



UiO • Universitetet i Oslo

Steinsprangfare i permafrostmiljø i Jotunheimen

Klimaendringene sin påvirkning for fjellsporten

Erling Thokle Hovden

Oppgave for studieprogrammet
Master i geofarar og geomekanikk
60 studiepoeng

Institutt for Geofag
Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

Vår 2022



Skagastøls- og Styggedalsryggen, Hurrungane 2. juli 2021

Sammendrag

I alpine høyfjellsområder fører klimaendringene til at breene trekker seg tilbake, og permafrosten i fjellet varmes opp og tiner. Konsekvensene klimaet har for fjellsporten er imidlertid et lite studert tema. Dette er en aktuell problemstilling som fordrer flere undersøkelser, da fjellet i Sør-Norge med Jotunheimen, og spesielt Hurrungane, er populære områder for høyfjellsklating. Dette studiet forsøker dermed å belyse hvordan klimaendringene påvirker høyfjellet i Jotunheimen, og hvilke konsekvenser det kan medføre for fjellsporten, med alpine klatreruter og steinsprangrisiko i søkelyset, dersom temperaturene fortsetter å stige. Dette er gjort ved å beskrive prosessene som fører til ustabilitet i fjell, og å identifisere potensiell steinsprangrisiko for klatrere som følge av temperaturøkning, frostforvitring og permafrostvarming. Vurderingen tar utgangspunkt i direkte observasjoner fra fjellfolk og førere, data fra SeNorge og fjelltemperaturloggere. Ved studieområdene Skagadalen og Falketind er det beregnet fjelltemperatur og frostforvitringspotensiale i fjellvegger vendt henholdsvis mot nordøst og sør. Beregningene for fjellveggen i Skagadalen viser negative fjelltemperaturer, lav frostforvitring og permafrost på 6 meters dyp, og positive temperaturer på Falketind med høy frostforvitring og permafrosttopp på omtrent 8 meter. I Skagadalen og på Falketind skaper bresmelting gradvis større problemer der overgangen mellom bre og fjell blir brattere og vanskeligere å forsere. Nedsmeltingen av is- og snøfelt i bratte fjellsider identifiseres også som en utløsende faktor for steinsprang i Skagadalen. Fjellvegger som varmes opp til temperaturer over frysepunktet opplever kraftig frostforvitring nær overflaten. Dette antyder økt ustabilitet og steinsprangrisiko, og understøttes av direkte observasjoner fra sydveggen på Falketind der det er registrert hyppigere steinsprang de siste årene. Undersøkelsene indikerer at klatreruter, og spesielt ruter som inneholder brefall eller is/snøklating, blir endret av klimaet enten ved at karakteren på ruta forandres eller at steinsprangaktiviteten øker. I begge tilfellene øker dette risikoen for fjellsporten og klating, og det blir stadig vanskeligere å klatreruter med gode og trygge forhold. Ved varmere temperaturer i fremtiden forventes en forsterkning av denne trenden, der flere fjell- og klatreruter blir teknisk mer utfordrende og farligere å bestige.

Forord

Jeg har lenge hatt en stor interesse for fjell og bratt terreng. Rundt 15 år med alpine fjellturer og klatring har gjort at jeg har kommet tett inn på bratt (og veldig løst) fjell. Her må en raskt lære å vurdere og ta hensyn til løse steiner og blokker. Etter en praktisk tilnærming har det derfor vært interessant å sette seg inn i teorien bak prosessene som gjør fjellet ustabil, og hva som kan forårsake økt risiko og flere steinsprang i fremtiden. For meg som klatrer er denne problemstillingen høyst relevant og verdt å sette seg inn i, og jeg håper undersøkelsene mine kan gjøre flere fjellvandrere bevisst på konsekvensene av klimaendringene i høyfjellet. Jeg er sikker på at flere enn meg selv er interessert i å fortsette med bratte turer i Jotunheimen og andre høyfjellsområder uten å få masse stein i hodet. Bare i løpet av de årene jeg har gått på bratte fjell og besøkt breer, siden omtrent 2008, har jeg vitnet en dramatisk tilbaketrekning av bretungene og reduksjon av isvolum i fjellet. Utenom breene har jeg opplevd store snøfelt og fonner forsvinne som vanligvis har ligget der hele året. Så det er for meg tydelig at store ting er i endring. Å studere dette derimot har til tider vært utfordrende, hovedsakelig som følge av studenttilværelsen under pandemien. Jeg ønsker derfor å rette en takk til Bernd Etzelmüller for sin forståelse av å være student under denne situasjonen, og for støtte og hjelp underveis i prosjektet.

Innhold

Sammendrag	3
Forord.....	4
Figurliste	5
1 Introduksjon til ustabile skråninger i permafrostmiljø	9
1.1 Steinsprang og skredfare i Norge	9
1.2 Steinsprang som følge av klimaendringer	11
1.3 Mål med oppgaven	11
2 Studieområde	12
3 Historisk tilbakeblikk og tidligere vitenskapelige undersøkelser	15
3.1 Fjellsporten i Jotunheimen; Skagadalen og Falketind.....	15
3.2 Vitenskapelige studier som belyser skred og permafrost.....	16
4 Teoretisk bakgrunn	22
4.1 Stabiliteten til en skråning	22
4.2 Permafrost i fjell	25
4.3 Frostforvitring	27
4.3.1 Volumetrisk ekspansjon	28
4.3.2 Is-segregering.....	28

5 Metode	30
5.1 Direkte observasjoner	30
5.2 Kartlegging turstier, klatreruter og SeNorge-data	30
5.3 Dataloggere montert i vertikale fjellvegger	31
5.6 Temperaturen i bakken og frostforvitring	33
5.6.1 Sensitivitetstesting	34
5.6.2 Antagelser ved beregning av potensiell frostforvitring	35
6 Resultater	36
6.1 Direkte observasjoner	36
6.2 Regional temperaturendring	38
6.3 Skagadalen – fjelltemperatur og FCI	41
6.4 Falketind – fjelltemperatur og FCI	47
7 Diskusjon	50
7.1 Usikkerheter	50
7.2. Har det vært en endring i fjellskred og steinsprang de siste 10-15 år?	51
7.3 Innvirkning på fjellsporten ved studieområdene og generelt i Jotunheimen	55
8 Konklusjon	59
9 Referanser	60
10 Appendiks	68

Figurliste

Figur 1. Joasetebergi på Stampa i Aurland, Vestland. Fjellpartiet ligger over tettstedet Flåm og Aurlandsfjorden. Fotografiet gir et godt inntrykk av hvordan fjellet kan skape en flodbølge med katastrofale følger for fastboende og turister som oppholder seg ved fjorden.	10
Figur 2. Skagadalen og fjellmassivet Hurrungane vest for Utladalen. Mot øst i kartet ligger Falketind med Koldedalen nederst til høyre.....	12
Figur 3. På vei inn Skagadalen mot Skagastølstindane og Store Skagastølstind i bakgrunnen. (Foto: Sondre Svevad, juli 2021).	13
Figur 4. Falketind sett fra nord og toppen av Pionerruta. Bildet er tatt i juli 2021.	14
Figur 5. Nordnesfjellet, Gámanjunni, Ádjit og Polvartinden i Troms, Nord-Norge.....	17
Figur 6. Gámanjunni i Manddalen. Størsteparten av det ustabile fjellpartiet kan sees i øvre del av bildet (med hvit hytte/målestasjon oppå). I forgrunnen er bakskrenten og slippsonen.....	18
Figur 7. I bildet er det markert permafrost-is synlig i slippsonen til skredet på Polvartinden, 26. juni 2008. Bildet er hentet fra Frauenfelder et al. (2018), fotografert av Kjetil Bakke, NGI.....	18

Figur 8. Steinbreer med sydveggen på fjellet Ádjit i bakgrunnen. Bildet er hentet fra Eriksen et al. (2018)	19
Figur 9. Steinsprang på om lag 1500 m ³ ved Hörnligrat-ryggen, normalveien på Matterhorn, 15. juli 2003. Markert med pil er det synlig mange hundre år gammel permafrost-is i slippsonen. Figuren er hentet fra Weber et al. (2021)	20
Figur 10. Fra et besøk til Goûter Refuge og Mont Blanc i 2010 (A) og 2011 (B). A: Grand Couloir er den største renna oppe til høyre, avgrenset som i Figur 11 etter Mourey et al. (2018). B: Grand Couloir sett fra oversiden, en ser tråkk i snøen som krysser renna. Snøen i renna er mørk og forurenset av mye stein- og blokkfragmenter og avslører hyppig steinsprangaktivitet, gul pil markerer senter av skredbanen og renna. (Foto: Bård Hovden, 2010/2011)	21
Figur 11. Grand Couloir er avgrenset med lilla linjer. Illustrasjonen viser plasseringen til fire temperatursensorer i vestflanken på Aiguille du Goûter, normalveien til Mont Blanc. Figuren er hentet fra Mourey et al. (2018).....	21
Figur 12. Figuren illustrerer to typer blokkutglidninger i kjegleform, (a) og (b). Figuren er hentet fra Kumsar, Aydan og Ulusay (2000).	23
Figur 13. Skjematisk fremstilling av den termofysiske situasjon og prosess i et miljø der en har permafrost i grunnen. Toppen av stabil permafrost er der temperaturen er konstant under 0°C, T _{max} . Figuren er modifisert av Dobinski (2011), hentet fra Harris (1988) og Van Everdingen (1998).	25
Figur 14. Figuren viser en skjematisk is- og fjellmodell for drivende krefter («Shear Force») og motvirkende krefter («Shear Resistance») i en grunn med permafrost-is til stede. Figuren er modifisert og hentet fra Krautblatter (2015), (Krautblatter et al. 2013).	26
Figur 15. Temperaturlogger som ligner RW1, RW3 og RW4 som dataene er hentet fra. Sylindere inneholder batteri og minne, med ledningen med selve sensoren i enden som plasseres i borehullet.	31
Figur 16. Oversikt over loggerne og deres plassering. Kun data fra RW1, RW3 og RW4 er brukt i denne oppgaven. Loggerne er installert i nær vertikale fjellvegger med forskjellig eksposisjon med tanke på ulik solinnstråling. Figuren er hentet fra Hipp et al. (2014).	32
Figur 17. Bildet viser vestsiden av Store Skagastølstind og Skagastølsryggen til venstre. Markert i forgrunnen fjellveggen på ca. 1800moh. som er fokuset i studiet. Bildet er tatt på Skagastølsbreen 26. august 2017.	37
Figur 18. MAAT i °C fra SeNorge-datasettet. Likningen hører til trendlinjen som beregner en gjennomsnittlig temperaturstigning på 0,3°C/10år. Diagrammet viser perioden til hele datasettet (1957-2020).	38
Figur 19. Lufttemperatur over Jotunheimen og nærliggende områder, beregnet etter SeNorge-datasettet. Stjernene markerer Skagadalen og Falketind, med Skagadalen lengst mot vest. (A) MAAT: 1980-2000. (B) MAAT: 2000-2019.....	39
Figur 20. Relativ økning i lufttemperaturen mellom periodene 1980-2000 (Figur 19 A) og 2000-2019 (Figur 19 B). Over området vist her har temperaturen i snitt steget med 0,46 °C. Temperaturøkningen er tilsynelatende størst i høyfjellsområdene.	40
Figur 21. Oversikt over øvre Skagadalen. Pilene til skredbanene er inntegnet slik at de starter 1800moh. Gul stjerne over breen viser den vestvendte fjellveggen, dette representerer området for den beregnede temp-tidsserien (Figur 22) og potensiell frostforvitring for Skagadalen (Figur 25, Figur 26). Den aktuelle fjellveggen er avbildet i Figur 17	41
Figur 22. Figuren viser sinusfunksjonen (blå kurve) over beregnet daglig temperatur i perioden 14.06.2009 til 07.09.2018, Skagadalen 1800moh. Med halvamplitude Ta = 8,87°C og faseforskyvning $\phi = -45,82$ er funksjonen tilpasset datapunktene med minst avvik.....	42

Figur 23. Temperaturforholdene i bakken beregnet etter modellen til Anderson (1998). Vertikal akse er dybde, der $0m$ er overflaten. (A) Tiden bakken er i FCW (-3 til $-8^{\circ}C$), som en funksjon av dybden, for ulike MART. Kurvene er markert med verdier i $^{\circ}C$. (Kurven mellom 0 og $1^{\circ}C$ er MART: $0,5^{\circ}C$). Tykk, blå kurve representerer regimet vist i (B). Halv-amplituden for den termiske svingningen (T_a) er $8,87^{\circ}C$ for alle MART-kurvener. (B) Det beregnede nåværende temperaturregimet (MART: $-1,38^{\circ}C$) inkludert sonen der bakken befinner seg i FCW i løpet av ett hydrologisk år.	43
Figur 24. Beregning av tiden bakken er i frostforvittringsvinduet (FCW) i løpet av ett år, etter Hales & Roering (2007). (A) Beregnet temperaturgradient, (B) Tiden i FCW for positiv MART, (C) Tiden i FCW for negativ MART.....	44
Figur 25. Potensiell FCI som en funksjon av ulike MART, for $T_a = 8,87^{\circ}C$ (A) Variasjoner i FCI for positive MART. (B) Som i Figur 25A, men for negative MART. Blå, tykk kurve representerer nåværende beregnet FCI.....	45
Figur 26. Potensiell FCI med ulike T_a for MART: (A) $0,001^{\circ}C$, (B) $-1,38^{\circ}C$ og (C) $-2,5^{\circ}C$. Tykk blå strek er den nåværende/beregnete FCI og T_a -amplituden i Skagadalen ($T_a = 8,87$).	45
Figur 27. Beregnet temperatur i bakken for ulike MART etter framgangsmåten til Anderson (1998), som vist i Figur 23A . Halv-amplituden for den termiske svingningen (T_a) er $8,87^{\circ}C$. Plot C er den nåværende temperaturen i Skagadalen basert på loggerdataene.	46
Figur 28. MART= $-1,38^{\circ}C$ med forskjellig termisk konduktivitet (k) og volumetrisk varmekapasitet (VHC) i bakken. Dybden på det aktive laget (toppen av permafrosten) er markert med sort linje. Øverste kolonne viser effektene av ulike k , nederste for høy og lav VHC.	46
Figur 29. Falketind. Normalveien og Pionerruta er vist med henholdsvis svarte og hvite stiplede linjer. Gul stjerne er sydfliken på rundt $1700m$ oh. hvor det fjelltemperaturen og intensiteten på frostforvittringen er beregnet.	47
Figur 30. Datapunkter fra 'logger2226m' justert til $1700m$ oh. for sørfliken på Flaketind med en vertikal temperaturgradient på $0,62^{\circ}C/100m$. Funksjonen (blå kurve) og verdiene som gir minst mulig avvik fra datapunktene er vist øverst til venstre i diagrammet.	47
Figur 31. (A) Andel av året der sydfliken på Falketind er i FCW, etter Anderson (1998). Funksjonene er markert med tilhørende MART. (B) Beregnet MART i fjellet over ett år.....	48
Figur 32. (A) Temperaturgradienten i bakken med FCW. (B) Tiden i FCW for positiv MART, (C) Tiden i FCW for negativ MART.	48
Figur 33. Potensiell FCI i Falketinds sydvegg $1700m$ oh. (A) positive MART, (B) Negative MART. FCI ved nåværende fjelltemperatur på Falketind (MART: $0,9^{\circ}C$) er markert i rødt.....	49
Figur 34. Potensiell FCI for Falketind for ulike T_a ved (A) MART: $0,9^{\circ}C$, (B) MART: $0^{\circ}C$, (C) MART: $-1,0^{\circ}C$. Tykk linje i rødt er den beregnende T_a -amplituden på $T_a = 9,74$	49
Figur 35. Profilene viser modellert fjelltemperatur for Hogrenningsnibba i Loen, for år 1980 til venstre og 2020 til høyre. Aksene er høyde over havet og profildistans. Modellen er laget av Czekirda et al. (2022).	54
Figur 36. Skagadalen med Skagastølsbreen og Bandet over breen til venstre, med skyggen av Store Skagastølstind i dalen. I bakgrunnen i vest synes blant annet Dyrhaugsryggen med sine snø- og isfelt, og hengebreer. Bildet er tatt 2. juli 2021.	56
Figur 37. Falketind med den lavere fortoppen Falkungen til venstre. A: 16. august 2020. B: 12. juli 2021. Klatreruta «Falketind via Falkungen» starter på breen til venstre og følger omtrent profilet i av fjellet til toppen av Falketind. Steinspranget som er markert løsnet fra NØ-vendt fjellvegg på ca. $1750m$ oh., i nærheten av skaret mellom de to toppene. Ruta er også markert i kartet i Figur 29	57

Figur 38. På vei ned Falkbreen under Pioneerruta på Falketind. Brevolum og snøfelt minker. Bratte svaberg, løs stein og større gleppe mellom is og fjell gjør terrenget vanskeligere enn tidligere. (Foto: Bård Hovden, 17. juli 2021).	58
Figur 39. Ubehandlet data fra fjellogger «Hurrungane RW 1», grunnlaget til frostforvittringsmodellen for Skagadalen.	68
Figur 40. Ubehandlet data fra logger RW3 ved Galdehøe, brukt til temperaturberegningene for sydflanken på Falketind.	68
Figur 41. Data fra loggeren Jotunheimen RW 4, grunnlaget til frostforvittringsmodellen for Skagadalen.	69
Figur 42. Temperaturgradienter og FCW i fjellveggen i Skagadalen på 1800moh. for ulike MART.....	69
Figur 43. Temperaturgradienter og FCW for fjellveggen på Falketind på 1700moh. for ulike MART. .	70

1 Introduksjon til ustabile skråninger i permafrostmiljø

Opptining av permafrost på grunn av klimaendringer og global oppvarming er funnet å være en drivkraft til destabilisering av fjellsider (Gruber, Hoelzle and Haeberli 2004, Gruber and Haeberli 2007, Fischer et al. 2013, Ravel, Magnin and Deline 2017, Deline et al. 2021, Hilger et al. 2021). Isen i permafrosten fungerer som en sement som øker bindekraften og skjærestyrken i grunnen. Dette betyr altså at permafrosten opprettholder stabiliteten og gjør at fjellsider og skråninger kan være brattere sammenliknet med lignende terreng under permafrostfrie forhold (Hasler, Gruber and Beutel 2012). Varme temperaturer og tinende permafrost reduserer da styrken i grunnen. Sprekker i fjellet og glideplan som tidligere har vært fryst fast kan da raskt øke ustabiliteten, og føre til at et større fjellparti kan kollapse på samme tid (Noetzli, Hoelzle and Haeberli 2003, Gruber and Haeberli 2007). Ulike undersøkelser indikerer at permafrosten, også i høyfjellsområder, over en stor skala vil fortsette å tine fremover som en konsekvens av klimaendringene (Stendel and Christensen 2002, Damm and Felderer 2013, Hilger et al. 2021, Hu et al. 2021, Liu et al. 2021). For å belyse dette problemet har jeg valgt å undersøke utviklingen i Jotunheimen, nærmere bestemt ved Falketind og i Skagadalen i Hurrungane.

1.1 Steinsprang og skredfare i Norge

Norge har en topografi med bratte fjellsider og dype U-daler, der breene har erodert og endret landskapet over mange tusen år (Mangerud et al. 2011, Hall et al. 2013). I tillegg er landet sterkt påvirket av tektonikk over flere geologiske perioder (Gabrielsen et al. 2002). Dette har følgelig lagt til rette for et landskap med mange ustabile fjellsider og skrenter. Norges Geologiske Undersøkelse har gjort kartlegging av fjellpartier i Norge, der over 285 steder er blitt kategorisert som ustabile og som kan utgjøre en trussel for mennesker eller infrastruktur (Hermanns et al. 2013). Blant disse er Vestland fylke, Møre og Romsdal og Troms regionene med flest kartlagte ustabile fjellparti. Ifølge en rapport fra Norges Vassdrags- og Energidirektorat (2016) er 22 av disse stedene av spesiell interesse, hvorav 10 er periodisk overvåket. 6 er områder definert som høyrisikoobjekter og har kontinuerlig overvåking.

Høyrisikoobjekter under overvåking er *Åknes* ved Stranda i Møre og Romsdal, *Mannen* i Romsdalen, *Joasetebergi* i Aurland, *Heggerudaksla* i Romsdal, og *Jettan*, *Indre Nordnes* og *Gámanjunni* i Kåfjord i Troms (Åknes/Tafjord-Beredskap 2019, Roth and Blikra 2009, Kristensen and Blikra 2013, Thomas et al. 2021, Norland and Gundersen 2013, Vick et al. 2020, Böhme, Hermanns and Lauknes 2021). Det er ansett som nødvendig å ha kontinuerlig overvåking her enten fordi den årlige skredsannsynligheten er relativt høy, eller fordi konsekvensene er store dersom skredet skulle inntreffe. Overvåkingen gir kommunene en mulighet til å vurdere sikkerheten for både menneskeliv, eksisterende

infrastruktur og gir et vurderingsgrunnlag for å planlegge videre utbygging (Blikra et al. 2016).

Steinsprang og skred fra de overvåkede fjellpartiene utgjør en fare både for mennesker og bygninger, og annen infrastruktur som veier eller kraftlinjer (Hermanns et al. 2012, Hermanns et al. 2013). Men ofte er det sekundære følger som en flodbølge eller oppdemming av elv som danner den største trusselen. Til eksempel truer Mannen med å demme opp Rauma-elva og skape flom (NVE et al. 2009). Og både Åknes, Joasetebergi, Jettan og Indre Nordnes kan forårsake flodbølger/tsunami, da alle ligger over fjordarmer (**Figur 1**) (Hermanns et al. 2011, Harbitz et al. 2014, Løvholt, Glimsdal and Harbitz 2020). Her er det spesielt topografien og de trange fjordene, ikke nødvendigvis selve skredmaterialet, som avgjør følgene av skredet. Fjordarmene kanalisere tsunamien, og vil forsterke bølgehøyde og oppskyllingshøyder/ «run-up» på land. Denne forsterkningseffekten er derfor blitt undersøkt, som ved Åknes og Heggerudaksla, og tidligere hendelser er kartlagt i norske fjorder (Hole, Blikra and Anda 2011, Harbitz et al. 2014, Bondevik et al. 2020). Fjellskredtsunami er i Norge et vel kjent scenario som har utspilt seg flere ganger, blant annet ved Lovatnet i 1936 som førte til store ødeleggelser og tap av 74 menneskeliv (Hermanns et al. 2012, Waldmann et al. 2021).



Figur 1. Joasetebergi på Stampa i Aurland, Vestland. Fjellpartiet ligger over tettstedet Flåm og Aurlandsfjorden. Fotografiet gir et godt inntrykk av hvordan fjellet kan skape en flodbølge med katastrofale følger for fastboende og turister som oppholder seg ved fjorden.

1.2 Steinsprang som følge av klimaendringer

Foruten scenarioene beskrevet over i [kap. 1.1](#) er løse steiner og steinsprang ofte et faremoment som utgjør en direkte trussel ved ferdsel i bratt terreng. Blant mengden av turister som oppsøker bratte fjell er det gjerne kun et fåtall som har kunnskap eller evne til å vurdere denne faren. Undersøkelser fra populære fjellruter i Alpene, rundt Chamonix og i Mont Blanc-massivet, fastslår at folk flest i for liten grad er villig til å tilpasse seg et varmere klima. Majoriteten forholder seg naive og ignorerer denne utviklingen til tross for høyere hyppighet på steinsprangene og en stigende ulykkesstatistikk (Mourey et al. 2021).

Etter en innsamling med over 400 år med historiske steinsprangdata er det blitt beregnet at det statistisk sett forekommer mellom to og fire større steinskred i Norge hvert århundre (Blikra et al. 2006). Kraftig nedbør og skybrudd kan virke som en drivkraft for bevegelse i ustabile fjellpartier og er påvist som en utløsende faktor for steinsprang (Erismann and Abele 2001, Krautblatter and M 2009, Stoffel, Tiranti and Huggel 2014, Zhu et al. 2021, Kristensen et al. 2021). Med økende hyppighet av ekstremvær vil også trolig steinsprangaktiviteten øke. I tillegg til faren for å bli direkte truffet av raset, vil også risikoen øke for skade på infrastruktur og transportårer som stier, veier og jernbanelinjer (Frauenfelder et al. 2017).

Steinsprang antas å forekomme hyppigere spesielt i subarktiske regioner hvor stadig varmere lufttemperaturer, og oppvarming og tining av permafrost, vil svekke stabiliteten til skråninger (Stoffel et al. 2014). Dette innebærer dermed at ny ustabilitet og skred kan oppstå i ustabile permafrostmiljø der det historisk sett ikke har vært noen indikatorer på ustabilitet. Permafrostrelaterte skred er i Alpene vist å forekomme hyppigere de siste 10-20 årene (Duvillard et al. 2019, Gallach et al. 2020, Blondeau, Gunnell and Jarman 2021, Savi, Comiti and Strecker 2021). Denne trenden viser seg også i Norge, der klimaendringer med tilhørende oppvarming av permafrosten har innvirkning på stabiliteten i fjellsider (Hilger 2019). Det understrekes dermed at skredhendelser generelt sett øker som følge av et varmere klima, noe som kan føre til flere ulykker og tap av menneskeliv i framtiden, både for fastboende i fjellstrøk og klatrere i høyfjellet (Sass and Oberlechner 2012, Ritter, Fiebig and Muhar 2012, Savi et al. 2021, Mourey et al. 2021).

1.3 Mål med oppgaven

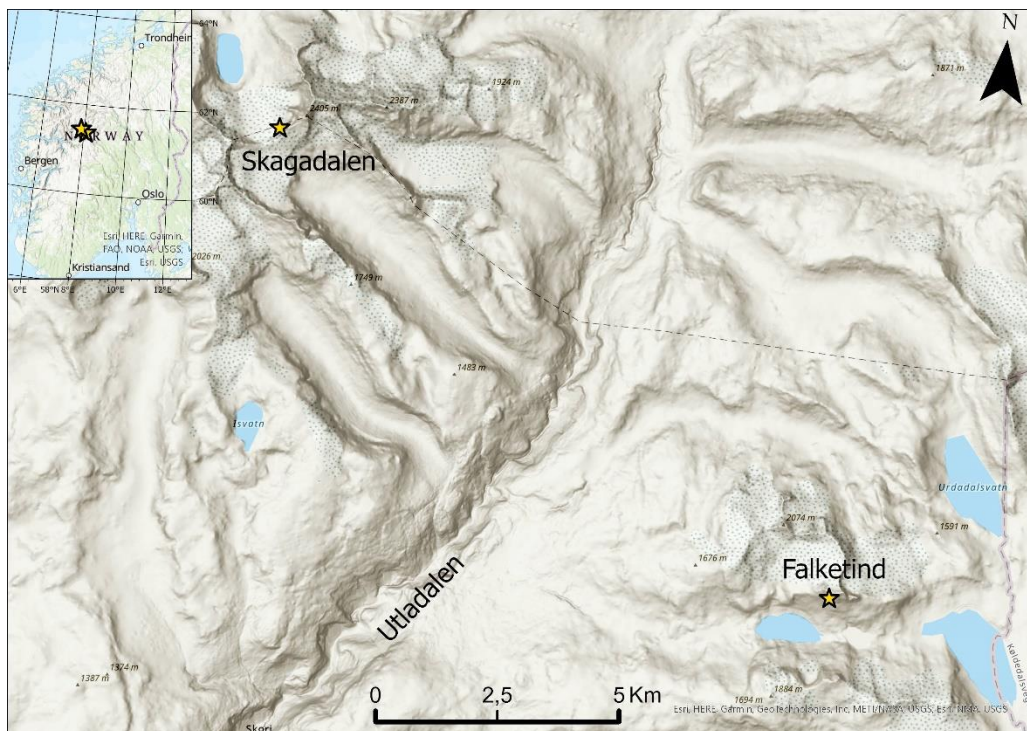
Opgaven har som mål å kartlegge den klimatiske utviklingen i Skagadalen og på Falketind, og undersøke hvilken påvirkning det har for turismen i fjellet og tindesporten. Problemstillingen belyses ved å koble kartlegging av de mest populære adkomst- og klatrerutene i disse områdene med direkte observasjoner, og beregning av fjelltemperatur og frostforvitring. Her er hensikten å vurdere i hvilken grad klimaendringene endrer risikoen

og/eller vanskeliggjør adkomsten til fjellene og på klatreruter. I sammenfatning vurderes problemstillingen ved hjelp av disse punktene:

- Direkte observasjoner fra fjellførere
- Kartlegging av populære turistveier og klatreruter ved Skagadalen og på Falketind
- Temperaturutvikling i luften (fra SeNorge-data)
- Beregning av fjelltemperatur og potensiell frostforvitring

2 Studieområde

De to områdene i undersøkelsen, Skagadalen i Hurrungane og Falketind, er en del av Jotunheimen høyfjellsområde og nasjonalpark i Sør-Norge (**Figur 2**). Fjellmassivet dekker et område på omtrent 3500 km² og ligger i det sentrale Sør-Norge. Alle de 23 høyeste toppene i landet som er 2300moh. eller høyere ligger her, med Galdhøpiggen (2469moh.), Glittertind (2452moh.) og Store Skagastølstind (2405moh.) som de tre høyeste.



Figur 2. Skagadalen og fjellmassivet Hurrungane vest for Utladalen. Mot øst i kartet ligger Falketind med Koldedalen nederst til høyre.

Skagadalen ligger i Hurrungane som er den vestligste delen av Jotunheimen (**Figur 2**). Det er her vi finner den største konsentrasjonen av bratte og alpine fjell i nasjonalparken. Mange av fjellene krever klatreefaring for å kunne nå toppen, og området er derfor en populær destinasjon for klatrere og alpinister. Dalen går i en nord-sør retning fra

Skagastølsbandet i sør (1757moh.), og ned mot Helgedalen og Turtagrø hotell i sør (884moh.). I øvre Skagadalen er dalen omgitt av Dyrhaugsryggen mot vest og Skagastølsryggen mot øst. Disse bratte fjellryggene (over 2000 meter over havet) skjærer dalens øvre del for mye solvarme i løpet av dagen. Her ligger Skagastølsbreen. Midtveis i dalen ligger Tindeklubhytta. Her går et tydelig skille mellom høyfjellsvegetasjon (**Figur 3**), og stein og morenemasser.



Figur 3. På vei inn Skagadalen mot Skagastølstindane og Store Skagastølstind i bakgrunnen. (Foto: Sondre Svevad, juli 2021).

Falketind (2067moh.) innerst i Koldedalen ved Tyn ligger i den sørvestre delene av Jotunheimen, og nås sørfra langs Tynvatnet og inn anleggsveien i Morka-Koldedalen. Denne dalen er også kilden til den store Vettisfossen i Utladalen. Toppen er relativt nærme Skagadalen i luftlinje (15km.), med Utladalen imellom. Selve toppen har bratte sider i alle retninger, spesielt mot øst og sør (**Figur 4**), men kan bestiges uten klatreutstyr via enkleste vei (normalveien).



Figur 4. Falketind sett fra nord og toppen av Pionerruta. Bildet er tatt i juli 2021.

Jotunheimen er et geologisk skyvedekke og inngår i den kaledonske fjellkjeden, som en også finner deler av blant annet i Skottland, Irland og på Spitsbergen på Svalbard (Corfu and Roffeis 2012, Oftedahl 2021). Skyvedekket (Jotundekket) består av sterkt omdannede dypbergarter som gabbro, anortositt, jotunitt og mangeritt (Bryhni and Askheim 2020). Disse bergartene er tyngre og hardere, og dermed mer motstandsdyktige mot forvitring og erosjon enn berggrunnen rundt fjellmassivet.

Fjellet på Falketind og i Skagadalen består i hovedsak av gabbro, en magmatisk dypbergart. Her, som i store deler av Jotunheimen, er gabbroen ofte delvis omdannet slik at den viser en parallellstruktur og har retningsbestemte streker eller linjer av mørke og lyse mineraler. Denne foliasjonen karakteriserer en bergart med gneis-struktur, og blir i Jotunheimen gjerne omtalt som en «pyroksengranulitt» eller «pyroksengneis» (Nielsen and Nielsen 2007) Battey et. al (1973). Denne omdanningen betyr videre at gabbroen blir mer motstandsdyktig mot erosjon og forvitring.

Klimaet i Jotunheimen varierer nokså mye avhengig av hvor langt øst eller vest man befinner seg, da fjellområdet er et skille mellom Vestlandet og innlandet i øst. I vest er klimaet generelt sett fuktigere med et mer ustabilt og skiftende vær, mens det i øst er noe tørrere og mindre dramatiske værskifter. Fuktig luft kommer typisk inn fra vest og møter fjellene, presses oppover og kondenserer, og en får skyer og nedbør. Dermed er det ofte flere overskyete dager i vest-Jotunheimen enn i øst. Skagadalen og Falketind ligger begge i vestenden av fjellmassivet. Det fuktige klimaet kan vi se av den midlere vertikale temperaturgradienten som i dette området er målt til $0,62^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (Andreassen et al. 2006). Fordi studieområdene ligger relativt nære hverandre går det her ikke nærmere inn på klimavariasjonene i Jotunheimen.

3 Historisk tilbakeblikk og tidligere vitenskapelige undersøkelser

Dette kapitlet beskriver kort studieområdene og fjellsporten rundt fjellene i en historisk setting. I underkapittel 3.2 nevnes et utvalg observasjoner og undersøkelser fra andre steder i Norge og i Alpene, der skredhendelsene og ustabiliteter er relatert til permafrost. Dette er ment som et supplement til temaet rundt skråningsstabilitet i et permafrostmiljø. I Alpene er det valgt områder som også påvirker fjellsporten.

3.1 Fjellsporten i Jotunheimen; Skagadalen og Falketind

Fjellsportens begynnelse i Norge og Jotunheimen er historie preget av kappløp, dueller og æreskrenkelser. Fremst blant andre på denne tiden så var William Cecil Slingsby og Johannes Heftye sentrale personer (Readman 2014, Mytting 2012). Slingsbys førstebestigning av Store Skagastølstind i 1876 betraktes som høydepunktet for pionertiden i norsk tindesport. Dette satt fort fjellene rundt Skagadalen på kartet. Bestigningen oppfattes også som en grunnstein der turer og klatring i fjell ble til en sport i Norge. Fjellene i Norge bergtok Slingsby og Jotunheimen med Store Skagastølstind/ «Storen» i Hurrungane gjorde stort inntrykk på ham. Dette er det tredje høyeste i Norge og det høyeste en må klatre for å bestige, et fjell Slingsby anså som Norges svar på Matterhorn. Mot slutten av 1800-tallet til tidlig 1900-tallet ble de fleste av landets høyeste topper beseiret. Engelskmannen Slingsby stod først på toppen på rundt 50 av dem. En innlysende årsak til at de høye fjellene ikke hadde blitt besøkt tidligere var simpelthen at ingen hadde sett noe poeng med å stå på toppen. For lokalfolk, jegere og bønder var fjellene i hovedsak intet mer enn en hindring; der var det jo ikke noe av verdi å hente. Til motsetning hadde Slingsby, som var del av den britiske overklassen, både tid og penger til slike «meningsløse» fornøyelser.

Fjellturismen i Norge kom snarlig på agendaen i kjølvannet av Slingsbys bragder. Mange ble i tillegg provosert over at det var en utlending som skulle ta æren med å være først på norske fjell. En som irriterte seg over dette var Johannes Heftye. Heftye hadde i 1875 besteget en annen majestetisk topp i Jotunheimen, Store Knutsholstinden, men dette kom totalt i skyggen av Slingsbys bragd året etter. Heftye returnerte dermed til Jotunheimen, besteg «Storen» og la ut i avisinnlegg om hvor enkel denne toppen var. Slingsby svarte med å ta med deg en kvinne opp på Knutsholstinden, og oppsummerte at dette fjellet var en fin tur for damer i fremtiden. Dessuten er det et poeng å se denne duellen med samtids øyne, da Norge fremdeles var en relativ ung nasjon, og befestning av nasjonal identitet og nasjonsbygging var betydningsfullt. Utfallet av denne rivaliseringen ble altså at flere oppdaget fjellene som en turdestinasjon og at de ble en arena for selvrealisering og sanselige opplevelser.

Siden starten av 1900-tallet har turismen og klatreaktiviteten i Jotunheimen økt kraftig. Per i dag inneholder «*Klatrefører for Jotunheimen*» rundt 300 ulike klatreruter.

Mange av disse blir imidlertid nær aldri, eller svært sjelden gått. Én av grunnene til dette er at snøfelter og breer etter hvert er blitt mindre. Da pionerene til fjells banet vei gikk mange av de nye rutene opp brefall og bratte snøfelt, da dette ofte var minste motstands vei. Der det før var bre eller lå snø hele året, finner en nå ofte glatte svaberg og ustabile løsmasser, noe som gjør den gamle klatreruten mye vanskeligere og mindre attraktiv. Førstebestigerruta til Store Skagastølstind via Slingsbybreen er et eksempel på dette. Blant rutene i klatreføreren er det gjerne de som ikke innebærer snø eller bre som er forblitt klassikere. Hvis anmarsjen er lett eller kort, og fjellkvaliteten relativt god, øker populariteten.

Skagadalen er adkomstvei for mange av de mest populære klatrerutene i Hurrungane, inkludert kanskje Norges gjeveste klatrefjell over 2000moh, Storen. Startpunktet for turer her er Turtagrø Hotell (884moh.) som ligger i vestenden av Sognefjellet. På Storen har det vært fjellføring helt siden slutten av 1800-tallet, og den er ikke mindre populær i dag. Dette er Norges tredje høyeste fjell og det høyeste som krever klatring. For andre populære klatreturer rundt denne dalen kan nevnes Søre Dyrhaugstind fra Bandet, Skagastølsryggen eller Midtmaradalstindene. Dalen er et senterpunkt for norsk tindesport og Norsk Tindeklub, med Tindeklubhytta midt i dalen.

Falketind er i dag lett tilgjengelig på grunn av Koldedalsveien, en gammel anleggsvei som ble laget i forbindelse med utbyggingen av Tyn kraftverk. Dette gjør det mulig å starte turen veldig nær fjellet. Fjellet er et svært populært turmål både for sin imponerende fasong og historiske betydning, men også på bakgrunn av utfordringene og spenningen knyttet til krysning av bre og klyving i bratt terreng. Fjellet fikk sitt første besøk sommeren 1820 og var da den første fjelltoppen av alpin karakter som ble besteget i Norge. I sommerhalvåret bestiges Falketind daglig, og på de beste godværsdagene er det ikke uvanlig at toppen får 50-100 besøk. I de senere år er det Pionerruten de fleste velger for å komme seg til topps. Dette er en relativt kort og direkte vei til toppen, og gir en kortere dag på tur enn f.eks. normalveien via Andrevatnet. I tillegg til noe utsatt klyveklatring inkluderer denne ruten en kort men spennende brekrysning der en må bruke stegjern og isøks. En annen grunn til at de fleste, inkludert guidede turer i dag velger denne ruten, er den opplevd økte steinsprangaktiviteten langs normalveien.

3.2 Vitenskapelige studier som belyser skred og permafrost

I dette kapitlet er det gjort en kort beskrivelse av hendelser og vitenskapelige studier som henter til økt skredaktivitet og bevegelse i fjellet, og svekkelse av permafrosten som følge av klimaendringer. På fjell som er populære blant klatrere og alpinister kan dette ofte skape direkte konsekvenser. Dette kommer til syne i eksemplene fra Matterhorn og Mont Blanc.

På Nordnesfjellet i Troms anslår Blikra og Christiansen (2014) at oppvarming av permafrosten er en drivende faktor for bevegelse i det ustabile fjellpartiet (**Figur 5**). Tilførsel

av vann i form av nedbør eller snøsmelting under vårløsningen er fortsatt blant den sterkeste drivende faktoren, men den økende bevegelsen i fjellpartiet kan ikke forklares uten å inkludere tiningen av permafrosten (Nordvik et al. 2010).

I tillegg til overvåkingen på Nordnesfjellet er det på det ustabile fjellpartiet Gámanjunni gjort målinger som kan tyde på permafrost i deformasjonssonen. Bevegelseshastigheten ved baksikanten til fjellpartiet er i dag på $\sim 5\text{cm}/\text{år}$, noe som er en økning sammenliknet med tidligere beregninger. Resistivetsmålinger indikerer trolig tilstedeværelse av permafrost i den øvre delen av fjellpartiet, der resistiviteten er svært høy (Böhme et al. 2016).

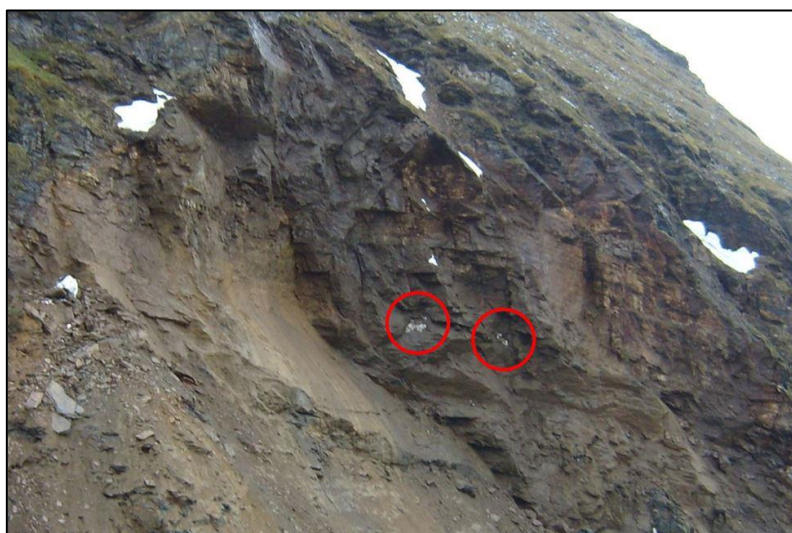


Figur 5. Nordnesfjellet, Gámanjunni, Ádjit og Polvartinden i Troms, Nord-Norge.



Figur 6. Gámanjunni i Manddalen. Størsteparten av det ustabile fjellpartiet kan sees i øvre del av bildet (med hvit hytte/målestasjon oppå). I forgrunnen er bakkrenten og slippsonen.

Frauenfelder et al. (2018) rapporterer et steinskred på om lag 500 000 m³ løstet 26. juni 2008 i nordøstflanken på Polvartinden i Troms (**Figur 5**). Dybden på glideplanet varierte fra 40m i bakkanten av skredet til nær overflaten i fronten. Langs glideplanet ble det observert permafrost-is etter at skredet hadde løstet. Loggere nær skredområdet med data fra september 2009 til august 2013 indikerer en permafrostgrense her på 600-650moh. Dette er høyden på øvre del av skredet og glideplanet. Temperaturdataene indikerer en gradvis oppvarming (SeNorge.no), fram til rekordhøye verdier fire måneder før skredet skjedde. Svekkelse av permafrosten over tid, og det rekordvarme året i 2008, er dermed trolig blant de største faktorene som forårsaket skredet denne sommeren.



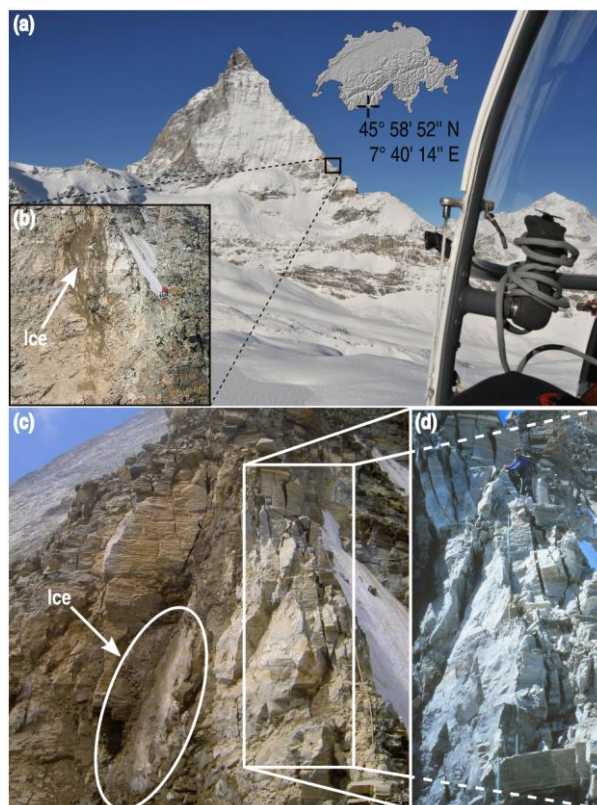
Figur 7. I bildet er det markert permafrost-is synlig i slippsonen til skredet på Polvartinden, 26. juni 2008. Bildet er hentet fra Frauenfelder et al. (2018), fotografert av Kjetil Bakke, NGI.

Økende hastighet på steinbreer, som ved Ádjit ved Skibotn i Troms, kan ifølge Eriksen et al. (2018) skyldes oppvarming av permafrosten og en større tilgang/tilstedeværelse av vann dypere i permafrost-isen (**Figur 8**). Hastigheten til steinbreer kan altså fungere som en proxy for klimaendringer og svekkelse av permafrost. Dette er en geomorfologisk landform der en har skred- og morenemateriale iblandet is i et permafrostmiljø (Haeberli et al. 2006).



Figur 8. Steinbreer med sydveggen på fjellet Ádjit i bakgrunnen. Bildet er hentet fra Eriksen et al. (2018)

I løpet av den uvanlig varme sommeren i 2003 ble det observert en stor økning i steinsprangaktivitet mange steder i Alpene (Gruber et al. 2004, Ravanel et al. 2017). Detaljert overvåking på fjellet Matterhorn i Sveits kobler steinsprangaktivitet, blokkutløsninger og ellers økt bevegelse i fjellparti som en direkte konsekvens av varmere temperaturer og opptining av permafrosten (Weber et al. 2019). Steinskredet sommeren 2003 (se **Figur 9**) avslørte permafrost-is i svakhetssonen fra der blokkene løsnet, og indikerer en oppvarming av permafrosten som utløsende faktor. Selv om dette skredet relativt sett var ganske lite, demonstrerte det tydelig sårbarheten for tindesporten og fjellfolk. Dette skjedde i juli (høysesongen for klatring og alpinisme) og på den mest populære klatreruten på fjellet. Skredet resulterte i helikopter-evakuering av 84 klatrere og klatreforbud på ruten resten av sommeren (Haeberli, Noetzli and Springman 2015).



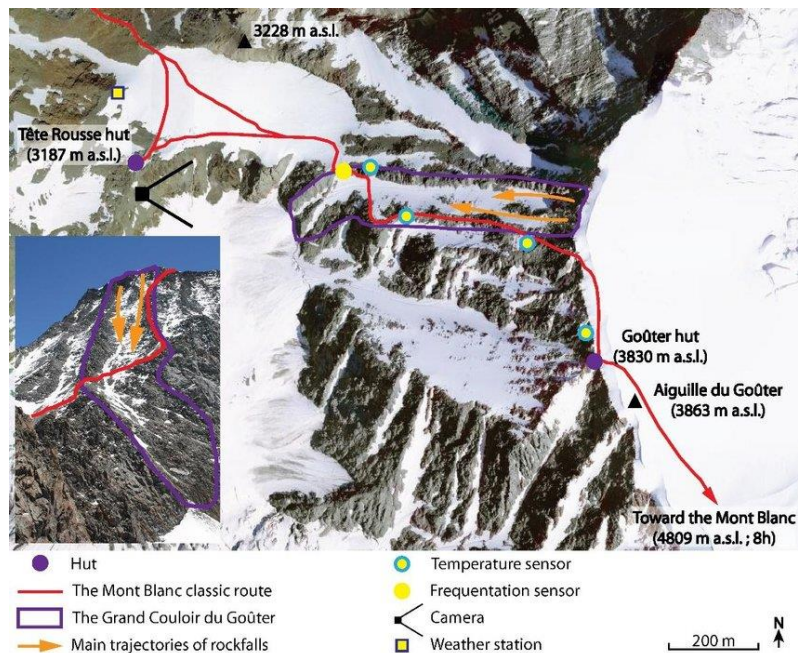
Figur 9. Steinsprang på om lag 1500 m³ ved Hörnligrat-ryggen, normalveien på Matterhorn, 15. juli 2003. Markert med pil er det synlig mange hundre år gammel permafrost-is i slippsonen. Figuren er hentet fra Weber et al. (2021)

Den økte steinsprangaktiviteten i *Grand Couloir du Goûter*, på normalveien opp til Aiguille du Goûter og Mont Blanc i Frankrike, skyldes varmere temperaturer og tinende permafrost (Ravanel et al. 2017, Deline et al. 2021, Mourey et al. 2021) (**Figur 10, Figur 11**). Denne renna ligger i en vestvendt flanke på nesten 1000 høydemeter og får sterk solinnstråling utover dagen, og inngår i den mest populære ruta til Mont Blanc (4808 moh.). (To franske guider på Goûter Refuge (3830 moh.) i 2010 fortalte om vesentlig høyere steinsprangaktivitet i renna de siste årene). For å krysse renna må en da ofte vente til det slutter å buldre og brake, for så å løpe over i de korte oppholdene det ikke faller stein.

I sommerhalvåret går det steinsprang nesten uavbrutt i Grand Couloir. Dette utgjør følgelig en alvorlig risiko for turister som ønsker å bestige det høyeste fjellet i Alpene. Mellom år 1990 og 2011 er det skjedd over 250 ulykker på denne ruta, der 74 av de har hatt et dødelig utfall. Det betyr i snitt omtrent 3 fataliteter og 8 personskader i løpet av sommersesongen (Descamps and Estachy 2012, Mourey et al. 2021). Med 20 000 – 30 000 personer som krysser Grand Couloir på vei til Mont Blanc hver sommer er det følgelig blitt en interesse, og en nødvendighet, å installere et observasjonssystem som kan følge med på temperaturutviklingen og steinsprangaktiviteten. I juli 2016 ble fire temperaturloggere installert i vestflanken på Aiguille du Goûter (Mourey et al. 2018) (**Figur 11**).



Figur 10. Fra et besøk til Goûter Refuge og Mont Blanc i 2010 (A) og 2011 (B). **A:** Grand Couloir er den største renna oppe til høyre, avgrenset som i **Figur 11** etter Mourey *et al.* (2018). **B:** Grand Couloir sett fra oversiden, en ser tråkk i snøen som krysser renna. Snøen i renna er mørk og forurenset av mye stein- og blokkfragmenter og avslører hyppig steinsprangaktivitet, gul pil markerer senter av skredbanen og renna. (Foto: Bård Hovden, 2010/2011)



Figur 11. Grand Couloir er avgrenset med lilla linjer. Illustrasjonen viser plasseringen til fire temperatursensorer i vestflanken på Aiguille du Goûter, normalveien til Mont Blanc. Figuren er hentet fra Mourey *et al.* (2018).

I tillegg til de stedene som listet over, bør det nevnes at klimarelatert ustabilitet og skred i fjell er registrert mange andre steder i verden, og er ikke unikt for Alpene eller Norge.

I Himalaya er det også registrert en dramatisk økning i stein- og isskredaktivitet som følge av global oppvarming de siste årene (Strom and Abdrakhmatov 2021, Fan et al. 2022). Flere ustabile fjellsider betyr også her større fare og risiko for lokalbefolkning, potensiell skade på infrastruktur, og for tilreisende klatrere og alpinister. Til eksempel resulterte et stort stein- og isskred i februar 2021 i Chamoli, Indisk Himalaya i tap av 200 menneskeliv. Ifølge Shugar et al. (2021) var den utløsende årsaken trolig varme temperaturer og smeltevann som reduserte friksjon mellom skredmassene (is og snø) som løsnet og fjellveggen under.

4 Teoretisk bakgrunn

For å belyse steinsprangfare og skredaktivitet i skråninger i et permafrostmiljø, er det en forutsetning å ha et innblikk i hva som utgjør de kontrollerende faktorer for skråningsstabilitet. I tillegg til å forstå selve permafrosten, er det aktuelt å gjøre rede for samspillet mellom is og fjell. En oversikt over disse temaene er presentert her.

4.1 Stabiliteten til en skråning

Mekanismene som styrer og bestemmer stabiliteten til en skråning er ofte nokså komplekse. Bratte skråninger er blant landformene de som er mest sensitiv for klimatiske endringer, der klimaet påvirker skråningen til å bli et system i konstant endring med ulineære egenskaper. Når jeg omtaler skråninger og dens stabilitet i denne oppgaven, refererer jeg heretter til fjellsider og steinblokker med mindre jeg spesifikt nevner jord- og løsmasser.

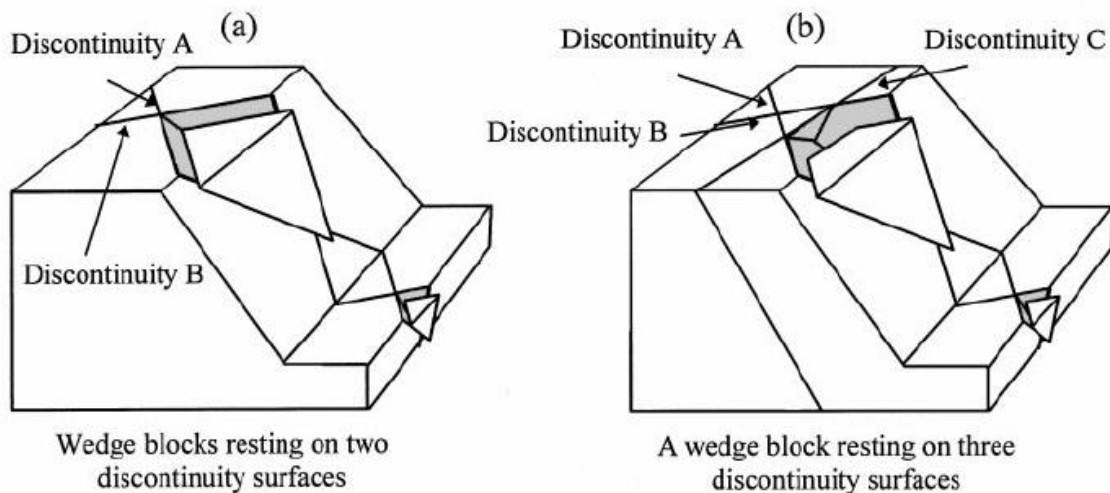
Det finnes mange ulike måter for hvordan en fjellskråning eller steinblokker kan bli ustabile. For at dette skal skje må det foreligge en struktur i bergarten der svakhetssoner som forkastninger, sprekkesett eller andre diskontinuiteter utgjør et glideplan for den ustabile delen. Vanlige moduser en kan finne er planstruktur, kjegleform/«wedge», «toppling» eller sirkulære/rotasjonsplan (Goodman and Kieffer 2000). Diskontinuitetene som utgjør glideplan for blokken, isolerer blokken fra resten av skråningen (**Figur 12**). Når blokken er isolert avhenger stabiliteten av de motvirkende friksjonskreftene i glideplanet, og drivende krefter som gravitasjon og hydrostatisk trykk i form av vann eller is (Stoll, Scandroglio and Krautblatter 2020). Sistnevnte kan da destabilisere blokken blant annet ved å «smøre» glideplanet noe som reduserer friksjonen, og ved is segregering og mekanisk ekspansjon (Takagi 1979). I tillegg avhenger stabiliteten av kohesjonen, den indre spenningen som får blokkmaterialet til å henge sammen.

En enkel og vel brukt tilnærming for å beskrive stabiliteten til en blokk er Mohr-Coulomb -kriteriet (**Likning 1**). Dette kriteriet brukes gjerne under innledende undersøkelser av skjærestyrken og sprø deformasjon i bergarter, men har begrensninger på grunn av sin

noe enkle, todimensjonale og lineære tilnærming. En ikke-lineær tilnærming er Drucker-Prager -kriteriet, som er blitt introdusert for å behandle plastisk deformasjon blant annet i jord- og løsmasser (Liu, Gao and Liu 2012). Hoek-Brown -kriteriet, en annen ikke-lineær modell, er i tillegg funnet å gi tilfredsstillende resultater for å beregne, og forsøke å forutsi svikt i berggrunn (Hoek and Brown 2019, Eberhardt 2015). Å kombinere ulike modeller kan dermed være fordelaktig for å skape en best mulig og virkelighetsnær tilnærming (Giraldo-Londoño and Paulino 2020).

$$\tau = c + \sigma' \tan(\phi) \quad (1)$$

Mohr-Coulomb sier at skjærestyrken τ avhenger av kohesjonen c , effektiv normalspenning σ' og materialets indre friksjonsvinkel $\tan(\phi)$. σ' er spenningen som påvirker det aktuelle planet, mens ϕ , som også betegnes som den statiske friksjonskoeffisienten, er et mål på materialets evne til å motstå skjærestyrke. Dette betyr at den aktuelle blokken vil begynne å gli når skjærestyrken overgår kohesjonen og den indre friksjonen, som utgjør de motvirkende kreftene (Labuz and Zang 2015, Wyllie and Mah 2017).



Figur 12. Figuren illustrerer to typer blokkutglidninger i kjegleform, (a) og (b). Figuren er hentet fra Kumsar, Aydan og Ulusay (2000).

I 2014 foreslo Krautblatter og Moore (2014) åtte primære elementer, romlige og tidsmessige/temporale faktorer, som påvirker stabiliteten til en skråning:

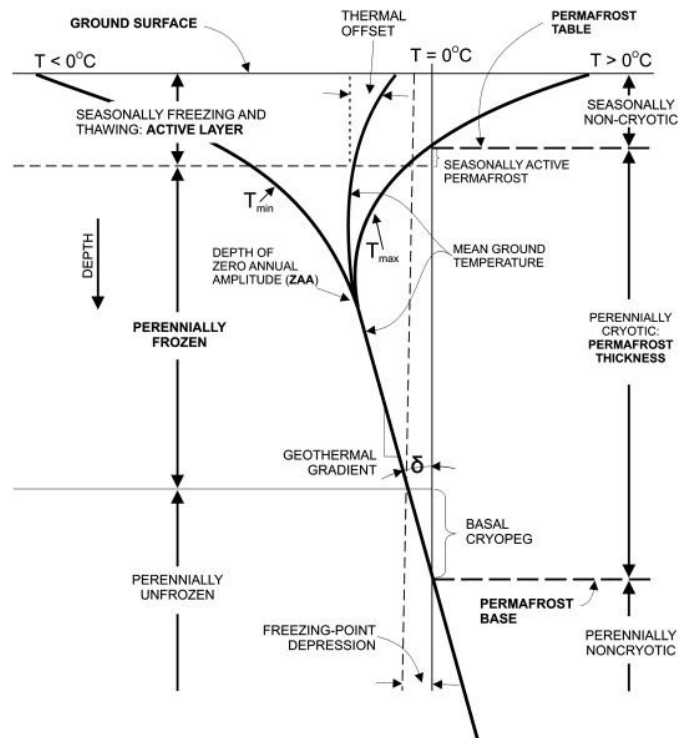
- I. Anisotropien til en bergart impliserer at en vil oppnå ulike mekaniske og hydrauliske parametere avhengig av orienteringen til foliasjonen (Jaboyedoff, Crosta and Stead 2011, Jaeger, Cook and Zimmerman 2007). Bergarten vil altså kunne motstå en

- høyere skjærestyrke normalt på foliasjonen, enn parallelt med den. Effekten av denne anisotropien er gjerne lik over ulike skalaer da hele bergmassen eller det aktuelle fjellpartiet ble dannet under et ensartet differensielt stress (Jaeger et al. 2007).
- II. Retningsavhengighet («directional dependence») er orienteringen til eksempelvis sprekkesett, skjæresoner, forkastninger, foliasjon og glideplan i forhold til retning og helningen til selve skråningen. Dette har stor betydning for skråningsstabiliteten, og er ofte viktigere enn skjærestyrken til selve materialet/bergarten (Augustinus 1992)
 - III. Utløsningen av et ustabil fjellparti skjer ofte langs en definerbar svakhetszone eller ett glideplan, altså en kritisk bane («critical path of detachment»). Se f.eks. **Figur 12**. Denne banen oppstår langs eksisterende svakheter i bergarten (Sturzenegger and Stead 2012). Der det allerede er utviklet brudd og «mangler» kohesjon i deler av banen, vil dette skape en stresskonsentrasjon langs banen der bergarten er mer eller mindre intakt (Einstein et al. 1983, Kemeny 2003). I jord- og løsmasser derimot er den kritiske banen langt verre å definere, da den kan oppstå mange steder i jordlaget. Da kan det godt være andre fenomen enn selve materialet som bestemmer hvor den kritiske banen oppstår, som eksempelvis vann- og poretrykk eller toppen av permafrosten.
 - IV. Størrelsen på de ustabile massene/blokkene er en faktor som må tas i betraktning. Dette er utslagsgivende for blokkene og skråningens utløp og mobilitet, og bestemmes fortrinnsvis av kohesjonen til materialet (Krautblatter and Moore 2014, Rafiei Renani and Martin 2018)
 - V. Topografi og skredbane/utløpssoner. Topografi har naturlig helt avgjørende for stabiliteten. Slakere skråninger gir steinblokkene økt friksjon mot glideplanet, hvilket øker de motvirkende kreftene og minsker risikoen for steinsprang. Dertil vil eventuelle skredbaner og utløpssoner påvirke mobiliteten til blokkene/steinspranget etter at det er løsnet (Dufresne 2012, Hewitt, Clague and Orwin 2008).
 - VI. Fjellsider har treghet i seg som kan spenne over tusenvis av år, der terrenget justerer seg etter tektoniske påvirkninger eller glasiasjon og deglasiasjon (Einstein et al. 1983, Fischer et al. 2013). Dette prosessen skaper svakhetssoner, folder, forkastninger og eventuelle glideplan som motiverer ytterligere destabilisering. (Brideau, Yan and Stead 2009, McEwen and Matthews 2013).
 - VII. Selve fjellets dannelse og den regionale strukturen er viktig å understreke ved stabilitetsanalyser. Disse effektene, ofte kalt «memory effects», er forårsaket av tidligere prosesser som har skapt indre spenninger og deformasjon i fjellet (Stead and Wolter 2015, Hall, Thorn and Sumner 2012). Dette er utslagsgivende for hvor og hvordan videre deformasjon skjer.
 - VIII. «Multistage weathering» fører til en gradvis svekket mekanisk motstandsdyktighet og styrkereduksjon i materialet, i berggrunn spesielt langs bruddlinjer og

sprekkeplan. Over tid, år til flere hundre år, vil ulike forvittringsprosesser utvikle en kritisk bane hvorpå et ustabil parti kan løsne (Viles 2013, Hall et al. 2012).

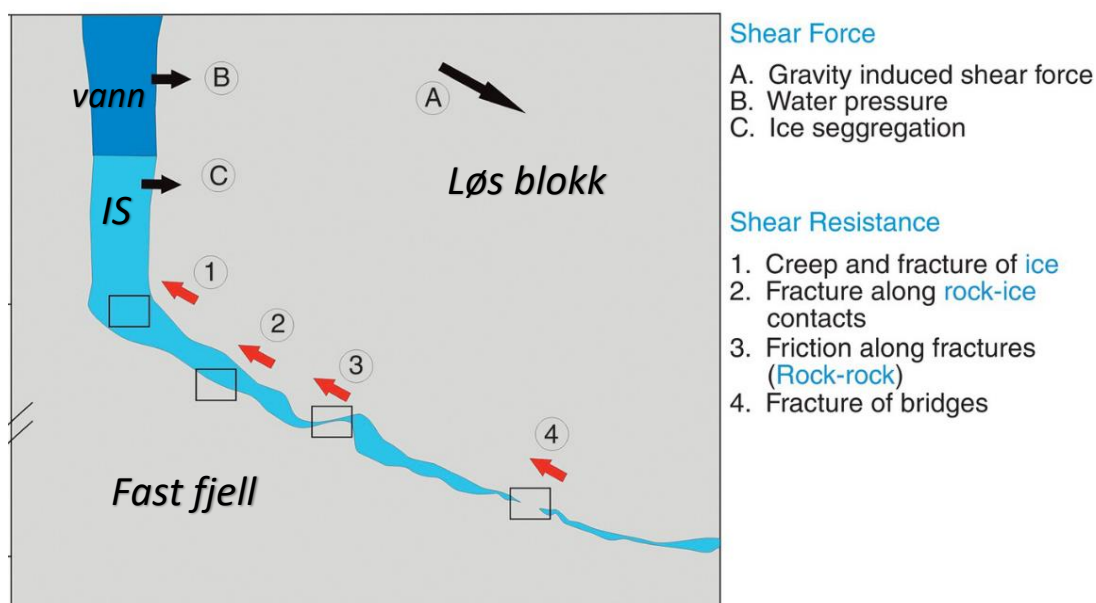
4.2 Permafrost i fjell

Permafrost er definert som grunnen (løsmasser eller berggrunn) der temperaturen er under 0°C i løpet av minimum to påfølgende år. I den øvre delen av bakken er det vekselvis sesongfrost og tining om våren og sommeren, dette er definert som det aktive laget. Her er det ingen permafrost. (Dobinski 2011). I **Figur 13** er det skissert en temperaturprofil i bakken der permafrost er til stede. I den øvre delen svinger temperaturen fram og tilbake, over og over 0°C , avhengig av sesongene. I figuren er middeltemperaturen i løpet av året imidlertid under 0°C . Dette fremmer permafrostdannelse, og vi vil finne permafrost fra og med dybden der de varme sommertemperaturene ikke rekker å tine opp bakken før det igjen går mot høst og vinter ($T_{\text{max}} < 0^{\circ}\text{C}$). På grunn av geotermal varme (jordvarme) vil temperaturen gradvis stige med dybden til bakken ikke lenger er frosset, her finner vi bunnen av permafrosten. Normalt skjer dette rundt 0°C . Frysepunktet i bakken kan imidlertid være lavere enn 0°C under spesielle forhold («Freezing Point Depression» i **Figur 13**). Hvis det er saltvann til stede eller det er et stort overliggende trykk, som fra en isbre, bidrar dette senke frysepunktet, og vi kan ha halvfryst permafrost og flytende vann under 0°C .



Figur 13. Skjematisk fremstilling av den termofysiske situasjon og prosess i et miljø der en har permafrost i grunnen. Toppen av stabil permafrost er der temperaturen er konstant under 0°C , T_{max} . Figuren er modifisert av Dobinski (2011), hentet fra Harris (1988) og Van Everdingen (1998).

Sprekker fylt med permafrost-is vil kunne fungere som potensielle glideplan. I mange tilfeller der det har skjedd utløsninger i fjell med permafrost tilstede, er det funnet is synlig i sviktsonen (Gruber and Haeberli 2007, Ravel et al. 2010, Gallach et al. 2020, Deline et al. 2021). Prosessene i permafrost-fjell som forårsaker eller hindrer en blokk fra å gli ut beskrives her, og er illustrert i **Figur 14**. Konseptet går ut på at sprekkedorplantning og tilslutt utløsning av blokken vil skje når de drivende kreftene overgår de motvirkende. (Krautblatter, Funk and Günzel 2013, Krautblatter and Moore 2014). De drivende kreftene er hydrostatisk trykk (B), is-segregering og kryostatisk trykk (C) (se 4.3 Frostforvitring) og gravitastasjonskreftene (A). Motvirkende krefter som må overgå for at blokken skal gli ut er deformasjon av selve isen i sprekken (1), deformasjon mellom is til fjell (2) og fjell til fjell (3), og videre sprekkedorplantning/ utvikling av glideplanet der fjellet fortsatt er intakt (4). Notasjonene i parentes refererer til de brukt i **Figur 14**.



Figur 14. Figuren viser en skjematisk is- og fjellmodell for drivende krefter («Shear Force») og motvirkende krefter («Shear Resistance») i en grunn med permafrost-is til stede. Figuren er modifisert og hentet fra Krautblatter (2015), (Krautblatter et al. 2013).

Det hydrostatisk trykket kan bidra til å destabilisere og bestemmes av høyden på vannsøyla. Fjell har typisk lav permeabilitet, men tillater ofte likevel vanngjennomstrømning via eksisterende sprekkesystem. Dette skaper poretrykk og reduserer friksjon langs glideplan, spesielt om is hindrer effektiv drenering av vannet. (Davies, Hamza and Harris 2003). Dersom sprekker er fylt med is kan vannsøylen stige og ytterligere øke poretrykket. En åpen baksprekk kan her fungere som en trakt der det samles opp vann i systemet.

Det årlige gjennomsnittet av temperaturen på bakkeoverflaten («mean annual ground surface temperature», MAGST) brukes gjerne som et hjelpemiddel til å tilstedeværelse eller fravær av permafrost i bakken. Med dette kan en gjøre en enkel

kategorisering av hvor det er sannsynlig å finne permafrost i bakken. Der MAGST er mellom 0°C og 2°C vurderes det som fortsatt mulig at en kan ha permafrost i bakken, selv om dette temperaturintervallet ikke er bærekraftig for at permafrosten kan overleve over tid (flere år). I denne sonen vil permafrosten ligge dypere i grunnen (gitt at temperaturen har vært kaldere tidligere), opptre mer sporadisk, og det vil være en større tilstedeværelse av vann i grunnen.

Det årlige gjennomsnittet av lufttemperaturen («mean annual air temperature», MAAT) kan også fungere som en indikator på tilstedeværelse/fravær av permafrost, om enn noe mindre pålitelig. Dette på grunn av muligheten for isolerende materiale mellom luften og bakken. I bratte fjellsider derimot, der det ikke er snødekke eller andre isolerende løsmasser, kan MAAT betraktes som en proxy for permafrost. I denne oppgaven brukes imidlertid data fra loggere, så denne usikkerheten er eliminert.

4.3 Frostforvitring

Frostforvitring er en geomorfologisk prosess som foregår i kalde strøk som polare- eller høyfjellsområder, og steder der det er fuktighet til stede og bergarten gjennomgår temperatursvingninger over frysepunktet. Forvitring og nedbrytning skjer når vann fryser og tiner i sprekker, porerom og i andre indre svakheter i bergarten. Det er i hovedsak to ulike prosesser som fører til frostforvitring; volumetrisk ekspansjon og is-segregering. Disse prosessene kan studeres ved hjelp av laboratorieundersøkelser eller instrumentell overvåkning i felt (Farbrot et al. 2011, Isaksen et al. 2011, Hipp, Etzelmüller and Westermann 2014, Magnin et al. 2019, Mourey et al. 2021, Aspaas 2019). Numerisk modellering er også vært et nyttig middel for å kunne forutse destabilisering og beregne frostutvikling i bakken (Krautblatter and Moser 2009, Krautblatter et al. 2012b, Andersen et al. 2015, Rempel, Marshall and Roering 2016, Stoll et al. 2020).

Ved frostforvitring er det aktuelt å ta med i betraktning sammenhengen mellom forvitring og bergartstype. Porøsitet, permeabilitet, strekkstyrke og eksisterende indre svakheter varierer sterkt mellom ulike bergarter. Porøsiteten bestemmer hvor mye vann bergarten kan holde. I magmatiske bergarter er porøsiteten som regel svært lav, vanligvis mindre enn 2% av bergartsvolumet, mens for sedimentære bergarter kan den variere fra 5% til 40% (Petford 2003, Negron, Pingitore and Gorski 2016). For en bestemt bergart har strekkstyrken en tendens til å avta når porøsiteten øker. Porøsiteten påvirker også permeabiliteten, som er bergartens evne til å absorbere (og transportere) vann.

For en intakt bergart bestemmes strekkstyrken av styrken til de intergranulære bindingene. Strekkstyrke eller strekkfasthet sier hvor mye tensjonsspenning (strekking) materialet tåler uten at det oppstår brudd, noe som varierer mye fra bergart til bergart. I magmatiske og metamorfe bergarter er kornene krystallisert og sveiset sammen, dette betyr vanligvis veldig sterke bindinger. I sedimentære bergarter derimot er bindingene ofte mye

svakere, da kornene er sementert. Til slutt kan strukturer som mikrosprekker, plan og foliasjoner, og ulike konsentrasjoner av fine eller grove korn påvirke motstandsdyktigheten til bergarten. Dette kan skape soner der bergarten er svakere for mekanisk påvirkning, så vel som lette eller hindre porevannsbevegelse. Hvor effektiv forvitringen er bestemmes altså av bergartens egenskaper. Ved frostforvitring er det nyttig å skille mellom motstandsdyktige bergarter med lav porøsitet og høy strekkfasthet, som granitt, gneis eller gabbro, og porøse sedimenter med lav strekkfasthet. Ved førstnevnte er nedbrytningen mest effektiv langs eksisterende brudd og mikrosprekker, mens det i sedimenter kan oppstå brudd og oppbrytning i en intakt bergartsmasse uten klare svakhetssoner. Denne oppgaven fokuserer på frostforvitring i motstandsdyktig gabbro.

4.3.1 Volumetrisk ekspansjon

Ved null grader celsius vil vann som fryser til is ha en volumøkning på omtrent 9%. Dette er det tradisjonelle synet på frostsprengning. I bergartsprøver fra alpine fjellvegger er det beregnet at dette kan føre til spenninger opp mot 10 MPa i løpet av noen timer (Draebing and Krautblatter 2019). Denne ekspansjonen er ofte tilstrekkelig til å bryte ned steinen ved å utvide eksisterende sprekker, mikrosprekker eller porerom i steinen. Hvis temperaturen synker videre til -22 °C øker volumet med totalt 13,5%, da er alt vann fryst til is (Tharp 1987). I et kompakt og lukket system tilsvarer dette i teorien en trykkøkning på omtrent 207 MPa. Dette skaper mye høyere spenninger enn hva fjell er i stand til å motstå, da strekkfastheten før det oppstår brudd i bergarter er langt svakere (Matsuoka 1990, Matsuoka and Murton 2008, Harris, Brouckov and Cheng 2017). For metamorfe bergarter og granitt ligger strekkfastheten typisk på rundt 10 MPa (Demirdag et al. 2019). For å oppnå over 200 MPa kan ikke vann eller is ventileres ut via sprekker og porerom, en må altså ha en lukket system. I naturen betyr dette at fjellet må fryses hyppig og forsegles av is i alle retninger slik at vannet ikke kan forsvinne, men fryse *in situ*. I tillegg må bergarten være fullstendig, eller så godt som, mettet med vann for å unngå kompresjon av luft i porerommene. Til slutt vil heller ikke en liten temperaturendring til like under frysepunktet ha noen særlig effekt, da vann i bergarter ikke vil fryse før godt under 0 °C (Mcgreevy and Whalley 1982). På grunn av disse forutsetningene er det blitt trukket i tvil hvor effektiv frostforvitringen er *kun* som følge av vann-is volumøkning (Walder and Hallet 1986, Harris et al. 2017).

4.3.2 Is-segregering

Is-segregering er en prosess som skaper trykk i grunnen og kan utvide isfylte sprekker (Walder and Hallet 1986, Gruber and Haeberli 2007, Krautblatter et al. 2012a) (**Figur 14**). Frostsprengning som følge av is-segregering forekommer ved vekst av is og såkalte islinser i

eksisterende svakheter, sprekker og porerom (Matsuoka and Murton 2008). Dette skjer ved at vann beveger seg mot den fryste overflaten/linsen, kalt frysefronten. Den største drivende faktoren i denne prosessen er temperaturgradienten mellom vannet/vannkilden og frysefronten (Lai et al. 2014). Is fryser til først i de største porerommene og så gradvis i mindre hulrom etter hvert som temperaturen synker. På grunn av forskjellen i temperatur, og dermed en forskjell i termisk potensiell energi, skapes det nærmest en sugekraft der porevannet dras mot frysefronten til den voksende islinjen (Takagi 1979). Så lenge tilgjengeligheten på vann da ikke kuttet umiddelbart vil islinjer kunne fortsette å vokse i porer, svakheter og sprekker, og vil kunne utvide og svekke grunnen ytterligere. Ved islinjevokst vil området rundt linsen fremstå som et halvfryst, porøst medium som tillater en viss vanngjennomstrømning (Rempel, Wettlaufer and Worster 2004, Anderson, Anderson and Tucker 2013, Rempel et al. 2016)

Anderson (1998) utviklet den første modellen som kunne relatere frostforvitring til klimatiske parametere som temperatur. Her introduseres frostforvittringsvinduet/ «frost cracking window» (FCW), et temperaturintervall mellom -3°C og -8°C . Dette ble basert på tidligere undersøkelser fra Walder & Hallet (1986), der det ble funnet at graden av forvitring og deformasjon avtok dramatisk når temperaturen falt utenfor dette intervallet. Med dette kan en definere frostforvittrings-intensitet/ «frost-cracking intensity» (FCI), som er et mål på hvor lenge det grunnen befinner seg i FCW i løpet av ett år. Hales & Roering (2007) videreutviklet omsider modellen ved å bedømme frostforvitring som en funksjon av temperaturgradienten når temperaturen faller innenfor FCW. Deres modell introduserer i tillegg en hydrologisk faktor der det kreves at vann er tilgjengelig fra et varmere område (enn ved frysefronten), med kontinuerlig vanntilstrømning mot der frostforvitringen skjer. Vann i høyfjellet antas å være tilgjengelig fra overflaten under perioder med tining og smelting om våren, eller fra grunnvannsystemer som er over 0°C (Matsuoka 2001, Sass 2005). Gradens av frostforvitring ved is-segregering avhenger altså av permeabiliteten i grunnen, tilgjengeligheten på vann og tiden der temperaturen er ideell for isvekst. Frostforvittringsvinduet betegnes heretter som FCW, og frostforvittrings-intensitet som FCI.

I en senere modell fra Anderson et al. (2013) legges det til en ekstra parameter for å vurdere is-segregering. Her avgrenses ikke islinjevokst kun av tiden i FCW (Anderson 1998) og tilgjengeligheten på vann (Hales and Roering, 2007), men også avstanden vannet må bevege seg for å nå frysefronten. Når vann beveger seg gjennom kaldt materiale fram mot frysefronten, er argumentet her at vannmengden som når fram blir begrenset. Altså blir graden av FCI avhengig av avstanden til flytende vann, og dette påvirker hvordan frostforvitringen fordeler seg med dybden. Modellen viser at islinjer ett sted kan slutte å vokse til fordel for ny linjevokst et annet sted i bakken med bedre vanntilstrømning (og nærmere «vannkilden»).

5 Metode

I tillegg til fremgangsmåtene beskrevet er Matlab, ArcMap, Arcgis Pro og Python/Jupyter Notebook (anaconda3) og Excel brukt for analyse og behandling av data.

5.1 Direkte observasjoner

Det er gjort en kort kvalitativ utspørring til et utvalg fjellfolk og førere. Mange av disse har flere titalls turer til Store Skagastølstind via Skagadalen og til Falketind i løpet av året. Svarene er blitt behandlet anonymt. 12 fjellførere er blitt spurt om å svare på disse spørsmålene i korte trekk:

1) Øvre Skagadalen (over Skagastølsbreen) og opp mot Storen:

Mener du (eller har opplevd) at steinsprangaktiviteten har økt/minket her de siste 10-15 årene? [ikke utløst av andre turister]

Husker du evt. én eller flere skredhendelser (hvilket år)? Andre utfordringer/farer i dette området du mener kan knyttes til klimaendring?

2) Falketind:

Mener du (eller har opplevd) at steinsprangaktiviteten har økt/minket her de siste 10-15 årene?

Husker du evt. én eller flere skredhendelser (hvilket år)? Andre utfordringer/farer i dette området du mener kan knyttes til klimaendring?

Hvis du har andre synspunkter ang. klimaendringer og steinsprangfare i Jotunheimen, er det også av interesse!

5.2 Kartlegging turstier, klatreruter og SeNorge-data

Det er gjort en enkel kartlegging av de mest populære ferdselsveiene og klatrerutene i Skagadalen og på Falketind. Dette er inntegnet i hovedsak ut ifra egen kjennskap til områdene. Dette er gjort for å veilede leseren i hvor det er folk oftest befinner seg i disse områdene. Alle inntegnede stier og klatreruter har jeg selv besøkt.

SeNorge-datasettet er utviklet av Norges Vassdrags- og Energidirektorat (NVE), Norsk Meteorologisk Institutt (MET) og Statens Kartverk, og er tilgjengelig via www.senorge.no. Dette verktøyet brukes til å illustrere endring i lufttemperaturen over Norge og regionalt over Jotunheimen høyfjellsområde, og som et vurderingsgrunnlag for mulig økt steinsprangfare og risiko for fjellfolk inkludert svekkelsen av permafrosten. Datasettet

omfatter daglig registrerte klimadata fra år 1957 til i dag. I denne oppgaven ser vi på trenden i perioden 1957 til 2019, men i hovedsak endring i lufttemperatur mellom periodene 1980-2000 og 2000-2019.

Datagrunnlaget fra SeNorge kommer fra om lag 200 meteorologiske stasjoner som måler lufttemperatur. Mellom stasjonene er det gjort en interpolasjon som dekker hele landet med oppløselighet på 1x1km (Mohr and Tveito 2008). Datasettet er behandlet i Excel, ArcMap og ArcGis Pro til å illustrere gjennomsnittlig årlig lufttemperatur («mean annual air temperature», MAAT) i løpet av periodene 1957-2019, 1980-2000 og 2000-2019. Mellom middeltemperaturen for periodene 1980-2000 og 2000-2019 er det gjort en differanseberegning over Jotunheimen der temperaturen har vært stigende.

5.3 Dataloggere montert i vertikale fjellvegger

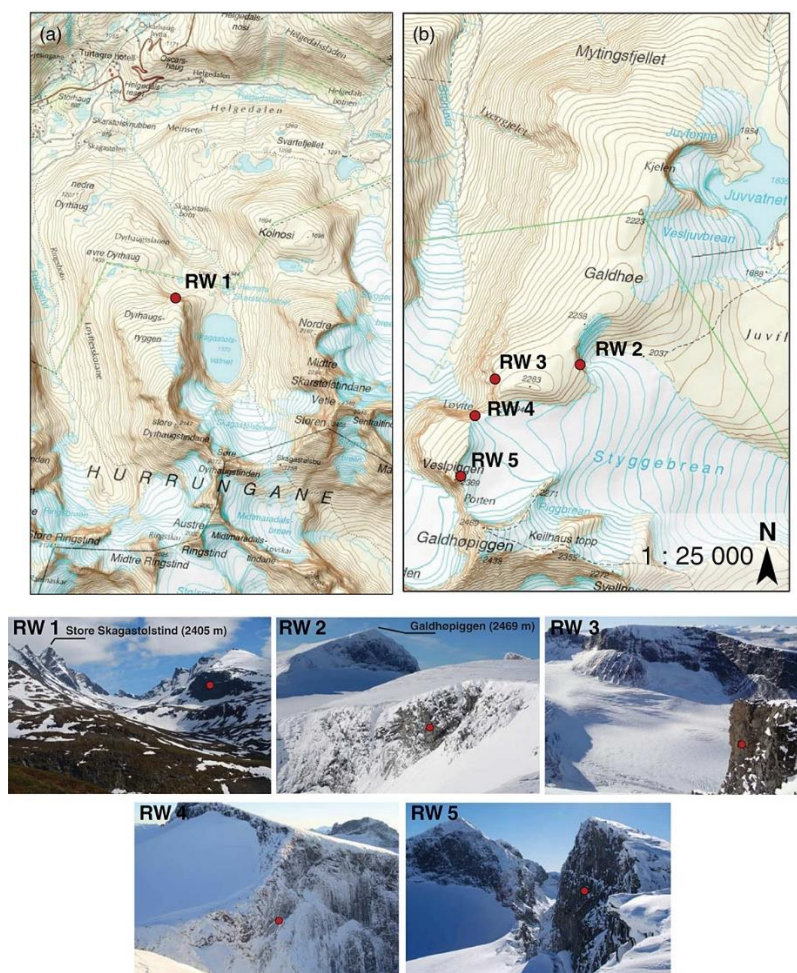
Temperaturdata (GST, «ground surface temperature») er hentet fra loggerne RW 1, RW 3 og RW 4 (**Tabell 1**) (Hipp et al. 2014). RW1 er installert 1595 meters høyde i nordvendt fjellvegg (retning 344°) på Dyrhaugsryggen i Hurrungane (**Figur 16a**). RW1-loggeren ligger da nokså nære studieområdet i Skagadalen. RW3 og RW4 er plassert i henholdsvis 2226 og 2197 meters høyde i Galdhøpiggenmassivet, nær et skar mellom fjelltoppene Galdehøe og Veslepiggen (**Figur 16b**). RW3 er plassert i fjellvegg med sørlig retning (162°) mens RW4 er mot nordvest (297°). Temperatursensorene er installert i et borehull i fjellet som er opp til 10cm dypt (**Figur 15**). Med det måler loggerne temperaturen i fjellet og blir ikke direkte påvirket av stråling eller lufttemperaturen. I løpet av måleperiodene har loggerne registrert temperatur annenhver time, altså 12 registreringer i døgnet. Dette er omgjort til et datasett som gir daglige middeltemperaturer før de brukes for å beregne potensiell frostforvitring (kap. 5.6).



Figur 15. Temperaturlogger som ligner RW1, RW3 og RW4 som dataene er hentet fra. Sylindren inneholder batteri og minne, med ledningen med selve sensoren i enden som plasseres i borehullet.

Tabell 1. Informasjon for logger RW1, RW3 og RW4. MRST («mean rock surface temperature») er den registrerte middeltemperaturen innenfor måleperioden. RW3 og RW4 ligger nokså nære hverandre i Galdhøpiggenmassivet. GPS-posisjon til RW1 er ukjent, men er installert i nordveggen i nordenden av Dyrhaugsryggen nær Skagastølsvatnet (se **Figur 16**).

Logger	RW1 (Skagadalen)	RW3 A511229 (Galdehøe)	RW4 A5112A (Veslepiggen)
MRST [°C] (periode)	-1,10 (14.06.09 – 06.09.13)	-2,20 (25.09.10 – 12.07.21)	-3,57 (25.09.10 – 07.09.18)
Koordinat	-	8.312045, 61.650356	8.30903, 61.646732
Høyde	1595m	2226m	2179m
Aspekt/himmelretning	344°	162°	297°



Figur 16. Oversikt over loggerne og deres plassering. Kun data fra RW1, RW3 og RW4 er brukt i denne oppgaven. Loggerne er installert i nær vertikale fjellvegger med forskjellig eksposisjon med tanke på ulike solinnstråling. Figuren er hentet fra Hipp et al. (2014).

Dataene fra loggerne kalibreres til Skagadalen og Falketind ved å justere temperaturen til høyden der det modelleres. Dette gjøres med en atmosfærisk temperaturgradient («lapserate») på 0,62°C/100m, som er beregnet av NVE til å være middelverdien i den vestlige delen av Jotunheimen i perioden 2000 til 2006 (Andreassen et al. 2006). I tillegg tas det hensyn til relasjonen mellom himmelretningene til loggerne og stedene det modelleres, så vel som retningene til loggerne seg imellom. Det er altså tilstrebet å bruke data fra loggere som har tilnærmet lik himmelretning som fjellsidene det beregnes for. I Skagadalen har fjellveggen på 1800moh. en nordvestlig retning (~315°). Dette samsvarer best med RW1 og RW4, mens sydveggen på Falketind har omtrent lik retning som RW3 (**Tabell 1**). Selv om RW1 og RW4 opprinnelig ligger i ulike deler av Jotunheimen og har nokså ulik høyde, er dataene slått sammen til fordel for en lengre tidsserie. Dataseriene fra RW1, RW3 og RW4 er behandlet i Matlab før de nyttes i frostforvitningsanalysen.

5.6 Temperaturen i bakken og frostforvitring

For Skagadalen og Falketind er det gjennomført en frostforvitningsanalyse som har til hensikt å beregne nåværende temperaturforhold i bakken, så vel som effekten av kaldere og varmere overflatetemperaturer. Beregning av is-segregering (frostforvitningsintensitet, FCI) er gjort ved hjelp av numerisk modellering etter fremgangsmåten til Anderson (1998) og Hales & Roering (2007). Her beregnes termisk konduksjon i bakken som et grunnlag til å kunne anslå en dybde hvor frostforvitring ved is-segregering høyest sannsynlig inntreffer. FCI er definert av temperaturgradienten i bakken (°C/m), og anslår hvor effektiv (eller «ødeleggende») frostforvitringen er. Høy gradient indikerer mer effektiv forvitring, og negativ geotermal gradient forekommer når temperaturen minker med dybden I solid fjell er termisk konduksjon den dominerende metoden for varmeoverføring (Tipper 2004). I fjell med en større grad av sammenhengende porerom og sprekker fylt med vann, kan varmetransport i bergarten som en helhet også ha en komponent av termisk konveksjon (Harris and Pedersen 1998, Chen and Zhao 2020). I hvilken grad konduksjon eller konveksjon spiller en rolle blir ikke vurdert i denne modellen, da den antar at varmeoverføring ved konduksjon dominerer i bergarten (Anderson 1998, Myhra, Westermann and Etzelmüller 2019). Temperaturen i bakken uttrykkes som en funksjon av dybde og tid, med en sinusoidal tilnærming til temperatursvingningene mellom årstidene;

$$T(z, t) = MART + Ta * e^{-z/z^*} * \sin\left(\frac{2\pi t}{P} - z/z^*\right) \quad (1)$$

der T er temperatur, t er tid, z er dybden i bakken, MART («*mean annual rock temperature*») er årlig middeltemperatur på bakkeoverflaten. Ta er halv-amplituden til sinusoidalvariasjonen, og beskriver altså den maksimale temperatursvingningen fra middelverdien (MART) i løpet av året. P betegner perioden for sinuskurven, som i denne

modellen er en årlig syklus ($P = 365$). z^* er minkende amplitude og diffusjon av signalet/temperaturen med dybden. Hvordan temperaturen diffunderer nedover fra overflaten avhenger av den termiske konduktiviteten og varmekapasiteten til bergarten. For gabbro ligger den termiske konduktiviteten i snitt på om lag $2,5 \text{ W/mK}$, gitt at bergarten er mettet med vann (Aurangzeb and Maqsood 2007). Mens gneis viser et snitt fra $2,1$ til $2,7 \text{ W/mK}$ (Ray, Bhattacharya and Roy 2007, Jemmal, Zari and Maaroufi 2016). Med hensyn til dette er det brukt en verdi på $k = 2,5 \text{ W/mK}$ for både Skagadalen og Falketind.

Volumetrisk varmekapasitet for gabbro varierer mellom om lag 2 - og $3 \text{ MJ/m}^3\text{K}$, og gneis rundt $2 - 2,6 \text{ MJ/m}^3\text{K}$ (Petrunin, Popov and Il'in 2004, Clauser 2011). Bergartene ligger i tillegg relativt nære gjennomsnittlig varmekapasitet for uorganiske mineraler, som ifølge Waples og Waples (2004) er $2,46 \text{ MJ/m}^3\text{K}$. Fordi bergarten på Falketind og i Skagadalen i hovedsak er en gabbro, er det i modellen brukt en volumetrisk varmekapasitet på $VHC = 2,6 \text{ MJ/m}^3\text{K}$ for begge stedene. Den termiske diffusiviteten i bakken er gitt ved

$$\alpha = \frac{k}{VHC} \quad (2)$$

der α er termisk diffusivitet, k er termisk konduktivitet og VHC er volumetrisk varmekapasitet. Dette inkluderes i modellen med z^* fra **Likning (1)**, og er gitt ved

$$z^* = \sqrt{\frac{\alpha P}{\pi}} \quad (3)$$

Utrekningene er gjort i Jupyter Notebook (Python) med hjelp av dataskript utviklet av Justyna Czekirda, Ph.d.-stipendiat ved Institutt for Geofag, UiO.

5.6.1 Sensitivitetstesting

Ved beregningene for Falketind og Skagadalen, er **Likning (1)** i tillegg løst for varierende MART mellom $-3,5$ og 3°C og T_a (amplituden) mellom 5 og 20°C , altså mer og mindre ekstreme temperatursvingninger mellom sesongene. Dette har til hensikt å reflektere effekten av tidligere og fremtidig klima, når en antar en generell global oppvarming. Temperaturen i bakken beregnes også for ulike termiske konduktivitet og varmekapasitet. Dette gjøres for å vurdere effektene av vannmetning og bergartens integritet, altså hvor intakt eller oppsprukket den er. Større grad av vannmetning forbindes med høyere konduktivitet og varmekapasitet (Aurangzeb and Maqsood 2007, Ray et al. 2007). Hvis bergarten er oppsprukket og deformert antas også verdiene å være høyere, da den kan inneholde mer vann. Konduktiviteten endres $k = 2,5 \pm 0,5 \text{ W/mK}$, og varmekapasiteten $VHC = 2,6 \pm 0,5 \text{ MJ/m}^3\text{K}$ i **Likning (2)**. Ved å justere parameterne med

$\pm 0,5$ inkluderes realistiske maksimums- og minimumsverdier for termisk konduktivitet og volumetrisk varmekapasitet i gabbro. Disse parameterne er justert kun for Skagadalen, da det antas at effekten er den samme på Falketind.

5.6.2 Antagelser ved beregning av potensiell frostforvitring

Ved beregning av is-segregering i bakken er det gjort en rekke antagelser i modellen. Dette kan da ansees som forenklinger for å gjøre modellen mindre komplisert. Det første forutsetningen er at deformasjon i fjellet ved is-segregering er mest effektiv, og skjer i fjelltemperatur i FCW mellom -3 og -8°C (Anderson 1998). Kohesjonen og bindingsstyrken i fjellet, så vel som overliggende trykk (f.eks. isbre), er faktorer som påvirker ved hvilken temperatur is-segregering skjer. I modellen tas det imidlertid ikke hensyn til deformasjon utenfor FCW.

Beregningene antar at det alltid er vann tilgjengelig i fjellveggene. På våren og i perioder med temperaturer over 0°C ved overflaten, antas vann å være tilgjengelig fra overflaten eller fra grunnvannsystemer over 0°C når bakkeoverflaten er fryst (Hales and Roering 2007). Anderson (1998) sin metode setter ingen begrensninger på tilgjengeligheten på vann. I tillegg beregnes frostforvitringen ved sinusoidale/ jevne variasjoner mellom sesongene. Dette betyr at ekstremverdier og temperaturendringer i løpet av døgnet (24t.) ikke vurderes.

For grunnen/bergarten antas parameterne for termisk konduktivitet og volumetrisk varmekapasitet å være konstant. Beregningene tar altså utgangspunkt i at frostforvitringen skjer i en homogen bergartsmasse. I realiteten er det en rekke faktorer som kan påvirke disse verdiene, som graden av vannmetning og endringer mellom årstidene, og strukturelle forskjeller i bergarten. Ulikt porerom eller integriteten til bergarten (eksisterende sprekker, svakheter, deformasjonssoner), er alle faktorer som påvirker konduktivitet og varmekapasitet.

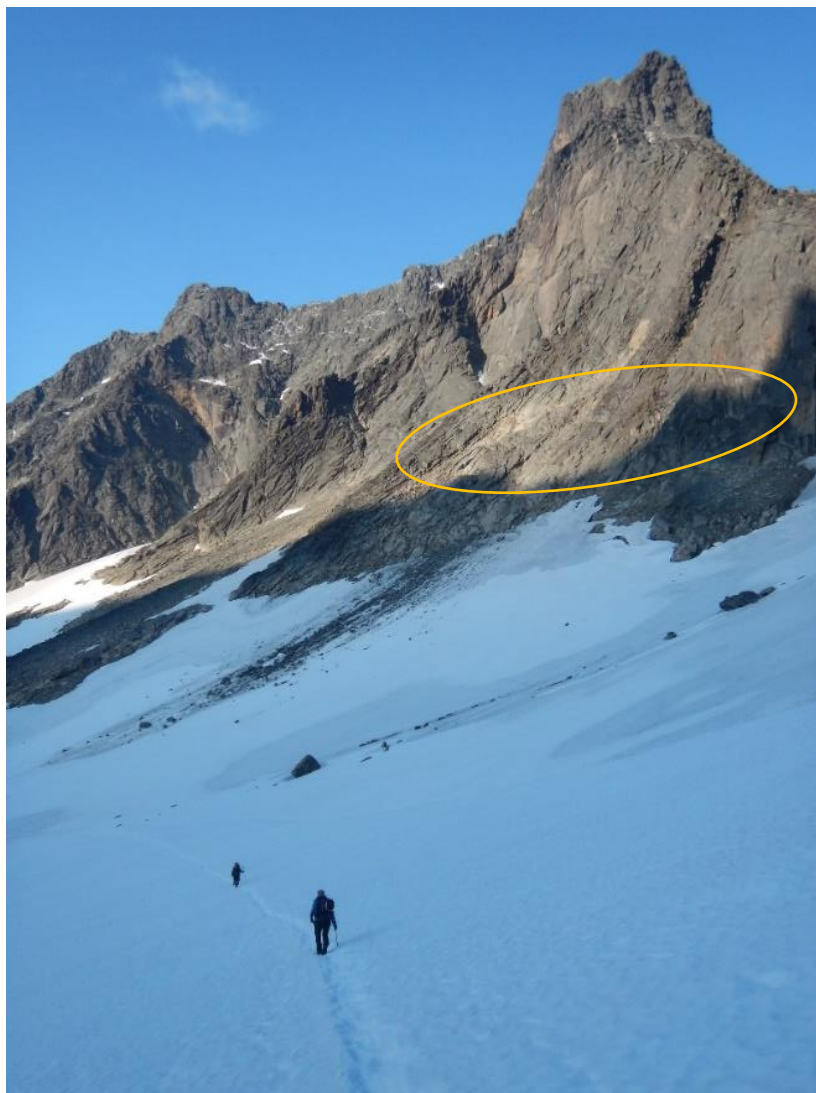
Til slutt gjøres det en forutsetning for at temperaturdataene fra loggerne ved Galdhøpiggen-massivet (RW3, RW4) er representative for Skagadalen og Falketind, etter at eksposisjonen til loggerne er tatt med i betraktning og de er justert etter høyde med middelveidien for den vertikale temperaturgradienten i vest-Jotunheimen, $0,62^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (Andreassen et al. 2006).

6 Resultater

6.1 Direkte observasjoner

Fra utspørringen har fire fjellførere kommet med synspunkter, der følgende er blitt nevnt.

Skagadalen. Fører (42) mistenker at det er mer ustabile blokker på fjellet enn før, men synes det er vanskelig å fastslå en trend angående steinsprang. Steinsprang synes å ha foregått jevnlig hvert år siden omkring 2003. Det som imidlertid er mer synlig er endringene på Skagastølsbreen, der spesielt overgangen fra breen til Bandet i sør blir brattere og mer krevende. Fører (31) bemerker at hengebreer, snø- og isfelt i fjellsidene over dalen minker kraftig. Spesielt i de østvendte flankene på Dyrhaugsryggen har snø- og isvolumet minket kraftig de siste 10 årene. Under disse isfeltene kommer berget til syne med ustabile masser og løse blokker. Hver sommer løsner det blokker som treffer Skagastølsbreen, og det synes å være en fellesnevner at blokker løser ut like i overkant av snø- eller isfeltet. Dette skjer både fra Dyrhaugsryggen på østsiden av breen, og fra Skagastøls-massivet på vestsiden. Om dette skjer hyppigere enn før er ifølge føreren vanskelig å fastslå. Føreren har imidlertid observert blokker som tidligere tilsynelatende har vært faste, løsne fra fjellsiden. Foruten klimaendringene nevnes også kraftig nedbør som utløsende faktor for steinsprang. Fører (49) aner muligens en økning i antall steinsprang om sommeren de siste 15 årene, men synes en eventuell trend er vanskelig å avgjøre. Føreren peker også spesielt på breenes tilbaketrekning og endringer, og fraværet av snøfelter som tydelige tegn på klimaendringer. Ved breenes tilbaketrekning kommer løse morenemasser fram som en bør holde avstand til hvis det henger i overliggende terreng. Fravær av snøfelter opp mot Storen betyr at klatrere her i stedet må forsere mer løs stein enn tidligere. Dette gir økt risiko for steinsprang, både ved naturlige utløsninger og at løser ut stein på andre under seg.

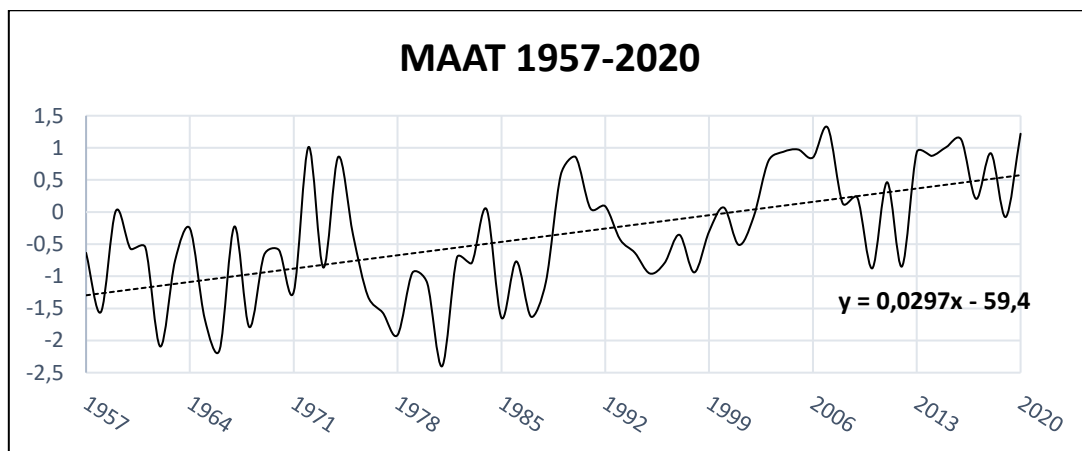


Figur 17. Bildet viser vestsiden av Store Skagastølstind og Skagastølsryggen til venstre. Markert i forgrunnen fjellveggen på ca. 1800moh. som er fokuset i studiet. Bildet er tatt på Skagastølsbreen 26. august 2017.

Falketind. Blant førere med erfaring herfra synes varmere temperaturer til å påvirke fjellet der de mest synlige endringene her er breene og snøfeltene om sommeren. Likt som for veien opp til Storen er det observert at minkende snøfelter gjør rutene til topps mer kronglete der en må forsere mer uryddig og løst terreng. Dette er tilfellet for både Pioneerruta og Normalveien på fjellet. Fører (44) nevner løse blokker på Pioneerruta som tidligere er vært ansett som faste. På Normalveien oppleves sørflanken på Falketind å være betydelig mer utsatt for steinsprang enn tidligere, og der det tidligere lå snøfelt er det nå svært løs og ustabil steinur. På grunn av dette velger mange førere nå å gå Pioneerruta da denne oppfattes som tryggere. Til slutt oppleves det imidlertid at risikoen for steinsprang i stor grad også er knyttet til menneskelig aktivitet, både på Storen og Falketind.

6.2 Regional temperature change

Temperaturene fra SeNorge-datasettet viser temperaturøkning over fastlands-Norge mot dags dato, med en kraftigere temperaturøkning de siste tiårene (**Figur 18, Tabell 2**). Mellom perioden 1957-1980 og 1980-2000 reduseres utstrekningen for områder under 0 °C med rundt 10%, og mellom 1980-2000 og 2000-2019 med 14%. Altså blir områder med MAAT under 0 °C mindre, og det blir følgelig større områder med varmere MAAT og plussgrader. For hele måleperioden beregnes en gjennomsnittlig økning på om lag 0,3°C/10år. Merk at resultatene i **Figur 18** og **Tabell 2** gjelder for hele Norge og ikke kun høyfjellsområdene rundt Skagadalen og Falketind.



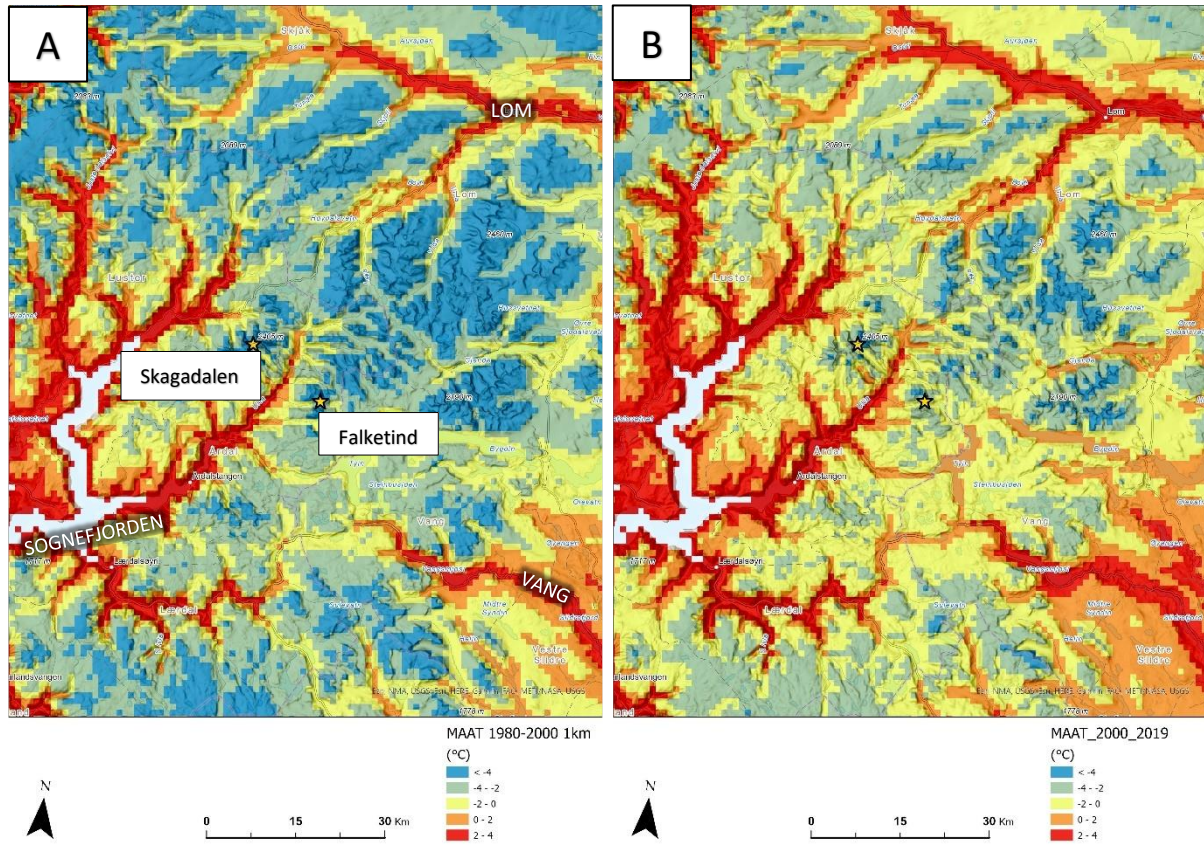
Figur 18. MAAT i °C fra SeNorge-datasettet. Likningen hører til trendlinjen som beregner en gjennomsnittlig temperaturstigning på 0,3°C/10år. Diagrammet viser perioden til hele datasettet (1957-2020).

Tabell 2. Prosentvis fordeling av middeltemperaturene (MAAT) over landareal i Norge for periodene 1957-1980, 1980-2000 og 2000-2019. Beregningen er gjort ut ifra SeNorge-datasettet med daglige middeltemperaturer fra 1957 til 2019.

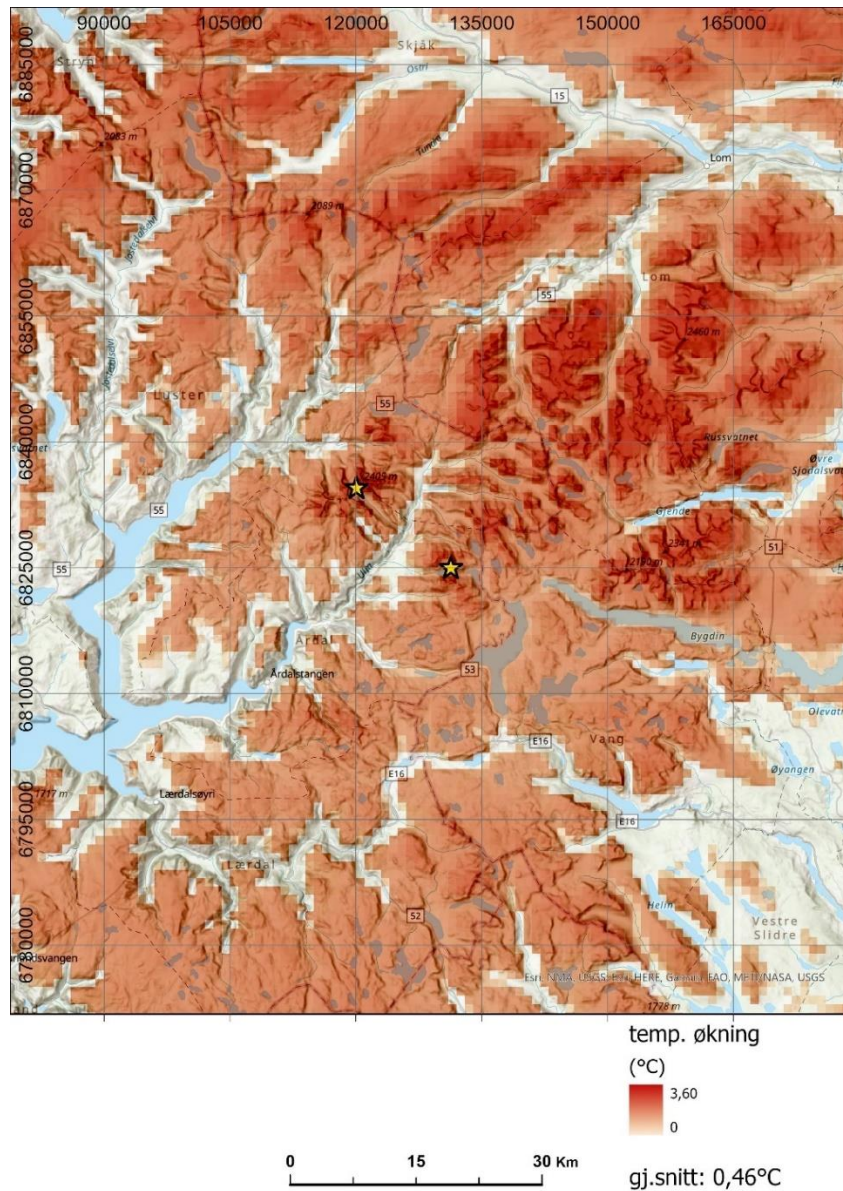
Temperaturintervall	1957 – 1980	1980 – 2000	2000 – 2019
< -4 °C	9,6%	5,7%	0,95%
-4 – -2°C	18,1%	14,1%	6,2%
-2 – 0°C	23,5%	21,1%	19,7%
0 – 2°C	19,7%	22,1%	25,9%
2°C <	29,1%	37,0%	47,3%

SeNorge-dataene viser en spesielt høy oppvarming i høyfjellsområdene. **Figur 19** viser gjennomsnittstemperaturene for periodene 1980-2000 (A) og 2000-2019 (B). Forskjellen

mellom disse to periodene er illustrert i **Figur 20**. Jotunheimen og nærliggende områder viser en gjennomsnittlig temperaturøkning på 0,46 °C.



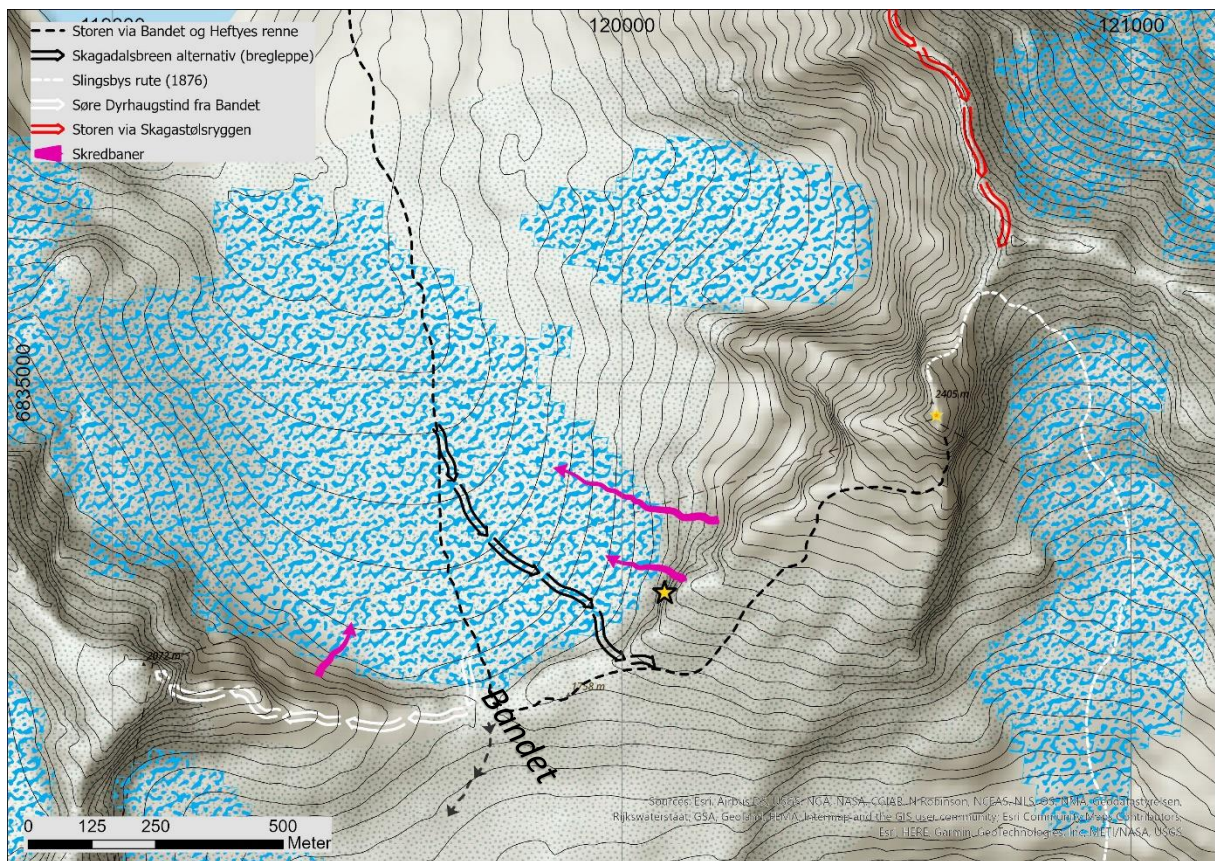
Figur 19. Lufttemperatur over Jotunheimen og nærliggende områder, beregnet etter SeNorge-datasettet. Stjernene markerer Skagadalen og Falketind, med Skagadalen lengst mot vest. **(A)** MAAT: 1980-2000. **(B)** MAAT: 2000-2019.



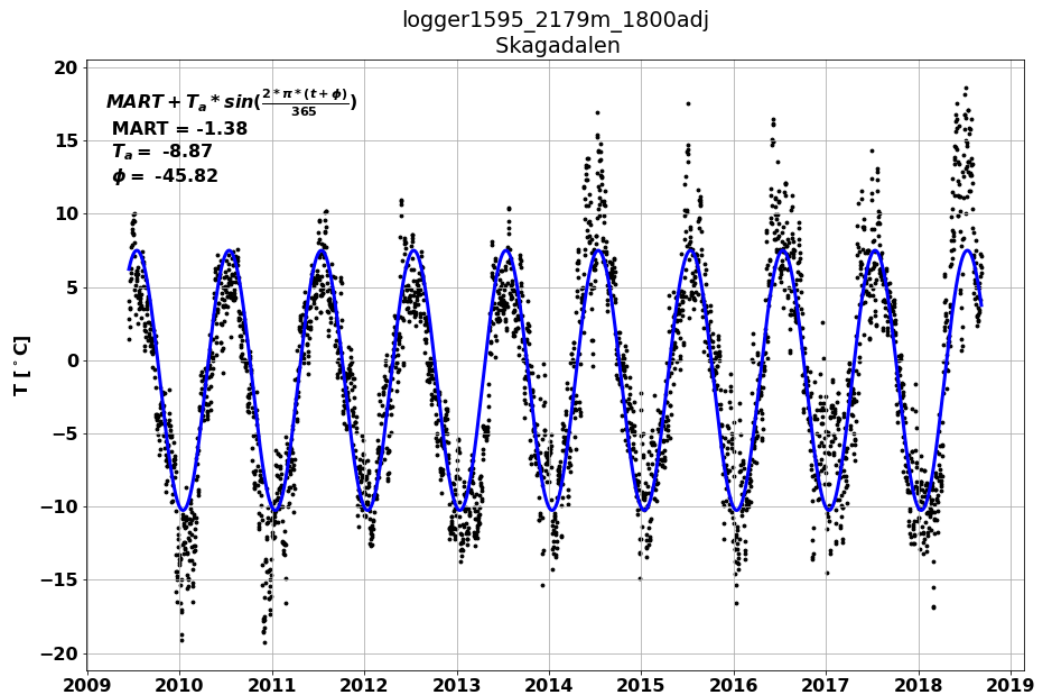
Figur 20. Relativ økning i lufttemperaturen mellom periodene 1980-2000 (**Figur 19 A**) og 2000-2019 (**Figur 19 B**). Over området vist her har temperaturen i snitt steget med 0,46 °C. Temperaturøkningen er tilsynelatende størst i høyfjellsområdene.

6.3 Skagadalen – fjelltemperatur og FCI

Her vises fjelltemperatur og beregnet FCI for Skagadalen med temperaturdata fra logger RW1 og RW4 (**Tabell 1**). Analyseområdet sees i **Figur 21** med fjellveggen markert på 1800moh. **Figur 22** illustrerer temperatur-tidsserien fra loggerne med en tilpasset sinuskurve som er grunnlaget for beregningene. Sensitivitetstest for termisk konduktivitet og volumetrisk varmekapasitet er inkludert til slutt i kapittelet (**Figur 28**).



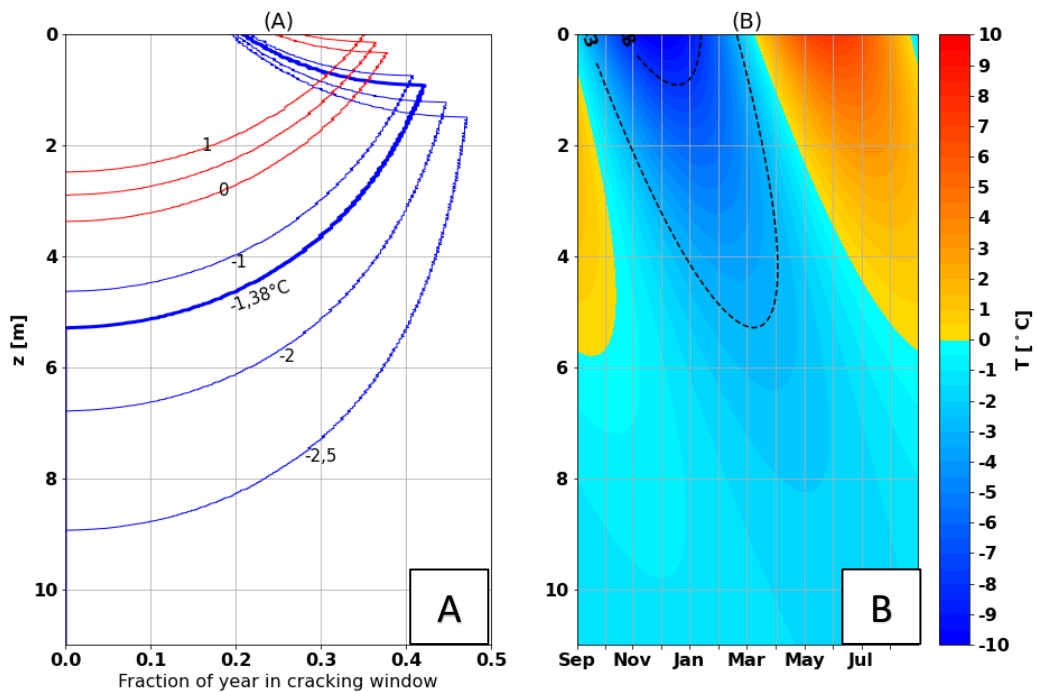
Figur 21. Oversikt over øvre Skagadalen. Pilene til skredbanene er inntegnet slik at de starter 1800moh. Gul stjerne over breen viser den vestvendte fjellveggen, dette representerer området for den beregnede temp-tidsserien (**Figur 22**) og potensiell frostforvitring for Skagadalen (**Figur 25**, **Figur 26**). Den aktuelle fjellveggen er avbildet i **Figur 17**.



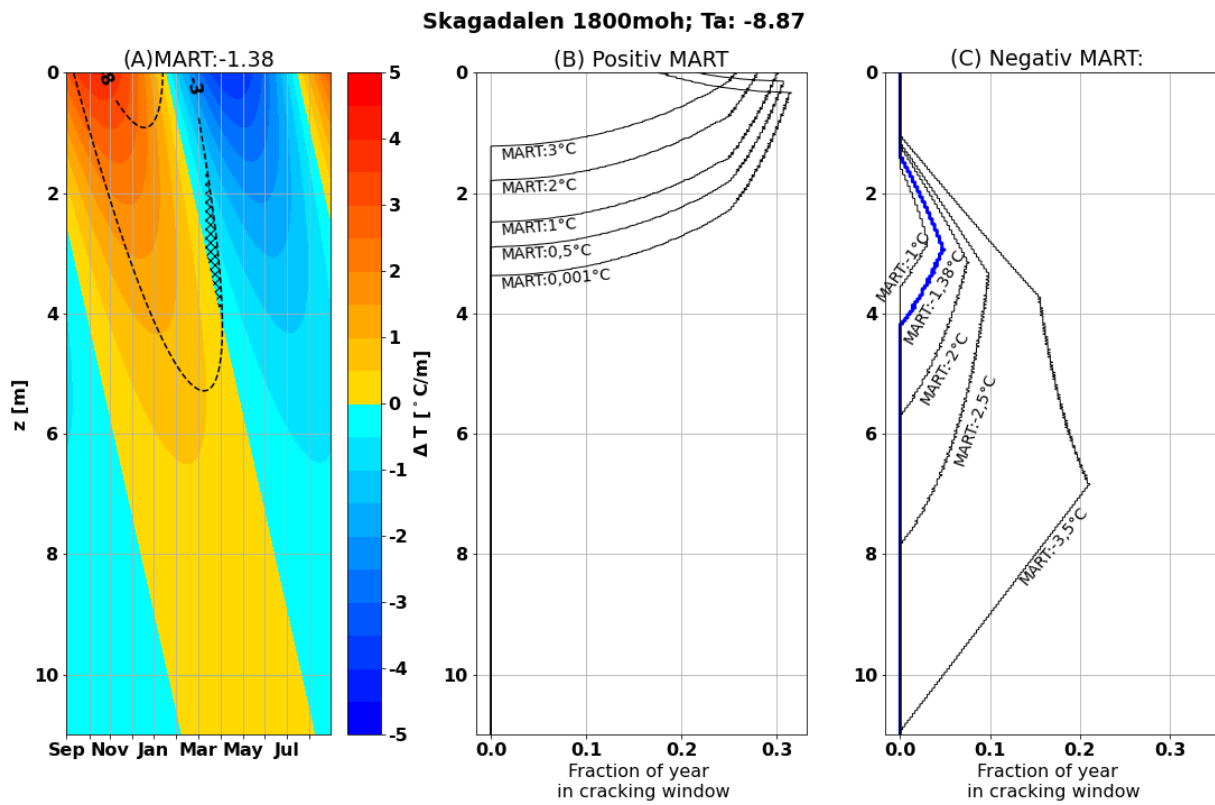
Figur 22. Figuren viser sinusfunksjonen (blå kurve) over beregnet daglig temperatur i perioden 14.06.2009 til 07.09.2018, Skagadalen 1800moh. Med halvamplitude $T_a = 8,87^\circ\text{C}$ og faseforskyvning $\phi = -45,82$ er funksjonen tilpasset datapunktene med minst avvik.

I beregningene av frostforvitring i bakken etter Anderson (1998) og Hales & Roering (2007) er den beregnet nåværende tilstanden markert med en tykkere, blå linje. I tillegg til dette vises tiden i FCW (**Figur 23, Figur 24**) og FCI (**Figur 25, Figur 26**) for ulike bakketemperaturer (MART) og temperatursvingninger (T_a). I Skagadalen er beregnet MART: $-1,38^\circ\text{C}$ og temperatursvingningen (halv-amplitude) $8,87^\circ\text{C}$.

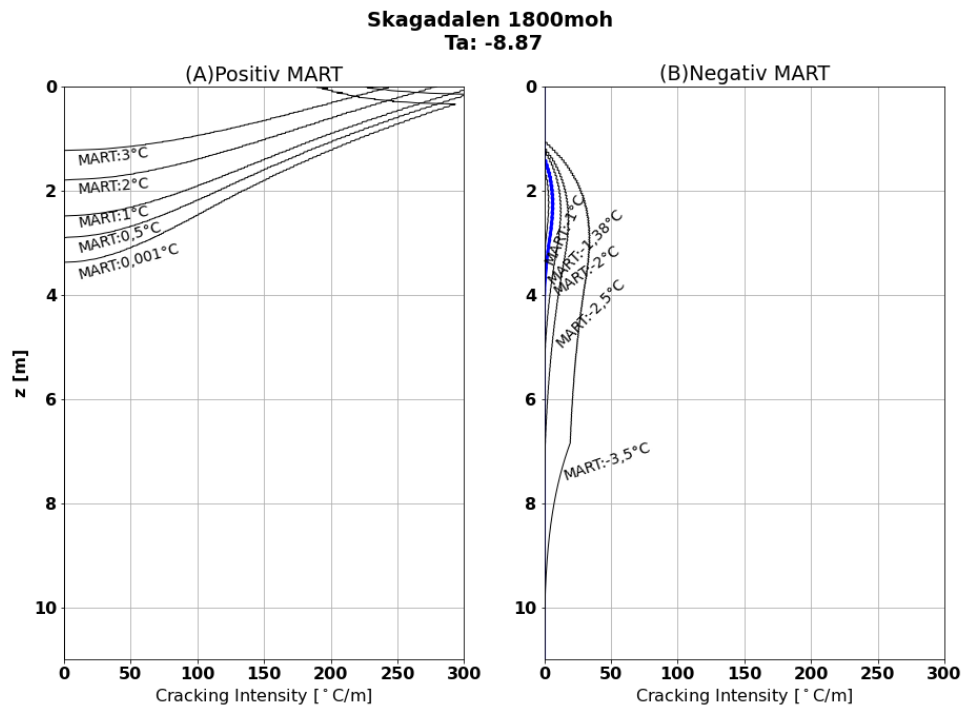
Skagadalen 1800moh; MART: -1.38; Ta: -8.87



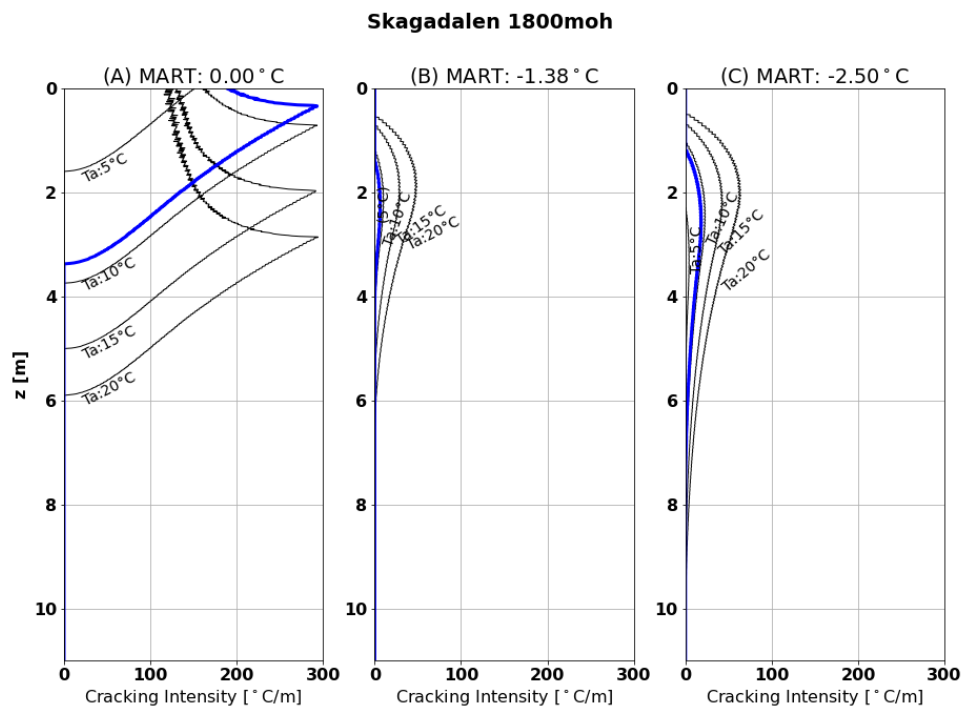
Figur 23. Temperaturforholdene i bakken beregnet etter modellen til Anderson (1998). Vertikal akse er dybde, der 0m er overflaten. **(A)** Tiden bakken er i FCW (-3 til -8°C), som en funksjon av dybden, for ulike MART. Kurvene er markert med verdier i °C. (Kurven mellom 0 og 1°C er MART: 0,5°C). Tykk, blå kurve representerer regimet vist i (B). Halv-amplituden for den termiske svingningen (T_a) er 8,87°C for alle MART-kurvene. **(B)** Det beregnet nåværende temperaturregimet (MART: -1,38°C) inkludert sonen der bakken befinner seg i FCW i løpet av ett hydrologisk år.



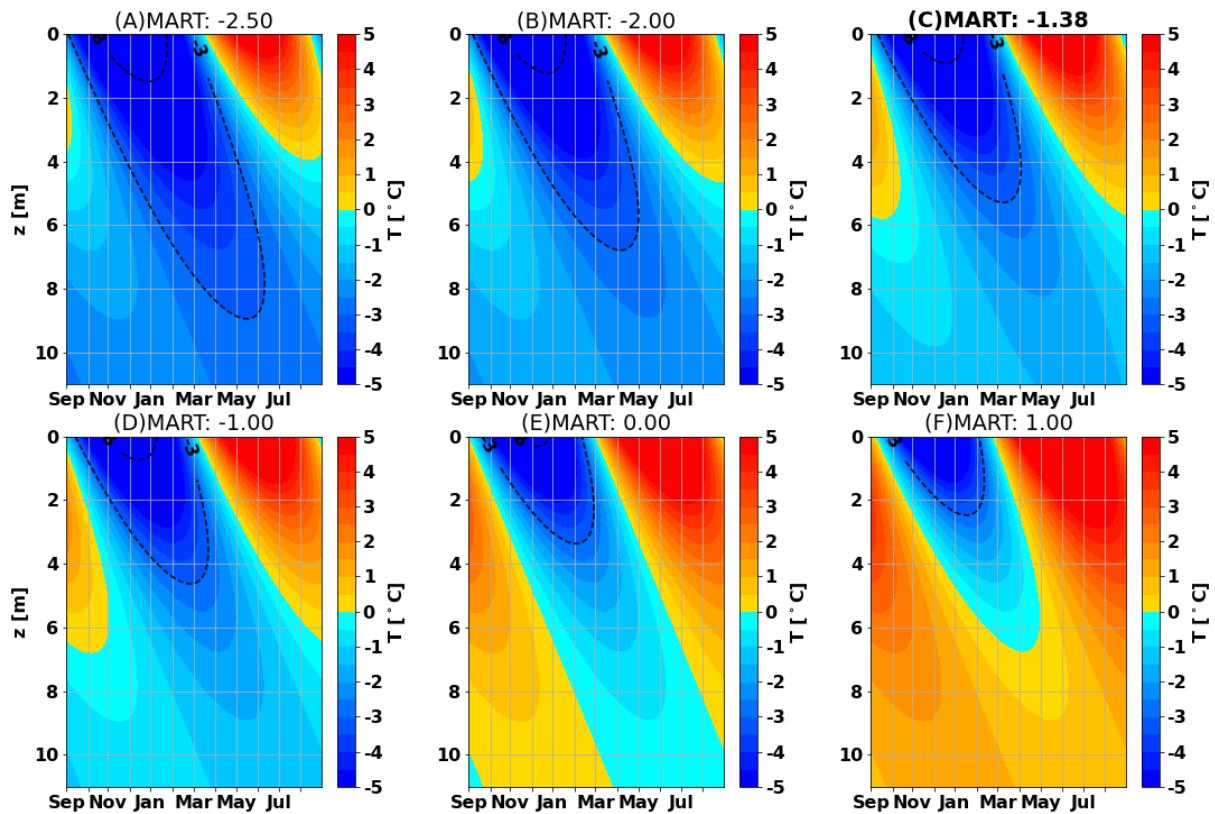
Figur 24. Beregning av tiden bakken er i frostforvittringsvinduet (FCW) i løpet av ett år, etter Hales & Roering (2007). (A) Beregnet temperaturgradient, (B) Tiden i FCW for positiv MART, (C) Tiden i FCW for negativ MART



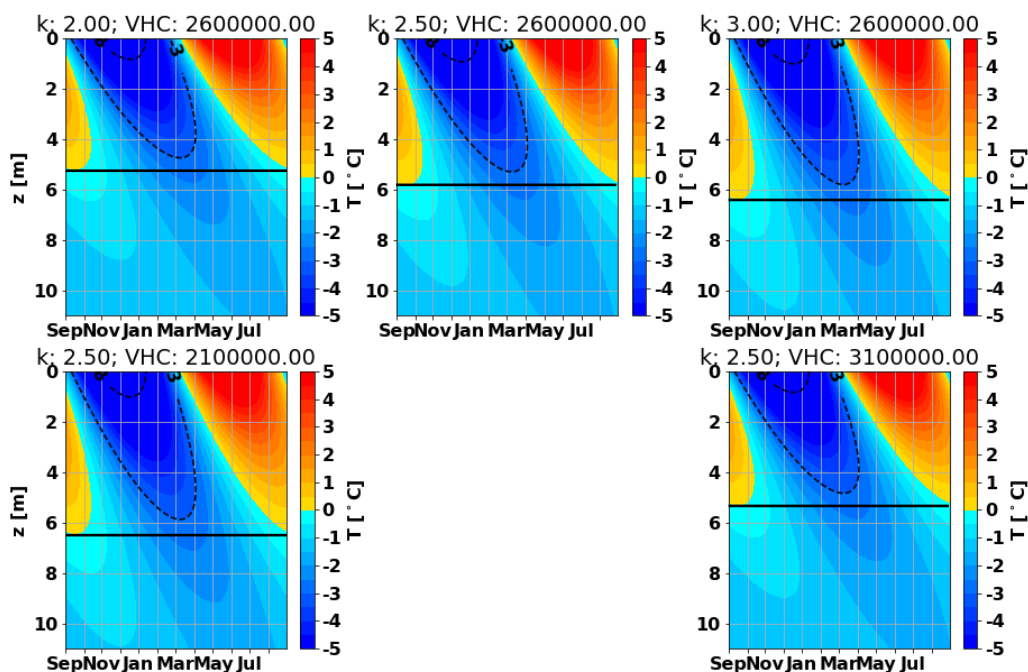
Figur 25. Potensiell FCI som en funksjon av ulike MART, for $T_a = 8,87\text{ }^\circ\text{C}$ **(A)** Variasjoner i FCI for positive MART. **(B)** Som i Figur 25A, men for negative MART. Blå, tykk kurve representerer nåværende beregnet FCI.



Figur 26. Potensiell FCI med ulike T_a for MART: **(A)** $0,001\text{ }^\circ\text{C}$, **(B)** $-1,38\text{ }^\circ\text{C}$ og **(C)** $-2,5\text{ }^\circ\text{C}$. Tykk blå strek er den nåværende/beregnete FCI og T_a -amplituden i Skagadalen ($T_a = 8,87$).



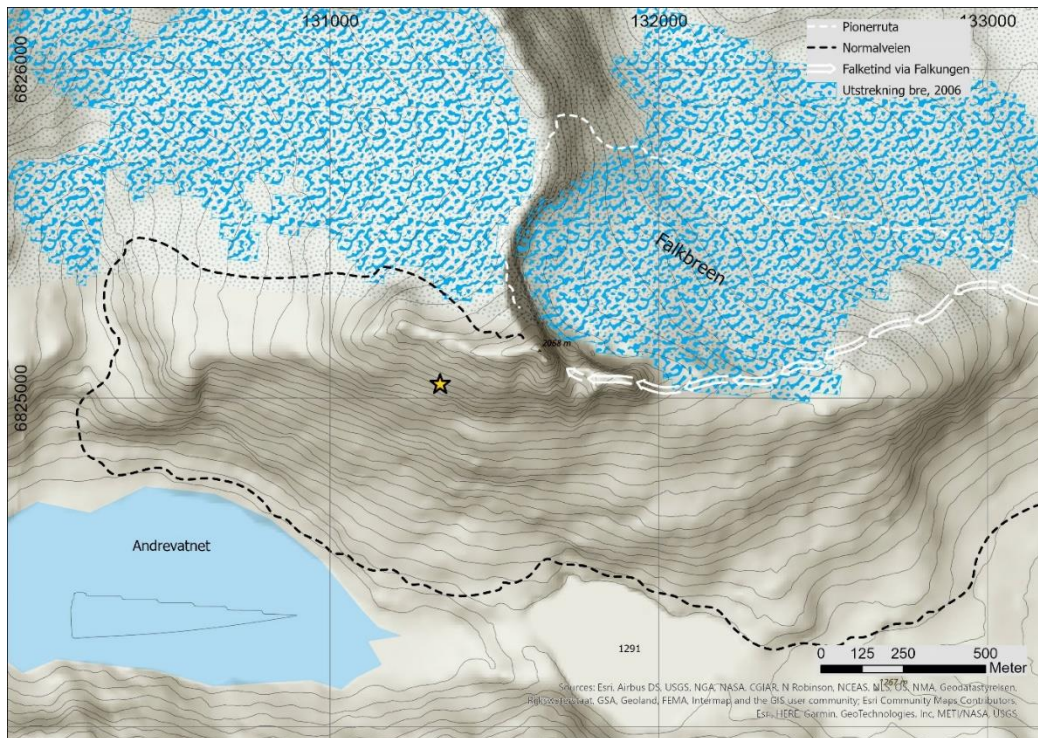
Figur 27. Beregnet temperatur i bakken for ulike MART etter framgangsmåten til Anderson (1998), som vist i **Figur 23A**. Halv-amplituden for den termiske svingningen (T_a) er 8,87°C. Plot C er den nåværende temperaturen i Skagadalen basert på loggerdataene.



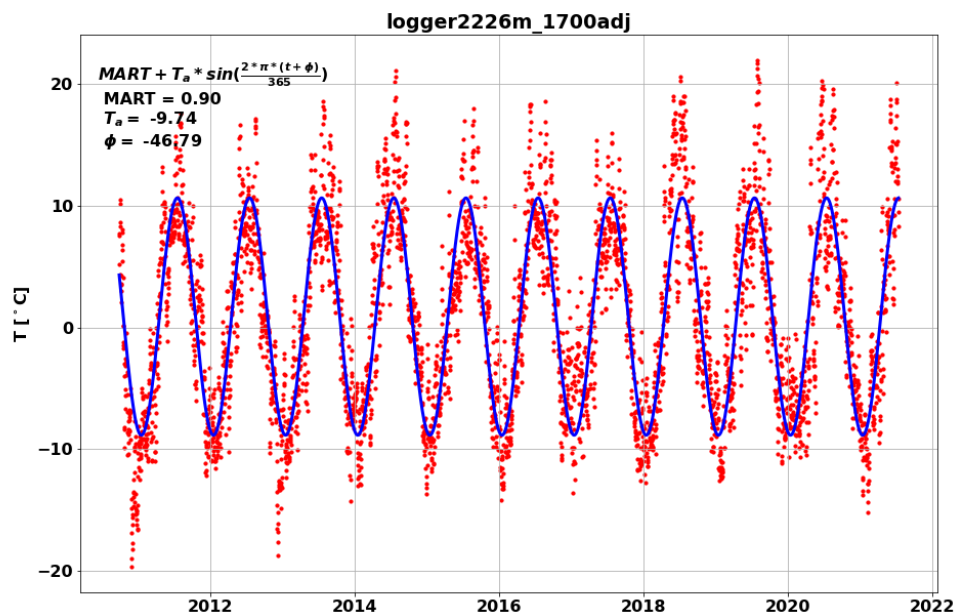
Figur 28. MART= -1,38°C med forskjellig termisk konduktivitet (k) og volumetrisk varmekapasitet (VHC) i bakken. Dybden på det aktive laget (toppen av permafrosten) er markert med sort linje. Øverste kolonne viser effektene av ulik k , nederste for høy og lav VHC .

6.4 Falketind – fjelltemperatur og FCI

Figur 29 viser de vanligste veien til toppen av Falketind, og sydflanken på 1700moh. der det er beregnet fjelltemperatur og frostforviringspotensiale, FCI.

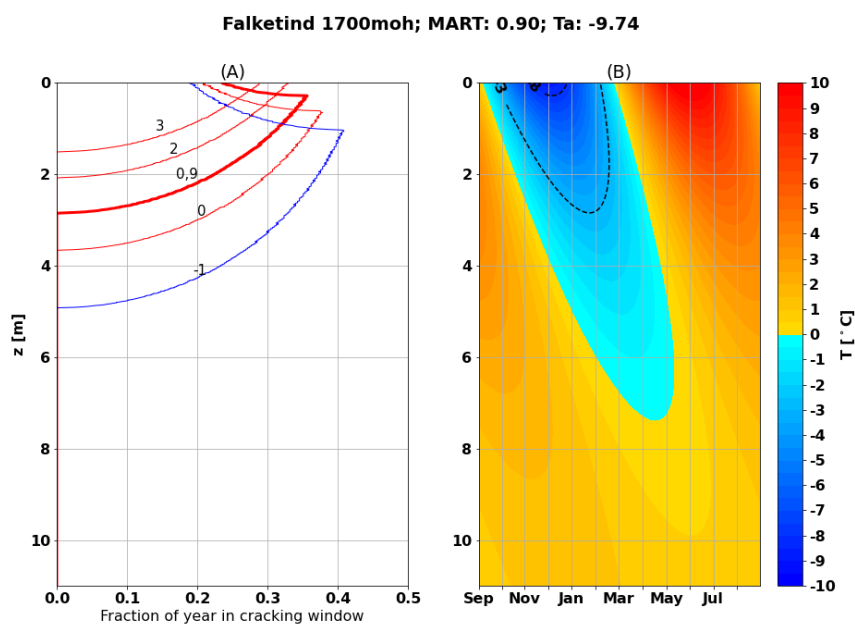


Figur 29. Falketind. Normalveien og Pionerruta er vist med henholdsvis svarte og hvite stiplede linjer. Gul stjerne er sydflanken på rundt 1700moh. hvor det fjelltemperaturen og intensiteten på frostforviringen er beregnet.

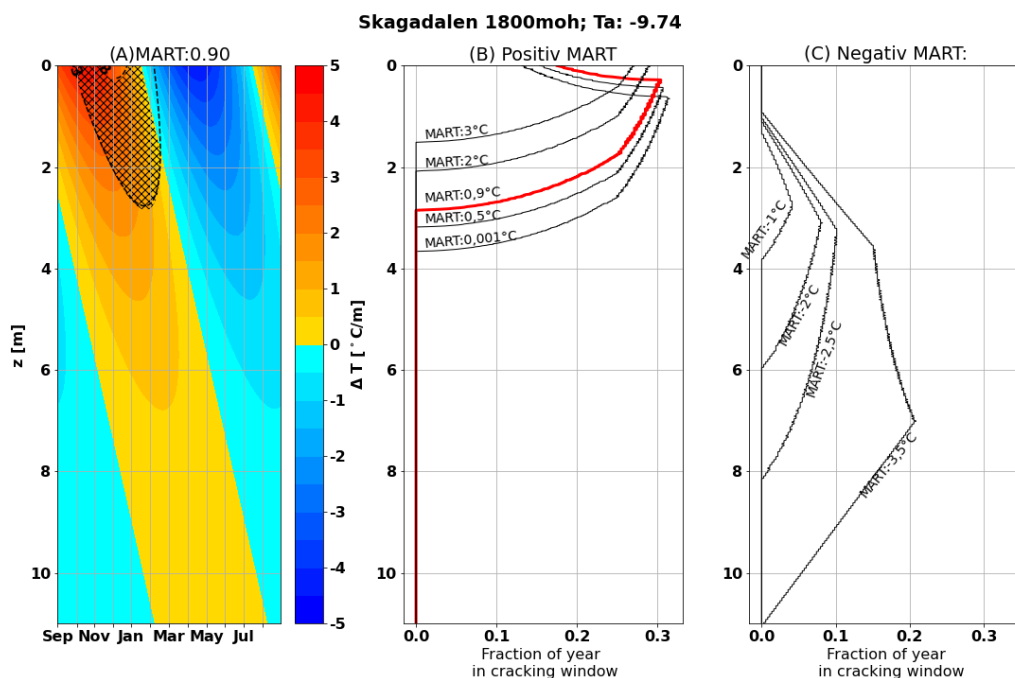


Figur 30. Datapunkter fra 'logger2226m' justert til 1700moh. for sørflyanken på Falketind med en vertikal temperaturgradient på 0,62 °C/100m. Funksjonen (blå kurve) og verdiene som gir minst mulig avvik fra datapunktene er vist øverst til venstre i diagrammet.

Året fjelltemperaturen på Falketind er i FCW er vist i **Figur 31** etter Anderson sin metode, og i **Figur 32** etter Hales & Roering. På Falketind er beregnet MART: 0,9°C og temperatursvingningen (halv-amplitude) 9,74°C.



Figur 31. (A) Andel av året der sydfliken på Falketind er i FCW, etter Anderson (1998). Funksjonene er markert med tilhørende MART. **(B)** Beregnet MART i fjellet over ett år.

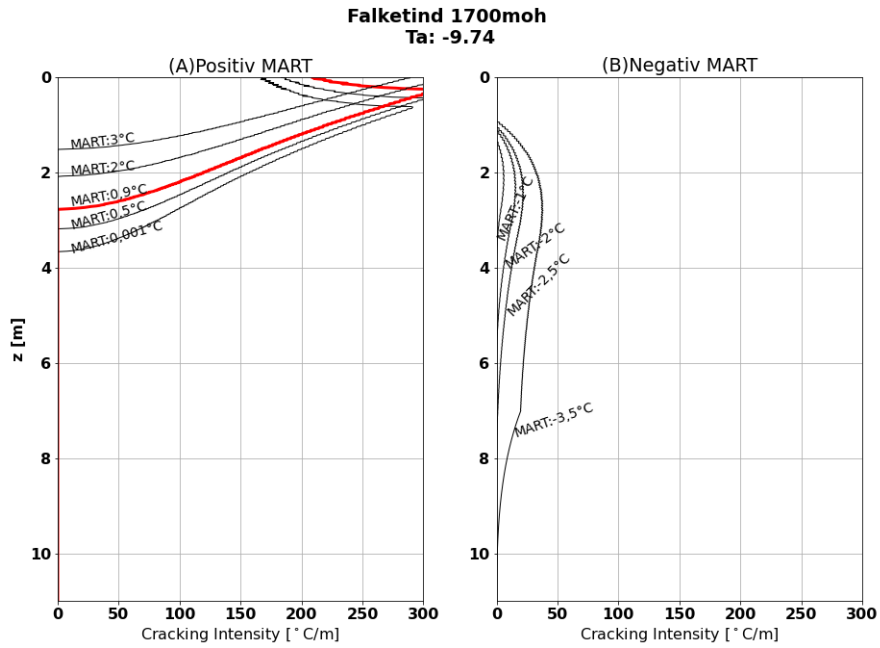


Figur 32. (A) Temperaturgradienten i bakken med FCW. **(B)** Tiden i FCW for positiv MART, **(C)** Tiden i FCW for negativ MART.

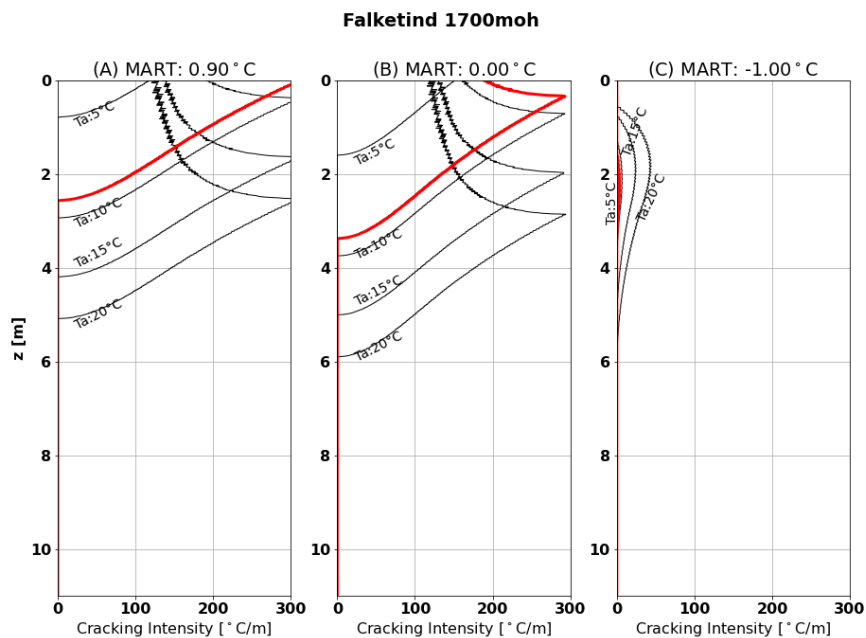
Under (

Figur 33,

Figur 34) er beregnet FCI for Falketind, og FCI for ulike MART og Ta.



Figur 33. Potensiell FCI i Falketinds sydvegg 1700moh. (A) positive MART, (B) Negative MART. FCI ved nåværende fjelltemperatur på Falketind (MART: 0,9°C) er markert i rødt.



Figur 34. Potensiell FCI for Falketind for ulike Ta ved (A) MART: 0,9°C, (B) MART: 0°C, (C) MART: -1,0°C. Tykk linje i rødt er den beregnende Ta-amplituden på Ta = 9,74.

7 Diskusjon

7.1 Usikkerheter

Observasjoner gjort av fjellførere i Skagadalen og på Falketind er fra tidligst år 2003. Denne delen av studiet gir dermed alene ikke et grunnlag til å anslå endringer i fjellet over en lengre periode enn maksimalt 20 år. Betrachninger om steinsprang og klimaendring fra kun fire førere, til tross for mye fartstid og erfaring i de aktuelle fjellområdene, gir i tillegg et noe usikkert grunnlag til å vurdere trender. Med observasjoner fra flere, og gjerne eldre førere med erfaring fra lengre tilbake i tid, vil en med større sikkerhet kunne belyse aktuelle problemstillinger som høyere steinsprangaktivitet eller opplevd økt risiko på fjelltur/klattring relatert til klimaendringer. Ved videre studier er det derfor av interesse å foreta flere og mer detaljerte intervju. En annen betraktning er at tilstedeværelsen av folk generelt i høyfjellet er betydelig større enn eksempelvis før år 2000. Å bestige bratte fjell som krever klattring og tausikring blir for hvert år som går en stadig mer populær form for rekreasjon. Det betyr at selv om det muligens er blitt gjort flere skredobservasjoner de siste 15-20 år, så betyr det ikke umiddelbart at det er en økende trend. Med flere folk til stede i fjellet flere av dagene i året blir det trolig derfor også gjort flere observasjoner.

Ifølge SeNorge-dataene tyder oppvarmingen til å være sterkere jo høyere over havet en befinner seg. Til eksempel er den maksimale differansen over Jotunheimen mellom periodene 1980-2000 og 2000-2019 er så mye som 3,6 °C (**Figur 20**). Dette tydes som en misvisning. Dette skyldes trolig at størsteparten av de meteorologiske stasjonene, som er datagrunnlaget for interpolasjonen, ligger nære havnivå og ofte under 1000moh. Dette impliserer at det er større avvik i interpolasjonen jo høyere over havet temperaturen beregnes. I høyfjellsområder generelt kan usikkerheten antas å være større også på grunn av at (den horisontale) avstanden til nærmeste stasjon som oftest er lengre enn i lavlandet. I 2000 meters høyde og med sterkt varierende topografi bør dermed beregningene fra SeNorge-dataene betraktes som noe usikkert. I tillegg har interpolasjonen en oppløsning på 1x1km, noe som gjør det lite hensiktsmessig å bruke disse dataene til å detaljkartlegge et mindre fjellområde. Fordi den originale interpolasjonen allerede henter til relativt store avvik over Jotunheimen, har jeg valgt å ikke manipulerer disse dataene videre i fare for følgefeil.

Beregnet bakketemperatur og FCI i Skagadalen og på Falketind tar kun utgangspunkt i GST fra loggerne, og er utregnet med antagelsene beskrevet i [kapittel 5.6.2](#). Spesielt metningsgraden av vann i fjellveggene er vanskelig å fastslå, og her som i lignende studier med numerisk modellering antas fjellet å være vannmettet og homogent (Noetzli et al. 2007, Hipp et al. 2014, Magnin et al. 2017). Forskjellig eksposisjon mellom loggerne plassering og studieområdene er ikke undersøkt i detalj. Det er kun tatt hensyn til grove kardinalretninger, som for eksempel at RW3 (162°) ble valgt for sydveggen på Falketind. RW3 og RW4 i 2200 meters høyde er i et fjellmassiv lenger øst fra studieområdene. Dette påvirker eksposisjonen

med tanke på skydekke og soldager i året. Skagadalen og Falketind er trolig mer utsatt for skyer og skygge i dalførene da de ligger nærmere fuktig vestlandsklima og i lavere høyde.

Høydekalibrering av GST fra loggerne er gjort med en konstant lapserate på 0,62°C/100m. Dette skaper en viss usikkerhet fordi det dermed ikke tas hensyn til variasjoner i luftfuktighet imellom sesongene, eller endringer mellom ulike år. Denne vertikale temperaturgradienten er gjennomsnittsverdien i vest-Jotunheimen i perioden 2000 til 2006, og verdien tilsier et relativt fuktig klima. Med klimaendringene er det forventet at våte områder blir våtere, og at tørre områder ser mindre nedbør (Dore 2005). Dette vil da også påvirke lapseraten i de aktuelle områdene. Bruken av kontant lapserate er altså en forenkling ved beregning av bakketemperatur og frostforvitningspotensiale.

I hvilken grad fjellsiden (og permafrosten) er isolert av vegetasjon, snødekke eller overflatesediment er en annen faktor som ikke beregnes i dette studiet. Disse elementene har innvirkning på temperaturregimet i bakken ved at de påvirker varmeoverføring mellom atmosfære og bakkeoverflate, som for eksempel solstråling eller overflate-albedo, noe som kan skjerme permafrosten (Jin et al. 2021). Fjellveggene i Skagadalen og på Falketind antas imidlertid å ikke vegetert eller dekket av tykt sediment, og den bratte helningen (>60°) tilsier at de ikke dekkes av tykke snølag selv om vinteren. Dette betyr at temperaturen i fjellveggene og permafrosten blir lettere påvirket av endringer i lufttemperatur, og av stråling og solvarme avhengig av eksponisjon som helning eller himmelretning. Denne energibalansen mellom bakkeoverflaten og omgivelsene er ikke beregnet her, men kan brukes for å beregne bakketemperaturen og permafrosten, som for eksempel tidligere gjort i Schmidt et al. (2021).

7.2. Har det vært en endring i fjellskred og steinsprang de siste 10-15 år?

I Skagadalen svarer fjellførere at det har vært jevnt med steinsprang siden de begynte å føre der, som i dette studiet er fra tidlig 2000-tallet. Noen aner en svakt økende trend i steinsprangaktivitet, men dette er usikkert. Spesielt tydelig er imidlertid det minkende volumet på breer og utbredelsen til isolerte snø- og isfelter i de bratte fjellsidene. Nedsmeltingen av isfelter bidrar til destabilisering av fjellsiden, da steinblokker løsner som tidligere er holdt på plass av is og snø. Disse formasjonene («ice aprons») er forbundet med bratte fjellsider over bregleppa der fjellsiden har konkave søkk og forsenkninger. Steinsprang og blokkutløsninger fra slike områder er blitt observert i fjellsidene over Skagastølsbreen. Denne trenden er også nylig kartlagt i Alpene (Kaushik et al. 2021, Kaushik et al. 2022). Ifølge Kaushik et al. (2021) har isfeltene i Alpene minket med 29% i areal mellom 2001 og 2019, noe som i tillegg avslører klimaendring og henter til påfølgende permafrostoppvarming.

På Falketind er den en generell oppfatning blant fjellfolk og førere at normalveien under sydflanken på fjellet er mer risikofylt enn tidligere på grunn av steinsprangfare. Falketind har ikke isfelter i fjellsiden i like stor grad som i Skagadalen, men breens

tilbakegang og færre snøfelter avdekker også her ustabile steinblokker og løsmasser. På den populære Pioneerruta har steinblokker tidligere ansett som faste og «en del av fjellet», løst uten forvarsel. Norges Klatreforbund rapporterer en økning i antall rappellulykker de siste årene der rappellankeret (steinblokken) løsner etter at klatreren vektlegger det med tauet (NKF 2022). Dette er blant andre steder registrert på Pioneerruta på Falketind i 2005 og 2016. Om slike blokker er blitt ustabile på grunn av klimaendringer, eller som følge av menneskelig påvirkning eller feilvurderinger, er vanskelig å fastslå. Ved Skagadalen og Falketind, og ellers på populære fjell og klatreruter, knyttes imidlertid mye av den opplevd økte steinsprangrisikoen til økt menneskelig aktivitet.

SeNorge-interpolasjonen viser en klar oppvarming av lufttemperaturen. I de siste tiårene har områder med årlige middeltemperaturer over 0 °C økt drastisk (**Tabell 2**). Regionalt over Jotunheimen høyfjellsområde beregnes det at temperaturen i gjennomsnitt har steget med 0,46 °C mellom periodene 1980-2000 og 2000-2019, noe som tilsvarer en temperaturøkning på litt over 0,23°C/10år de siste 20 årene. På bakgrunn av interpolasjonen over Jotunheimen betraktes denne verdien som noe usikker. Etter år 2000 er det særlig to perioder med svært varme middeltemperaturer som skiller seg ut i datasettet. Både periodene 2003-2007, så vel som 2013-2015, har alle gjennomsnittlige årstemperaturer som er nær 1 °C eller varmere (**Figur 18**). Etter år 2000 forekommer årstemperaturer over null grader mer frekvent. En slik trend vil bidra til å svekke permafrosten i fjellet. Disse varmeperiodene er også registrert i Alpene med påfølgende skredaktivitet og destabilisering av permafrosten (Gruber et al. 2004, Ravel et al. 2017, Marcer et al. 2020).

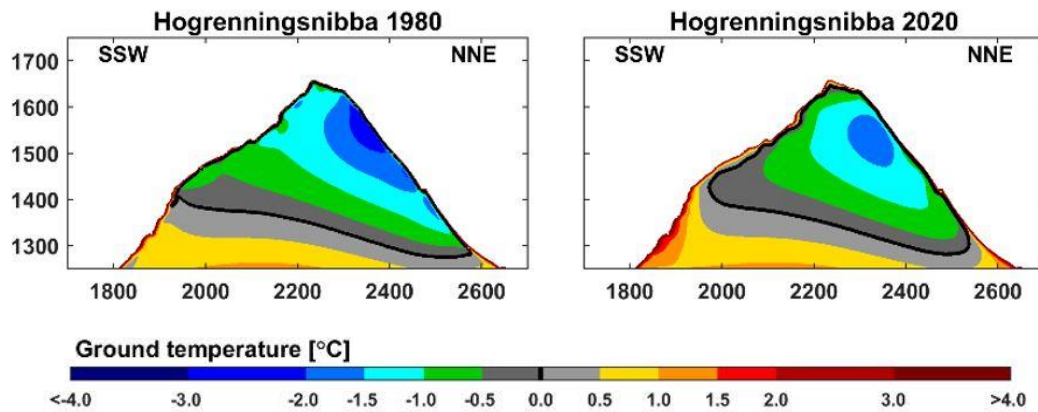
I Skagadalen 1800moh. beregnes en gjennomsnittlig fjelltemperatur på -1,38 °C. Som vist i **Figur 23** har Skagadalen kontinuerlig permafrost i bakken på omtrent 6 meters dyp. Dette er altså det maksimale dypet varme sommertemperaturer penetrerer og tiner opp fjellet. Etter metoden til Anderson (1998) skjer frostforvitringen oftest på 1-2 meters dyp i det aktive laget (over toppen av permafrosten), med fjellet i FCW 0,4/1år som tilsvarer 146 dager i løpet av året. Etter Hales & Roering (2007) beregnes forvitring til å skje oftest på rundt 3 meter, men er her i FCW kun maksimalt 20 dager i året. Dette tilsier at hyppigheten på frostforvitringen er sterkt påvirket av tilgjengeligheten på vann i systemet. Anderson setter ingen begrensinger på tilgangen på vann fra overflaten, uavhengig om det er positive eller negative overflatetemperaturer. Det er derfor sannsynlig at denne metoden grovt overestimerer antall dager fjellet er i FCW fordi overflaten i Skagadalen er fryst store deler av året, noe som begrenser sterkt vanntilstrømning fra overflaten. Derfor er de rundt 20 dagene i FCW fra metoden til Hales & Roering å regne som mer pålitelig, og generelt i områder med MART < 0°C.

Ved kaldere MART under null celsius og under -1,38°C kan frostforvitringen potensielt skje over et større dyp, da vanntilførsel må skje fra varmere grunnvannsystem/ fuktighet i dypet. Fjelltemperaturen nær overflaten faller da også oftere utenfor FCW i løpet av året, altså kaldere enn -8°C. Dette kan føre til frostforvitring i sonen mellom toppen av permafrosten og det aktive laget, som scenarioene i **Figur 27a** (MART: -2°C) og **Figur 27b** (MART: -2,5°C) indikerer. Med permafrost-isen som glideplan i tillegg til andre eventuelle

svakheter i fjellet (forkastninger, foliasjoner o.l.), kan dette skape ustabilitet og potensielt forårsake større utløsninger og fjellskred. Fjellsiden i Skagadalen på 1800moh. er i dag varmere enn disse temperaturene. Med $MART = -1,38^{\circ}C$ ligger beregnet FCW i nesten hele det aktive laget ned til toppen av permafrosten (**Figur 27c**). Men for at det skal skje større ustabiliteter og skred i dypet her må trolig temperaturene stige slik at permafrosten varmes opp og svekkes. Fjelltemperaturen på $-1,38^{\circ}C$ gir dessuten en lav temperaturgradient og FCI ($<10^{\circ}C/m$), og indikerer svak frostforvitring. Per nå er deformasjon som følge av is-segregering tilsynelatende lav, men den forventes å øke med stigende temperaturer i fremtiden. Dette henter til at en del av blokkutløsningene og steinsprang som skjer per i dag skyldes nedsmeltingen av de nevnte snø- og isfeltene. I tillegg til stigende temperaturer er dessuten kraftig nedbør sterkt forbundet med utløsning av steinsprang, som argumentert i for eksempel Hilger et al. (2021).

På Falketind tyder fjelltemperaturen på at det foregår kraftig frostforvitring i sydflanken (**Figur 33**). Her er i dag $MART = 0,9^{\circ}C$. Alle beregningene anslår at fjellet er i FCW opp til 110 - 130 dager i løpet av året, med størst hyppighet på 0,5-1 meters dyp (**Figur 31, Figur 32**). Den høye frostforvittringsintensiteten (opp mot $300^{\circ}C/m$) henter til økt ustabilitet og steinsprangrisiko i sydflanken, dette støttes av observasjonene i området. Likheten i tiden i FCW mellom modellene kan forklares ved at med positiv MART er overflaten ufryst større deler av året. Med dette kan frostforvitring i FCW skje med vanntilstrømning fra overflaten, noe som metoden til Hales & Roering ikke tillater dersom overflaten er fryst. Temperaturprofilen fra Falketind viser at det ikke er permafrost i fjellet (**Figur 31b**). Dette er noe misvisende. Som SeNorge-dataene viser var klimaet kaldere før som betyr at sydflanken på Falketind også har hatt temperaturer som fremmer permafrostdannelse. De varme temperaturene i sydflanken på Falketind i dag fører til at permafrosten varmes opp og tiner. Dette betyr at permafrosten gradvis trekker seg tilbake, og vil ligge dypere og dypere i fjellet. Ut ifra de årlige temperaturvariasjonene i fjellet tyder det til at toppen av permafrosten her ligger på rundt 7,8 meters dyp (**Figur 31b**). Blokkutløsninger og skredhendelser i temperaturregimer der permafrosten varmes er tidligere registrert både i Norge og i Alpene, som for eksempel ved Polvartinden i Troms, i Mont Blanc-massivet ved Chamonix og på Matterhorn i Sveits (Frauenfelder et al. 2018, Magnin et al. 2017, Ravel et al. 2017, Mourey et al. 2018, Weber et al. 2019).

Som vist i beregningene med variasjoner i MART for både Skagadalen og Falketind, øker FCI dramatisk når fjelltemperaturen biker over $0^{\circ}C$ (**Figur 25, Figur 33**). For $MART > 0^{\circ}C$ er overflaten ofte ufryst og det er oftere en sterk negativ temperaturgradient i løpet av året, mellom overflaten og fjellet i dypet som er kaldere. Ved positiv MART er også vann ofte til stede fra overflaten som fremmer frostforvittringsprosessen. Ved $MART < 0^{\circ}C$ er forvittringsintensiteten mye mildere som følge av gjennomsnittlig svakere temperaturgradienter, men kan skje over et større dybdeintervall.



Figur 35. Profilene viser modellert fjelltemperatur for Hogrenningsnibba i Loen, for år 1980 til venstre og 2020 til høyre. Aksene er høyde over havet og profildistanse. Modellen er laget av Czekirda et al. (2022).

Eksposisjonen til fjellveggen har stor betydning for fjelltemperaturen, da dette styrer flere påvirkningsfaktorer. Sydflanken på Falketind får sterk solinnstråling bortimot hele dagen, og på 1700moh. er det lite terreng i dette området som skjermer fjellsiden. Profilet av Hogrenningsnibba i Loen i **Figur 35** viser et scenario som ligner Falketind, der temperaturendringen er størst i sydflanken (Czekirda et al. 2022). Her er i 1980 store deler av overflaten i sydveggen under 0°C , mens 2020 viser positive temperaturer. Denne trenden samsvarer med relativt stor sikkerhet utviklingen på Falketind. I sydveggen forventes også større temperatursvingninger i løpet av døgnet og året. Skagadalen er i motsetning mye mer skjermet. Fjellveggen her på 1800moh. ligger mot nordvest og ser mer skygge, også som følge av de høye fjellsidene rundt. I tillegg er det i Skagadalen (og Hurrungane) trolig generelt mer solskjerming i løpet av året, da dette området helt vest i Jotunheimen er mer utsatt for orografisk nedbør og skydekke. Disse forskjellene mellom studieområdene gjenspeiles i beregningene av den maksimale temperatursvingningen i løpet av året, der Skagadalen viser $T_a = 8,87^{\circ}\text{C}$ og Falketind $T_a = 9,74^{\circ}\text{C}$ (**Figur 26**, **Figur 34**).

Variasjoner i T_a påvirker hvor stor del av grunnen som er i FCW, altså i intervallet mellom -3°C og -8°C . Høy T_a med sterkere maks- og minimumstemperaturer ved overflaten fører til økt penetrasjonsdybde, og endrer temperaturen (og dermed gradienten) over et større dyp. Forvitring i dypet blir svakere og opphører etter hvert som temperaturgradienten minker, og temperaturen faller utenfor FCW. Ved høy T_a skjer forvitring også sjeldnere nær overflaten, da perioden overflater er i FCW er kortere (Hales and Roering 2007). Fjelltemperaturen og temperatursvingningene på Falketind i dag er imidlertid ideelle for maksimal FCI i overflaten (**Figur 34a**).

Fjelltemperaturen i Skagadalen er beregnet med minimum- og maksimumsverdier for termisk konduktivitet og volumetrisk varmekapasitet i gabbro (**Figur 28**). Dette gir en pekepinn på hvor sensitiv fjelltemperaturen er for usikkerhetene forbundet med vannmetningsgraden, og fjellets integritet. Undersøkelsen viser at dybden til det aktive laget endrer seg med maksimalt $\sim 1,2\text{m}$. avhengig av konduktiviteten og varmekapasiteten, der

temperaturen fra overflaten penetrerer dypere med høyere konduktivitet i fjellet. Varmekapasiteten har motsatt effekt, der høye verdier gir grunnere penetrasjonsdybde. Med dette til grunn indikerer det at kontinuerlig permafrost i Skagadalen ligger på $6\pm 0,6\text{m}$, og i sydveggen på Falketind på $7,8\pm 0,6\text{m}$.

7.3 Innvirkning på fjellsporten ved studieområdene og generelt i Jotunheimen

Klimaendringene med varmere temperaturer, breenes tilbaketrekning og nedsmeltingen av is- og snøfelter i fjellsidene gjør at flere alpine klatreruter blir vanskeligere eller farligere å bestige enn tidligere. Som for Jotunheimen ser denne trenden til å øke risikoen for fjellklatring og alpinisme også i Alpene (Mourey et al. 2019). Mange av de alpine klatrelinjene som ble besteget i Jotunheimen tidlig på 1900-tallet går ofte opp brefall og bratt snø eller is, da dette som regel var minste motstands vei til toppen. Bestigninger opp bratt snø gjenspeiler også klatrestilen på denne tiden, der det også i Alpene var vanlig å velge snø- og isfeltene fremfor klippe. De gamle klatrerutene blir dermed sjeldnere gått i dag fordi snøfeltene minker og risikoen øker, men også fordi klatrere nå i større grad foretrekker klippeklatring. Til eksempel byr ruta til Store Skagastølstind via Slingsbybreen på langt større utfordringer i dag enn det førstebestigerne hadde i 1876, da brefallets utstrekning er kraftig redusert og snøfelt over og rundt breen ofte er nær fraværende om sommeren. Denne trenden gjør de alpine klatrerutene mer uforutsigbare, med gunstige klatreforhold sjeldnere og tidligere på sommeren. Utviklingen henter med det til at mange av de gamle, alpine klatrelinjene beskrevet i «Klatrefører for Jotunheimen» i dag ikke lenger er klatrebare.

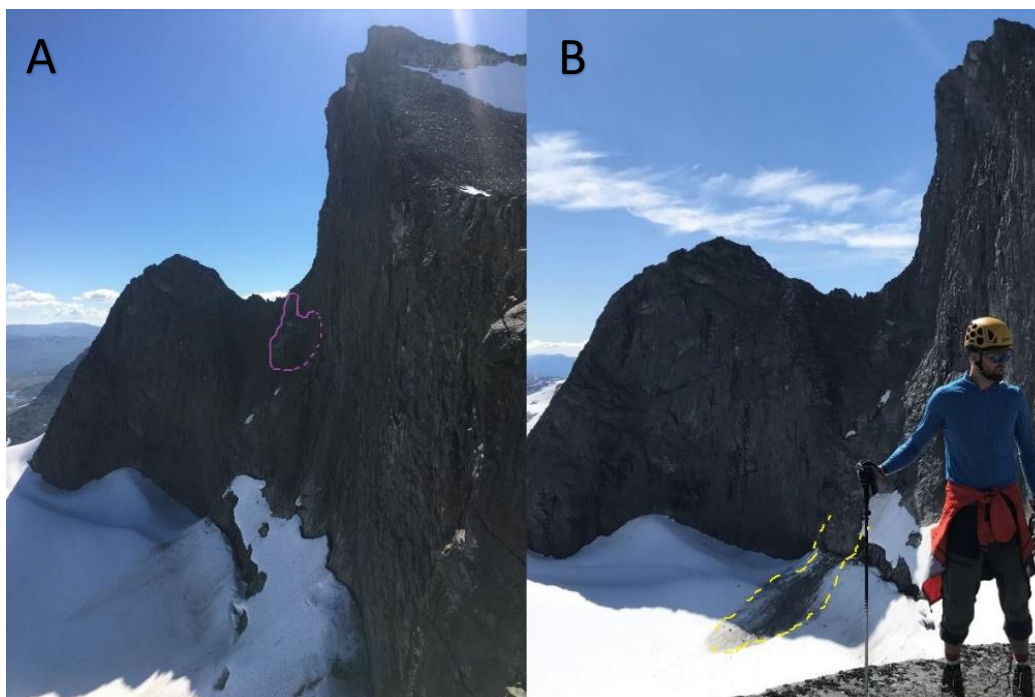
Normalveien til Storen i dag, via Skagastølsbreen og Bandet (**Figur 17**, **Figur 36**), er mindre påvirket av minkende snøfelt, men overgangen mellom bre/bregleppa og fjellet blir gradvis brattere og vanskeligere. Under snøfattige forhold som på sensommeren velger mange en alternativ rute lenger øst og nærmere Storen for å komme seg av breen og inn på fjellryggen over (inntegnet i **Figur 21**). Dersom det blir varmere og frostforvitringen øker her som på Falketind, og en blir tvunget til å krysse nærmere fjellveggen på grunn av breens endring, vil dette medføre en potensielt større steinsprangrisiko for fjellfolk i fremtiden.



Figur 36. Skagadalen med Skagastølsbreen og Bandet over breen til venstre, med skyggen av Store Skagastølstind i dalen. I bakgrunnen i vest synes blant annet Dyrhaugsryggen med sine snø- og isfelt, og hengebreer. Bildet er tatt 2. juli 2021.

Som i Skagadalen, blir det regionalt sett stadig vanskeligere og mer utsatt å forsere brefall, og å komme seg på og av bre og snøfelt. Dette er også tilfellet på Falkbreen under Falketind, der bratte svaberg og store breglepper øker utfordringene (**Figur 38**). Ved klatring i brefall eller i høyt fjell er eksponeringstid og effektivitet en kjent faktor som påvirker den helhetlige risikoen. Når de klatremessige vanskeligheten blir større som følge av klimaet øker også tidsbruken der en befinner seg i utsatt terreng.

Via Skagastølsbreen er en anmarsjrute til mange av de mer populære fjellene og klatrerutene i Hurrungane. Innvirkningen på fjellsporten generelt kan forventes å bli stor dersom klimaet endrer karakteren på høyt trafikkerte ruter som denne, spesielt dersom det ikke finnes andre eller like enkle rutealternativer inn til området/fjelltoppen. Her er normalveien til Mont Blanc via Grand Couloir et typisk eksempel, også kalt «couloir de la mort» eller dødsrenna (**Figur 10, Figur 11**). Varmere temperaturer har her økt steinsprangaktiviteten dramatisk og som en konsekvens, fordi ruta er så høyt trafikkert, ulykkesstatistikken (Mourey et al. 2018, Mourey et al. 2021). At vi vil se en lignende, om ikke en noe mindre ekstrem, utvikling på populære ruter i fjellet i Jotunheimen er ikke utenkelig.



Figur 37. Falketind med den lavere for toppen Falkungen til venstre. **A:** 16. august 2020. **B:** 12. juli 2021. Klatreruta «Falketind via Falkungen» starter på breen til venstre og følger omtrent profilet i av fjellet til toppen av Falketind. Steinspranget som er markert løst fra NØ-vendt fjellvegg på ca. 1750moh., i nærheten av skaret mellom de to toppene. Ruta er også markert i kartet i **Figur 29**.

Mange høyfjells- og klatreruter i Jotunheimen krysser grensen mellom permafrost og permafrost-fritt fjell. I Jotunheimen ligger denne grensen på rundt 1300moh. i nordvendte fjellsider, og rundt 16-1700moh. for sydvendte skråninger (Hipp et al. 2014). Klatreruter har typisk høy vertikal stigning og lav horisontal distanse. Dette kan føre til en seksjon av ruta opplever permafrostvarming og kraftig frostforvitring, mens andre deler tilsynelatende er mer stabile. I denne settingen vil det farligste området på klatreruta da være der den midlere fjelltemperaturen (MART) nylig har steget over 0°C, som representerer skillet mellom svak og sterk frostforvitring, og tinende permafrost. Et slikt regime kan antas å være tilfellet for steinspranget vist i **Figur 37**. Foruten den opplagte steinsprangfaren, er det da sannsynlig at flere steinblokker, sprekker og riss på klatreruta blir ubrukelige for sikring. I tillegg ligger mange av de mer populære fjellrutene i sydvendte vegger fordi det er behagelig å klatre i sol. De klassiske klatrerutene «Søre Dyhaugstind fra Bandet» eller «Sørveggen på Storen» i Hurrungane faller til eksempel innenfor denne kategorien. Men dette betyr også sterkere temperatursvingninger (T_a) i løpet av døgnet og året, og dermed enda sterkere/dypere frostforvitring. Det sterke skillet i FCI mellom positiv og negativ MART bør imidlertid vurderes med en viss skepsis, og det nevnes at i virkeligheten vil det også kunne skje steinsprang som følge av frostforvitring på fjell og klatreruter der fjelltemperaturen tilsynelatende er under null grader. Draebing & Mayer (2021) har i Alpene blant annet dokumentert at det på skalaen til et alpint fjell kan være økt frostforvitring med høyden (ved f.eks. temperaturinversjon), noe som har gått imot enkle temperaturmodeller men har samsvart med direkte observasjoner.

Før klatreturer til fjells er det naturlig å sjekke værmeldingen og orientere seg ved hjelp av kart, rute- og turbeskrivelser og bilder fra andre som har besøkt det aktuelle stedet. Med dette er det mulig å samle mye nyttig informasjon og en kan på forhånd gjøre seg kjent med mange av utfordringene en kan forvente, som de klatremessige vanskelighetene, eksponering for været eller forventet tidsbruk. De gradvise klimaendringene som fører til økende ustabilitet, forvitningsintensitet og steinsprangrisiko, og svekkelse av permafrosten, er imidlertid faremomenter en kan anta ytterst få som ferdes i fjellet har nok innsikt i til å vurdere. Trolig er det mange som i tillegg heller ikke er klar over dette problemet. Med den økte steinsprangfaren på normalveien under sydveggen på Falketind som eksempel, vil trolig klimaendringene i større grad diktere hvilke fjell- og klatreruter som er mer eller mindre utsatt for steinsprang i fremtiden. Disse fremtidsutsiktene er trolig også gjeldende for andre høyfjellsområder i Sør-Norge generelt, som for eksempel Breheimen, Dovre og Rondane.



Figur 38. På vei ned Falkbreen under Pioneerruta på Falketind. Brevolum og snøfelt minker. Bratte svaberg, løs stein og større gleppe mellom is og fjell gjør terrenget vanskeligere enn tidligere. (Foto: Bård Hovden, 17. juli 2021).

8 Konklusjon

Fra dette studiet kan det gjøres følgende konklusjoner:

- Fra hovedelementene i undersøkelsen med direkte observasjoner, temperaturtrendene og frostforvitningspotensiale, og med Skagadalen og Falketind som eksempler, tyder klimaendringene til å komplisere fjellvandring og klatring i høyfjellet i Jotunheimen. Klatreruter som inkluderer brekrysning eller snø- og isklatring er spesielt sårbare, der nedsmeltingen av snø og is endrer rutenes karakter slik at de blir vanskeligere eller farligere å klatre. Breenes tilbaketrekning, inkludert Skagastølsbreen og Falkbreen, gjør overgangen bre-fjell vanskeligere og mer risikofylt å krysse.
- I Skagadalen antyder beregnet fjelltemperatur, MART: $-1,38^{\circ}\text{C}$, relativt lav frostforvitningsintensitet, og permafrost på $6\pm 0,6\text{m}$ dyp. Snø- og isfelter i fjellssidene over dalen og Skagastølsbreen er sensitive for temperaturendringer, og nedsmeltingen av disse identifiseres som en utløsende årsak til steinsprang.
- Steinsprang virker å forekomme mer frekvent enn tidligere i varme, sydvendte fjellsider som på Falketind. I sydveggen på Falketind er fjelltemperaturen $0,9^{\circ}\text{C}$. Her tiner permafrosten, som i dag er på rundt $7,8\pm 0,6\text{m}$ dyp, og det foregår sterk frostforvitring nær fjelloverflaten i løpet av året. Sydvendte fjellsider opplever sterkere maksimum og minimumstemperaturer (T_a) som øker dybden fjellet er i FCW. Med denne trenden og forventet temperaturøkning i fremtiden vil spesielt klatreruter i sydvendte fjellvegger være utsatt for økt ustabilitet og steinsprang.

9 Referanser

- (1973) The petrology of the pyroxene-granulite facies rocks of Jotunheimen, Norway. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 53, 237-266.
- Andersen, J. L., D. L. Egholm, M. F. Knudsen, J. D. Jansen & S. B. Nielsen (2015) The periglacial engine of mountain erosion – Part 1: Rates of frost cracking and frost creep. *Earth Surf. Dynam.*, 3, 447-462.
- Anderson, R. S. (1998) Near-surface Thermal Profiles in Alpine Bedrock: Implications for the Frost Weathering of Rock. *Arctic and Alpine Research*, 30, 362-372.
- Anderson, R. S., S. P. Anderson & G. E. Tucker (2013) Rock damage and regolith transport by frost: an example of climate modulation of the geomorphology of the critical zone. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 299-316.
- Andreassen, L. M., H. Elvehøy, T. Johannesson, J. Oerlemans, S. Beldring & M. van den Broeke. 2006. Modelling the climate sensitivity of Storbreen and Engabreen, Norway. ed. L. M. Andreassen. NVE.
- Aspaas, A. 2019. Characterization and simulation of permafrost rock slope failures in mica-rich rocks - An integrated laboratory study of temperature-resistivity measurements and direct shear tests.
- Augustinus, P. C. (1992) The influence of rock mass strength on glacial valley cross-profile morphometry: A case study from the Southern Alps, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 39-51.
- Aurangzeb & A. Maqsood (2007) Modeling of the Effective Thermal Conductivity of Consolidated Porous Media with Different Saturants: A Test Case of Gabbro Rocks. *International Journal of Thermophysics*, 28, 1371-1386.
- Blikra, L. H., E. Anda, J. Høst & O. Longva. 2006. Åknes/Tafjord-prosjektet: Sannsynlighet og risiko knyttet til fjellskred og flodbølger fra Åknes og Heggerudaksla. 20. NGU.
- Blikra, L. H. & H. H. Christiansen (2014) A field-based model of permafrost-controlled rockslide deformation in northern Norway. *Geomorphology*, 208, 34-49.
- Blikra, L. H., G. Majala, E. Anda, H. Berg, O. Eikenæs, G. Helgås, T. Oppikofer, R. Hermanns & M. Böhme. 2016. Fare- og risikoklassifisering av ustabile fjellparti. ed. L. H. Blikra. publikasjoner.nve.no: Norges Vassdrags- og energidirektorat.
- Blondeau, S., Y. Gunnell & D. Jarman (2021) Rock slope failure in the Western Alps: A first comprehensive inventory and spatial analysis. *Geomorphology*, 380.
- Bondevik, S., E. Hovden, S. Svevad & O. Longva (2020) Evidence of prehistoric landslide - generated tsunamis in the outer parts of Storfjorden Western Norway. *Geological Society of Norway, Abstract Proceedings No1*.
- Brideau, M.-A., M. Yan & D. Stead (2009) The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. *Geomorphology*, 103, 30-49.
- Bryhni, I. & S. Askheim. 2020. Jotundekket. snl.no.
- Böhme, M., H. Bunkholt, J. Dehls, T. Oppikofer, R. Hermanns, E. Dalsegg, L. Kristensen, T. Lauknes & H. Eriksen (2016) Geologisk modell og fare-og risikoklassifisering av det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3 i Manndalen, Troms. *Geol. Surv. Norw., Trondheim, Norway, NGU report*, 63.
- Böhme, M., R. L. Hermanns & T. R. Lauknes. 2021. Landscape Formation and Large Rock Slope Instabilities in Manndalen, Northern Norway. In *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk: Volume 6 Specific Topics in Landslide Science and Applications*, eds. Ž. Arbanas, P. T. Bobrowsky, K. Konagai, K. Sassa & K. Takara, 325-330. Cham: Springer International Publishing.

- Chen, Y. & Z. Zhao (2020) Heat transfer in a 3D rough rock fracture with heterogeneous apertures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 134, 104445.
- Clauser, C. 2011. Thermal Storage and Transport Properties of Rocks, I: Heat Capacity and Latent Heat. In *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, ed. H. K. Gupta, 1423-1431. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Corfu, F. & C. Roffeis (2012) The Jotun and related nappe complexes, southern Norway. 6021.
- Czekirda, J., B. Etzelmüller, S. Westermann, K. Isaksen & F. Magnin (2022) Post Little Ice Age rock wall permafrost evolution in Norway. *The Cryosphere Discuss.*, 2022, 1-49.
- Damm, B. & A. Felderer (2013) Impact of atmospheric warming on permafrost degradation and debris flow initiation: A case study from the eastern European Alps. *E&G Quaternary Science Journal*, 62, 136-149.
- Davies, M. C. R., O. Hamza & C. Harris. 2003. *Physical modelling of permafrost warming in rock slopes*.
- Deline, P., S. Gruber, F. Amann, X. Bodin, R. Delaloye, J. Failletaz, L. Fischer, M. Geertsema, M. Giardino, A. Hasler, M. Kirkbride, M. Krautblatter, F. Magnin, S. McColl, L. Ravel, P. Schoeneich & S. Weber. 2021. Chapter 15 - Ice loss from glaciers and permafrost and related slope instability in high-mountain regions. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters (Second Edition)*, eds. W. Haeberli & C. Whiteman, 501-540. Elsevier.
- Demirdag, S., K. Tufekci, N. Şengün, T. Efe & R. Altindag (2019) Determination of the Direct Tensile Strength of Granite Rock by Using a New Dumbbell Shape and its Relationship with Brazilian Tensile Strength. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 221, 012094.
- Descamps & Estachy. 2012. Accidentologie dans le couloir du Gouter et sur la voie normale au Mont-Blanc, Étude des secours organisés sur l'itinéraire du glacier de Tête Rousse au refuge du Goûter, entre 1990 et 2011. Peloton de gendarmerie de haute montagne dans le couloir du Gouter et sur la voie normale au Mont-Blanc, Étude des secours organisés sur l'itinéraire du glacier de Tête Rousse au refuge du Goûter, entre 1990 et 2011., 28. Peloton de gendarmerie de haute montagne: Petzl Foundation.
- Dobinski, W. (2011) Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108, 158-169.
- Dore, M. H. I. (2005) Climate change and changes in global precipitation patterns: What do we know? *Environment International*, 31, 1167-1181.
- Draebing, D. & M. Krautblatter (2019) The Efficacy of Frost Weathering Processes in Alpine Rockwalls. *Geophysical Research Letters*, 46, 6516-6524.
- Draebing, D. & T. Mayer (2021) Topographic and Geologic Controls on Frost Cracking in Alpine Rockwalls. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126.
- Dufresne, A. (2012) Granular flow experiments on the interaction with stationary runout path materials and comparison to rock avalanche events. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 1527-1541.
- Duvillard, P. A., L. Ravel, M. Marcer & P. Schoeneich (2019) Recent evolution of damage to infrastructure on permafrost in the French Alps. *Regional Environmental Change*, 19, 1281-1293.
- Eberhardt, E. 2015. The Hoek–Brown Failure Criterion. In *The ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 2007-2014*, ed. R. Ulusay, 233-240. Cham: Springer International Publishing.
- Einstein, H. H., D. Veneziano, G. B. Baecher & K. J. Oreilly (1983) THE EFFECT OF DISCONTINUITY PERSISTENCE ON ROCK SLOPE STABILITY. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 20, 227-236.
- Eriksen, H. Ø., L. Rouyet, T. R. Lauknes, I. Berthling, K. Isaksen, H. Hindberg, Y. Larsen & G. D. Corner (2018) Recent Acceleration of a Rock Glacier Complex, Ádjet, Norway, Documented by 62 Years of Remote Sensing Observations. *Geophysical Research Letters*, 45, 8314-8323.
- Erismann, T. & G. Abele. 2001. *Dynamics of Rockslides and Rockfalls*.

- Fan, X., A. P. Yunus, Y.-H. Yang, S. Siva Subramanian, C. Zou, L. Dai, X. Dou, A. Narayana, R. Avtar, Q. Xu & R. Huang (2022) Imminent threat of rock-ice avalanches in High Mountain Asia. *Science of The Total Environment*, 155380.
- Farbroth, H., T. F. Hipp, B. Etzelmüller, K. Isaksen, R. S. Ødegård, T. V. Schuler & O. Humlum (2011) Air and Ground Temperature Variations Observed along Elevation and Continentality Gradients in Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22, 343-360.
- Fischer, L., C. Huggel, A. Kääh & W. Haeberli (2013) Slope failures and erosion rates on a glacierized high-mountain face under climatic changes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38.
- Frauenfelder, R., K. Isaksen, M. J. Lato & J. Noetzli (2018) Ground thermal and geomechanical conditions in a permafrost-affected high-latitude rock avalanche site (Polvartinden, northern Norway). *The Cryosphere*, 12, 1531-1550.
- Frauenfelder, R., A. Solheim, K. Isaksen, B. Romstad, A. Dyrødal, K. Ekseth, A. Harbitz, C. Harbitz, J. Haugen, H. Hygen, H. Haakenstad, C. Jaedicke, A. Jonsson, R. Klæboe, J. Ludvigsen, N. Meyer, T. Rauken, R. Skaland, K. Sverdrup & P.-A. Fevang. 2017. *Impacts of extreme weather events on transport infrastructure in Norway*.
- Gabrielsen, R., A. Braathen, J. Dehls & D. Roberts (2002) Tectonic lineaments of Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 82, 153-174.
- Gallach, X., J. Carcaillet, L. Ravel, P. Deline, C. Ogier, M. Rossi, E. Malet & D. Garcia-Selles (2020) Climatic and structural controls on Late-glacial and Holocene rockfall occurrence in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps). *Earth Surface Processes and Landforms*, 45, 3071-3091.
- Giraldo-Londoño, O. & G. H. Paulino (2020) A unified approach for topology optimization with local stress constraints considering various failure criteria: von Mises, Drucker–Prager, Tresca, Mohr–Coulomb, Bresler–Pister and Willam–Warnke. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 476, 20190861.
- Goodman, R. E. & D. S. Kieffer (2000) Behavior of Rock in Slopes. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 126, 675-684.
- Gruber, S. & W. Haeberli (2007) Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112.
- Gruber, S., M. Hoelzle & W. Haeberli (2004) Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT*, 311.
- Haeberli, W., B. Hallet, L. Arenson, R. Elconin, O. Humlum, A. Kääh, V. Kaufmann, B. Ladanyi, N. Matsuoka, S. Springman & D. V. Mühll (2006) Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, 189-214.
- Haeberli, W., J. Noetzli & S. Springman. 2015. Matterhorn «for ever»?
- Hales, T. C. & J. J. Roering (2007) Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112.
- Hall, A., K. Ebert, J. Kleman, A. Nesje & D. Ottesen (2013) Selective glacial erosion on the Norwegian passive margin. *Geology*, 41, 1203-1206.
- Hall, K., C. Thorn & P. Sumner (2012) On the persistence of 'weathering'. *Geomorphology*, 149, 1-10.
- Harbitz, C. B., S. Glimsdal, F. Løvholt, V. Kveltsvik, G. K. Pedersen & A. Jensen (2014) Rockslide tsunamis in complex fjords: From an unstable rock slope at Åkerneset to tsunami risk in western Norway. *Coastal Engineering*, 88, 101-122.
- Harris, S., A. Brouchkov & G. Cheng. 2017. The mechanics of frozen soils: Characteristics and Use of Frozen Ground and Permafrost Landforms. 445-463.
- Harris, S., H. French, J. Heginbottom, G. Johnston, B. Ladanyi, D. Sego & R. Everdingen (1988) Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms.
- Harris, S. A. & D. E. Pedersen (1998) Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 107-120.

- Hasler, A., S. Gruber & J. Beutel (2012) Kinematics of steep bedrock permafrost. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117.
- Hermanns, R., L. Blikra, E. Anda, A. Saintot, H. Dahle, T. Oppikofer, L. Fischer, H. Bunkholt, M. Böhme, J. Dehls, T. R. Lauknes, T. Redfield, P. Osmundsen & T. Eiken. 2013. Systematic Mapping of Large Unstable Rock Slopes in Norway. 29-34.
- Hermanns, R., H. Bunkholt, M. Böhme, L. Fischer, T. Oppikofer & T. Eiken. 2011. *Foreløpig fare- og risikovurdering av ustabile fjellparti ved Joasete-Furekamben-Ramnanosi, Aurland kommune.*
- Hermanns, R., T. Oppikofer, E. Anda, L. Blikra, M. Böhme, H. Bunkholt, G. Crosta, H. Dahle, G. Devoli, L. Fischer, M. Jaboyedoff, S. Loew, S. Sætre & F. X. Yugsi Molina. 2012. *Recommended hazard and risk classification system for large unstable rock slopes in Norway.*
- Hewitt, K., J. J. Clague & J. F. Orwin (2008) Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *EARTH-SCIENCE REVIEWS*, 87, 1-38.
- Hilger, P. 2019. Rock-slope failures in Norway - Temporal development and climatic conditioning.
- Hilger, P., R. L. Hermanns, J. Czekirda, K. S. Myhra, J. C. Gosse & B. Etzelmüller (2021) Permafrost as a first order control on long-term rock-slope deformation in (Sub-)Arctic Norway. *Quaternary Science Reviews*, 251, 106718.
- Hipp, T., B. Etzelmüller & S. Westermann (2014) Permafrost in Alpine Rock Faces from Jotunheimen and Hurrungane, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25.
- Hoek, E. & E. T. Brown (2019) The Hoek–Brown failure criterion and GSI – 2018 edition. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 11, 445-463.
- Hole, J., L. H. Blikra & E. Anda. 2011. Scenario og prognoser for fjellskred og flodbølger fra Åknes og Hegguraksla. Åknes/Tafjord Beredskap.
- Hu, G., L. Zhao, T. Wu, X. Wu, H. Park, A. Fedorov, Y. Wei, R. Li, X. Zhu, Z. Sun, J. Ni & D. Zou (2021) Spatiotemporal variations and regional differences in air temperature in the permafrost regions in the Northern Hemisphere during 1980–2018. *Science of The Total Environment*, 791, 148358.
- Isaksen, K., R. S. Ødegård, B. Etzelmüller, C. Hilbich, C. Hauck, H. Farbrøt, T. Eiken, H. O. Hygen & T. F. Hipp (2011) Degrading Mountain Permafrost in Southern Norway: Spatial and Temporal Variability of Mean Ground Temperatures, 1999–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22, 361-377.
- Jaboyedoff, M., G. B. Crosta & D. Stead (2011) Slope tectonics: a short introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 351, 1-10.
- Jaeger, J. C., N. G. W. Cook & R. W. Zimmerman. 2007. *Fundamentals of rock mechanics*. Malden: Blackwell Pub.
- Jemmal, Y., N. Zari & M. Maaroufi (2016) Thermophysical and chemical analysis of gneiss rock as low cost candidate material for thermal energy storage in concentrated solar power plants. *Solar Energy Materials and Solar Cells*, 157, 377-382.
- Jin, X.-Y., H.-J. Jin, G. Iwahana, S. S. Marchenko, D.-L. Luo, X.-Y. Li & S.-H. Liang (2021) Impacts of climate-induced permafrost degradation on vegetation: A review. *Advances in Climate Change Research*, 12, 29-47.
- Kaushik, S., L. Ravanel, F. Magnin, E. Trouve, Y. Yan & D. Cusicanqui. 2022. Ice Aprons in the Mont-Blanc Massif (Western European Alps): Topographic Characteristics and Relations with Other Types of Glaciers. Available at SSRN: <https://ssrn.com/abstract=4051434> or <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4051434>.
- Kaushik, S., L. Ravanel, F. Magnin, Y. Yan, E. Trouvé & D. Cusicanqui (2021) Distribution and evolution of ice aprons in a changing climate in the Mont Blanc massif (Western European Alps). *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLIII-B3-2021, 469-475.

- Kemeny, J. (2003) The time-dependent reduction of sliding cohesion due to rock bridges along discontinuities: A fracture mechanics approach. *ROCK MECHANICS AND ROCK ENGINEERING*, 36, 27-38.
- Krautblatter, M., D. Funk & F. K. Günzel. 2013. Why permafrost rocks become unstable: a rock–ice-mechanical model in time and space. In *Earth Surface Processes and Landforms*, 876-887.
- Krautblatter, M., C. Huggel, P. Deline & A. Hasler (2012a) Research Perspectives on Unstable High-alpine Bedrock Permafrost: Measurement, Modelling and Process Understanding. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23, 80-88.
- Krautblatter, M. & K. Leith. 2015. The High-Mountain Cryosphere Environmental Changes and Human Risks, ch. 9 Glacier - and permafrost-related slope instabilities. 147 - 165. cambridge.org: Cambridge University Press.
- Krautblatter, M. & M. M (2009) A nonlinear model coupling rockfall and rainfall intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9.
- Krautblatter, M. & J. R. Moore (2014) Rock slope instability and erosion: toward improved process understanding. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 1273-1278.
- Krautblatter, M. & M. Moser (2009) A nonlinear model coupling rockfall and rainfall intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1425-1432.
- Krautblatter, M., M. Moser, L. Schrott, J. Wolf & D. Morche (2012b) Significance of rockfall magnitude and carbonate dissolution for rock slope erosion and geomorphic work on Alpine limestone cliffs (Reintal, German Alps). *Geomorphology*, 167, 21-34.
- Kristensen, L. & L. H. Blikra. 2013. Monitoring Displacement on the Mannen Rockslide in Western Norway. In *Landslide Science and Practice: Volume 2: Early Warning, Instrumentation and Monitoring*, eds. C. Margottini, P. Canuti & K. Sassa, 251-256. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Kristensen, L., J. Czekirde, I. Penna, B. Etzelmüller, P. Nicolet, J. S. Pullarello, L. H. Blikra, I. Skrede, S. Oldani & A. Abellan (2021) Movements, failure and climatic control of the Veslemannen rockslide, Western Norway. *Landslides*, 18, 1963-1980.
- Kumsar, H., Ö. Aydan & R. Ulusay (2000) Dynamic and Static Stability Assessment of Rock Slopes Against Wedge Failures. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 33, 31-51.
- Labuz, J. F. & A. Zang. 2015. Mohr–Coulomb Failure Criterion. In *The ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 2007-2014*, ed. R. Ulusay, 227-231. Cham: Springer International Publishing.
- Lai, Y., W. Pei, M. Zhang & J. Zhou (2014) Study on theory model of hydro-thermal–mechanical interaction process in saturated freezing silty soil. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 78, 805-819.
- Liu, L., D. Zhao, J. Wei, Q. Zhuang, X. Gao, Y. Zhu, J. Zhang, C. Guo & D. Zheng (2021) Permafrost sensitivity to global warming of 1.5 °C and 2 °C in the Northern Hemisphere. *Environmental Research Letters*, 16, 034038.
- Liu, M., Y. Gao & H. Liu (2012) A nonlinear Drucker–Prager and Matsuoka–Nakai unified failure criterion for geomaterials with separated stress invariants. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 50, 1-10.
- Løvholt, F., S. Glimsdal & C. Harbitz (2020) On the landslide tsunami uncertainty and hazard. *Landslides*, 17.
- Magnin, F., B. Etzelmüller, S. Westermann, K. Isaksen, P. Hilger & R. Hermanns (2019) Permafrost distribution in steep rock slopes in Norway: measurements, statistical modelling and implications for geomorphological processes. *Earth Surface Dynamics*, 7, 1019-1040.

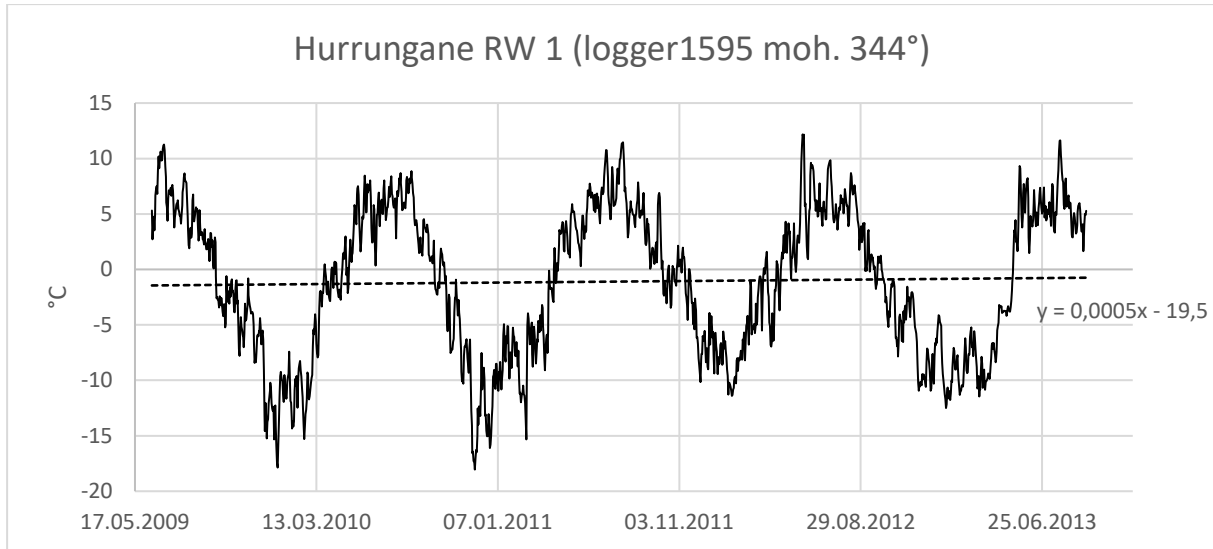
- Magnin, F., J.-Y. Josnin, L. Ravanel, J. Pergaud, B. Pohl & P. Deline (2017) Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21st century. *The Cryosphere*, 11, 1813-1834.
- Mangerud, J., R. Gyllencreutz, Ø. Lohne & J. I. Svendsen. 2011. Chapter 22 - Glacial History of Norway. In *Developments in Quaternary Sciences*, eds. J. Ehlers, P. L. Gibbard & P. D. Hughes, 279-298. Elsevier.
- Marcer, M., S. Ringsø Nielsen, C. Ribeyre, M. Kummert, P.-A. Duvillard, P. Schoeneich, X. Bodin & K. Genuite (2020) Investigating the slope failures at the Lou rock glacier front, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 31, 15-30.
- Matsuoka, N. (1990) Mechanisms of rock breakdown by frost action: An experimental approach. *Cold Regions Science and Technology*, 17, 253-270.
- (2001) Direct observation of frost wedging in alpine bedrock. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 601-614.
- Matsuoka, N. & J. Murton (2008) Frost weathering: Recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 195-210.
- McEwen, L. J. & J. A. Matthews (2013) Sensitivity, persistence and resolution of the geomorphological record of valley-floor floods in an alpine glacier-fed catchment, Leirdalen, Jotunheimen, southern Norway. *Holocene*, 23, 977-+.
- Mcgreevy, J. P. & W. B. Whalley (1982) THE GEOMORPHIC SIGNIFICANCE OF ROCK TEMPERATURE VARIATIONS IN COLD ENVIRONMENTS: A DISCUSSION. *Arctic and alpine research*, 14, 157.
- Mohr, M. & O. Tveito (2008) Daily temperature and precipitation maps with 1 km resolution derived from Norwegian weather observations.
- Mourey, J., P.-A. Duvillard, M. Marcet, G. Marsy, L. Ravanel & A. Rabatel. 2018. *Rockfalls in the Grand Couloir du Goûter (Mont-Blanc massif) : An interdisciplinary monitoring system*.
- Mourey, J., P. Lacroix, P. A. Duvillard, G. Marsy, M. Marcet, L. Ravanel & E. Malet (2021) Rockfall and vulnerability of mountaineers on the west face of the Aiguille du Goûter (classic route up Mont Blanc, France), an interdisciplinary study. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2021, 1-29.
- Mourey, J., M. Marcuzzi, L. Ravanel & F. Pallandre (2019) Effects of climate change on high Alpine mountain environments: Evolution of mountaineering routes in the Mont Blanc massif (Western Alps) over half a century. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 51, 176-189.
- Myhra, K. S., S. Westermann & B. Etzelmüller (2019) Modeling Conductive Heat Flow Between Steep Rock Walls and Talus Slopes – Thermal Processes and Geomorphological Implications. *Frontiers in Earth Science*, 7.
- Mytting, I. 2012. Erobringen av fjellet. Erobringen av fjellsporten. Erobringen av det norske: Om Norsk Tindeklubs nasjonalisering av fjellsporten. In *Institutt for filosofi, idé- og kunsthistorie og klassiske språk*, 116. duo.uio.no: Universitetet i Oslo.
- Negron, L., N. Pingitore & D. Gorski (2016) Porosity and Permeability of Round Top Mountain Rhyolite (Texas, USA) Favor Coarse Crush Size for Rare Earth Element Heap Leach. *Minerals*, 6.
- Nielsen, J. K. & J. K. Nielsen (2007) Landet blir til - Norges geologi. *GeologiskNyt*, 17.
- NKF. 2022. Spesialrapporter for enkeltulykker. Available at <https://klatring.no/spesialrapporter-ulykker>. Accessed: 05.05.2022.
- Noetzli, J., S. Gruber, T. Kohl, N. Salzmann & W. Haeberli (2007) Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112.
- Noetzli, J., M. Hoelzle & W. Haeberli (2003) Mountain permafrost and recent Alpine rockfall events: a GIS-based approach to determine critical factors.

- Nordvik, T., L. H. Blikra, E. Nyrnes & M.-H. Derron (2010) Statistical analysis of seasonal displacements at the Nordnes rockslide, northern Norway. *Engineering Geology*, 114, 228-237.
- Norland, R. & R. Gundersen. 2013. Ground-Based Radar for Permanent Monitoring of Landslides. 525-530.
- NVE, R. kommune, S. vegvesen, Jernbaneverket, NGU, M. o. R. fylke & F. i. M. o. Romsdal. 2009. Fjellscredfare ved Mannen i Romsdalen. ed. H. Dahle, 38. publikasjoner.nve.no.
- Oftedahl, C. (2021) Oerskyvininger i den norsk fjellkjede. *Naturen, Oslo*, 5, 243-250.
- Petford, N. (2003) Controls on primary porosity and permeability development in igneous rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 214, 93.
- Petrudin, G. I., V. G. Popov & I. A. Il'in (2004) Conductive heat transfer in plagioclases. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 40, 752-759.
- Rafiei Renani, H. & C. D. Martin (2018) Cohesion degradation and friction mobilization in brittle failure of rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 106, 1-13.
- Ravanel, L., F. Allignol, P. Deline, S. Gruber & M. Ravello (2010) Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides*, 7, 493-501.
- Ravanel, L., F. Magnin & P. Deline (2017) Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. *Science of The Total Environment*, 609, 132-143.
- Ray, L., A. Bhattacharya & S. Roy (2007) Thermal conductivity of Higher Himalayan Crystallines from Garhwal Himalaya, India. *Tectonophysics*, 434, 71-79.
- Readman, P. (2014) William Cecil Slingsby, Norway, and British Mountaineering, 1872–1914*. *The English Historical Review*, 129, 1098-1128.
- Rempel, A., J. Wettlaufer & M. Worster (2004) Premelting dynamics in a continuum model of frost heave. *Journal of Fluid Mechanics*, 498.
- Rempel, A. W., J. A. Marshall & J. J. Roering (2016) Modeling relative frost weathering rates at geomorphic scales. *Earth and Planetary Science Letters*, 453, 87-95.
- Ritter, F., M. Fiebig & A. Muhar (2012) Impacts of Global Warming on Mountaineering: A Classification of Phenomena Affecting the Alpine Trail Network. *Mountain Research and Development*, 32, 4-15, 12.
- Roth, M. & L. H. Blikra. 2009. Seismic monitoring of the unstable rock slope at Aaknes, Norway. 3680.
- Sass, O. (2005) Rock moisture measurements: techniques, results, and implications for weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 359-374.
- Sass, O. & M. Oberlechner (2012) Is climate change causing increased rockfall frequency in Austria? *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 3209-3216.
- Savi, S., F. Comiti & M. R. Strecker (2021) Pronounced increase in slope instability linked to global warming: A case study from the eastern European Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46, 1328-1347.
- Schmidt, J. U., B. Etzelmüller, T. V. Schuler, F. Magnin, J. Boike, M. Langer & S. Westermann (2021) Surface temperatures and their influence on the permafrost thermal regime in high-Arctic rock walls on Svalbard. *The Cryosphere*, 15, 2491-2509.
- Shugar, D. H., M. Jacquemart, D. Shean, S. Bhushan, K. Upadhyay, A. Sattar, W. Schwanghart, S. McBride, M. V. W. de Vries, M. Mergili, A. Emmer, C. Deschamps-Berger, M. McDonnell, R. Bhambri, S. Allen, E. Berthier, J. L. Carrivick, J. J. Clague, M. Dokukin, S. A. Dunning, H. Frey, S. Gascoin, U. K. Haritashya, C. Huggel, A. Käab, J. S. Kargel, J. L. Kavanaugh, P. Lacroix, D. Petley, S. Rupper, M. F. Azam, S. J. Cook, A. P. Dimri, M. Eriksson, D. Farinotti, J. Fiddes, K. R. Gnyawali, S. Harrison, M. Jha, M. Koppes, A. Kumar, S. Leinss, U. Majeed, S. Mal, A. Muhuri, J. Noetzli, F. Paul, I. Rashid, K. Sain, J. Steiner, F. Ugalde, C. S. Watson & M. J. Westoby (2021) A massive rock and ice avalanche caused the 2021 disaster at Chamoli, Indian Himalaya. *Science*, 373, 300-306.

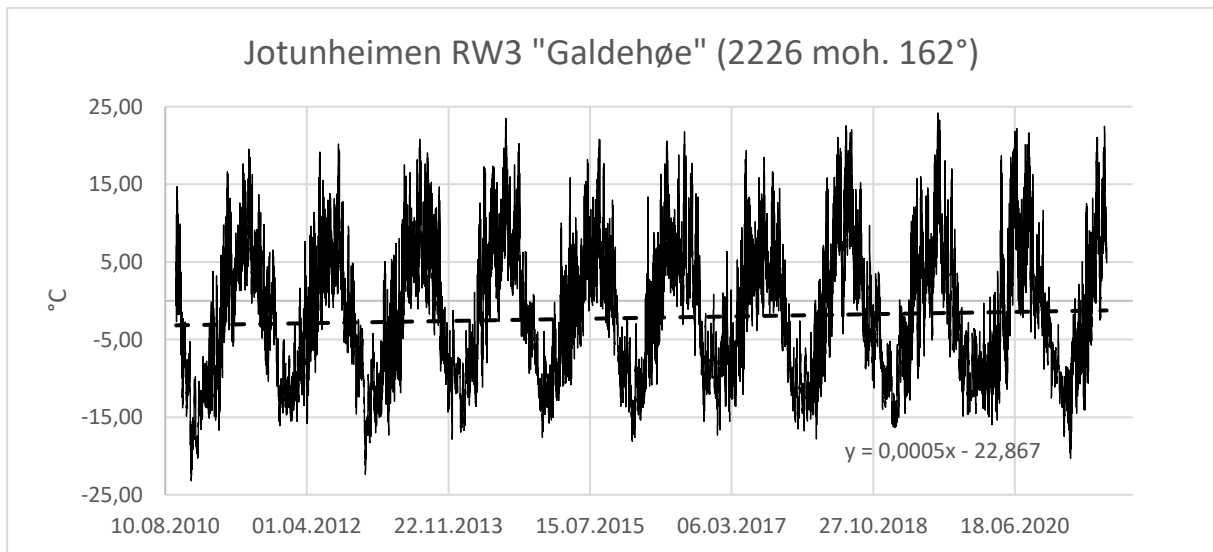
- Stead, D. & A. Wolter (2015) A critical review of rock slope failure mechanisms: The importance of structural geology. *Journal of Structural Geology*, 74, 1-23.
- Stendel, M. & J. H. Christensen (2002) Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled GCM. *Geophysical Research Letters*, 29, 10-1-10-4.
- Stoffel, M., D. Tiranti & C. Huggel (2014) Climate change impacts on mass movements — Case studies from the European Alps. *Science of The Total Environment*, 493, 1255-1266.
- Stoll, V., R. Scandroglio & M. Krautblatter. 2020. *Modelling rock walls destabilization caused by hydrostatic pressure in frozen/unfrozen bedrock (Hochvogel & Zugspitze, Germany)*.
- Strom, A. & K. Abdrakhmatov. 2021. Central Asia—Rockslides' and Rock Avalanches' Treasury and Workbook. 215-223.
- Sturzenegger, M. & D. Stead (2012) The Palliser Rockslide, Canadian Rocky Mountains: Characterization and modeling of a stepped failure surface. *Geomorphology*, 138, 145-161.
- Takagi, S. (1979) Segregation freezing as the cause of suction force for ice lens formation. *Engineering Geology*, 13, 93-100.
- Tharp, T. M. (1987) Conditions for crack propagation by frost wedging.
- Thomas, S., H. Paula, H. Helge, S. Stig Frode, n. trond, H.-H. Isak, D. Michael & K. Lene. 2021. *Extensive instrumentation of an unstable slope – monitoring active deformation of a rock column and scree deposits at Stampa (Aurland)*.
- Tipper, J. C. (2004) *Geodynamics*, 2nd Edition, : D.L. Turcotte and G. Schubert (Eds.); Cambridge University Press, Cambridge, 2002, price \$110.00 hardback, ISBN 0-521-66186-2; price \$45.00, paperback, ISBN 0-521-66624-4. *Computers & Geosciences*, 30, 559-560.
- Van Everdingen, R. O. 1998. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms in Chinese, English, French, German, Icelandic, Italian, Norwegian, polish, Romanian, Russian, Spanish, and Swedish., 8–93. International Permafrost Association, Terminology Working Group.
- Vick, L., M. Böhme, L. Rouyet, S. Bergh, G. Corner & T. R. Lauknes (2020) Structurally controlled rock slope deformation in northern Norway. *Landslides*, 17, 1-32.
- Viles, H. A. (2013) Linking weathering and rock slope instability: non-linear perspectives. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 62-70.
- Walder, J. S. & B. Hallet (1986) The Physical Basis of Frost Weathering: Toward a More Fundamental and Unified Perspective. *Arctic and Alpine Research*, 18, 27-32.
- Waldmann, N., K. Vasskog, G. Simpson, E. Chapron, E. W. N. Støren, L. Hansen, J.-L. Loizeau, A. Nesje & D. Ariztegui (2021) Anatomy of a Catastrophe: Reconstructing the 1936 Rock Fall and Tsunami Event in Lake Lovatnet, Western Norway. *Frontiers in Earth Science*, 9.
- Waples, D. W. & J. S. Waples (2004) A Review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rocks, Minerals, and Subsurface Fluids. Part 1: Minerals and Nonporous Rocks. *Natural Resources Research*, 13, 97-122.
- Weber, S., J. Beutel, R. Da Forno, A. Geiger, S. Gruber, T. Gsell, A. Hasler, M. Keller, R. Lim, P. Limpach, M. Meyer, I. Talzi, L. Thiele, C. Tschudin, A. Vieli, D. Vonder Mühll & M. Yücel (2019) A decade of detailed observations (2008–2018) in steep bedrock permafrost at the Matterhorn Hörnligrat (Zermatt, CH). *Earth Syst. Sci. Data*, 11, 1203-1237.
- Wyllie, D. & C. Mah. 2017. *Rock slope engineering: Civil and mining, 4th edition*.
- Zhu, Y., T. Ishikawa, S. Siva Subramanian & B. Luo (2021) Early warning system for rainfall- and snowmelt-induced slope failure in seasonally cold regions. *Soils and Foundations*, 61, 198-217.
- Åknes/Tafjord-Beredskap. 2019. Fjellskred historie.

10 Appendiks

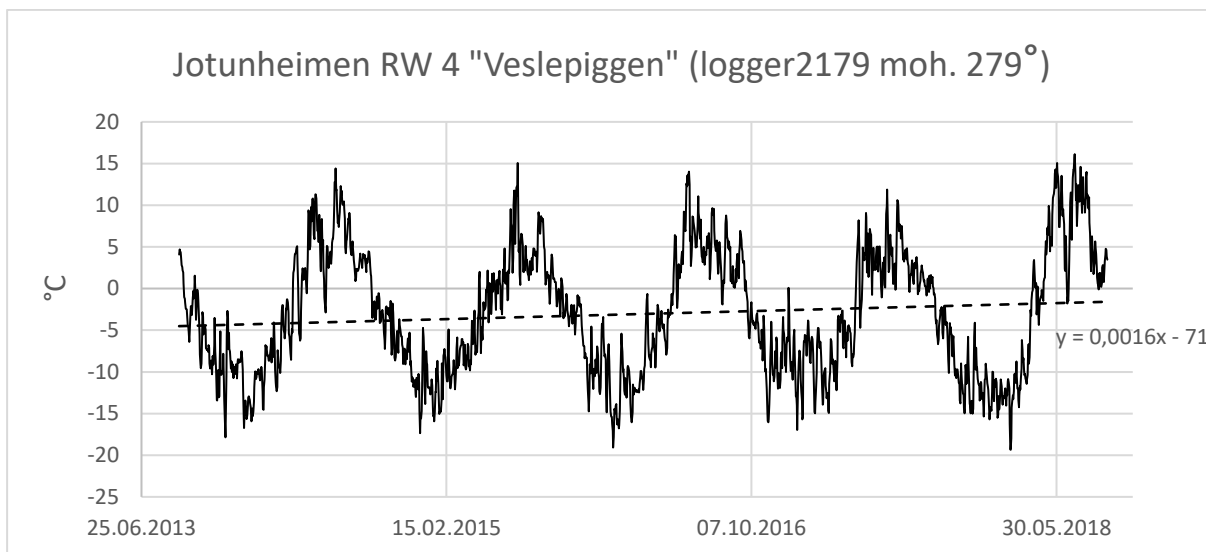
Data fra fjelloggere og beregnet temperaturgradient i Skagadalen og Falketind.



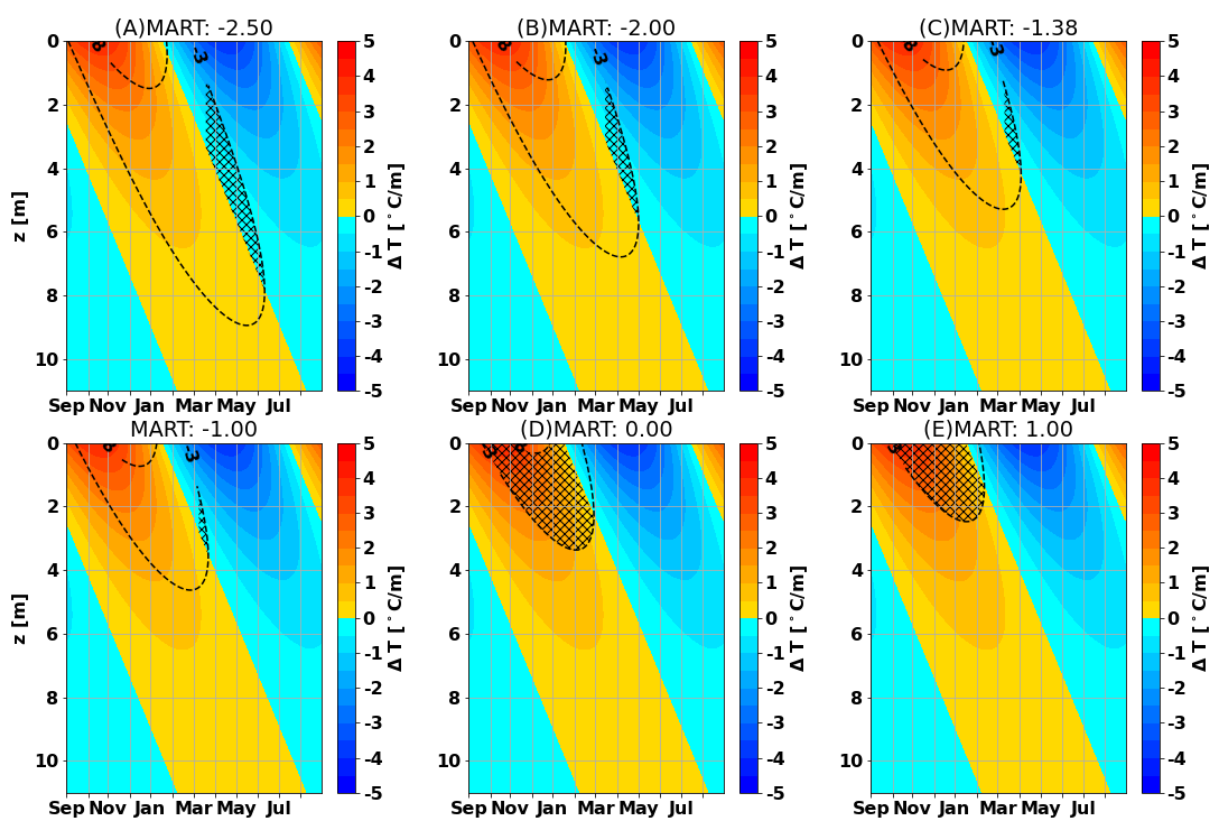
Figur 39. Ubehandlet data fra fjellogger «Hurrungane RW 1», grunnlaget til frostforvittringsmodellen for Skagadalen.



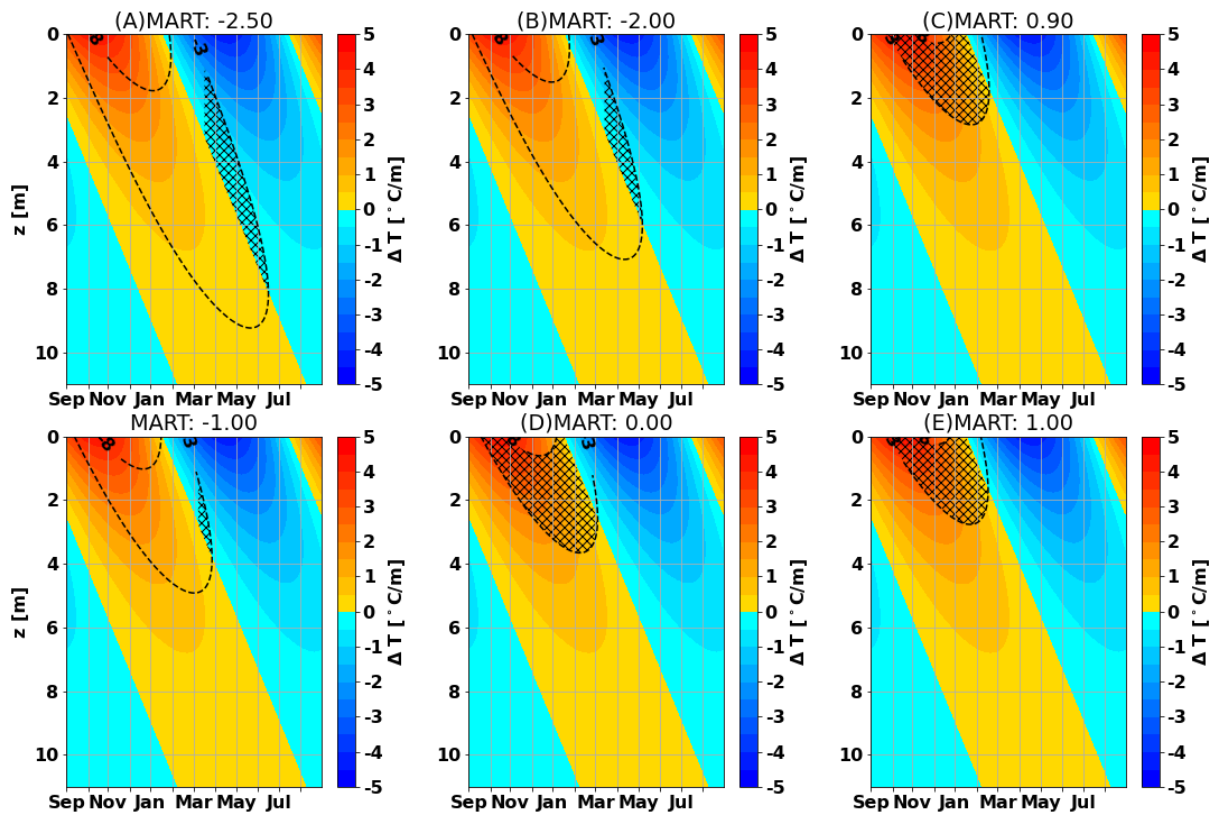
Figur 40. Ubehandlet data fra logger RW3 ved Galdehøe, brukt til temperaturberegningene for sydflanken på Falketind.



Figur 41. Data fra loggeren Jotunheimen RW 4, grunnlaget til frostforvitringsmodellen for Skagadalen.



Figur 42. Temperaturgradienter og FCW i fjellveggen i Skagadalen på 1800moh. for ulike MART.



Figur 43. Temperaturgradienter og FCW for fjellveggen på Falketind på 1700moh. for ulike MART.