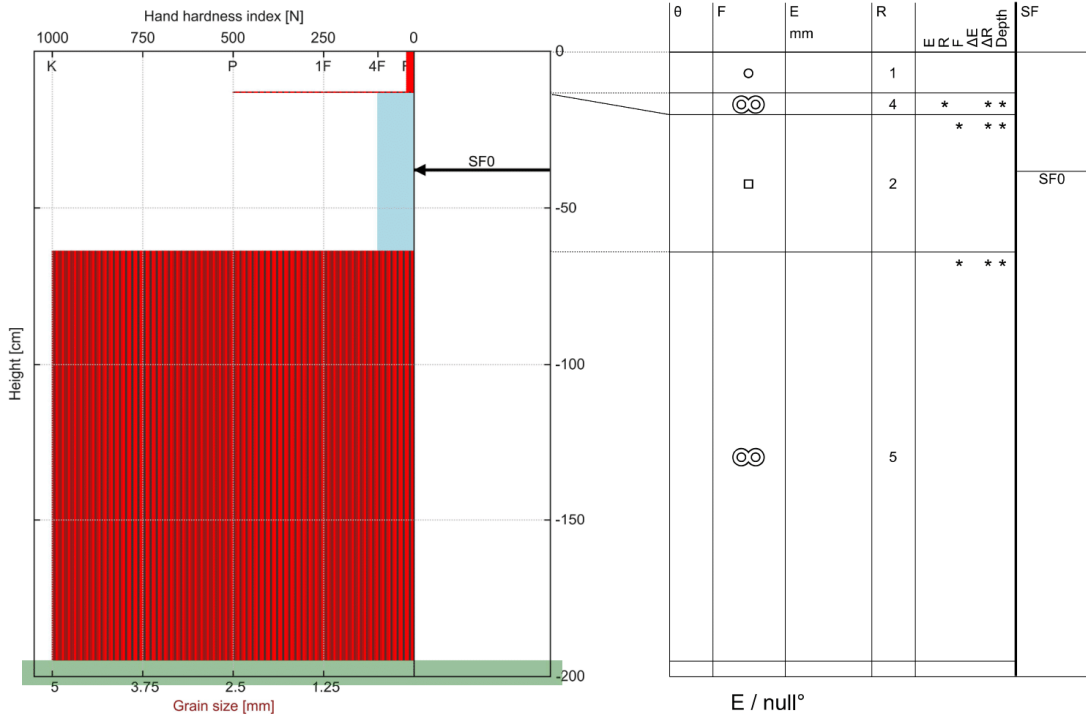


A-6

01.05.2023, 14:34

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 635 m	Date / Time: 2023-04-04 12:35 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.3635 / 11.64	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

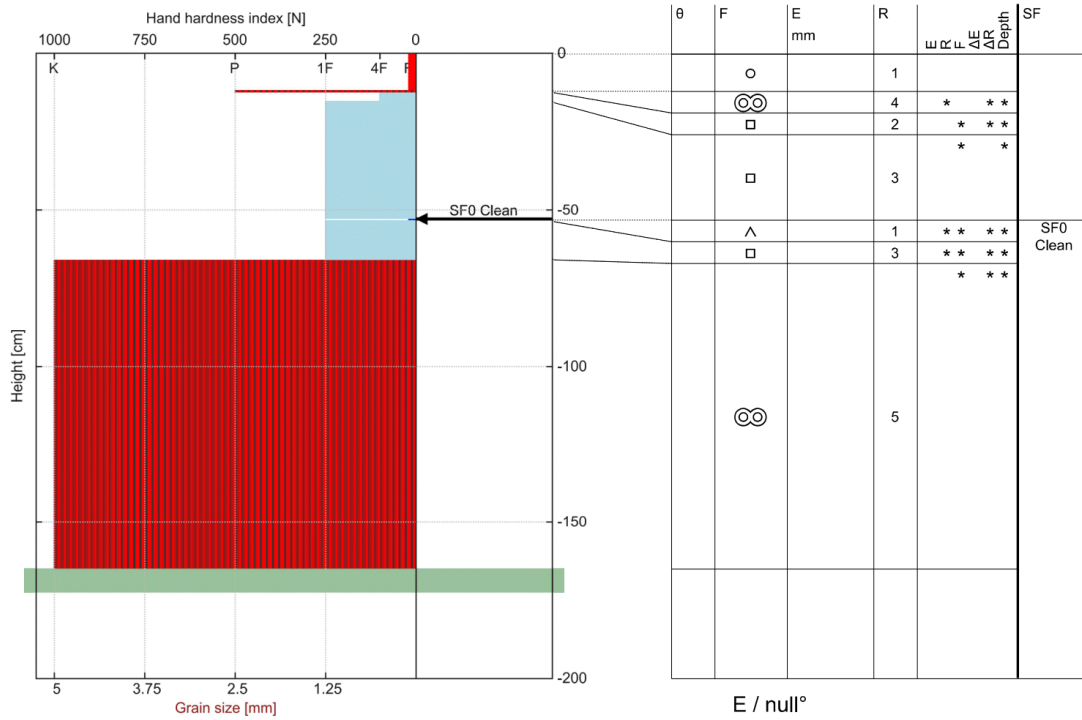


A-7

01.05.2023, 14:41

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 635 m	Date / Time: 2023-04-04 12:35 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.3635 / 11.64	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

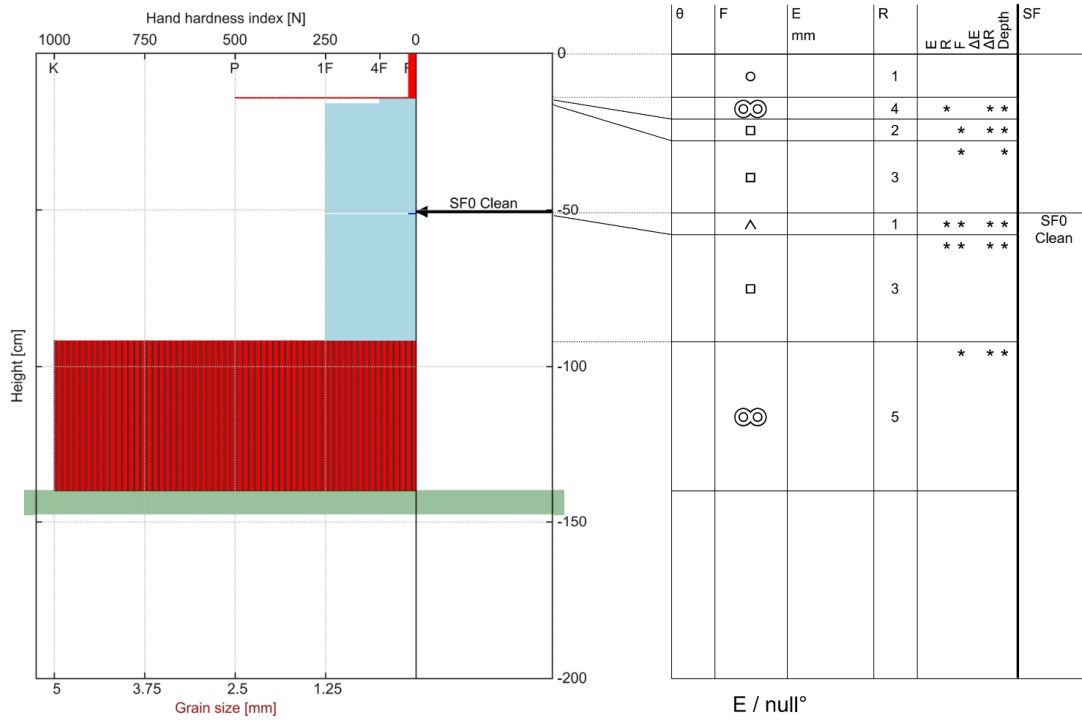


A-8

01.05.2023, 14:48

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 635 m	Date / Time: 2023-04-04 12:35 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.3635 / 11.64	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

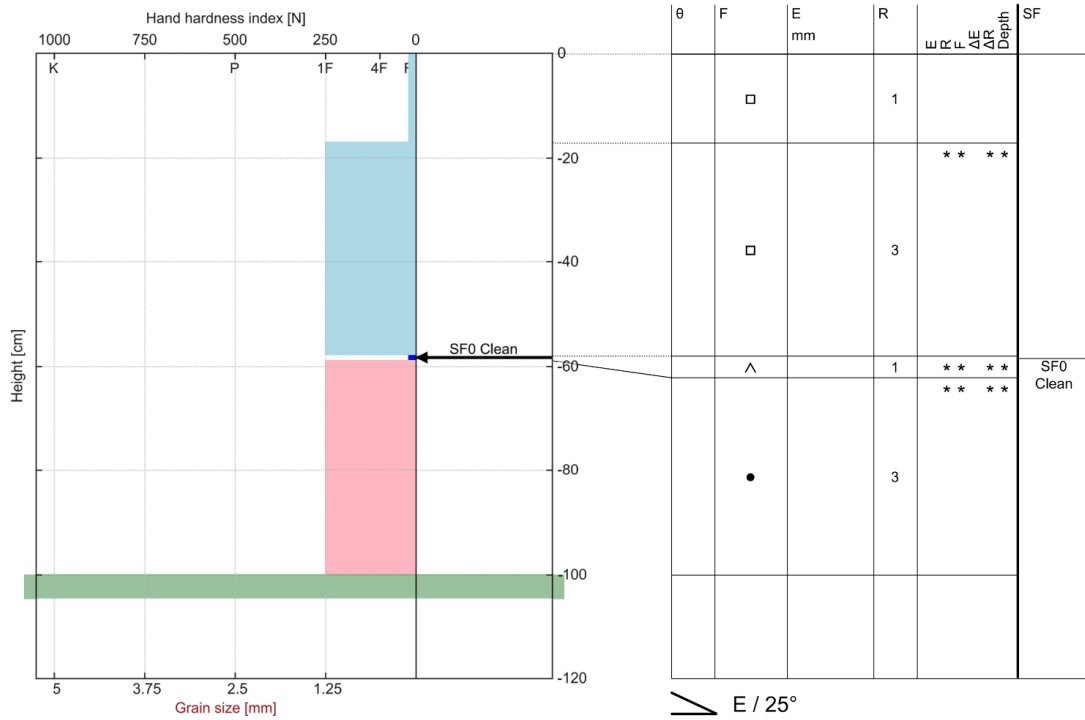


A-9

01.05.2023, 15:03

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 803 m	Date / Time: 2023-04-04 13:45 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E / Slope: 25°	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.3637 / 11.625	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

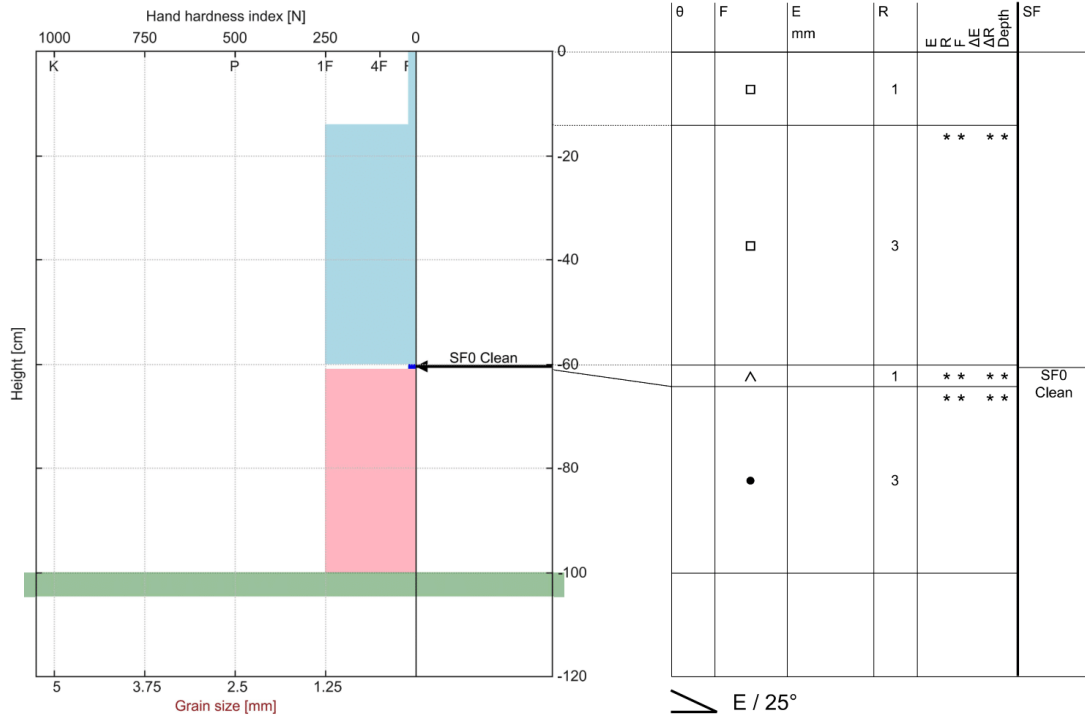


A-10

01.05.2023, 15:04

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 803 m	Date / Time: 2023-04-04 13:45 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E / Slope: 25°	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.3637 / 11.625	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

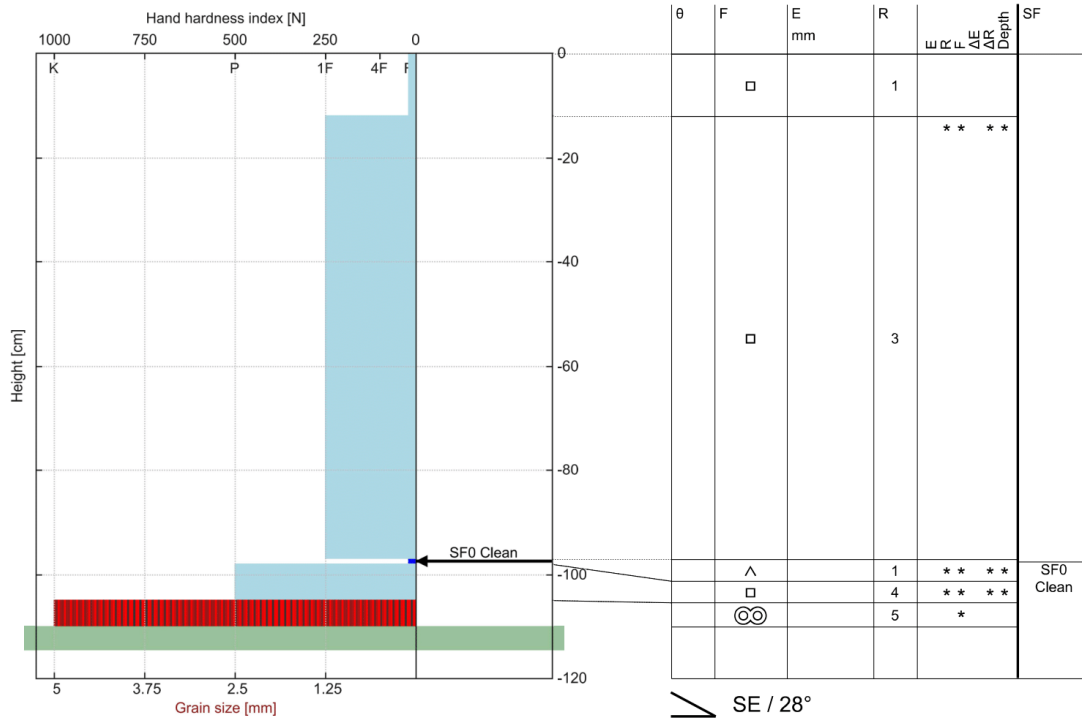


A-11

01.05.2023, 15:13

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 900 m	Date / Time: 2023-04-04 14:20 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: SE / Slope: 28°	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.367 / 11.621	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

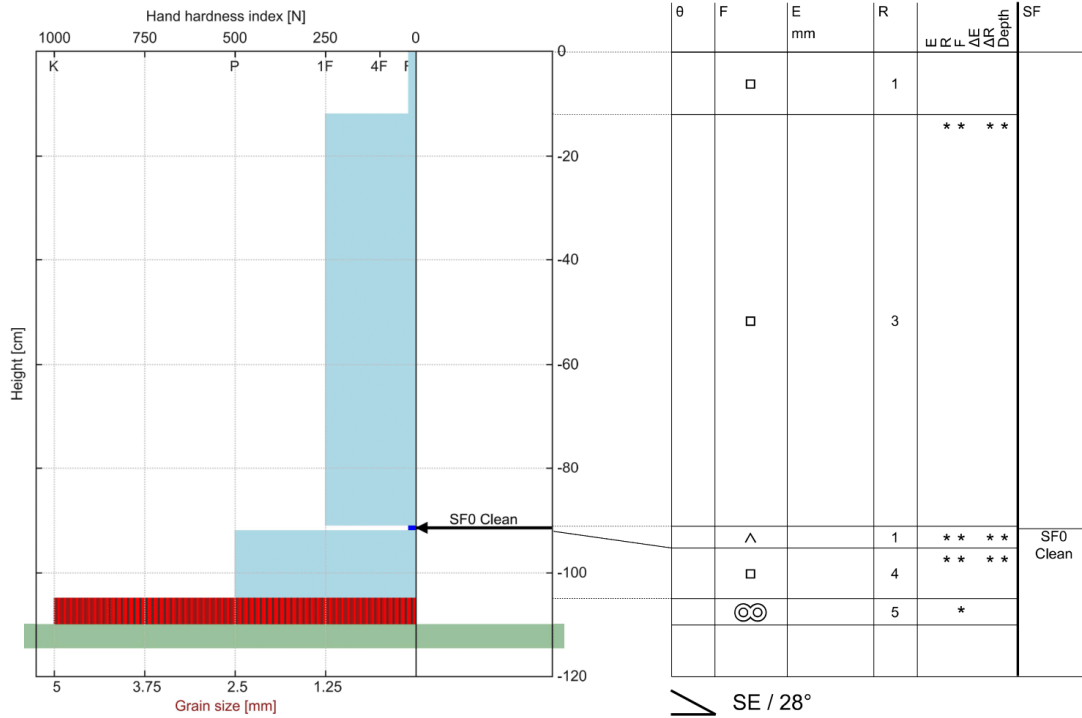


A-12

01.05.2023, 15:16

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 900 m	Date / Time: 2023-04-04 14:20 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: SE / Slope: 28°	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.367 / 11.621	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

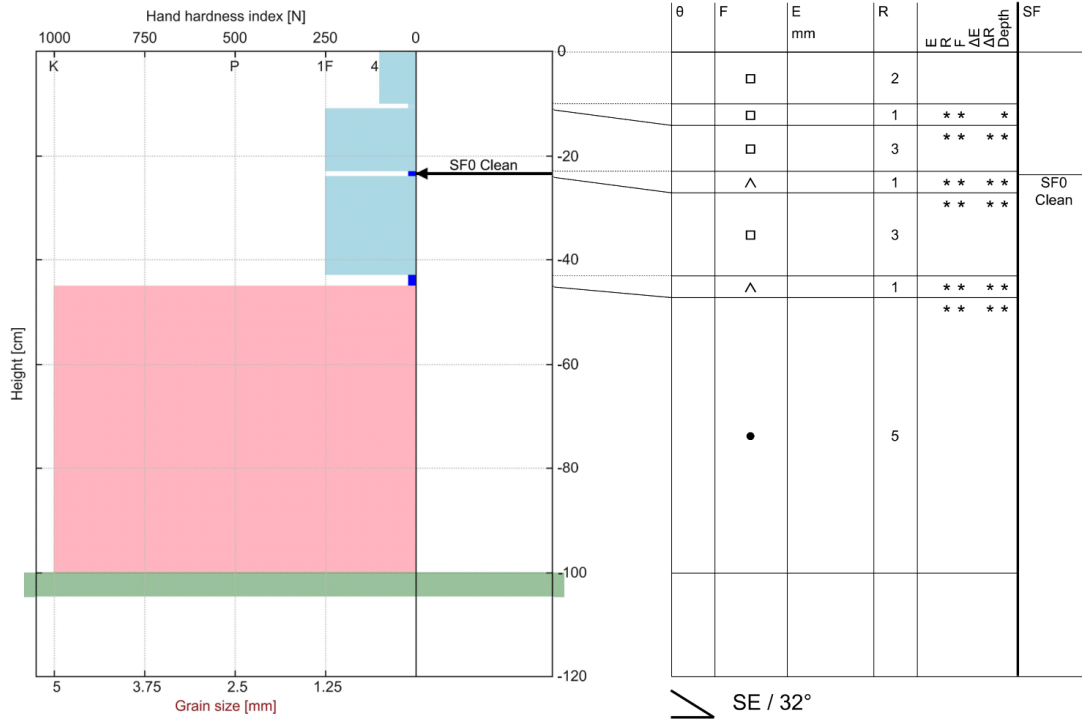


A-13

01.05.2023, 15:32

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 1000 m	Date / Time: 2023-04-04 15:00 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: SE / Slope: 32°	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.367 / 11.615	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

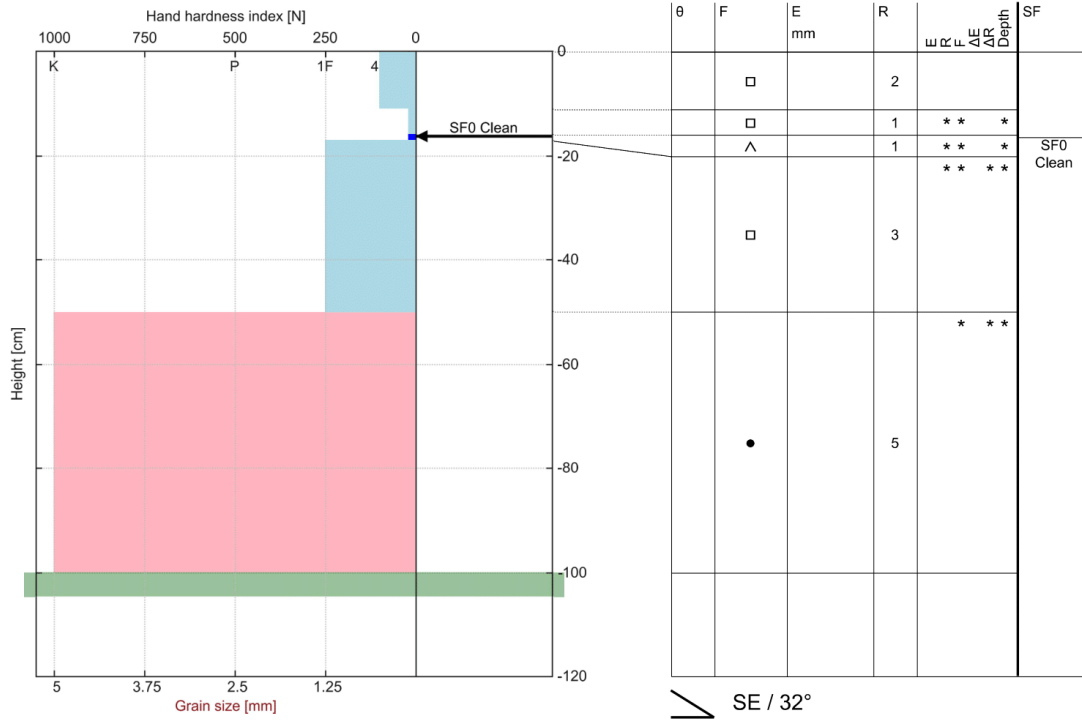


A-14

01.05.2023, 15:36

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 1000 m	Date / Time: 2023-04-04 15:00 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: SE / Slope: 32°	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.367 / 11.615	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

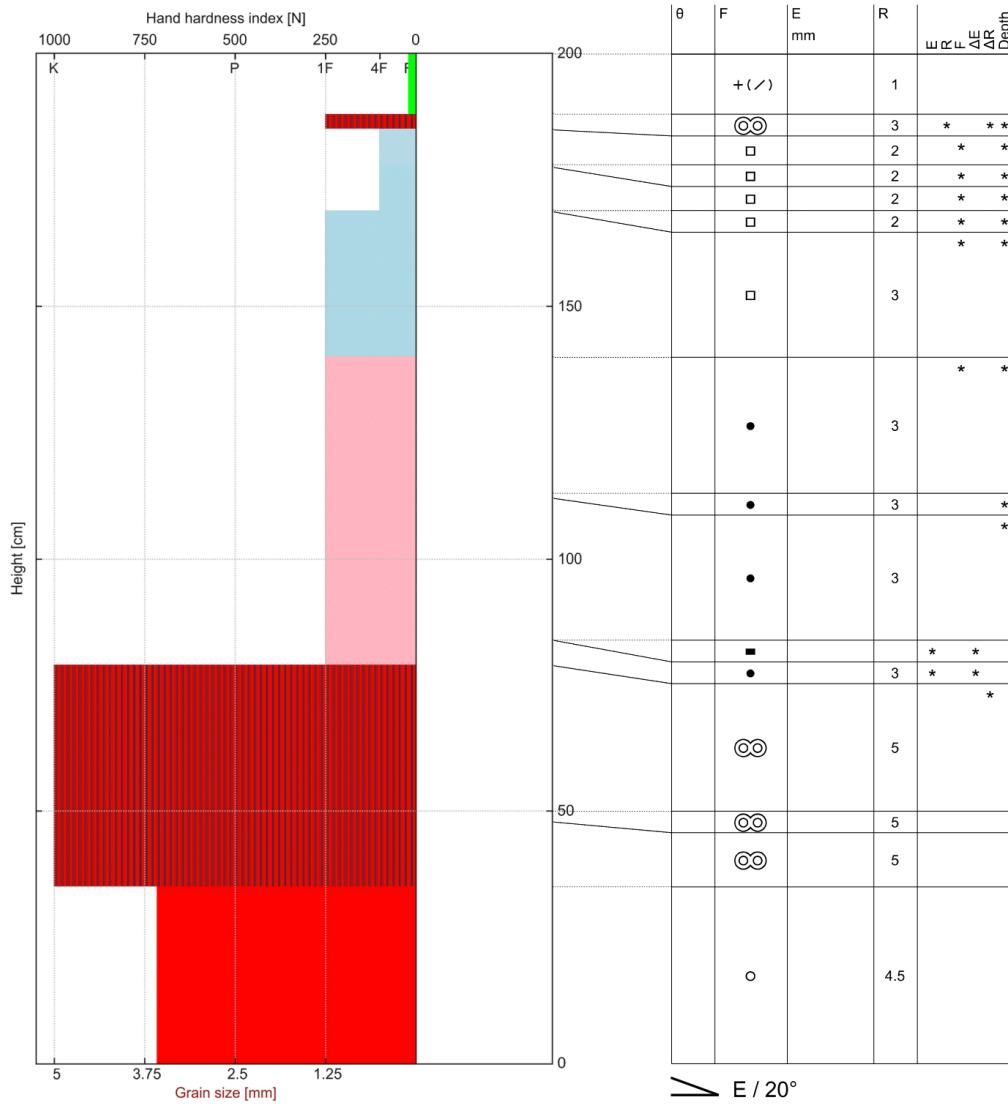


A-15

18.04.2023, 16:02

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 528 m	Date / Time: 2023-03-30 12:18 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E / Slope: 20°	Air temp.:
Snow height: 200 cm	Coordinates: 63.356 / 11.656	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

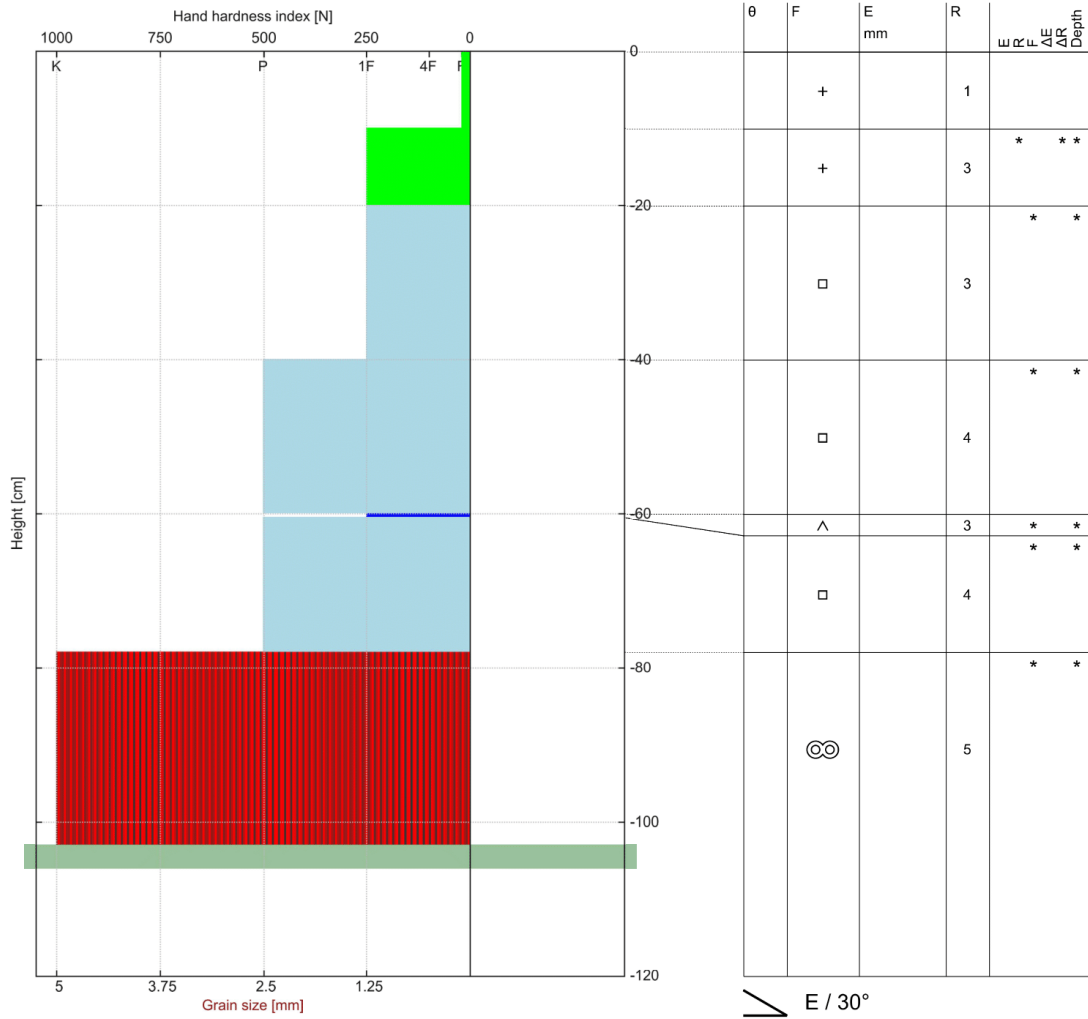


A-16

19.04.2023, 14:14

niViz: Interactive Snow Profiles Visualizer

Location: Mannfjellet	Altitude: 920 m	Date / Time: 2023-04-19 14:05 +02:00
Observer:	Exposition: E / Slope: 30°	Air temp.:
Snow height: --	Coordinates: 63.36785 / 11.61542	Cloudiness:
	Avg. density: --	Wind:
		Avg. ram resistance:

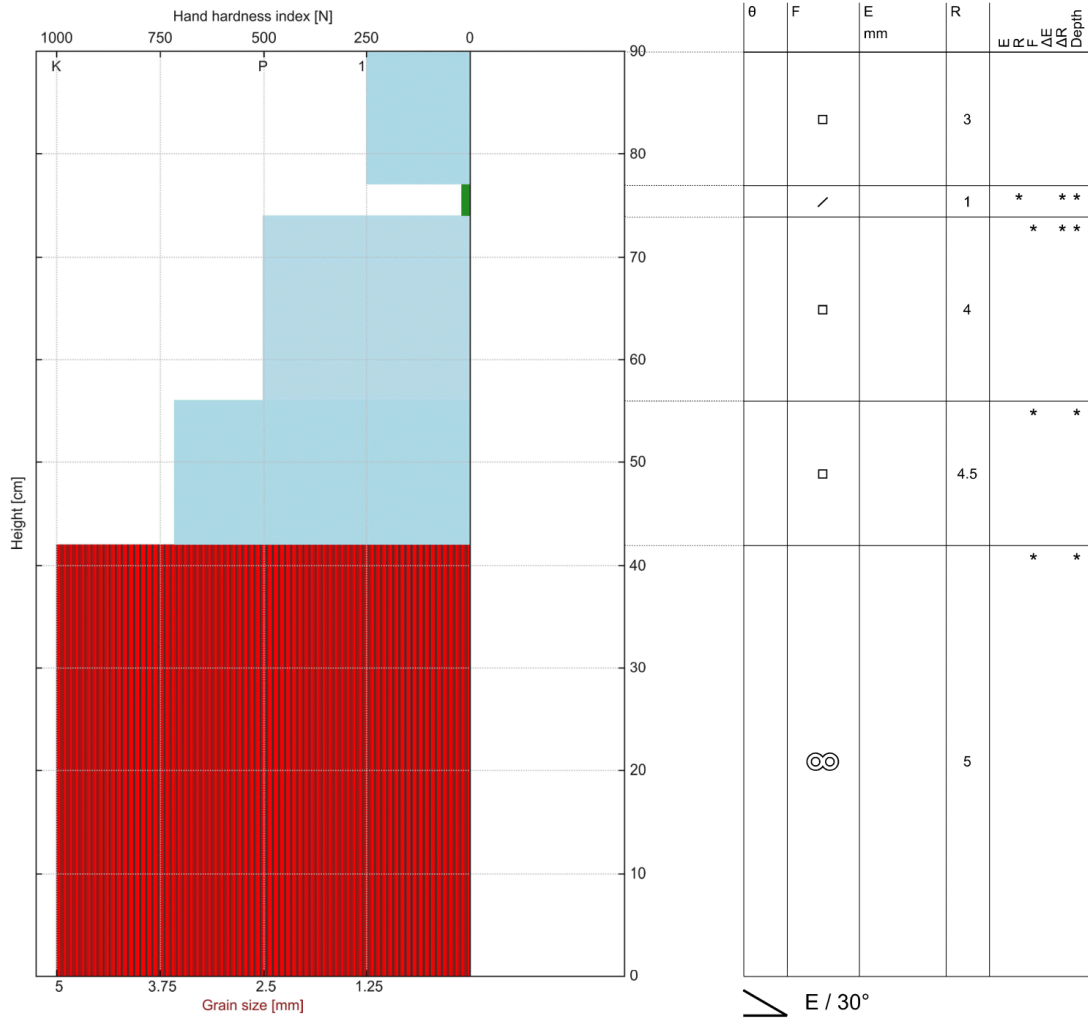


A-17

19.04.2023, 14:21

202303301550.SimpleProfile.caaml

Location: Mannfjellet	Altitude: 920 m	Date / Time: 2023-03-30 15:50 +02:00
Observer: Frederik Schmeding	Exposition: E / Slope: 30°	Air temp.: 0 °C
Profilenr.:	Coordinates: 63.3684 / 11.61591	Cloudiness:
Snow height: 90 cm	Avg. density: --	Wind:
Hasty Pit: No		Avg. ram resistance:
Remarks:		



Vedlegg B Sensitivitetsanalyse

B-1

Tabell 2: Variasjonsmetriker punkt 1, $\alpha = 20$, $\beta = 100$

Indeks	Parameter	mae	rmse	r2
ccl	ILWR	0.24	0.41	0.57
SK38	ILWR	0.11	0.34	0.95
Sn	ILWR	0.08	0.17	0.83
Sdef	ILWR	0.56	0.68	-3.79
ssi	ILWR	0.21	0.47	0.88
Gjennomsnitt	ILWR	0.24	0.41	-0.11
ccl	ISWR	0.09	0.2	0.92
SK38	ISWR	0.06	0.26	0.97
Sn	ISWR	0.03	0.1	0.91
Sdef	ISWR	0.29	0.38	0.52
ssi	ISWR	0.06	0.21	0.97
Gjennomsnitt	ISWR	0.11	0.23	0.86
ccl	PSUM	0.15	0.25	0.87
SK38	PSUM	0.11	0.41	0.93
Sn	PSUM	0.07	0.17	0.8
Sdef	PSUM	0.35	0.46	0.43
ssi	PSUM	0.16	0.38	0.91
Gjennomsnitt	PSUM	0.17	0.33	0.79
ccl	RH	0.16	0.25	0.86
SK38	RH	0.08	0.27	0.97
Sn	RH	0.05	0.13	0.92
Sdef	RH	0.28	0.36	0.66
ssi	RH	0.17	0.38	0.92
Gjennomsnitt	RH	0.15	0.28	0.87
ccl	TA	0.18	0.3	0.8
SK38	TA	0.16	0.48	0.88
Sn	TA	0.08	0.18	0.8
Sdef	TA	0.41	0.57	0.21
ssi	TA	0.25	0.52	0.82
Gjennomsnitt	TA	0.22	0.41	0.7
ccl	TSG	0.08	0.2	0.92
SK38	TSG	0.05	0.21	0.98
Sn	TSG	0.03	0.1	0.9
Sdef	TSG	0.22	0.29	0.65
ssi	TSG	0.05	0.16	0.98
Gjennomsnitt	TSG	0.09	0.19	0.89
ccl	VW	0.17	0.3	0.82
SK38	VW	0.1	0.4	0.93
Sn	VW	0.07	0.18	0.8
Sdef	VW	0.41	0.54	0.25
ssi	VW	0.14	0.37	0.91
Gjennomsnitt	VW	0.18	0.36	0.74
ccl	Gjennomsnitt	0.15	0.27	0.82
SK38	Gjennomsnitt	0.1	0.34	0.94
Sdef	Gjennomsnitt	0.36	0.47	-0.15
Sn	Gjennomsnitt	0.06	0.15	0.85
ssi	Gjennomsnitt	0.15	0.36	0.91

B-2

Tabell 3: Variasjonsmetriker punkt 1, $\alpha = 20$, $\beta = 120$

Indeks	Parameter	mae	rmse	r2
ccl	ILWR	0.29	0.49	0.5
SK38	ILWR	0.23	0.69	0.82
Sn	ILWR	0.11	0.26	0.73
Sdef	ILWR	0.23	0.34	-0.3
ssi	ILWR	0.33	0.65	0.78
Gjennomsnitt	ILWR	0.24	0.49	0.51
ccl	ISWR	0.1	0.21	0.91
SK38	ISWR	0.06	0.25	0.97
Sn	ISWR	0.02	0.07	0.97
Sdef	ISWR	0.02	0.05	0.99
ssi	ISWR	0.07	0.22	0.97
Gjennomsnitt	ISWR	0.05	0.16	0.96
ccl	PSUM	0.16	0.27	0.85
SK38	PSUM	0.09	0.32	0.95
Sn	PSUM	0.06	0.15	0.88
Sdef	PSUM	0.06	0.1	0.95
ssi	PSUM	0.15	0.36	0.93
Gjennomsnitt	PSUM	0.1	0.24	0.91
ccl	RH	0.19	0.28	0.81
SK38	RH	0.1	0.29	0.96
Sn	RH	0.12	0.29	0.69
Sdef	RH	0.31	0.39	0.39
ssi	RH	0.2	0.42	0.91
Gjennomsnitt	RH	0.18	0.33	0.75
ccl	TA	0.2	0.33	0.77
SK38	TA	0.22	0.62	0.84
Sn	TA	0.1	0.26	0.71
Sdef	TA	0.08	0.14	0.92
ssi	TA	0.32	0.64	0.75
Gjennomsnitt	TA	0.18	0.4	0.8
ccl	TSG	0.06	0.15	0.95
SK38	TSG	0.04	0.16	0.98
Sn	TSG	0.02	0.07	0.97
Sdef	TSG	0.01	0.03	1.0
ssi	TSG	0.05	0.14	0.98
Gjennomsnitt	TSG	0.04	0.11	0.98
ccl	VW	0.12	0.24	0.88
SK38	VW	0.09	0.35	0.96
Sn	VW	0.04	0.12	0.9
Sdef	VW	0.03	0.07	0.98
ssi	VW	0.12	0.33	0.94
Gjennomsnitt	VW	0.08	0.22	0.93
ccl	Gjennomsnitt	0.16	0.28	0.81
SK38	Gjennomsnitt	0.12	0.38	0.93
Sdef	Gjennomsnitt	0.11	0.16	0.7
Sn38	Gjennomsnitt	0.07	0.17	0.84
ssi	Gjennomsnitt	0.18	0.39	0.89

B-3

Tabell 4: Variasjonsmetriker punkt 1, $a = 30$, $\beta = 120$

Indeks	Parameter	mae	rmse	r2
ccl	ILWR	0.25	0.41	0.58
SK38	ILWR	0.15	0.4	0.94
Sn	ILWR	0.12	0.31	0.61
Sdef	ILWR	0.33	0.43	-5.17
ssi	ILWR	0.36	0.66	0.78
Gjennomsnitt	ILWR	0.24	0.44	-0.45
ccl	ISWR	0.1	0.2	0.91
SK38	ISWR	0.07	0.26	0.97
Sn	ISWR	0.03	0.11	0.91
Sdef	ISWR	0.23	0.3	0.51
ssi	ISWR	0.12	0.3	0.94
Gjennomsnitt	ISWR	0.11	0.23	0.85
ccl	PSUM	0.16	0.26	0.84
SK38	PSUM	0.09	0.26	0.97
Sn	PSUM	0.06	0.19	0.82
Sdef	PSUM	0.33	0.47	-0.42
ssi	PSUM	0.22	0.45	0.9
Gjennomsnitt	PSUM	0.17	0.33	0.62
ccl	RH	0.2	0.31	0.76
SK38	RH	0.16	0.46	0.93
Sn	RH	0.14	0.35	0.56
Sdef	RH	0.35	0.44	0.33
ssi	RH	0.34	0.65	0.79
Gjennomsnitt	RH	0.24	0.44	0.67
ccl	TA	0.2	0.33	0.75
SK38	TA	0.19	0.5	0.89
Sn	TA	0.11	0.31	0.57
Sdef	TA	0.31	0.42	-0.33
ssi	TA	0.35	0.7	0.73
Gjennomsnitt	TA	0.23	0.45	0.52
ccl	TSG	0.07	0.2	0.92
SK38	TSG	0.06	0.26	0.97
Sn	TSG	0.02	0.08	0.93
Sdef	TSG	0.17	0.21	0.68
ssi	TSG	0.07	0.23	0.97
Gjennomsnitt	TSG	0.08	0.2	0.89
ccl	VW	0.16	0.28	0.81
SK38	VW	0.09	0.27	0.97
Sn	VW	0.07	0.2	0.76
Sdef	VW	0.29	0.39	0.06
ssi	VW	0.21	0.46	0.89
Gjennomsnitt	VW	0.16	0.32	0.7
ccl	Gjennomsnitt	0.16	0.28	0.8
SK38	Gjennomsnitt	0.12	0.34	0.95
Sdef	Gjennomsnitt	0.29	0.38	-0.62
Sn	Gjennomsnitt	0.08	0.22	0.74
ssi	Gjennomsnitt	0.24	0.49	0.86

B-4

Tabell 5: Variasjonsmetriker punkt 2, $a = 20$, $\beta = 120$

Indeks	Parameter	mae	rmse	r2
ccl	ILWR	0.18	0.32	0.82
SK38	ILWR	0.13	0.42	0.93
Sn	ILWR	0.11	0.26	0.86
Sdef	ILWR	0.13	0.27	0.72
ssi	ILWR	0.12	0.31	0.93
Gjennomsnitt	ILWR	0.13	0.32	0.85
ccl	ISWR	0.02	0.08	0.99
SK38	ISWR	0.02	0.08	1.0
Sn	ISWR	0.02	0.06	0.98
Sdef	ISWR	0.02	0.05	0.99
ssi	ISWR	0.02	0.07	1.0
Gjennomsnitt	ISWR	0.02	0.07	0.99
ccl	PSUM	0.14	0.25	0.89
SK38	PSUM	0.07	0.24	0.98
Sn	PSUM	0.07	0.18	0.92
Sdef	PSUM	0.05	0.13	0.95
ssi	PSUM	0.08	0.21	0.97
Gjennomsnitt	PSUM	0.08	0.2	0.94
ccl	RH	0.19	0.36	0.76
SK38	RH	0.13	0.4	0.94
Sn	RH	0.13	0.28	0.84
Sdef	RH	0.11	0.28	0.82
ssi	RH	0.13	0.34	0.92
Gjennomsnitt	RH	0.14	0.33	0.86
ccl	TA	0.17	0.32	0.75
SK38	TA	0.19	0.5	0.85
Sn	TA	0.16	0.34	0.71
Sdef	TA	0.28	0.41	0.45
ssi	TA	0.14	0.33	0.9
Gjennomsnitt	TA	0.19	0.38	0.73
ccl	TSG	0.02	0.07	0.99
SK38	TSG	0.02	0.07	1.0
Sn	TSG	0.02	0.06	0.99
Sdef	TSG	0.02	0.04	0.99
ssi	TSG	0.02	0.07	1.0
Gjennomsnitt	TSG	0.02	0.06	0.99
ccl	VW	0.14	0.24	0.83
SK38	VW	0.12	0.31	0.89
Sn	VW	0.12	0.26	0.8
Sdef	VW	0.31	0.38	0.41
ssi	VW	0.09	0.22	0.94
Gjennomsnitt	VW	0.16	0.28	0.77
ccl	Gjennomsnitt	0.12	0.23	0.86
SK38	Gjennomsnitt	0.1	0.29	0.94
Sdef	Gjennomsnitt	0.13	0.22	0.76
Sn38	Gjennomsnitt	0.09	0.21	0.87
ssi	Gjennomsnitt	0.09	0.22	0.95

B-5

Tabell 6: Variasjonsmetriker punkt 2, $a = 30$, $\beta = 120$

Indeks	Parameter	mae	rmse	r2
ccl	ILWR	0.22	0.4	0.64
SK38	ILWR	0.25	0.71	0.8
Sn	ILWR	0.22	0.48	0.38
Sdef	ILWR	0.73	0.88	-3.31
ssi	ILWR	0.19	0.45	0.87
Gjennomsnitt	ILWR	0.32	0.58	-0.12
ccl	ISWR	0.05	0.12	0.96
SK38	ISWR	0.05	0.18	0.99
Sn	ISWR	0.06	0.15	0.97
Sdef	ISWR	0.05	0.13	0.98
ssi	ISWR	0.06	0.2	0.97
Gjennomsnitt	ISWR	0.05	0.16	0.97
ccl	PSUM	0.13	0.25	0.82
SK38	PSUM	0.1	0.4	0.92
Sn	PSUM	0.09	0.2	0.94
Sdef	PSUM	0.07	0.21	0.94
ssi	PSUM	0.13	0.38	0.9
Gjennomsnitt	PSUM	0.1	0.29	0.9
ccl	RH	0.18	0.38	0.58
SK38	RH	0.16	0.56	0.86
Sn	RH	0.13	0.28	0.9
Sdef	RH	0.12	0.3	0.89
ssi	RH	0.19	0.51	0.83
Gjennomsnitt	RH	0.16	0.41	0.81
ccl	TA	0.19	0.4	0.57
SK38	TA	0.24	0.68	0.79
Sn	TA	0.21	0.4	0.74
Sdef	TA	0.75	0.93	-2.81
ssi	TA	0.25	0.57	0.77
Gjennomsnitt	TA	0.33	0.6	0.01
ccl	TSG	0.05	0.13	0.95
SK38	TSG	0.06	0.21	0.98
Sn	TSG	0.07	0.19	0.95
Sdef	TSG	0.07	0.16	0.97
ssi	TSG	0.07	0.25	0.96
Gjennomsnitt	TSG	0.06	0.19	0.96
ccl	VW	0.1	0.2	0.89
SK38	VW	0.09	0.4	0.92
Sn	VW	0.08	0.21	0.94
Sdef	VW	0.05	0.15	0.97
ssi	VW	0.11	0.36	0.91
Gjennomsnitt	VW	0.09	0.26	0.93
ccl	Gjennomsnitt	0.13	0.27	0.77
SK38	Gjennomsnitt	0.14	0.45	0.89
Sdef	Gjennomsnitt	0.26	0.39	-0.2
Sn38	Gjennomsnitt	0.12	0.27	0.83
ssi	Gjennomsnitt	0.14	0.39	0.89

B-6

Tabell 7: Variasjonsmetriker punkt 3, $\alpha = 30$, $\beta = 120$

Indeks	Parameter	mae	rmse	r2
ccl	ILWR	0.09	0.18	0.87
SK38	ILWR	0.07	0.25	0.95
Sn	ILWR	0.1	0.22	0.95
Sdef	ILWR	0.18	0.25	0.94
ssi	ILWR	0.07	0.23	0.93
Gjennomsnitt	ILWR	0.1	0.23	0.93
ccl	ISWR	0.02	0.04	0.99
SK38	ISWR	0.01	0.07	1.0
Sn	ISWR	0.03	0.1	0.99
Sdef	ISWR	0.04	0.07	0.99
ssi	ISWR	0.02	0.07	0.99
Gjennomsnitt	ISWR	0.02	0.07	0.99
ccl	PSUM	0.1	0.16	0.91
SK38	PSUM	0.05	0.18	0.98
Sn	PSUM	0.09	0.22	0.95
Sdef	PSUM	0.07	0.11	0.99
ssi	PSUM	0.06	0.18	0.96
Gjennomsnitt	PSUM	0.07	0.17	0.96
ccl	RH	0.13	0.27	0.69
SK38	RH	0.07	0.22	0.97
Sn	RH	0.14	0.31	0.91
Sdef	RH	0.13	0.26	0.94
ssi	RH	0.09	0.24	0.94
Gjennomsnitt	RH	0.11	0.26	0.89
ccl	TA	0.07	0.13	0.94
SK38	TA	0.06	0.23	0.96
Sn	TA	0.08	0.2	0.96
Sdef	TA	0.09	0.15	0.98
ssi	TA	0.07	0.23	0.94
Gjennomsnitt	TA	0.07	0.19	0.96
ccl	TSG	0.02	0.04	0.99
SK38	TSG	0.02	0.07	1.0
Sn	TSG	0.04	0.12	0.98
Sdef	TSG	0.05	0.07	1.0
ssi	TSG	0.02	0.07	0.99
Gjennomsnitt	TSG	0.03	0.07	0.99
ccl	VW	0.11	0.18	0.89
SK38	VW	0.06	0.22	0.97
Sn	VW	0.1	0.26	0.94
Sdef	VW	0.09	0.15	0.98
ssi	VW	0.07	0.21	0.95
Gjennomsnitt	VW	0.09	0.2	0.95
ccl	Gjennomsnitt	0.08	0.14	0.9
SK38	Gjennomsnitt	0.05	0.18	0.98
Sdef	Gjennomsnitt	0.09	0.15	0.97
Sn38	Gjennomsnitt	0.08	0.2	0.95
ssi	Gjennomsnitt	0.06	0.18	0.96

B-7

Tabell 8: Variasjonsmetriker punkt 3, $a = 35$, $\beta = 120$

Indeks	Parameter	mae	rmse	r2
ccl	ILWR	0.11	0.2	0.85
SK38	ILWR	0.07	0.28	0.95
Sn	ILWR	0.1	0.24	0.94
Sdef	ILWR	0.2	0.24	0.94
ssi	ILWR	0.08	0.25	0.93
Gjennomsnitt	ILWR	0.11	0.24	0.92
ccl	ISWR	0.05	0.11	0.87
SK38	ISWR	0.05	0.18	0.93
Sn	ISWR	0.07	0.17	0.94
Sdef	ISWR	0.06	0.11	0.97
ssi	ISWR	0.05	0.14	0.92
Gjennomsnitt	ISWR	0.06	0.14	0.93
ccl	PSUM	0.1	0.18	0.87
SK38	PSUM	0.07	0.26	0.95
Sn	PSUM	0.1	0.26	0.93
Sdef	PSUM	0.09	0.16	0.97
ssi	PSUM	0.07	0.23	0.93
Gjennomsnitt	PSUM	0.09	0.22	0.93
ccl	RH	0.12	0.23	0.79
SK38	RH	0.09	0.35	0.92
Sn	RH	0.14	0.34	0.88
Sdef	RH	0.13	0.28	0.93
ssi	RH	0.09	0.3	0.89
Gjennomsnitt	RH	0.11	0.3	0.88
ccl	TA	0.09	0.18	0.86
SK38	TA	0.07	0.24	0.95
Sn	TA	0.1	0.23	0.93
Sdef	TA	0.09	0.19	0.95
ssi	TA	0.07	0.23	0.92
Gjennomsnitt	TA	0.08	0.21	0.92
ccl	TSG	0.03	0.08	0.98
SK38	TSG	0.02	0.09	0.99
Sn	TSG	0.03	0.1	0.99
Sdef	TSG	0.06	0.09	0.99
ssi	TSG	0.02	0.1	0.99
Gjennomsnitt	TSG	0.03	0.09	0.99
ccl	VW	0.1	0.17	0.89
SK38	VW	0.07	0.28	0.95
Sn	VW	0.11	0.28	0.92
Sdef	VW	0.09	0.15	0.98
ssi	VW	0.07	0.24	0.93
Gjennomsnitt	VW	0.09	0.22	0.93
ccl	Gjennomsnitt	0.09	0.16	0.87
SK38	Gjennomsnitt	0.06	0.24	0.95
Sdef	Gjennomsnitt	0.1	0.17	0.96
Sn38	Gjennomsnitt	0.09	0.23	0.93
ssi	Gjennomsnitt	0.06	0.21	0.93

