

Arita Eline Stene

Betydningen av vindavsatt snø for opprettholdelse av fonnens massebalanse

Masteroppgave i geografi

Veileder: Ivar Berthling

Institutt for geografi

Fakultet for samfunns- og utdanningsvitenskap

Trondheim, vår 2018



Sammendrag

Denne oppgaven tar for seg Storbrean og Kringsollfonna, to glasiarkeologiske fonner som befinner seg i et periglasialt miljø i Oppdalsfjella. Arkeologiske funn gjort ved begge fonnene, samt deres beliggenhet godt under den glasiare likevekstlinja (ELA) for området, tyder på en stabil massebalanse over lengre tid. I litteraturen, har redistribusjon av snø ved hjelp av vind blitt understreket som en viktig akkumulasjonsfaktor for fonner. I denne oppgaven har vindakkumulert snø for fonnene blitt forsøkt kvantifisert ut i fra HBV-modellens snørutine, med nedbør og temperatur som inngangsdata. Modelleringer foreslår at Storbrean og Kringsollfonna ville ha forsvunnet etter omtrent 10 år dersom de ikke hadde fått tilført ekstra snø ved hjelp av vind. Vindfaktorer ble beregnet til henholdsvis 8,1 og 11,6. Dette tyder på at begge fonnene er sterkt avhengig av vindakkumulert snø for å overleve. Modellering av Kringsollfonna med økte klimavariabler (+2 °C og + 10 % nedbør) viste at fremtidig klima vil føre til sterkere ablasjonsmekanismer for fonna, noe som gjør at den etter hvert vil forsvinne. Modellering foreslo en forsvinning etter 44 år. Oppgaven konkluderer med at vindavsatt snø er svært viktig for opprettholdelse av fonnenes massebalanse. Basert på klimaframskrivninger antas det likevel at fonnene vil forsvinne gradvis med økende temperaturer og nedbør.

Abstract

This thesis considers Storbrean and Kringsollfonna, two glacial archaeological ice patches with a location in a periglacial environment in the mountains of Oppdal. Archaeological findings have been made by both patches, and their location way below the regional ELA, gives an indication of a stable mass balance over a large period. In literature, redistribution of snow by wind has been emphasized as an important accumulation mechanism for ice patches. This thesis attempts to quantify wind accumulated snow for both ice patches, using the HBV-model's snow routine, with precipitation and temperature as input data. Modelling suggest a disappearance of Storbrean and Kringsollfonna after a period of 10 years if the extra snow accumulation by wind is neglected. Wind factors is estimated to respectively 8,1 and 11,6. This suggests that both patches are highly dependent on wind accumulated snow to survive. Modelling of Kringsollfonna with increased climate variables (+2 °C and + 10 % precipitation) indicates that a future climate would lead to stronger ablation mechanisms for the ice patch, which would eventually make it disappear. Modelling suggest a disappearance after 44 years. The thesis concludes that redistribution of snow by wind is a very important mechanism for maintaining ice patches' mass balance. Based on climate projections, it would still be assumed that the ice patches would gradually disappear with increased temperatures and precipitation in the future.

Forord

Arbeidet med masteroppgaven har tidvis vært en kilde til frustrasjon og fortvilelse, spesielt når ting ikke går som det skal og en stiller spørsmål om man har kunnskap om noe som helst. Da er det lett å glemme alt man faktisk lærer, både rent faglig og om selve prosessen ved utførelsen av en studie. Her har læringskurven vært bratt.

En stor takk må rettes til veileder Ivar Berthling som har bidratt med viktige idéer og inspirasjon til oppgaven, og som gjennom forelesningene sine har økt min interesse for naturgeografi. Jeg er svært takknemlig for veiledningen jeg har fått, og ikke minst tilbakemeldinger og svar på mail til alle døgnets tider. Dette har kommet godt med.

Jeg vil også gjerne takke mine medstudenter, Kristin, Lina, Andrea, Tormod, Martin, Petter og Henning for seriøse og useriøse stunder på lesesalen og ellers. Det har vært hyggelig og (til tider litt for) sosialt!

Familie og venner fortjener også en takk for oppmuntrende ord og motivasjon underveis.

Min egen Martin fortjener en ekstra stor takk for å ha vært en stor støtte gjennom hele prosessen og holdt ut med mine utbrudd og humørsvingninger med godt mot.

Trondheim, mai 2018

Arita Eline Stene

Innholdsfortegnelse

Sammendrag.....	III
Abstract	IV
Forord	V
Figurer	IX
Tabeller.....	XI
1 Innledning.....	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Glasialarkeologi.....	2
1.2.1 Glasialarkeologi i Norge.....	3
1.3 Klimaendringer i Norge.....	4
1.4 Begrepsavklaring	5
1.5 Problemstilling.....	6
1.6 Oppgavens struktur.....	7
2 Områdebeskrivelse	9
2.1 Storbreen.....	10
2.2 Kringsollfonna	12
2.3 Klima	14
3 Teori	17
3.1 Isbre	17
3.2 Fonn.....	18
3.3 Massebalanse	20
3.3.1 <i>Equilibrium Line Altitude (ELA)</i>	20
3.3.2 <i>Akkumulasjon</i>	21
3.3.3 <i>Ablasjon</i>	21
3.3.4 <i>Feedback-mekanismer for akkumulasjon og ablasjon på en fonn</i>	22
3.3.5 <i>Snøens vannekvivalent</i>	23
3.4 Vindtransport av snø.....	24
3.5 Periglasialt miljø.....	27
3.5.1 <i>Permafrost</i>	27
3.5.2 <i>Klimaendringer i det periglasiale miljø</i>	29
3.6 Modeller.....	29
4 Metode.....	31
4.1 HBV-modellen.....	31

4.1.1	<i>Submodell - snø</i>	31
4.2	Graddagsmodell	32
4.3	Enkel graddagsmodell – modellering i Excel	33
4.3.1	<i>SeNorge-datasett</i>	33
4.3.2	<i>Parametere og variabler brukt i modellberegning</i>	33
4.4	Modelleringsprosess	34
4.4.1	<i>Steg 1</i>	34
4.4.2	<i>Steg 2</i>	35
4.4.3	<i>Steg 3</i>	36
4.4.4	<i>Steg 4</i>	36
4.5	Metodebegrensninger	37
5	Resultater	39
5.1	Modellert SWE og potensiell smelting	39
5.1.1	<i>Kringsollfonna</i>	39
5.1.2	<i>Storbrean</i>	41
5.2	Ytterligere tilførsel av snø	42
5.3	Vindfaktor	44
5.4	Temperatur- og nedbørsøkning	46
6	Diskusjon	49
6.1	Vindakkumulert snø	49
6.1.1	<i>Topografi</i>	49
6.1.2	<i>Vindfaktor</i>	50
6.2	Smelting av fonn	51
6.2.1	<i>Solinnstråling</i>	51
6.2.2	<i>Negativ feedback</i>	52
6.3	Klimatisk stabilitet	52
6.3.1	<i>ELA</i>	53
6.3.2	<i>Turbulente varmeklukser</i>	53
6.4	Svakheter ved metoden	54
6.4.1	<i>Forbedringspotensial</i>	54
6.5	Videre arbeid	55
7	Konklusjon	57
8	Referanser	59
9	Vedlegg	65

Figurer

Figur 1.1: Oversikt over fonner det er gjort funn ved i Midt-Norge (Callanan, 2010).....	3
Figur 1.2: Antall dager med døgnmiddeltemperatur over 20 °C i perioden 2071–2100 ifølge medianframskrivningen for utviklingsbane RCP8,5 (Hanssen-Bauer et al., 2015).....	4
Figur 2.1: Oversikt over studieområdet. Lokasjon til Kringsollfonna og Storbreen fremhevet. (Hentet og modifisert fra norgekart.no).....	9
Figur 2.2: Storbreen. Her ser en tydelig solifluksjonslober på høyresiden av sør-delen av fonna. Hentet fra norgei3d. .	10
Figur 2.3: Ortofoto av Storbreen tatt 16.09.2014 viser en delt fonn. Hentet 20.2.2018, fra norgebilder.no.	11
Figur 2.4: Ortofoto av Storbreen tatt 16.19.2009. Hentet 20.09.2018, fra norgebilder.no.	11
Figur 2.5: Oversikt over løsmasser ved Storbreen. De små trekantene er en indikator på høyt blokkinnhold. Hentet fra NGU http://geo.ngu.no/kart/losmasse/	12
Figur 2.6: Kringsollfonna. Hentet fra norgei3d.....	13
Figur 2.7: Ortofoto av Kringsollfonna (16.09.2014). Hentet 19.02.2018, fra norgebilder.no.	13
Figur 2.8: Oversikt over løsmasser ved Kringsollfonna. Selve fonna er ikke markert på kartet, men ligger lokalisert rett nord for "Kringsollen", i område markert som bart fjell/tynt dekke. «R» indikerer skredmateriale og «T» indikerer torv og myr. De små trekantene er en indikator på høyt blokkinnhold. Hentet fra NGU http://geo.ngu.no/kart/losmasse/	14
Figur 2.9: Grafen viser temperaturdata fra Kringsollfonna og Storbreen i massebalanseåret 2016-2017. Data er hentet fra senorge.no.	15
Figur 2.10: Fordelingen av vindretninger (%%) i løpet av et år ved Oppdal målestasjon. Hentet fra Windfinder (2018).....	15
Figur 3.1: Tverrsnitt av isbre (Andreassen & Winsfold, 2012).....	17
Figur 3.2: Indre struktur av isfonna, fra ground penetrating radar (GPR) av Storbreen, Oppdal 2008 (Callanan, 2013).	19
Figur 3.3: Stabiliserende mekanismer for akkumulasjon (I, II) og ablasjon (III-V) (Glazirin et al., 2004).....	23
Figur 3.4: Ulike former for vinddrevet snøtransport (Tominaga, 2017).....	25
Figur 3.5: Hovedkomponentene i snøtransport-modellen relatert til topografisk variert terreng (Liston & Sturm, 1998).	26
Figur 3.6: Utdrag fra Lilleøren et al. sin (2012) tabell som viser distribusjon av permafrost i Sør-Norge.	28
Figur 4.1: HBV-modellens generelle struktur (Sælthun, 1996).	31
Figur 4.2: Forholdet mellom graddagsfaktorer og variabler. Dersom solinnstråling og høydemeter øker, vil også graddagsfaktoren øke. Den vil synke etter hvert som andel av sensibel varmefflux og albedo øker (Hock, 2003).....	32
Figur 4.3: Et lite utdrag av hvordan graddagsmodellen ser ut i Excel.	35

Figur 5.1: Modellert maks SWE for Kringsollfonna 1958 – 2017 av enkel graddagsmodell..	40
Figur 5.2: Summert potensiell smelteverdi i mm for Kringsollfonna 1958 – 2017 av enkel graddagsmodell.	40
Figur 5.3: Modellert maks SWE for Storbreen 1958 – 2017 av enkel graddagsmodell.	41
Figur 5.4: Summert potensiell smelteverdi i mm for Storbreen 1958 – 2017 av enkel graddagsmodell	42
Figur 5.5: Simuleringer som viser når fonna forsvinner basert på smelting og SWE modellert med enkel graddagsmodell. Vindakkumulasjon er neglisjert.	44
Figur 5.6: Fordelingen av beregnede vindfaktorer for begge fonnene for hvert år.....	45
Figur 5.7: Simuleringer av Kringsollfonnas og Storbrens tykkelse basert på graddagsmodell, med utgangspunkt i smelting og SWE per år fra 1957-2017. Vindfaktorer her er henholdsvis 11,6 og 8,1.....	46
Figur 5.8: Modellerte verdier for Kringsollfonna med +2grader C i temperaturendring og +10% endring i nedbør, med innlagt simulert vindakkumulert snø basert på data fra 1971 og utover.. Sammenlagt SWE viser når fonna forsvinner ut ifra disse parameterne.	47
Figur 5.9: Sammenligninger mellom modellert maks SWE for Kringsollfonna ved faktiske nedbør- og temperaturdata og justerte data (+2 grader og +10% nedbør).	48
Figur 5.10: Sammenligninger mellom modellert potensiell smelting for Kringsollfonna ved faktiske nedbør- og temperaturdata og justerte data (+2 grader og +10% nedbør).....	48
Figur 6.1: Ortofoto av Kringsollfonna tatt ved slutten av ablasjonssesongen 2009. Den konkave profilen i front (rød pil) gjenkjennes ved skygge. Hentet fra norgeibilder.no	50

Tabeller

Tabell 3.1: Klassifikasjon av feedback-mekanismer som kontrollerer akkumulasjon og ablasjon på en fonn (Glazirin et al., 2004).	22
Tabell 4.1: Forklaring av parametere brukt i modellberegning (basert på tabell fra Engeset, 2000).....	34
Tabell 4.2: Beregnede middelveidier for temperatur og nedbør for Storbreen og Kringsollfonna normalperioden 1957 - 2016.	36
Tabell 5.1: Oversikt over fonn-tykkelse beregnet ut i fra maks SWE og potensiell smelting for Kringsollfonna.....	43
Tabell 5.2: Oversikt over fonn-tykkelse beregnet ut i fra maks SWE og potensiell smelting for Storbreen.	43

1 Innledning

1.1 Bakgrunn

I dag er omlag 2750 km² av Norges fastland er dekket av breer eller flerårige snø- og isfonner. Disse er utbredte elementer i fjellandskapet og utgjør omtrent 0,7 % av Norges landareal. På Svalbard finner vi et bredekke på hele 36 600 km² (Nesje, 2012). I tillegg til breers betydning innenfor turisme, rekreasjon, vannkraft og naturfarer, blir de stadig viktigere innenfor klimaforskning. Breer og fonner er viktige indikatorer på klimaforandringer da de hele tiden responderer på forandringer i temperatur og nedbør, og vokser eller trekker seg tilbake som følge av dette. Kjerneprøver av breis kan inneholde palaeoklimatisk informasjon som viser hvordan klimaet har vært langt tilbake i tid, noe som kan gi et viktig bidrag til videre klimamodellering. I de siste tiårene har vi sett en dramatisk reduksjon av distribusjon av breis, som har gitt økt bekymring når det gjelder vannforsyning, farer for flom og skred, samt havnivåforandringer (Benn & Evans, 2010).

Isfonner finner vi først og fremst i periglasielle områder hvor vi har permafrost i bakken. Dannelsen og opprettholdelsen av isfonner er et resultat av lokale prosesser av snøakkumulasjon, redistribusjon av snø ved hjelp av vind eller skred, samt lokal reduksjon i ablasjon. For at ei isfonn skal holde seg stabil, vil dette kreve en massebalanse på null over lengre tid, ellers vil den gå over til å bli en bre eller sesongbasert snødekke. Ettersom massebalanse er sterk påvirket av forandringer i vær og temperaturer fra år til år, er de viktige indikatorer på klimaforandringer i høyfjellsmiljøer. Vi kan finne snø- og isfonner flere hundre meter under den regionale glasielle likevekstlinja hvor vinter- og sommertemperaturen tilsier at de ikke skal kunne eksistere. Massebalansen deres kan derfor ikke bli utelukkende bli forklart ut ifra regionale, meteorologiske gjennomsnittsforskhold. Topografiske forhold og vindavsatt snø er derfor viktig for at isfonner skal overleve i disse områdene (Fujita, Hiyama, Iida, & Ageta, 2010).

Forskning på flerårige snø- og isfonner kan være nyttig av flere grunner. En av grunnene er at de fungerer som en slags overgangsform mellom sesongbasert snødekke og isbreer, og karakteristisk forandring vil indikere hendelser i et klimatisk skifte. En annen grunn er at de er

viktige elementer i et høyfjellsmiljø og endringer kan påvirke avrenning i sommersesongen i svært betydelig grad. En tredje grunn, vil det være enklere å undersøke og gjøre målinger ved mindre fonner enn det er å undersøke større isbreer, som for eksempel problemstillinger relatert til isformasjon ved bunnen (Glazirin, Kodama, & Ohata, 2004).

1.2 Glasialarkeologi

Is i en fonn innehar ideelle forhold for å bevaring av gamle gjenstander fra fortiden, som klær våpen og andre etterlatenskaper. Det har blitt gjort funn av gjenstander i tilknytning til fonner flere steder i verden som har ligget begravd i isen i flere tusener av år, og som i tillegg har vært godt bevart. De fleste funnene er gjort i Skandinavia, Alpene og Nord-Amerika (Haugan, 2014). Grunnet pågående klimaendringer og global oppvarming, ser vi i dag en påfølgende trend i at breer og fonner smelter, noe som fører til at arkeologiske artefakter avdekkes i alpine og arktiske strøk hvor vi har hatt menneskelig aktivitet langt tilbake i historien.

Arkeologiske funn som avdekkes i breer og fonner, samt tines fram i permafrosten har ført til et framspring av en ny underdisiplin; glasialarkeologi. Dette har også blitt referert til som isfonn-arkeologi eller kryo-arkeologi. Callanan (2010, s. 43, min oversettelse) omtaler dette som «forskning og forvaltning av et sett bestemte alpine kontekster som finnes i flere ulike regioner».

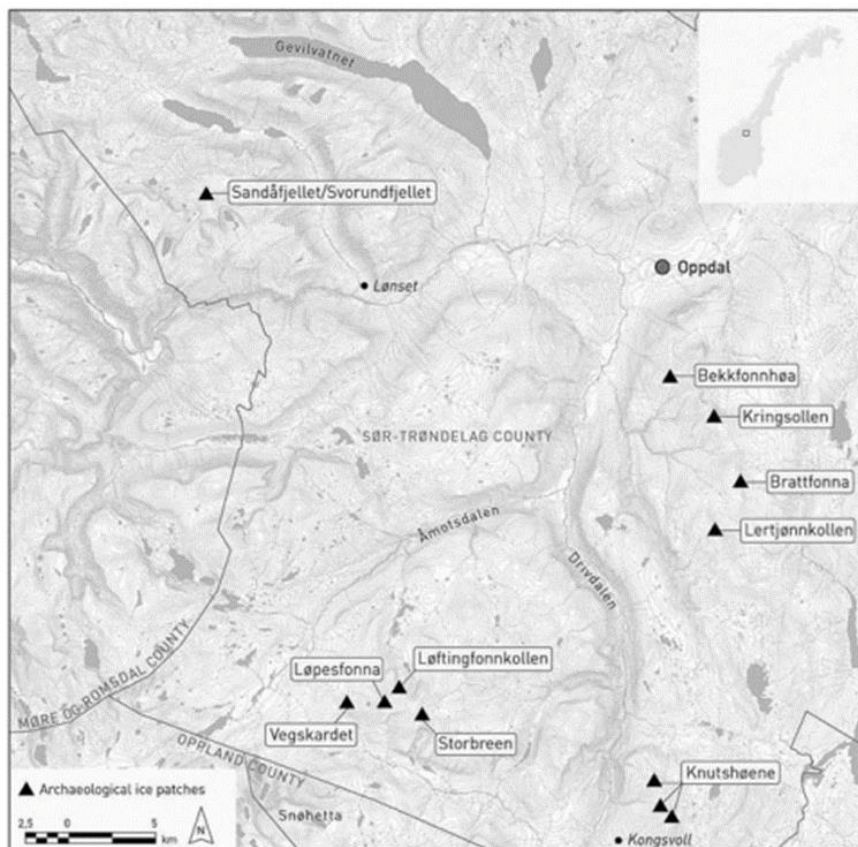
Ismannen Ötzi er kanskje det mest kjente eksempelet på et glasialarkeologisk funn, og har ført til økt oppmerksomhet rundt det potensialet glasiale og periglasiale områder kan ha innenfor arkeologi og bevaring av forhistoriske gjenstander (Rogers, Fischer & Huss, 2014; Dixon, Manley & Lee, 2005). Funn relatert til slike avsetningsmiljø kan være svært verdifulle ved at de har potensial til å gi oss ny kunnskap om forfedrene våre, og kan blant annet bidra til økt forståelse rundt menneskets tilpasninger i høyfjellsområder og/eller ved høye breddegrader (Dixon et al., 2005).

Langvarig preservering av organisk materiale og artefakter tyder på et kontinuerlig dekke av is (Benedict, Benedict, Lee & Staley, 2008). Dermed kan dette også fortelle oss noe om tidligere og nåværende klimaforhold. Forandringen vi ser i klimaet i dag kan føre til flere konsekvenser når det gjelder arkeologi i glasiale og periglasiale miljø. Økt smelting kan føre til at stadig nye artefakter dukker opp. På den andre siden kan smeltingen by på utfordringer ved at de gjenstandene som tines fram vil bli raskere nedbrutt. Da utgraving i selve isen er en

urealistisk å tungvint metode å hente ut gjenstander på, vil forskere og arkeologer være nødt til å basere seg på å gjøre funn på overflaten av en fonna eller breen. Siden transport kan foregå både englasialt (inne i breen), eller supraglasialt (oppå breen), krever glasiarkeologi en viss forståelse av dynamikken til en bre eller fonn (Dixon et al., 2005).

1.2.1 Glasiarkeologi i Norge

Etterhvert som breer og fonner smelter, og permafrost tiner i mange områder over hele verden, er det stor sannsynlighet for at det blir gjort oppdagelser i nye områder de kommende årene. I Norge er det også flere fjellområder med fonner som ikke er arkeologisk undersøkt ennå, og mye tyder på at det også kan skjule seg mye her (Haugan, 2014). De fleste funnene er i dag kjent fra fire forskjellige regioner i landet, men de mest omfattende er gjort i områder rundt Oppdal og Lom. De aller nordligste funnene er gjort i Seiland, Finnmark. I dag er det om lag 50 funnsteder tilknyttet fonner omkring i Norge og finnes hovedsakelig i høyder over 1400 moh. Funnene ved Seiland ble derimot gjort ved høyder på 700 m.o.h., noe som underbygger teorien om at ved nordligere breddegrader kan man gjøre funn ved lavere høyder enn lengre sør (Callanan, 2012).



Figur 1.1: Oversikt over fonner det er gjort funn ved i Midt-Norge (Callanan, 2010)

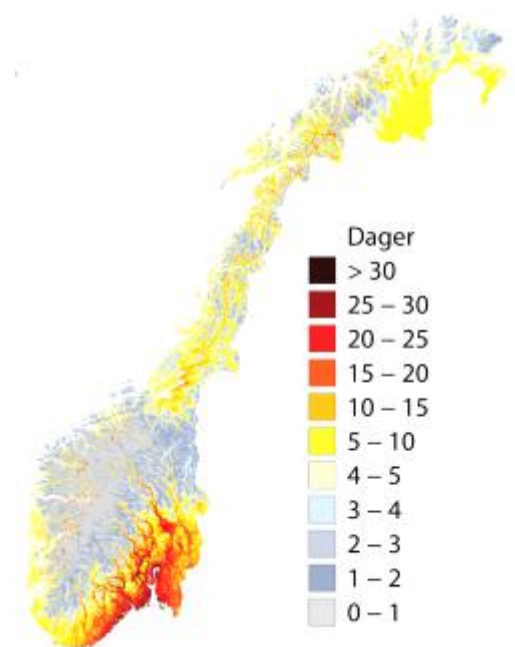
De første glacialarkeologiske funnene i landet ble gjort på begynnelsen av 1900-tallet ved Løpesfonna i Oppdal, men det er først i de siste tiårene at interessen har økt og at de aller fleste funnene har blitt gjort (Callanan, 2010). I Norge er de fleste funnene gjort i Oppdalsfjella (Figur 1.1), og det eldste funnet i Skandinavia ble gjort her i 2011. Tidligere hadde arkeologer antatt at de eldste funnene i slike fonner ikke ville være over 2000 år gamle, men en pilspiss hentet ut fra Storbreen ble datert til å være omkring 5400 år gammel, noe som tyder på at eldre artefakter også kan være mulig å uthente (Haugan, 2014).

1.3 Klimaendringer i Norge

Siden 1900 har temperaturen i Norge økt med ca. 1°C, og den største økningen skjedde etter midten av 1980-årene. Klimaframskrivninger foreslår et varmere klima i landet, og ved et økende utslipp av klimagasser (utviklingsbane RCP8.5, hvor vi har kontinuerlig vekst i klimagasser og som i stor grad følger samme utvikling som de siste tiårene) er det beregnet at gjennomsnittstemperaturen i landet vil øke med mellom 3,3 og 6,4°C innen år 2100.

Vinteren forventes å ha en høyere temperaturøkning enn sommeren. Nedbøren har økt med omtrent 18 % siden 1900, og det har også vært en økning i ekstreme nedbørshendelser. Slike hendelser vil skje oftere i de kommende årene og nedbørsmengden forventes stige med ytterligere 18 % innen 2100 dersom klimagassutslippene er høye. Det kan også bli dobbelt så mange dager med kraftig nedbør, og som følge av dette forventes større og hyppigere flomhendelser. Vindforholdene finnes det mindre data på, og det vil derfor ikke være noen klare tender på forandringer her. For de høye vindhastighetene antas det å være en økning framover, året rundt (NVE, 2017; Hanssen-Bauer, Førland, Haddeland, Hisdal, Mayer & Nesje, 2015).

I lavereliggende områder har det blitt observert en reduksjon i snømengder og antall dager med snø. Det forventes en kortere sesong med snø i framtiden, spesielt ved kysten. På



Figur 1.2: Antall dager med døgnmiddeltemperatur over 20 °C i perioden 2071–2100 ifølge medianframskrivningen for utviklingsbane RCP8,5 (Hanssen-Bauer et al., 2015).

høyfjellet kan man oppleve det motsatte, og heller få en økning i snømengde. Dette på grunn av at den forventede økningen i nedbør vil falle som snø. Når det gjelder isbreer, har det vært store variasjoner fra bre til bre når det gjelder smelting, men hovedtrenden er en tilbakesmelting. Kystnære breer har hatt periodevise framrykk og tilbaketrekninger, mens størstedelen av breene i innlandet har i hovedsak minket. De største breene vi har kan reduseres til en tredjedel av volumet og arealet de har i dag, og små breer kan forsvinne dersom temperaturene fortsetter å øke (NVE, 2017; Hanssen-Bauer et al., 2015).

1.4 Begrepsavklaring

Å skille mellom begrepene bre, snøfonn og isfonn vil være utfordrende, da forskjellen mellom dem ligger i deres dynamikk, struktur og opphav, noe som kan være vanskelig å stadfeste ved første øyekast. Ofte krever dette dataserier tilbake i tid, samt feltarbeid og undersøkelser av indre struktur og deformasjon. I tillegg til dette finner vi flere ulike definisjoner i litteraturen, noe som gjør at skillene mellom dem blir uklare.

I Inventory of Norwegian Glaciers (2012) blir en isbre definert som en «flerårig masse av is, vanligvis firn og snø, oppstått på landoverflaten grunnet rekryllasjon av snø og andre former for nedbør i fast form, med bevis for å ha vært eller er i bevegelse». At bremassen er i bevegelse er altså en viktig betingelse for at det skal kunne kalles en bre. En isbre oppstår når ny snø akkumuleres over flere sesonger som ikke smeltet året før.

Serrano, González-trueba, Sanjosé & Del Rio (2011) definerer ei snøfonn som et relativt lite område med snødekke som har overlevd hovedsmeltesesongen, hvor snø er akkumulert av vind eller snøfall. Topografi og klima gjør at de opprettholdes. Indre struktur kan bestå av en sammensetning av firn eller massiv is, men de viser få tegn til indre deformasjon. Det har dermed blitt vist at isfonner også kan ha indre deformasjon, derfor vil deformasjon også være en problematisk faktor å sette skillelinjer ved (Ødegård et al., 2017). Forskjeller mellom bre og en fonn kan variere ut i fra akkumulasjonsprosesser, da disse ofte varierer på omliggende topografi og fonnens egne topografi. I motsetning til breer, har ikke fonner de distinkte trekkene vi finner på en bre, som for eksempel et firn-område (Ødegård et al., 2017). Firn er snø som har overlevd en sommer (ablasjonssesong), men som ikke har blitt transformert til breis (Nesje, 2012).

I Nesje (2012) skilles isfonn og snøfonn ut i fra innholdet av snø versus is. Er innholdet av snø og firn i en fonn mer enn 50 % (tetthet under 0,8) kan den kalles en snøfonn. Dersom innholdet er mer enn 50 % is (tetthet over 0,8) kan den kalles en isfonn. Det kan derfor være vanskelig å skille en isfonn fra en snøfonn, uten å se på indre struktur dersom en baserer seg på denne definisjonen.

I tillegg til isbre, snøfonn og isbre, introduserer Serrano et al. (2011) i sin artikkel glacieret-begrepet. Dette blir brukt for å klassifisere veldig små breer, som trolig har sin opprinnelse fra tidligere, større breer. Glacierets består av breis og er ikke dannet av ny snøakkumulasjon, og viser tegn til deformasjon av is og bevegelse, selv om denne er svært redusert. De interne strukturene og bevegelsene samsvarer en isbres.

I denne oppgaven blir fonn brukt som en samlebetegnelse på snø- og isfonner, da indre struktur ikke vil være fokus her.

Begrepet «høyfjell» har blitt definert på ulike måter, generelt avhengig av i hvilken region man befinner seg i. I Norge bruker vi gjerne begrepet høyfjell i miljøer hvor permanent is og snø kan eksistere, omtrent 1800 moh. Semi-permanent, alpin is kan formes ved ulike høyder som følge av helning, klima og breddegrad. I denne oppgaven vil grepene "alpin" og «høyfjell» bli brukt om hverandre. Disse begrepene vil bli brukt til å referere til områder som er vesentlig høyere enn omliggende terreng og som innehar forhold som tilsier at flerårig snø og is kan opprettholdes (Reckin, 2013).

1.5 Problemstilling

Fonner skiller seg fra breer ved dynamikk, indre struktur og deformasjon, men har også et annet akkumulasjonsmønster. Fonner eksisterer også ofte ved lavere høydemeter enn breer og viser seg å være mer robuste mot endringer i klima.

Denne oppgaven har som hensikt å studere vinddrevet snø relatert til massebalanse, ut ifra data knyttet til to fonner i Oppdalsregionen; Kringsollfonna og Storbreen.

Mengden av vindavsatt snø vil bli forsøkt kvantifisert på bakgrunn av værdata, og være basert på en graddagsmodell. Ved hjelp av modellberegning er målet å besvare hovedspørsmålet:

Hvor viktig er vinddrevet snø som akkumulasjonsmekanisme for opprettholdelse av fonnenes massebalanse?

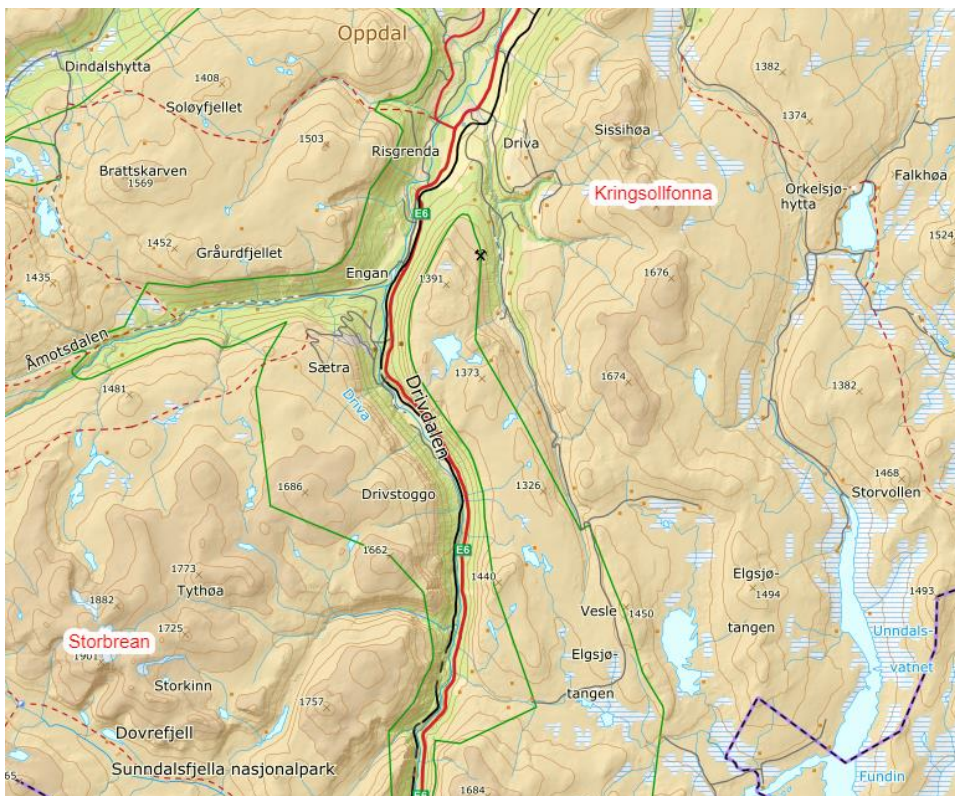
1.6 Oppgavens struktur

Oppgaven ble innledet med en introduksjon om distribusjon og betydningen av breer og fonner i Norge, med vekt på glasiarkeologi og klima. Heretter blir studieområdet presentert i kapittel 2 med hovedvekt på Storbreen og Kringsollfonna som er studieobjektene i denne oppgaven. I kapittel 3 vil det bli gjort rede for teorien relatert til breer, fonner, massebalanse, vindtransport av snø, og periglasialt miljø. Teorier bak modellering av naturgeografiske prosesser blir også gjennomgått her. Deretter vil metoden for denne oppgaven bli gjennomgått i kapittel 4, samt fremgangsmåte og metodebegrensninger. Resultatene blir presentert i kapittel 5 og diskutert i kapittel 6. Resultatene vil bli diskutert ut ifra teori som omhandler glasiologi og faktorer som kontrollerer massebalanse. Fonnens reaksjon på klimatiske forandringer vil også bli diskutert, samt svakheter ved metoden og forslag til videre arbeid. Dette leder avslutningsvis til en konklusjon.

2 Områdebeskrivelse

Både Storbrean og Kringsollfonna befinner seg innenfor Oppdals kommunegrenser. Som nevnt tidligere har blitt gjort studier ved begge disse fonnene tidligere. Begge fonnene kan bli betegnet som glasiarkeologiske fonner ettersom det har blitt gjort flere arkeologiske funn ved begge.

Landskapet de befinner seg i kan beskrives som et periglasialt høyfjellslandskap på bakgrunn av at permafrost er tilstedeværende og frostprosesser er en viktig agent i landskapsutformingen. Fjellene fonnene er lokalisert i, er avrundet på toppen og omkranset av dypt nedskjærte daler, noe som kjennetegner et paleisk landskap, eller HELRS (high elevation low relief surfaces). Dette endrer seg omtrent ei mil vestover fra Storbrean, mot Sundal og Romsdalen, hvor landskapet blir mer alpint jo lengre mot kysten man kommer. Drivdalen deler det som kalles Østfjellet og Sørfjellet i Oppdal (se Figur 2.1), hvor henholdsvis Kringsollfonna og Storbrean ligger.



Figur 2.1: Oversikt over studieområdet. Lokasjon til Kringsollfonna og Storbrean fremhevet. (Hentet og modifisert fra norgeskart.no).

I følge Lie, Dahl & Nesje (2003) befinner den regionale glasiøle likevektslinja for Dovrefjell på omtrent 2200 m.o.h., og begge fonnene befinner seg godt under dette. Topografi og lokalisering er viktige faktorer for at de skal kunne eksistere under denne teoretiske linja. Orienteringa de har gjort at smeltinga på sommeren blir redusert grunnet mye skygge, samt at de ligger i le for dominerende vindretning og dermed kan samle store mengder snø i vintermånedene ved hjelp av vindtransport og påfølgende avsetning.

Berggrunnskart produsert av NGU (2018), N250, foreslår at geologien ved Kringsollfonna er dominert av en berggrunn av type leirskifer, sandstein, kalkstein. Ved Storbreen finnes hovedsakelig amfibolitt og glimmerskifer.

2.1 Storbreen

Storbreen ligger ved 69,26 grader nord og 2,11 grader øst, og vendt mot øst mellom 1740 og 1840 meter over havet. Fonna ligger sør for fjellet Namnlauskollen (1901 moh). Den gjennomsnittlige helningen på fonna ligger på omkring 23,5 grader (Slåke, 2015). Skråninga den ligger i er støttet av en rygg i bakkanten, mens topografien foran fonna er relativt flat. I Figur 2.2 ser en tydelige tegn på solifluksjon på nordsiden av den største delen av fonna.



Figur 2.2: Storbreen. Her ser en tydelig solifluksjonsløper på høyresiden av sør-delen av fonna. Hentet fra norgei3d.no.

Enkelte år er Storbreen delt i to, en nordlig og sørlig del. Dette varierer med klimaforhold i akkumulasjons- og ablasjonssesongen. Ortofoto fra slutten av ablasjonssesongen i 2014 viser at Storbreen var delt i to (se Figur 2.3). Den største, sørlige delen hadde da en lengde på

omtrent 450 meter og bredde 300 meter, med arealet liggende rundt 97450 m². På slutten av ablasjonssesongen 2009 var fonna sammenhengende og lengden lå på omtrent 1 kilometer og 380 meter på det bredeste med et areal omkring 266810 m² (se Figur 2.4.)



Figur 2.3: Ortofoto av Storbrean tatt 16.09.2014 viser en delt fonn. Hentet 20.2.2018, fra norgebilder.no.



Figur 2.4: Ortofoto av Storbrean tatt 16.19.2009. Hentet 20.09.2018, fra norgebilder.no.

Landskapet rundt er preget av glasiale og periglasielle prosesser. Dette kan sees tydelig rett sør for fonna, hvor det ligger en dypt erodert botn etter en isbre, og over og rundt fonna hvor det er sorteringsformer og solifluksjonsløber (se Figur 2.2). Antatt dybde ut i fra georadar og iskjerneprøver på Storbrean er omtrent 15 meter. Tidligere studier beskriver fonna som kald tvers igjennom, med ingen eller minimalt med bevegelse (Slåke, 2015).

Løsmassekart fra NGU (Figur 2.5) viser at fonna ligger på bart fjell, men forvitningsmateriale på vestsiden hvor ryggen ligger. I området østover finner vi randmorene og blokkmark.

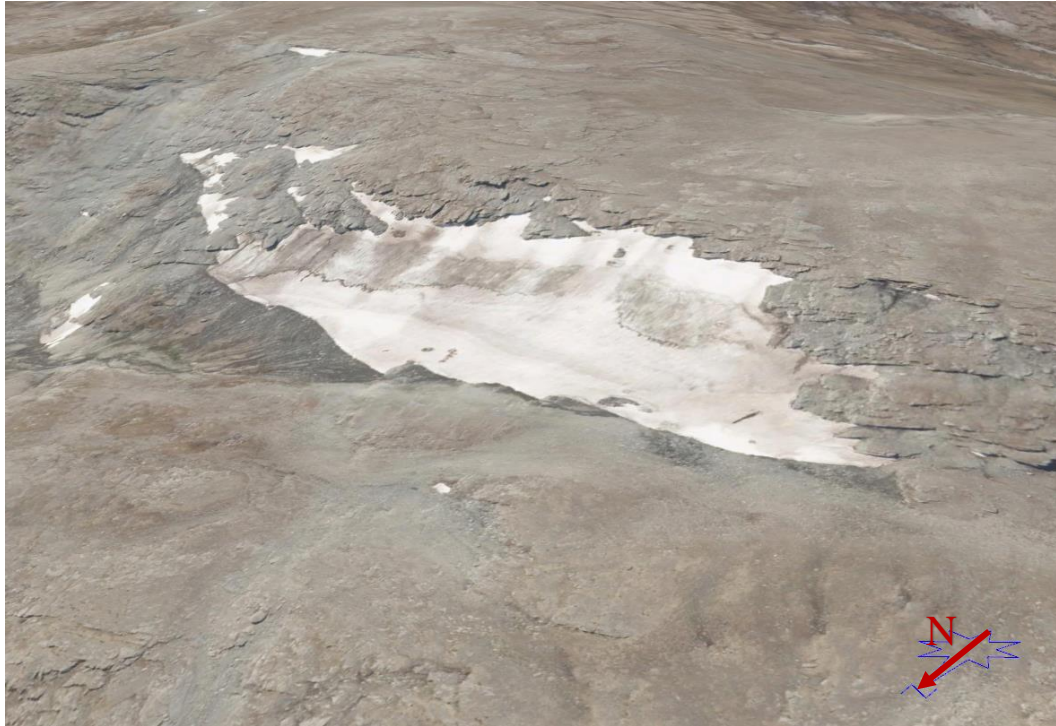


Figur 2.5: Oversikt over løsmasser ved Storbrean. De små trekantene er en indikator på høyt blokkinnhold. Hentet fra NGU <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>

2.2 Kringsollfonna

Kringsollfonna ligger ved 69,42 grader nord og 2,29 grader øst, på nordsiden av fjellet Kringsollen (1 580 moh). Dette er drøye 9 km sør-øst fra Oppdal sentrum og vest for Orkelsjøen.

Fonna er vendt mot nordøst og ligger ved en høyde på 1500 til 1550 moh. Størrelsesmessig er fonna omtrent 500 meter på den lengste siden og bredden (her er dette fallretningen) ligger på 125 meter på sitt bredeste. Areal ligger på rundt 52 040 m², gått ut i fra ortofoto fra slutten av ablasjonssesongen 2014 (se Figur 2.7). Den gjennomsnittlige helningsprosenten til fonna er på omkring 27 % (Kristiansen, 2013).

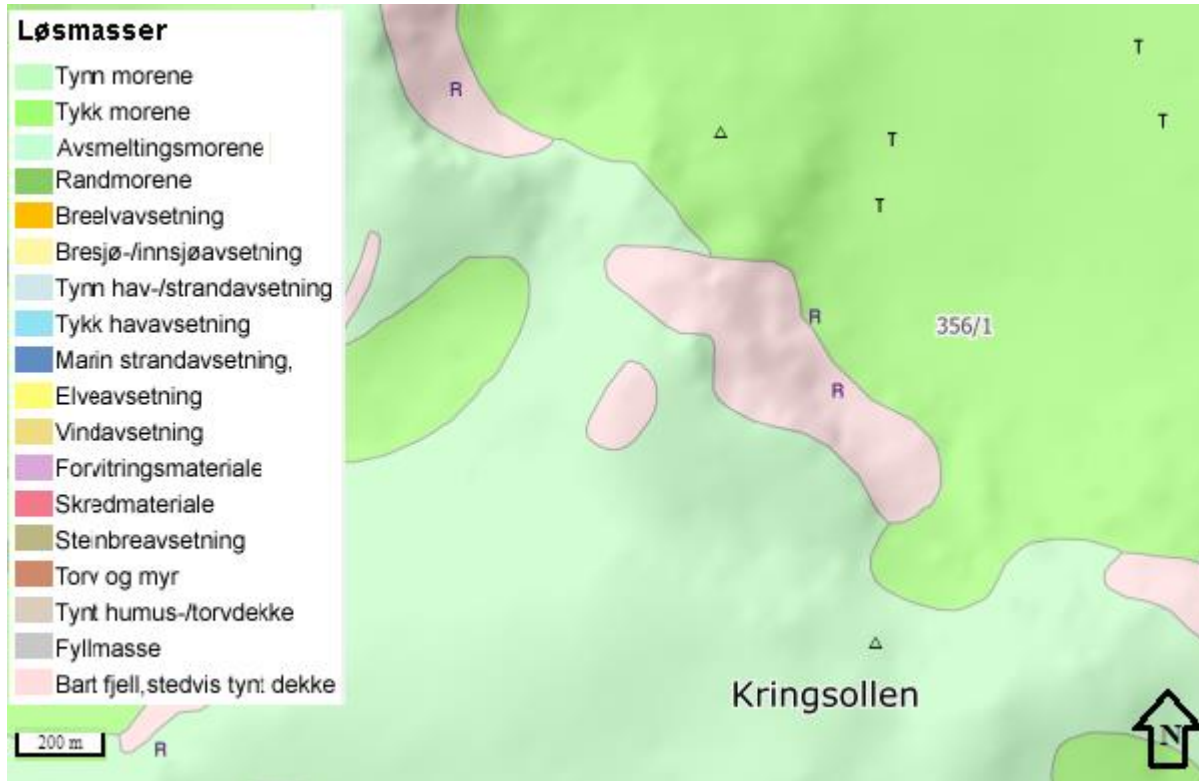


Figur 2.6: Kringsollfonna. Hentet fra norgei3d.



Figur 2.7: Ortofoto av Kringsollfonna (16.09.2014). Hentet 19.02.2018, fra norgebilder.no.

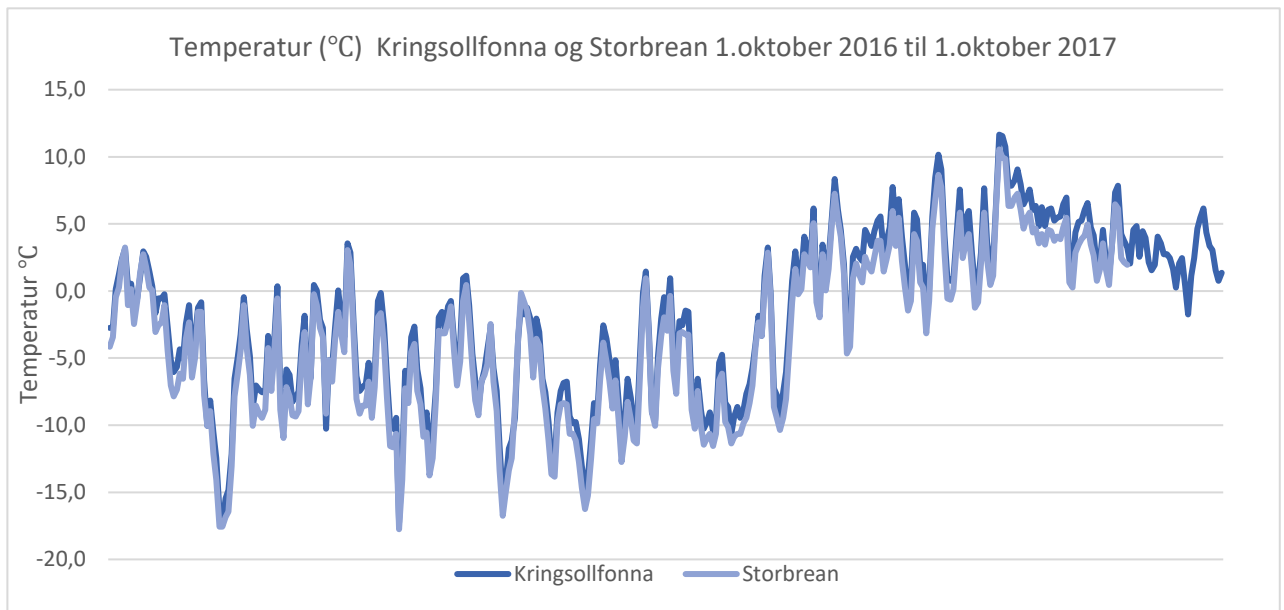
Løssmasekartet nedenfor indikerer at fonna ligger på bart fjell og tynt morenemateriale. Foran på østsiden, finnes et tykt lag morenemateriale med torv og myr, samt indikasjoner på blokkmark. Kartet viser også det befinner seg skredmateriale i området hvor fonna ligger.



Figur 2.8: Oversikt over løsmasser ved Kringsollfonna. Selve fonna er ikke markert på kartet, men ligger lokalisert rett nord for "Kringsollen", i område markert som bart fjell/tynt dekke. «R» indikerer skredmateriale og «T» indikerer torv og myr. De små trekantene er en indikator på høyt blokkinnhold. Hentet fra NGU <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>

2.3 Klima

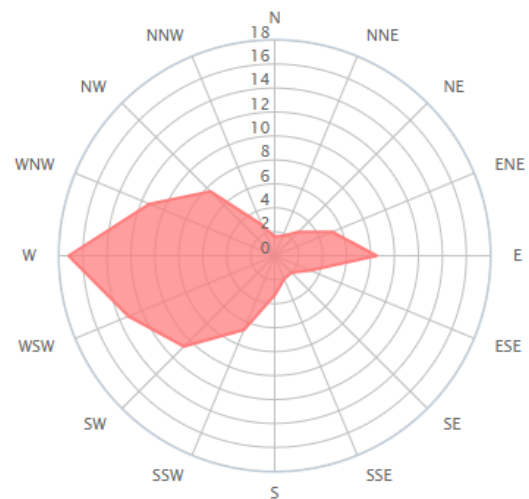
Normalnedbør i områdene fonnene befinner seg i, ligger ifølge nedbørsdata fra senorge.no på 1000-1500 mm i året. Fra samme kilde regnes den normale snømengden i området til å tilsvare en vannekvivalent på 500 – 1000 mm i året. Ved Storbreen ligger normal årstemperatur på mellom 3 og 4 minusgrader. Kringsollfonna befinner seg ved lavere høydemetre og den normale årstemperaturen er en grad høyere. Disse dataene er hentet fra registrering gjort mellom 1971 og 2000 (SeNorge, udatert).



Figur 2.9: Grafen viser temperaturdata fra Kringsollfonna og Storbrean i massebalanseåret 2016-2017. Data er hentet fra senorge.no.

Ut i fra BTS - målinger (bottom temperature of winter snow) utført i Dovrefjellsregionen, foreslår Isaksen, Hauck, Gudevang, Ødegård, & Sollid (2002) en nedre permafrostgrense på 1490 m.o.h. i dette området. Det er derfor naturlig å anta at begge fonnene befinner seg i permafrostområder ettersom de ligger lokalisert høyere enn dette, på omkring 1500 og 1740 m.o.h. Sporadisk permafrost ble funnet ned til 1350 m.o.h.

På vinteren er det ikke uvanlig med stormer og ustabil vær. I følge vinddata fra Oppdal målestasjon (se Figur 2.10), kommer den dominerende vindretningen fra øst, sør-øst og nord-øst (statistikk basert på daglige vindobservasjoner fra mars 2010 til mars 2018). Storbrean og Kringsollfonna ligger derfor i le for vinden.



Figur 2.10: Fordelingen av vindretninger (%) i løpet av et år ved Oppdal målestasjon. Hentet fra [Windfinder](http://Windfinder.com) (2018).

3 Teori

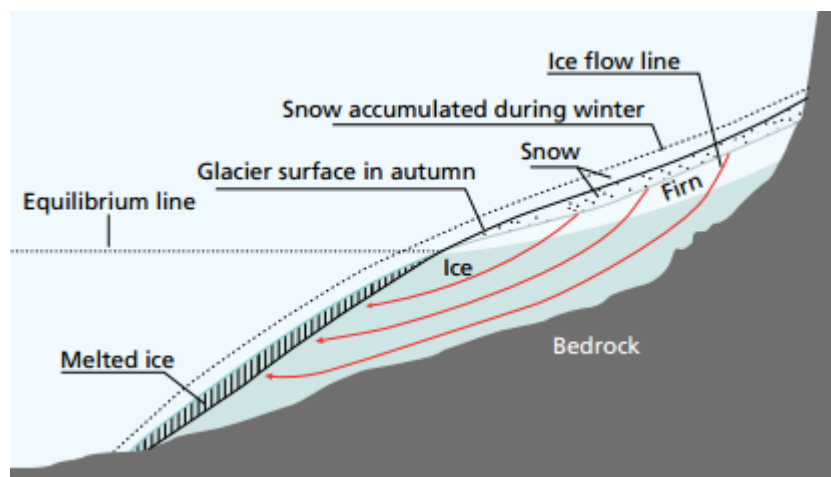
3.1 Isbre

Som nevnt tidligere er en isbre en masse av is (firn og snø), som har oppstått på grunn av rekrytallasjon av snø og annen nedbør i fast form, og viser tydelige tegn på bevegelse. De befinner seg på steder der sommertemperaturene er for lave til å smelte all snøen som kom foregående vinter. Etter hvert som snølaget blir tykkere ved akkumulasjon, transformeres dette til firn og deretter til is. Isen begynner å deformeres under sin egen vekt og flyter nedover mot lavere høyder (Andreassen & Winsfold, 2012).

Deformasjonen kan beskrives ved Glens lov (Glen, 1955):

$$\varepsilon = A\tau^n$$

hvor ε er deformasjonen, A og n er konstanter og τ er skjærstresset. Ved fallende temperatur blir A betydelig redusert, noe som betyr at jo kaldere isen er jo mindre vil den deformeres (Benn & Evans, 2010).



Figur 3.1: Tverrsnitt av isbre (Andreassen & Winsfold, 2012).

Isbreens geografiske lokalisering og klima er viktig for dens dynamikk og temperaturregime. Breen vil søke etter en likevektstilstand, og masse forflyttes fra akkumulasjonsområdet, gjennom breer, og til ablasjonsområdet. Mest bevegelse vil derfor skje i midten av breen, der hvor likevektslinja går. Bredynamikk er også svært påvirket av hydrologi og om det er vann tilstede eller ikke. Dersom temperaturen i breen er over eller ved trykksmeltepunktet, og det

er flytende vann tilstede ved brebunnen, vil friksjonen til underlaget bli redusert. Da vil bevegelse og erosjon gå lettere. Dette vil kjennetegne en temperert bre. Kalde breer som har temperatur under trykksmeltepunktet vil være mer påvirket av permafrostforhold og det vil ikke være vann ved bunnen hos disse. Dette gjør at breen er fryst fast til underlaget, noe som gir lite erosjon, og landskapet under vil dermed være bevart i større grad enn hos en temperert bre. En isbre kan også være en blanding av både kald og temperert, og vil da kalles polytermal.

Løsmateriale i en bre blir transportert gjennom glasiale systemer ved hjelp av isstrøm som kan foregå supraglasialt (oppå breen), englasialt (inni breen) eller subglasialt (under breen). Sedimenter kan også fraktes gjennom glasifluviale systemer i enkelte breer (Brenn & Evans, 2010)

3.2 Fonn

Som nevnt i kapittel 1.4, kan skillelinjene mellom bre og fonn være uklare. Hovedsakelig ligger forskjellen mellom grad av bevegelse og deformasjon, samt akkumulasjonsprosesser og indre struktur.

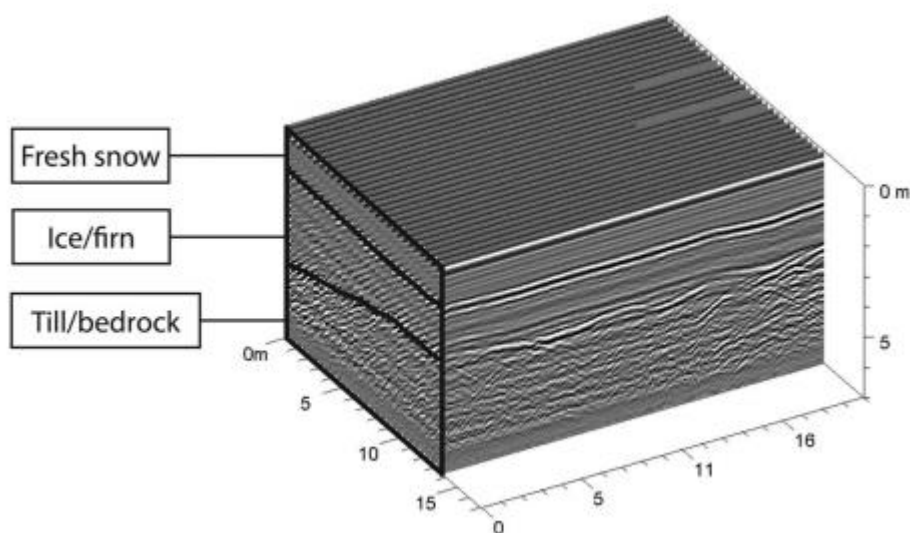
For at snø- og isfonner skal kunne dannes og opprettholdes, må energibalansen på overflaten og de orografiske forholdene være ideelle. Slike forhold finnes vanligst i forsengkninger i terrenget, hvor vi får større vinddrevet snøakkumulasjon enn ablasjon i omliggende terreng, ofte i le for den dominerende vindretningen (Nesje et al., 2012). Fonner ligger ofte langs med eller under fjellsider, rygger eller topper. Noen kan virke som de er drapert eller kilt mot underliggende topografi, noe som kan føre til at de blir veldig bratte (Callanan, 2012).

Akkumulasjon er drevet av nedbør i form av snø, vekselvise fryse- og tineprosesser (forvitring), massebevegelser og transport, og erosjon (ved smeltevann). De årlige variasjonene er ofte relatert til nylig pålagret snø, og bidrar til å skjerme selve iskjernen i en fonn. Forandringer i forhold mellom det øvre snølaget og den indre kjernen har trolig mye å si for bevegelse og transport av arkeologiske gjenstander i en snøfonn (Callanan, 2012).

Området omkring og relatert til en fonn innehar ofte høy fuktighet i jordsmonnet grunnet fryste grunnforhold og hemmet vanninfiltrasjon, og egner seg for vegetasjon som har en kort vekstsesong. I likhet med kaldbaserte isbreer, har bunnen av fonnene en temperatur under trykksmeltepunktet, noe som gjør at de ofte befinner seg i permafrostområder og er frosset til

grunnen. Den basale glidningen til en fonn er derfor minimal, og eroderer dermed også lite. Den indre deformasjonen av is skjer over bunnen. Dette kan ha noe med tykkelsen å gjøre (Nesje et al., 2012).

Til tross for at fonner viser få tegn til indre deformasjon, kan de likevel sies å være dynamiske. Når snø blir kompakt og går over fra snø til firn, og deretter is, eller når smeltevann eller vannmettet snø gjenfryses, skjer det fortetningsprosesser i fonna. Lengden og bredden kan variere for hvert år, og lagene med nysnø på overflaten smelter ofte på sommeren og ytterkantene trekker seg tilbake. Det er ikke uvanlig at det strømmer smeltevann ut av nedre del av fonnene, og også internt gjennom tettere lag som er formet tidligere. Større fonner kan ha små raviner på overflatene som er dannet av smeltevann (Callanan, 2012).



Figur 3.2: Indre struktur av isfonn, fra ground penetrating radar (GPR) av Storbreen, Oppdal 2008 (Callanan, 2013).

Studier har indikert at fonner kan eksistere i områder godt under den regionale likevekstlinja gjennom hundre til tusener av år i områder hvor årlig snøfall er større enn snøsmeltinga, noe breer ikke kan. Samtidig har de som regel et mer uklart akkumulasjons- og ablasjonsområde, og størrelsen varierer ofte årlig med forandringer i massebalanse. Lokale prosesser er derfor viktig innenfor den begynnende formasjonen av fonn, som for eksempel redistribusjon av snø og/eller lokal reduksjon i ablasjon, noe som gjør akkumulasjon og ablasjon forskjellig fra det regionale gjennomsnittet (Glazirin et al., 2004).

3.3 Massebalanse

Massebalansen til en bre bestemmes ut ifra input og output av is eller snø. En bre vokser når akkumulasjonen er større enn ablasjonen (positiv massebalanse), og minker om dette er omvendt (negativ massebalanse). Akkumulasjon kommer i form av snø og is fra direkte snøfall, vindbåren snø eller fra skred fra overliggende skråninger. Ablasjon skjer når snø eller is fra breen blir fraktet til områder hvor det forsvinner fra bresystemet, enten ved hjelp av fordampning, smelting eller kalving til hav eller innsjø.

Vinter- og sommertemperaturer er viktige klimatiske faktorer (regionale faktorer), men massebalansen vil også være sterkt påvirket av topografi, vindforhold og solinnstråling (lokale faktorer). For at en bre skal eksistere må massebalansen, også kalt nettobalansen, over tid være null eller mer (Benn & Evans). Massebalansen regnes fra slutten av smeltesesongen (som regel rundt 1.oktober) til slutten av smeltesesongen påfølgende år (30.september). Dette kalles et massebalanse-år. Akkumulasjonssesongen regnes som 1.oktober til 30.april, og ablasjonssesongen (smeltesesongen) fra 1.mai til 30.september, men praktisk sett kan dette være ulikt fra år til år ettersom pålagring og smelting varierer med vær og klima. En isbre blir ofte delt inn i to soner, en akkumulasjonssone og en ablasjonssone.

3.3.1 Equilibrium Line Altitude (ELA)

Akkumulasjons- og ablasjonssonen deles av det vi kaller likevektslinja, eller ELA (Equilibrium Line Altitude). Dette er ei teoretisk linje i terrenget som definerer høyden over havet hvor årlig akkumulasjon er lik ablasjon (nettobalanse = 0). Den blir sett på som en parameter som kan være nyttig for å kvantifisere den påvirkningen som klimavariasjoner har på isbreer. Temperaturen på sommeren og nedbøren på vinteren er de viktigste variablene som påvirker ELA (Benn & Evans, 2010; Lie et al., 2003; Dahl & Nesje, 1992). Nesje, Bakke, Dahl, Lie & Matthews (2008) foreslår at gjennomsnittlig ELA vil øke med 260 ± 50 m innen 2100 som reaksjon på klimaforandringer.

Det at ELA blir definert ut ifra høyde over havet, gjør at det ofte blir et svært teoretisk begrep med tanke på at den faktiske likevektslinja sjelden ligger ved en konstant høyde over en bre, og vil variere med lokale forhold og klima. Den vil også variere fra år til år i takt med massebalansen. Mer ablasjon et år vil føre til en høyere likevektslinje og motsatt. Akkumulasjons- og ablasjonsområdet er derfor adskilt i rom og i høyde. Å definere en slik regional likevektslinje kan derfor være vanskelige. Fønner vil ofte ligge ved selve

likevektslinja og størrelsen på dem være så små i forhold til en bre, at de et år vil være enten et akkumulasjons- eller et ablasjonsområde.

3.3.2 Akkumulasjon

Akkumulasjon av snø kan foregå ved hjelp av to prosesser; direkte nedbør i form av snø og redistribusjon av snø som allerede har falt ved hjelp av vind, eller ved snøskred eller sigeprosesser. For at fonner skal eksistere under regional ELA, er akkumulasjon i disse lokasjonene som nevnt nødt til å være større enn ved det regionale gjennomsnittet.

Redistribusjon av snø ved hjelp av vind og/eller skråningsprosesser er viktig i slike tilfeller, og lokal topografi er dermed essensielt. Fordypninger i flatt terreng eller skråninger med brå forandring i helning vil være fordelsmessig når det gjelder vindtransportert snøakkumulasjon. Topografi kan også begrense størrelse på fonn. Dersom en forsenkning blir fylt med snø, vil gropen som i begynnelsen initierte til avsetning ikke lenger være en fordypning og føre til at videre akkumulasjon avtas (Glazirin et al., 2004).

3.3.3 Ablasjon

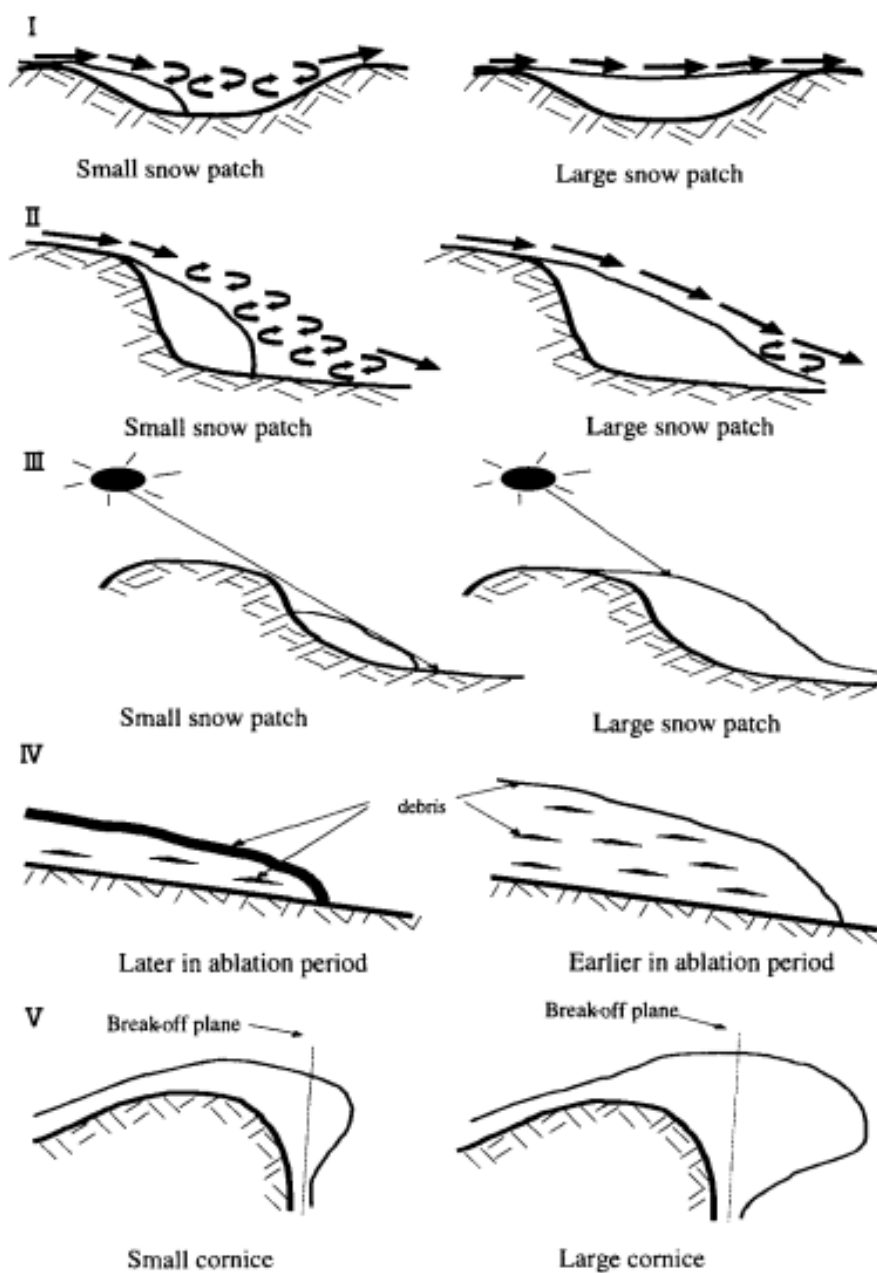
Ablasjon av snødekke er kontrollert av energiutveksling mellom grensesnittene snø/luft og snø/grunn. Tilførsel av energi kan komme fra sol- og atmosfærisk stråling, sensibel varmeutveksling, latent varmeutveksling, varmefluxer fra underliggende grunn og advektiv varmeoverføring (Elder, Dozier & Michaelsen, 1991). For å evaluere ablasjon og, er det vanlig å se på utveksling av overflateenergien på en fonn.

Generelt er solinnstråling den viktigste energikilden bak ablasjon for snødekke og breer. Intensiteten av denne og grad av ablasjon avhenger av flere faktorer som skråningshelning, vinkel og skyggedekke av omliggende topografi (Glazirin et al., 2004). Netto akkumulasjon påvirkes av solinnstråling ved ablasjon på overflaten. Smeltevann som perkolerer nedover i snøen og gjenfryses vil påvirke dybde og tetthet, men ikke snøens vannekvivalent (SWE). Dersom smeltevannet når bunnen av eller en is-linse, vil vannet kunne forflytte seg lateralt og SWE forandre seg i dette punktet. I høyfjellsområder kan sublimasjon være en prosess som er viktig i ablasjon, og kan forårsake tap av SWE på et punkt (Elder et al., 1991). Sublimasjon i dette tilfellet betyr at snø eller is transformeres til damp uten at det smeltes til vann (Pedersen, 2018). Ødegård et al. (2017) understreker at perioder med sterk vind rettet mot uskjermede deler av ei fonn, kombinert med høy relativ lufttemperatur og høy relativ fuktighet kan forårsake forsterkede turbulente varmefluxer, som kan forårsake spesielt høy smelting og ablasjon.

3.3.4 Feedback-mekanismer for akkumulasjon og ablasjon på en fonn

Tabell 3.1: Klassifikasjon av feedback-mekanismer som kontrollerer akkumulasjon og ablasjon på en fonn (Glazirin et al., 2004).

<i>Mekanismer</i>	<i>Kontroll på akkumulasjon</i>		<i>Kontroll på ablasjon</i>		
Feedback-prosess	Maksimum størrelse er begrenset av størrelse på fordypning	Akkumulasjon minker med økende fonnstørrelse	Forandring i solinnstråling med endring i størrelse	Minkende ablasjon grunnet sedimenter	Brudd i snø-overheng
Typisk plassering	Fordypning	Leside av åser og forhøyninger	Typisk plassert i helninger rettet mot nord	Typisk plassert i områder relatert til snøskred	Forhøyning
Formasjon	Snøtransport	Snøtransport	Hvilken som helst	Hvilken som helst	Snø-overheng



Figur 3.3: Stabiliserende mekanismer for akkumulasjon (I, II) og ablasjon (III-V) (Glazirin et al., 2004).

3.3.5 Snøens vannekvivalent

Det er vanlig å oppgi snømengde i «snøens vannekvivalent», ofte forkortet til SWE (snow water equivalent). Det er definert som det vertikale dypet av vann (i m eller mm) som ville ha oppstått ved en fullstendig smelting av snøpakken i et nedbørsfelt (Singh & Singh, 2001). SWE er en funksjon av snødybde og snøens tetthet og ofte uttrykt som:

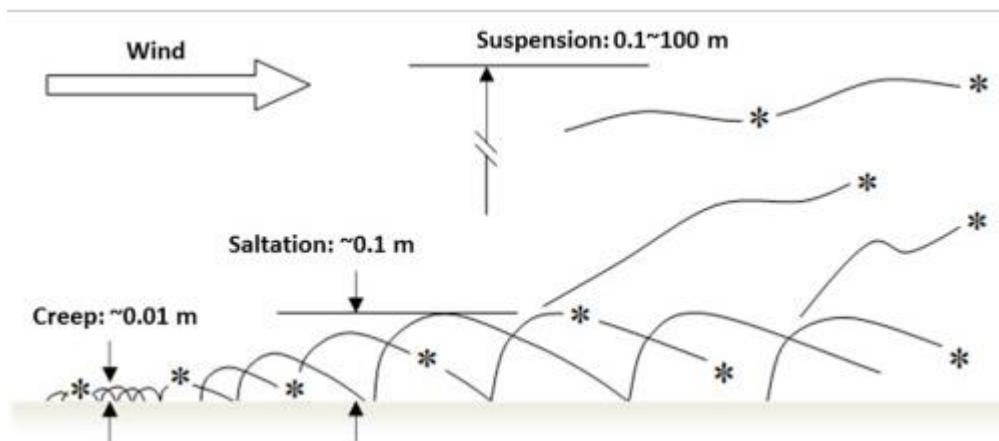
$$SWE (mm) = snødybde (cm) * tetthet (g/cm^3)$$

3.4 Vindtransport av snø

Snøtransport ved hjelp av vind er et eksempel på en eolisk prosess. Alpine områder har en tendens til å ha stor romlig variasjon når det gjelder snøens vannekvivalent, dette på grunn av redistribusjon av snø grunnet vind. Siden snø hovedsakelig er transportert og avsatt ved hjelp av vind, typisk i løpet av en storm, vil den endelige fordelingen til snøavsetningen over et område være ujevn til tross for at selve snøfallet er likt. Snøpartikler har, i likhet med andre typer sedimenter, en tendens til å akkumulere i områder hvor vindstrømmen divergerer, og eroderer i områder som har økt eller konvergerende strøm (Elder et al., 1991).

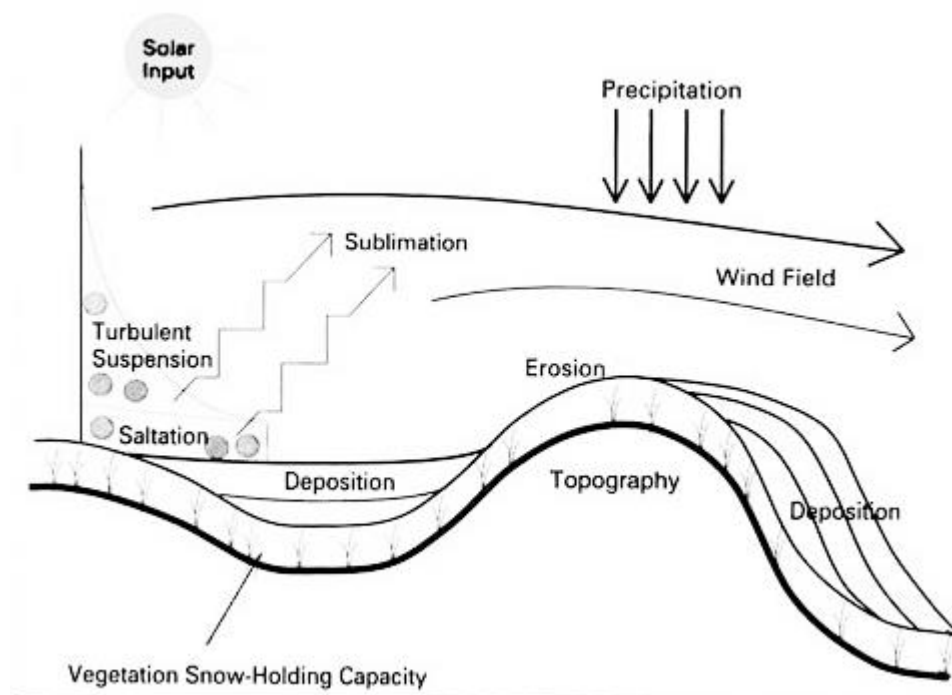
Dadic et al. (2010) oppsummerer to ulike vindavsettende prosesser. 1) Økende vindstyrke ved den vindutsatte siden av en høyde forårsaker erosjon, mens avtagende vindstyrke på lesiden forårsaker avsetning. Og, 2) redusert vindstyrke på lesiden av en høyde resulterer i økt nedbør og ytterligere avsetning («preferential deposition» på engelsk). Sistnevnte omfatter gjerne snø som ikke har truffet bakken.

Fujita et al. (2010) sine studier på snøfonner i Japan foreslår at effekten av varierende sommertemperaturen svekkes av topografiske forhold og vindstyrken over fonna. Selv om snøsmelten hadde stor korrelasjon med den sesongmessige lufttemperaturen, kunne årlig ablasjon variere og være uavhengig av temperaturen i ablasjonssesongen de siste fire tiårene. Det har derimot blitt funnet betydelig sammenheng mellom snøakkumulasjon på vinteren og størrelsen og størrelse på snøfonn den påfølgende høsten, og her har vindakkumulert snø hatt stor innvirkning (Glazirin et al., 2004). Ødegård et al. (2017) sin studie på Juvfonne fant at snøakkumulasjon viste svak sammenheng med nedbør på vinteren. Den totale vinterbalansen var sterkt påvirket av enkelte stormhendelser. Sammenligninger mellom modellerte snødybder (som ikke tok hensyn til vind) og faktiske målinger av snødybde, viste tydelig at akkumulasjon på fonn ikke er sterkt avhengig av nedbør i seg selv.



Figur 3.4: Ulike former for vinddrevet snøtransport (Tominaga, 2017).

I likhet med sedimenttransport i fluviale systemer, kan snøtransport skje ved kryp, saltasjon eller suspensjon (Figur 3.4). Kryp, eller rulling, skjer ved at snøpartiklene ruller langs overflaten. Denne transporten av snømasse er ofte av svært liten skala. Saltasjon foregår i et par centimeter over overflaten, hvor snøpartiklene «spretter» langs overflaten og kolliderer med overflatekrystallene hvor de enten binder seg eller støter fra seg andre partikler (Lehning, Löwe, Ryser & Raderschall, 2008) Massebevegelsen av saltert snø er relatert til den vindenergien som er tilgjengelig til å transportere partiklene. Terskelen for transport er nådd når energien på overflaten av snøen tilsvarende det som kreves for å overkomme de kohesive kreftene mellom snøkrystallene på overflaten og energitap grunnet kollisjoner når partiklene frastøter hverandre. Vindstyrke som kreves for dette er terskelen for transport. Prosessen som frakter mest snø, er suspensjon. Suspendert snø skjer i luftlaget ovenfor hvor saltasjon foregår og har potensiale til å frakte snø over store avstander. Her er snøen i større grad i lufttransport, hvor partiklene er mer påvirket av atmosfærisk turbulens (Pomeroy & Male, 1992). Overgangen mellom saltasjon og suspensjon kan sies å være flytende. Massebevegelsen av suspendert og saltert snø påvirkes av vindstyrke, ruheten til overflaten, snøfallet og drivtettheten (Gray, Pomeroy & Granger, 1989).



Figur 3.5: Hovedkomponentene i snøtransport-modellen relatert til topografisk variert terreng (Liston & Sturm, 1998).

Terskelverdien for at vindstyrken for snøtransport er minimum vindstyrke for å initiere eller opprettholde saltasjon av snø. Denne verdien er relatert til egenskapene til snøen som ligger på overflaten (Li & Pomeroy, 1997). Basert på feltmålinger, kom Schmidt (1981, 1986) fram til en likning for å uttrykke terskelverdi for vindtransport av snø;

$$U_t = U - \left(\frac{d}{100}\right)^4 - 4, \quad U_t = U - \left(\frac{d}{100}\right)^4 - 4,$$

hvor U_t (m/s) er vindstyrkens terskelverdi, U er vindstyrken (m/s), d (μm) er gjennomsnittlig diameter. Alt dette er målt 25 cm over overflaten. For snø i suspensjon er U i positiv korrelasjon med d . Problemet med denne likningen er at den ikke tar høyde for kohesjon, som avhenger av tid og temperaturhistorie for snøen. Vindavsatt snø er ofte tettpakket og gir derfor mange kontaktpunkter og bindinger mellom partiklene. Bindingene har en tendens til å gradvis bli sterkere, som et resultat av masse- og energiflukser og endring i tilstanden til snøkrystallene.

Det er flere fysiske grunner til at terskel-vindstyrke for nysnø og gammel snø er ulike. Eldre snø krever høyere vindstyrke for bevegelse. For andre eoliske og fluide partikler er ofte partikkelstørrelse en viktig faktor for terskelverdier for transport. Terskelverdien for vindstyrke for transport av snø derimot, er svært avhengig av bindingene mellom snø-

partiklene, kohesiv og kinetisk motstand til transport, faktorer som igjen er avhengige av meteorologiske egenskaper, da spesielt overflatetemperatur (Li & Pomeroy, 1997).

3.5 Periglasialt miljø

Isfonner finner vi i områder mellom glasiøle og ikke-glasiøle områder knyttet til det periglasiale miljøet. Dette er områder hvor vi har aktive frostprosesser, og er ofte relatert til permafrostområder (Nesje et al., 2012). Betegnelsen periglasial brukes også om klima, landformer og geomorfologiske prosesser vi finner ofte i tilknytning til isbreer. Dette gjelder dagens breer eller i tidligere tider (Nesje, 2018). Begrepet omfatter former og prosesser i kalde klima i høyfjellet eller polare områder hvor vi ikke har et permanent snø- eller isdekke. Periglasiale prosesser er ofte sammensatt av flere agenser, som frost, snø, vann og gravitasjon (Sulebak, 2007).

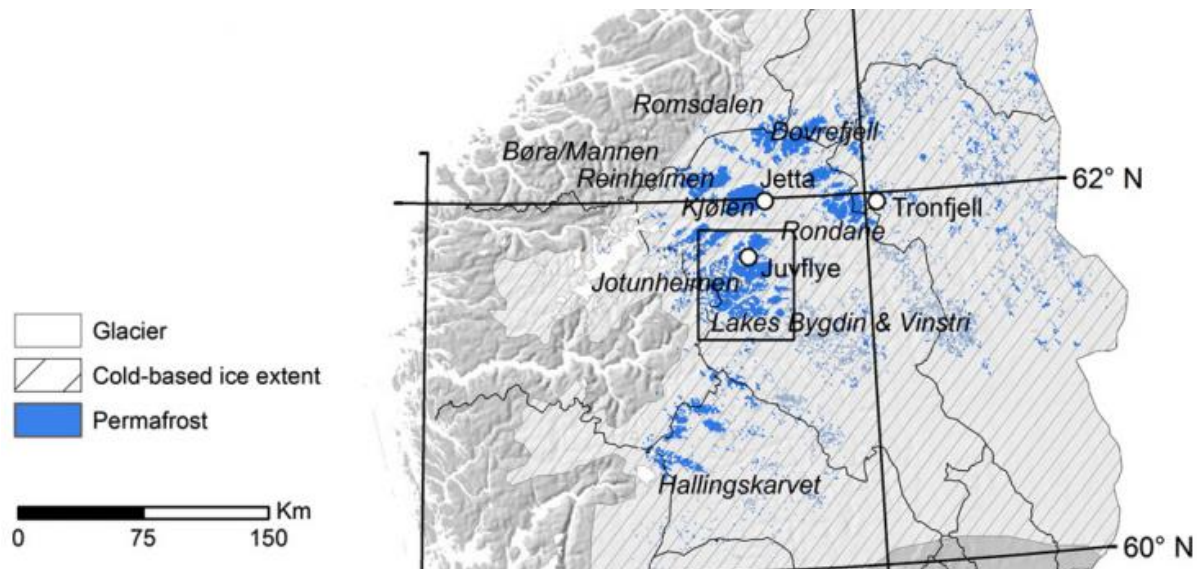
3.5.1 Permafrost

Permafrost defineres som grunn som holder en temperatur på 0 °C eller lavere for minst to år sammenhengende. Definisjonen er ren temperatur-avhengig, og vi kan ha permafrost i både fast fjell og løsmasser.

I høyfjellsområder er permafrost en viktig driver for geomorfologiske prosesser. Den varierer i tid og rom, og er ofte delt inn i fire klasser: Kontinuerlig, eller sammenhengende, hvor temperaturen i grunnen er underfrysepunktet overalt MAAT (Mean Annual Air Temperature) = -7 °C. Diskontinuerlig, eller usammenhengende, hvor større eller mindre områder ikke er frosne. 50-90 % av området har frost i grunnen og MAAT = -4 °C. Sporadisk permafrost er ofte bestemt ut ifra lokalklimatiske forhold, eller vegetasjon eller jordbunnsforhold hvor vi vanligvis ikke har permafrost og MAAT = -1 °C. Alpin permafrost er høydebestemt og finnes i områder utenfor normal permafrost-forekomst (French, 2007; Sulebak, 2007).

Lufttemperatur er en viktig faktor som bestemmer utbredelse av permafrost. Denne faktoren henger sammen med høyde over havet og breddegrad, derfor finner vi ofte permafrost i høyfjellsområder eller langt unna ekvator.

Høyde over havet er en viktig faktor i Norge. På grunn av at det er fleste overskyede dager i løpet av året og at snøen fordeler seg ujevnt, vil solinnstråling og helning være mindre viktige faktorer (Isaksen et al., 2002). For perioden 1981-2010 har det blitt modellert at i likevekt med gjennomsnittlig klima, er utbredelsen til permafrost i Norge totalt 25 400 km², eller 7,8 % av fastlandet (Gisnås, Westermann, Schuler, Melvold & Etzelmüller, 2016)



Figur 3.6: Utdrag fra Lilleøren et al. sin (2012) tabell som viser distribusjon av permafrost i Sør-Norge.

Den øverste laget av permafrosten som tines på sommeren, kalles det aktive laget. Her foregår det fryse- og tineprosesser, prosesser som kjennetegner det periglasielle miljøet. Dette laget er ofte mellom 1 til 3 meter, og dypere enn dette vil bakken holde negative temperaturer hele året. Tykkelsen bestemmes hovedsakelig ut ifra sommertemperaturer, men vegetasjon, eksponering og drenering er forhold som også spiller inn på dette (Sulebak, 2007).

Energiutveksling mellom overflata av ei fonn og atmosfæren påvirker temperaturforholdene inne i selve fonna. Kulde fra overflaten som trenger ned gjennom fonna kan bidra til utvikling og opprettholdelse av permafrost i bakken under (Callanan, 2010).

Tilstedeværelse av permafrost tyder på at fonna er fryst fast i underlaget, noe som vil si at ei isfonna kan være en god indikator på lokal permafrost i et område (Nesje et al., 2012). Den fysiske bakgrunnen for dette er at isen i fonna kan ikke være over 0 °C på sommeren, men kan kjøles ned godt under dette på vinteren (Ødegård et al., 2017).

3.5.2 Klimaendringer i det periglasiale miljø

Globale klimaendringer vil være et av de største miljøproblemene i det 21. århundre. Dette vil også påvirke det periglasiale miljøet i stor grad. Permafrosten er ømfintlig for endringer i temperatur, og tining av permafrosten over hele verden er allerede godt i gang.

Permafrostområder er ofte dekt av myrmateriale, og tining her kan lede til positive feedback-prosesser siden dette frigir drivhusgassen metan, som er enda mer klimavarmede enn karbondioksid. En annen positiv feedback-prosess relateres til albedo. Et redusert snø- og isdekke grunnet smelting av breer og fonner vil føre til lavere albedo, noe som gjør at en større grad av solinnstrålinga vil absorberes i stedet for å reflekteres, og igjen forårsake økt oppheting i grunnen og luften. Det periglasiale miljøet vil altså være svært sårbart og forandringer her kan føre til ytterligere bidrag til et varmere klima.

3.6 Modeller

Modeller innenfor både geografi, og andre fagfelter, er konstruert for å bedre forstå prosesser, og er en konseptuell eller matematisk forenkling eller abstraksjon av virkeligheten (Inkpen & Wilson, 2013). En modell kan være et svært nyttig verktøy som kan operere med mange og kompliserte variabler og gi gode resultater. Dog er det viktig å huske på at en modell er en forenkling av en meget komplisert virkelighet, og en må derfor være forsiktig med å sette for stor lit til den. En konseptuell modell representerer noe, og er ikke i seg selv systemet som studeres. En god modell vil reflektere det systemet modellen representerer godt, og da kan en forvente at det reelle systemet reagerer på samme måte som modellen (Inkpen & Wilson, 2013). Representerer modellen naturlige prosesser godt, kan denne brukes til å evaluere prosessenes sensitivitet til for eksempel klimavariasjoner (Engelhardt, 2014).

For simulering av naturlige prosesser, finnes et stort utvalg av modeller som innehar ulik grad av kompleksitet. De aller fleste modeller kan klassifiseres som enten en fysisk modell eller empirisk modell. I den fysiske modellen er naturlige prosesser beskrevet med fysiske likninger, og i den empiriske er basert på empiriske forhold mellom inngangsvariabler og de ønskede utgangsvariablene. Mellom disse finner vi et bredt spekter konseptuelle modeller, som for eksempel kan ta i bruk fysiske lover og samtidig fortsatt være basert på empiri (Engelhardt, 2014).

Modeller kan bidra til ferdigstilling av målinger, ved å beregne og fylle inn manglende verdier og til å forlenge dataserier i både tid og rom. Konseptuelle modeller vil hovedsakelig være basert på empiri, men krever en grunnleggende forståelse av systemet som studeres. Slike modeller kan innlemme en forenkling av fysiske lover eller bruke fysisk mente parametere, men det er vanskelig å overføre konseptuelle modeller til andre modell-domener grunnet problemer med kalibrering. Simulering av ulike klimascenarier vil også være utfordrende ved empiriske modeller da de kan føre til prediksjoner som kan være misledende eller inneha store feil. Dette grunnet kalibrering av parametere basert på lokale karakteristikk og forhold som er spesifikt for et sted, men ugyldig i andre settinger. Hvilken modell man velger i å benytte i en studie eller prosjekt vil derfor avhenge kraftig av hvor tilgjengelig inngangsdata er, lokale forhold og hva hensikten til studiet er (Engelhardt, 2014).

Forholdet mellom klima og massebalanse av breer har blitt beskrevet gjennom ulike fysiske og empiriske modeller som har blitt innhentet/utviklet enten fra en bre eller på en bre. Fysiske modeller vil gi oss direkte beregninger av komponenter for energibalanse, men disse er ofte upraktiske ettersom de mangler værdata-observasjoner og overflatekarakteristikk på breen. Empiriske modeller beskriver statistiske forhold mellom smelting og vær-parametere. De er ofte basert på temperatur alene som enkelt kan bli observert og har blitt målt over flere tiår (Guðmundsson, Björnsson, Pálsson & Haraldsson, 2009).

4 Metode

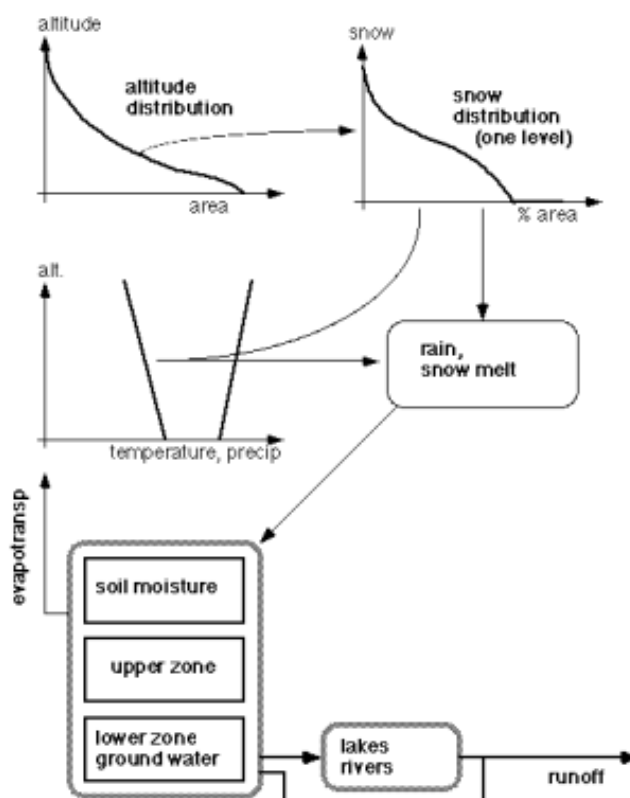
4.1 HBV-modellen

Hydrologiska Byråns Vattenbalanssektions (HBV)-modellen er en hydrologisk modell som bruker variabler som nedbør, lufttemperatur og potensiell evapotranspirasjon til å regne ut akkumulasjon av snø, smelting, evapotranspirasjon, vann lagret i jordsmonn, grunnvann og avrenning (NVE, 2015; Bruland & Killingtveit, 2002). Strukturen er en matematisk forenkling av naturens hydrologiske elementer og prosesser. Modellen har tre hovedkomponenter; snø, markvannssone og avrenningssone (NVE, 2015). I denne oppgaven vil snøkomponenten være mest relevant, og derfor lagt vekt på.

4.1.1 Submodell - snø

Snømodellen har en tidsopløsning på et døgn og bruker nedbørs- og temperaturdata som inngangsvariabler for å simulere snøens vannekvivalent (SWE). Smelting og gjenfrysing av snø baseres på observert lufttemperatur (Engeset, 2000).

Nedbørs- og temperaturdata bidrar til et regnskap for snøakkumulasjon og -smelting, ofte i flere høydenivå i et gitt felt slik at modellen kan beregne arealfordeling av snø i hvert nivå. Innen hver høydesone holdes det regnskap av snømagasin og -fordeling, areal som er dekt av snø, snøens modningsgrad og avsmelting. Ut fra middeltemperatur per døgn eller minimum- og maksimum temperatur blir en graddagsformel beregnet. 8-10 % av smeltevann tilsvarende snømagasinet tilbakeholdes under smelting før avrenning begynner (NVE, 2015).

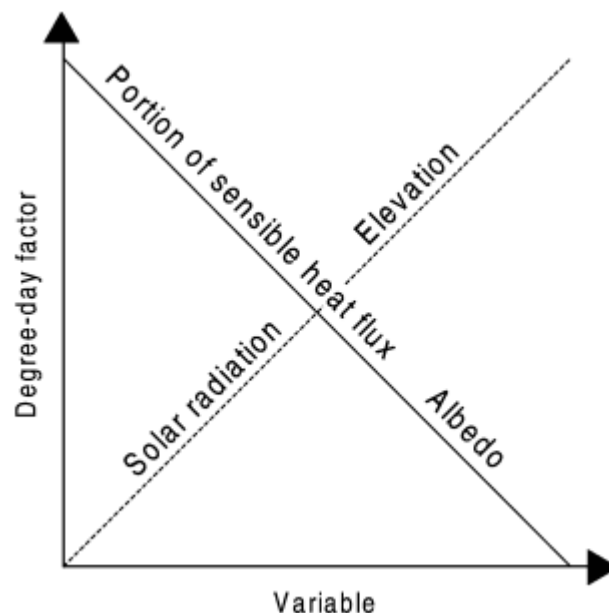


Figur 4.1: HBV-modellens generelle struktur (Sælthun, 1996).

Siden det komplekse samspillet mellom nedbør og smelting bestemmer massebalansen til fonner og breer, kreves modellering kjennskap til mange variabler som stråling, albedo, vind, temperatur, eksponering, fuktighet, nedbør osv. Ved å studere energibalansen til en fonn eller bre, kan en få informasjon om hvilke prosesser som er sentrale innenfor smeltingen. Problemene i modellering her, ligger hovedsakelig i at det kreves et stort antall variabler og disse er vanskelige å få tak i (Laumann, 1992). Variabler brukt i modellberegningen i denne oppgaven er forklart i Tabell 4.1.

4.2 Graddagsmodell

En graddagsmodell antar at det finnes en sammenheng mellom lufttemperatur og smelting, og tar ikke hensyn til selve fysikken i smelteprosessen. Bruksområdene til graddagsmodeller kan være flere, og de har blitt brukt til å beregne massebalanse, snøsmelting, avrenning og for å forutsi flom med mer. Fordelen ved å bruke graddagsmodeller framfor mer avanserte modeller, er at de krever lite og ofte lett tilgjengelig inndata, gir greie muligheter for interpolering, samt at en ikke behøver store ressurser for å benytte de. Modellene har også vist seg å gi tilfredsstillende resultater til tross for at utformingen er relativt enkel (Hock, 2003).



Figur 4.2: Forholdet mellom graddagsfaktorer og variabler. Dersom solinnstråling og høydemeter øker, vil også graddagsfaktoren øke. Den vil synke etter hvert som andel av sensibel varme flux og albedo øker (Hock, 2003).

4.3 Enkel graddagsmodell – modellering i Excel

Inngangsvariablene i den enkle graddagsmodellen er temperatur og temperatur hentet fra SeNorge-datasett for hver av fonnene, Kringsollfonna og Storbreen. Dette er middelverdier for hver dag beregnet gjennom interpolasjon på bakgrunn av data fra de nærmeste klimastasjonene i nærheten av fonnene. Dette gir en tilnærming ved beregning av akkumulasjon av snø, spesielt når middeltemperaturen ligger nært frysepunktet. Da vil all nedbøren enten beregnes som snø eller regn (Laumann, 1992).

4.3.1 SeNorge-datasett

I denne oppgaven er temperatur- og nedbørsdata hentet fra SeNorge.no. Dette er et samarbeid mellom NVE, Statens kartverk og Meteorologisk institutt, og er en åpen internettportal som blant annet deler informasjon, data og kart om snø, vann, vær og klima i Norge. Dette blir daglig oppdatert, i tillegg til at det finnes observasjons- og interpolert temperatur- og nedbørsdata fra så langt tilbake som 1957 og til dags dato, samt noen dager fremover i tid ettersom værvarsling ligger inne. Den romlige oppløsningen ligger på 1 x 1 km² (SeNorge, udatert).

4.3.2 Parametere og variabler brukt i modellberegning

Verdiene for nedbør og temperatur virker inn på flere parametere i modellen. Disse er presentert i Tabell 4.1. Dersom temperaturen ligger under terskelverdien for snø og regn (T_x), blir nedbøren akkumulert som snø. Ligger temperaturen over terskelverdien for snøsmelting (T_s), smelter snøen. Intensiteten på denne smeltingen er proporsjonal med forskjellen i temperatur mellom beregnet temperatur og terskelverdien for smelt (T_s), altså antall grader over T_s . Graddagsfaktoren (C_x) er den faktoren som bestemmer proporsjonaliteten og sier noe om strålinga, som avhenger av potensiell kortbølgestråling. Denne er på null i slutten av desember og øker fram til slutten av juni hvor den er på 1, hvor den avtar igjen.

På samme måte som for snøsmeltingsterskelen, er det antall grader under T_s som bestemmer intensiteten til gjenfrysing. Fritt vann i snøpakka fryser hvis temperaturen er lavere enn T_s . (Andreassen & Udnæs, 2001; Engeset, 2000).

Tabell 4.1: Forklaring av parametere brukt i modellberegning (basert på tabell fra Engeset, 2000).

Cxmin	1,00	Smelte-index minimum
Cxmax	4,30	Smelte-index maksimum
Pk	1,00	Dimensjonsløs nedbørskorreksjonsfaktor for regn.
Sk	1,00	Dimensjonsløs snøkorreksjonsfaktor.
Tx	0,60	Terskeltemperatur for snø/is (°C)
Ts	0,00	Terskeltemperatur for snøsmelting/gjenfrysning (°C)
CFR	0,010	Gjenfrysningfaktor (dimensjonsløs konstant <1). Angir hastighet for gjenfrysing av vann per dag (mm/°C).
CV	0,08	Maksimal relativ andel fritt vann i snøpakka
Ttorr-grad	0,80	Temperaturgradient for dager uten nedbør (°C/100m).
Tfukt-grad	0,70	Temperaturgradient for dager med nedbør (°C/100m).
Hdiff (100m)	0	Høydeforskjell mellom værstasjon og studieområde
Tt-corr	0,00	Temperatur tilpasset studieområde for dager uten nedbør
Tf-corr	0,00	Temperatur tilpasset studieområde for dager med nedbør
Cx	Relativ variasjon	Beregnet graddagsfaktor (mm/°C).

4.4 Modelleringsprosess

4.4.1 Steg 1

Verdiene for parameterne (i Tabell 4.1) ligger ferdig kalibrert inne i modellen. Som nevnt tidligere varierer graddagsfaktorene (Cx) relativt etter tid på året. Denne graddagsfaktoren lå ikke inne for skuddår, derfor ble gjennomsnittsverdien for 28.februar- og 1.mars-verdien beregnet og lagt inn manuelt.

Nedbørsdata og temperaturdata ble lastet ned fra senorge.no i xml-format for hver av fonnene og integrert inn i graddagsmodellen i Microsoft Excel.

Date	CX	Prec	Temp	Tcorr	NewSnow	Rain	PotMelt	PotFreeze	SWEdry	LiquidWater	Sim SWE	Obs SWE
01.01.1957	1,0	0,0	-12,9	-12,9	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00
02.01.1957	1,0	0,0	-21,3	-21,3	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
03.01.1957	1,0	0,0	-23,8	-23,8	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00
04.01.1957	1,0	0,0	-19,9	-19,9	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00
05.01.1957	1,1	0,0	-8,6	-8,6	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
06.01.1957	1,1	0,5	-4,4	-4,4	0,50	0,00	0,00	0,05	0,50	0,00	0,50	0,50

Figur 4.3: Et lite utdrag av hvordan graddagsmodellen ser ut i Excel.

Enkelte nedbør- og temperaturverdier fra SeNorge-data hadde en verdi på 65535,0. Dette tyder på en feil i datamaterialet og kan bety at det ikke finnes noe data for akkurat den cellen på det tidspunktet. Disse verdiene blir erstattet med en gjennomsnittsverdi mellom de to nærmeste cellene/verdiene. Dette gir ikke absolutt nøyaktige verdier for de gjeldende variablene, men et godt nok estimat for sitt formål.

For hver akkumulasjonssesong, finner vi maks-verdien til SWE. Dette sier noe om mengden akkumulert snø som kommer fra nedbør og frysing. Potensiell smelteverdi blir summert manuelt, ettersom disse verdiene ikke tar hensyn til gårdsdagsverdien. Dette i motsetning til SWE-verdiene som allerede er summert sammen med gårdsdagsverdi, og dermed har en relativ variasjon. For hver av fonnene, blir summert potensiell smelteverdi og maks SWE for hvert massebalanseår fra 1957/58 og fram til 2016/17 hentet og samlet i en tabell (Vedlegg 1 og Vedlegg 2).

4.4.2 Steg 2

For å se hvor raskt en fonn forsvinner, tas det utgangspunkt i at hver fonn er 20 meter tykk, altså tykkere enn de er i dag, men ikke dramatisk (målinger fra Storbreen tyder på en tykkelse på rundt 15 m (Slåke, 2015)). Deretter blir graddagsmodellen brukt for å beregne akkumulert snø for hvert år, sammen med modellert potensiell smelting for å se når denne fonnen forsvinner. På denne måten kan en se hvor raskt modelleringen forteller at fonna smelter, uten tilførsel fra ekstra snø. Dette blir gjort for begge fonnene. Regnestykket blir først slik:

$$20\ 000\ mm + \max\ SWE\ (gjeldende\ \text{år}) - \text{sum av potensiell smelting (gjeldende år)}$$

Hvert år vil deretter basere seg på fonn-tykkelsen fra foregående år.

Start-året for modelleringa blir satt til 1957, av den enkle grunn at det er ved dette året temperatur -og nedbørsdaserien starter.

4.4.3 Steg 3

For å holde ei fonn konstant (netto massebalanse = 0), trenger det å tilføres like my snø som det smelter. Dersom en beregner en gjennomsnittlig vindfaktor som holder fonna konstant (her: 20 meter tykk), vil en da få en maksverdi for vindfaktoren ettersom fonna faktisk har minket. For å finne denne vindfaktoren, beregnes forholdet mellom smelting og modellert snøakkumulasjon. Om forholdet er X, må modellert SWE multipliseres med X for å holde fonna konstant.

Denne faktoren blir beregnet for hvert år (Vedlegg 3). Av alle de beregnede vindfaktorene tas det et gjennomsnitt, for å finne en middsverdi av disse. Den gjennomsnittlige vindfaktoren brukes i neste del, ved modellering framover i tid.

4.4.4 Steg 4

I siste del av prosessen, blir målet å sette sammen fremtidige temperatur- og nedbørsendringer med modellering av smelting og maks SWE som i Steg 1, og kjøre modellen på samme måte som i Steg 2 for å se når fonna forsvinner. Forskjellen her, er at vindakkumulert snø blir lagt til. Her blir maks SWE for gjeldende år og vindfaktoren for fonna beregnet i Steg 3 multiplisert for å gi et estimat som kan brukes i modelleringa.

For å velge et år med et gjennomsnittlig klima å gå ut ifra for i modelleringa, blir middsverdien for hvert år (1957 – 2016) beregnet (Vedlegg 4). Det ble tatt gjennomsnittet av disse igjen for å finne middsverdien for normalperioden 1957 – 2016. Resultatet er presentert i Tabell 4.2. Det vanligste er å benytte nedbørsum i løpet av et år, men her ble middsverdien per døgn brukt som gjennomsnittsverdi for året.

Tabell 4.2: Beregnede middsverdier for temperatur og nedbør for Storbreen og Kringsollfonna normalperioden 1957 - 2016.

	<i>Storbreen</i>		<i>Kringsollfonna</i>	
	<i>Temperatur (°C)</i>	<i>Nedbør (mm)</i>	<i>Temperatur (°C)</i>	<i>Nedbør (mm)</i>
<i>Middsverdi</i>	-3,9	1,5	-2,7	1,6

Går en ut fra middelverdiene, er 1969 mest gjennomsnittlig år for Storbreen med $-3,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $1,7\text{ mm}$ nedbør. For Kringsollfonna er 1971 mest likt gjennomsnittet med $-2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $1,4\text{ mm}$ nedbør. Disse årene blir derfor valgt som utgangspunkt for modellering fremover i tid.

Siden Kringsollfonna hadde et relativt gjennomsnittlig klima i 1971 (ut ifra normalverdier), ble modelleringa startet da. Igjen, tas det utgangspunkt i ei 20 m tykk fonn.

For videre modellering, ble temperaturen økt med $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ og nedbøren økt med $+10\%$ for hele dataserien fra disse årstallene og fremover. Dette ble gjort ved å legge til verdien 2 i hele dataserien for temperatur og multiplisere nedbørsserien med 1,10.

Disse verdiene ble valgt ut ifra projeksjoner presentert av Miljødirektoratet (Hanssen-Bauer et al., 2015) for en relativt sannsynlig endring i klima 50 år fram i tid.

Ved å kjøre modellen bakover i tid, med utgangspunkt i gjennomsnittsåret 1971, kan dette brukes for å gi et estimat på hva som kan skje i fremtiden, dersom temperatur og nedbør økes slik som klimaframskrivinger tilsier.

4.5 Metodebegrensninger

Det ligger noen begrensninger når det gjelder graddagsfaktorer. De avhenger av det relative bidraget i varmebudsjettet av energibalanse-komponenter som albedo, osv. Dette kan variere med vær og hvordan overflaten er, og dermed vil dette bety at disse faktorene kan ha forskjeller i tid og rom som kan være av betydning. For gjennomsnittlige forhold, vil den klassiske graddagsmetoden ofte være passende, dersom den er romlig definert til nedbørsfeltets størrelse og begrenset i tid til perioder som går ut over et par dager (Hock, 2003). Formålet til denne oppgaven, anses modellen til å gi gode nok estimater.

En annen av begrensningene til denne modellen, er at potensiell smelting ikke tar hensyn til forskjell i albedo mellom ny snø, og gammel is. Gammel snø/is vil ofte være mørkere og ha et større dekke av sedimenter og absorbere mer varme enn hvit ny-akkumulert snø som reflekterer mer stråling og som dermed også krever mer energi for å smelte.

Nedbørs- og temperaturdata fra SeNorge er interpolert med hensyn til at det ikke er noen nærliggende værstasjon til noen av fonnene. Det er muligheter for at lokale forhold kan spille inn på disse dataene, men siden slik data ikke er tilgjengelig her, antas dataene å være gode nok.

Enkelte år hadde en mindre akkumulasjonsperiode (simulert SWE) på noen dager eller uker etter hoved-akkumulasjonsperioden. Ved beregning av den potensielle smeltingen, kan dette ha ført til en estimert smelting som er høyere enn nødvendig, da denne pålagringen ikke ble tatt med i beregningene.

5 Resultater

For modellering av forventet snøakkumulasjon og ablasjon for Kringsollfonna og Storbreen, ble snørutinen til HBV-modellen benyttet. Inngangsdata, temperatur og nedbør (døgnverdier), ble hentet fra senorge.no. Maksimum SWE (akkumulasjon) ble beregnet for hvert massebalanseår fra 1968 og fram til 2017, samt potensiell smelting (ablasjon). Ut ifra denne modelleringa, ble det beregnet når fonnene forsvinner uten ytterligere akkumulasjon enn det som er beregnet fra graddagsmodellen. Vindfaktorer ble beregnet for å estimere denne akkumulasjonen, og lagt inn i modell med økt temperatur og nedbørsmengde for å se hvor lang tid det tar før fonna smelter helt bort.

5.1 Modellert SWE og potensiell smelting

Modellert maksimum snøvann-ekvivalent for Storbreen og Kringsollfonna finner vi ofte mellom midten av april til begynnelsen av juni, noe gjør at vi kan anta at fonnene er på sitt største denne perioden.

Resultater fra modelleringen av potensiell smelting og SWE for fonnene er presenter i tabeller i Vedlegg 1 og Vedlegg 2.

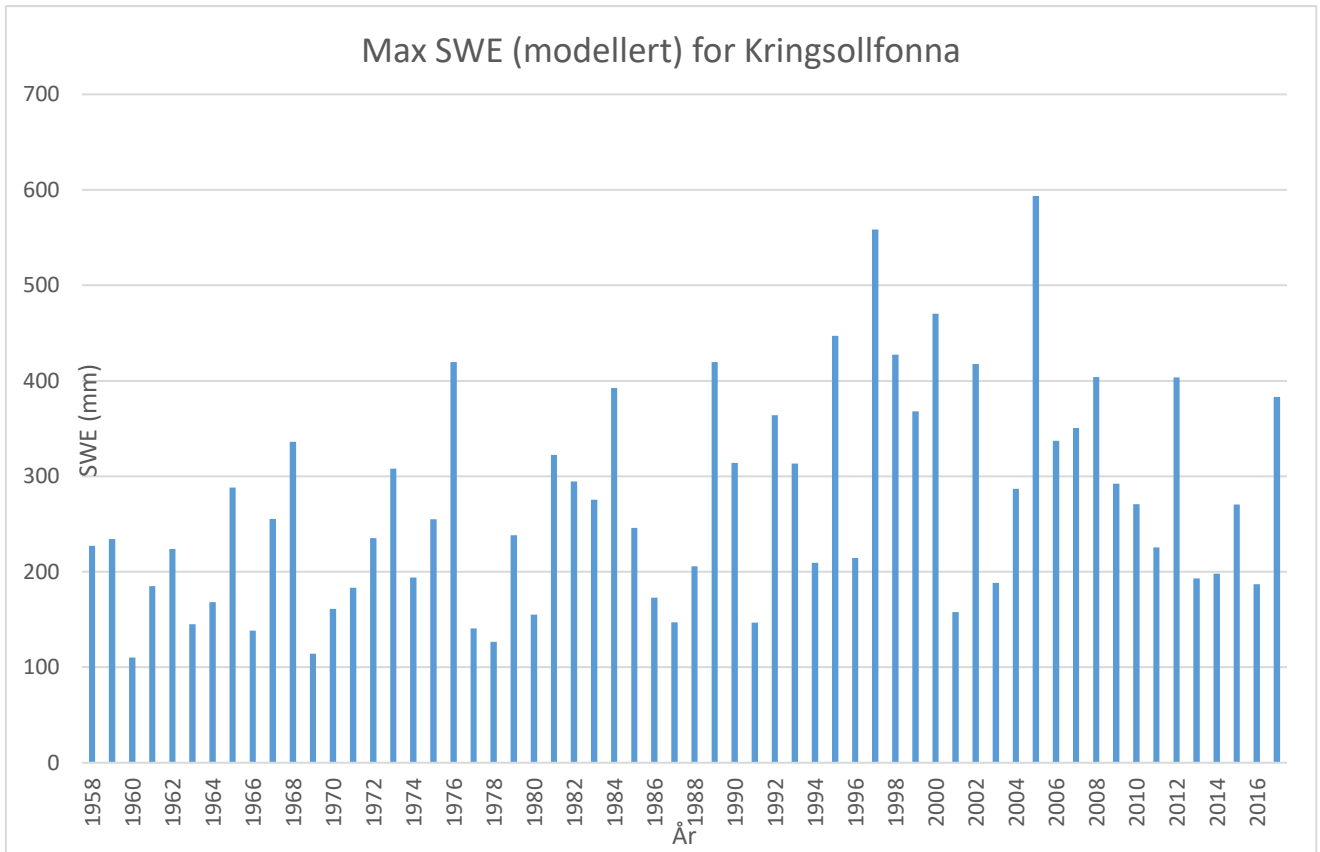
Ved å sammenligne verdiene for modellert maks SWE og summen på potensiell smelting for hvert massebalanseår, ser en at det er stor forskjell. Gjennomsnittlig maksimal SWE hvis en inkluderer begge fonnene er 277 mm og gjennomsnittlig potensiell smelting er 2363 mm. Dette vil si at store mengder snø må bli tilført på ved hjelp av vindtransport, mellom 1,5 til 2,5 meter med snø for hvert massebalanseår.

5.1.1 Kringsollfonna

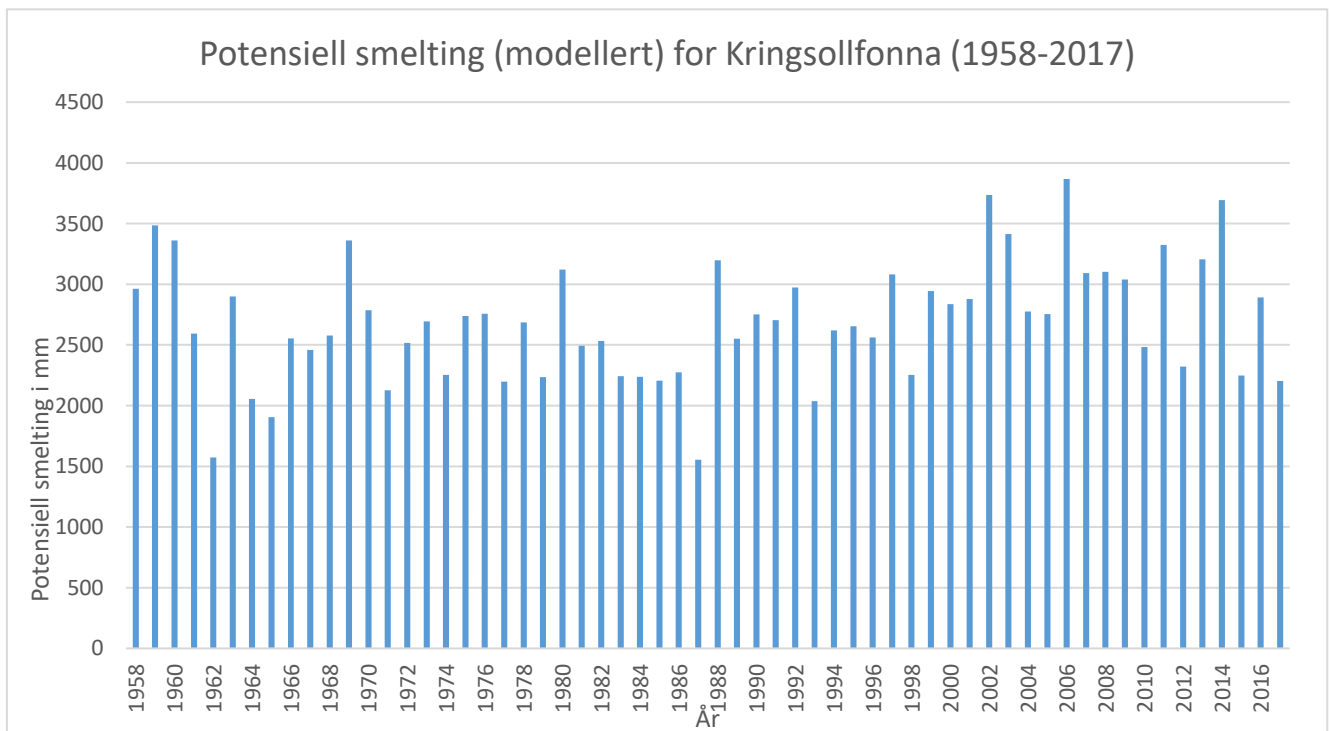
Diagrammet i Figur 5.1 viser svingninger i modellert maks SWE for Kringsollfonna for hvert år fra 1958 og fram til 2017. Maksimumsverdien på Kringsollfonna finner vi i 2005 med en verdi på 593,5 mm SWE. Denne verdien var lavest i 1960, på 110,2 mm SWE.

Gjennomsnittsverdien ligger på 271,9 mm.

Når det gjelder modellert verdi potensiell smelting (se Figur 5.2), er denne størst i 3867,8 mm smelt i 2006. Den laveste smelteverdien finner vi 1987, da på 1553,6 mm.



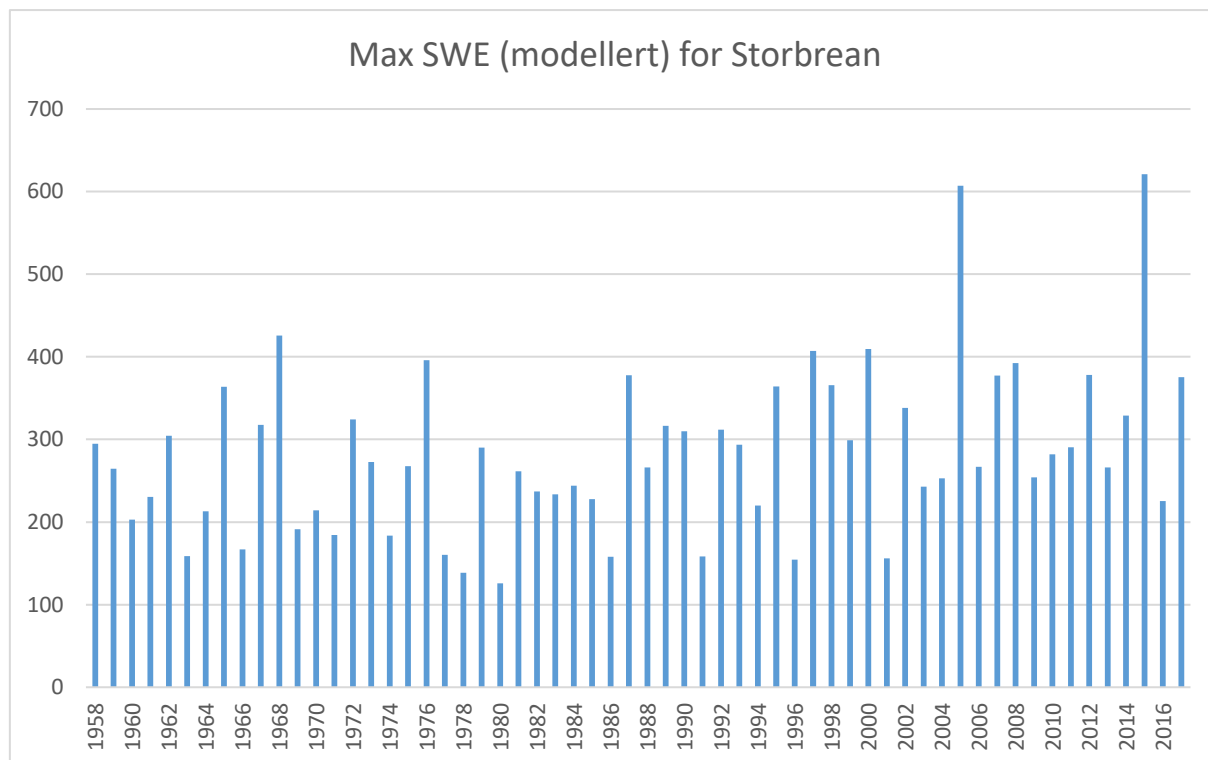
Figur 5.1: Modellert maks SWE for Kringsollfonna 1958 – 2017 av enkel graddagsmodell.



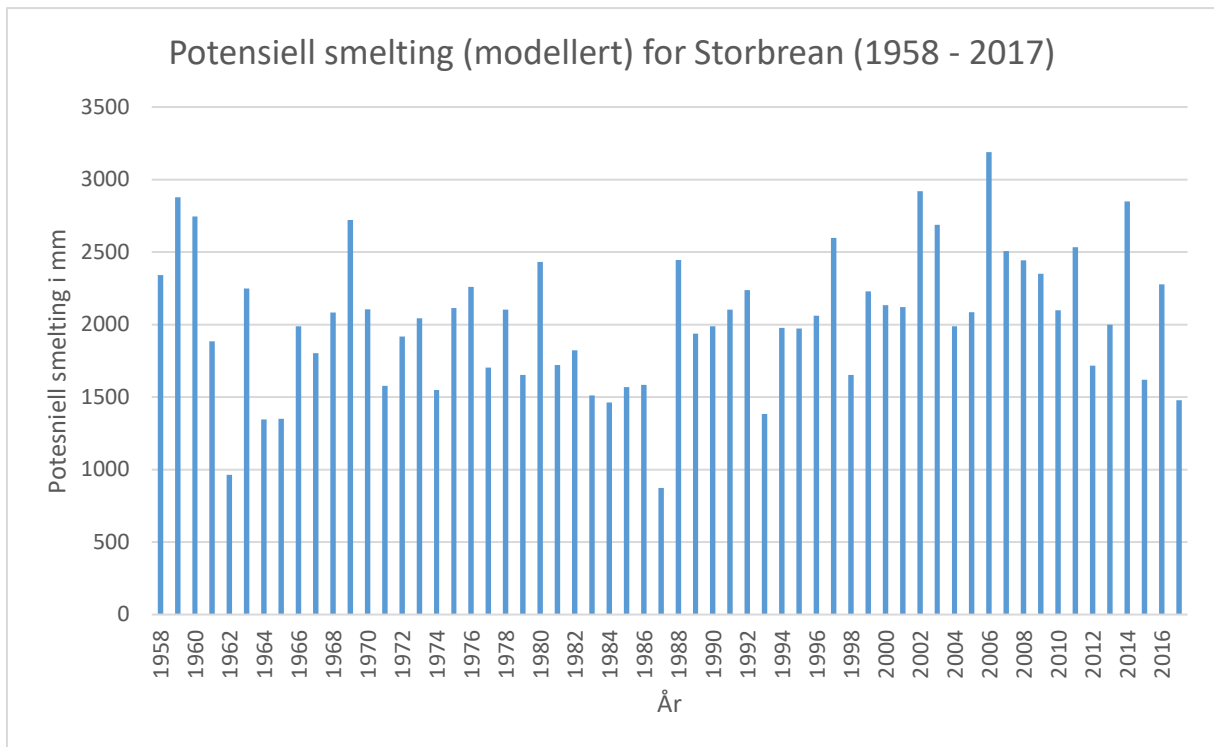
Figur 5.2: Sommert potensiell smelteverdi i mm for Kringsollfonna 1958 – 2017 av enkel graddagsmodell.

5.1.2 Storbreen

Diagrammet i Figur 5.3 viser svingninger i modellert maks SWE for Storbreen for hvert år fra 1958 og fram til 2017. Modellert maks SWE på Storbreen finner vi i 2015 med en verdi på 621 mm. Lavest i 1980 på 126 mm. Modellert smelting er høyest i 2006 på 3189 mm og lavest i 1987 på 873 mm. (se Figur 5.4).



Figur 5.3: Modellert maks SWE for Storbreen 1958 – 2017 av enkel graddagsmodell.



Figur 5.4: Sommert potensiell smelteverdi i mm for Storbreen 1958 – 2017 av enkel graddagsmodell

Ved å sammenligne verdiene for modellert maks SWE og summen på potensiell smelting for hvert massebalanseår, ser en at det er stor forskjell. Gjennomsnittlig maksimal SWE hvis en inkluderer begge fonnene er 277 mm og gjennomsnittlig potensiell smelting er 2363 mm. Dette vil si at store mengder snø må bli tilført på ved hjelp av vindtransport, mellom 1,5 til 2,5 meter med snø for hvert massebalanseår.

5.2 Ytterligere tilførsel av snø

Ved å anta enn fonn-tykkelse på 20 meter for hver av fonnene, ble det lagt på modellert akkumulasjon (maks SWE) sammen med potensiell smelting, for å se hvor raskt fonnene forsvinner dersom det ikke kommer noe mer pålagring. 1958 ble valgt som startdato for modellberegninga ettersom det er da SeNorge-dataserien starter. Dette regnestykket ble brukt for førstkommende år i serien:

$$20\,000\text{ mm} + \text{max SWE} - \text{sum av potensiell smelting}$$

For hvert påfølgende år ble fjorårsverdien bruk før subtrahering av potensiell smelteverdi. Resultatene er presentert i Tabell 5.1, Tabell 5.2 og Figur 5.5 på neste side.

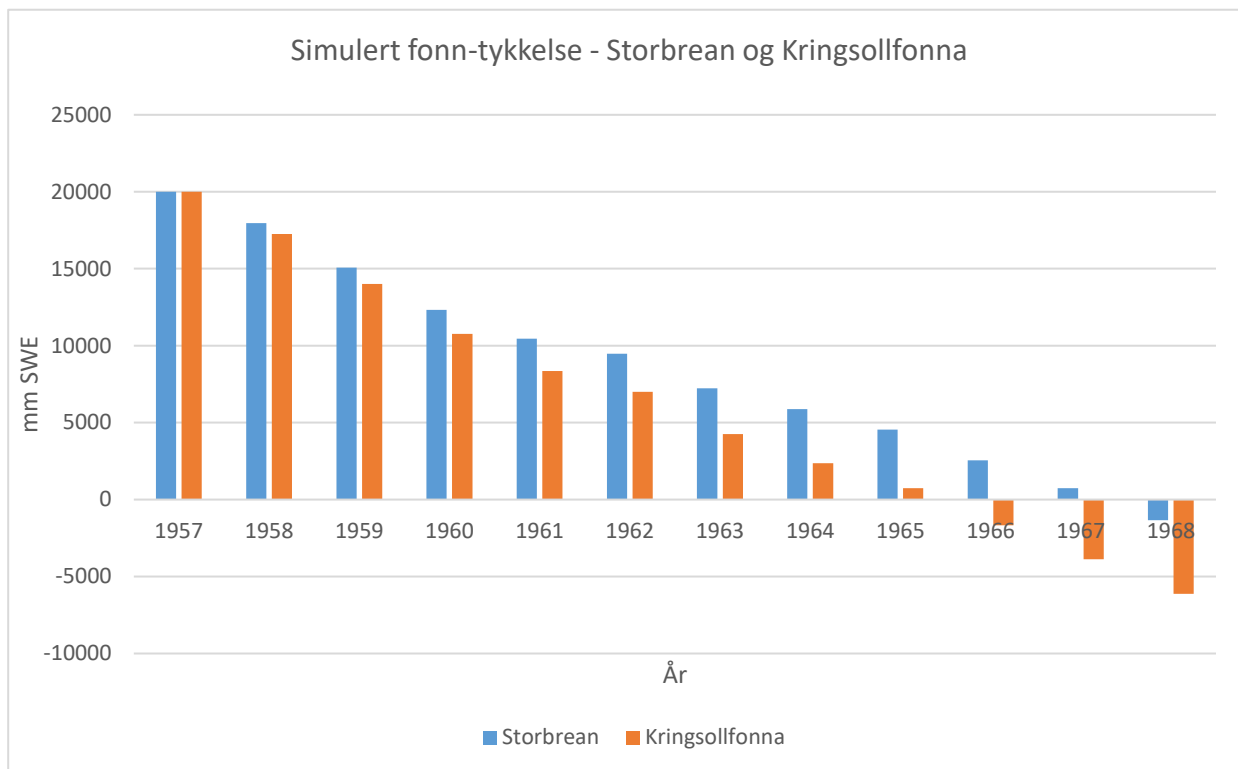
Tabell 5.1: Oversikt over fonn-tykkelse beregnet ut i fra maks SWE og potensiell smelting for Kringsollfonna.

År	Sum av potensiell smelting (mm)	Max SWE (mm)	Fonn-tykkelse (startverdi = 20000 mm)
1958	2963,59	227,31	17263,72
1959	3484,25	234,36	14013,83
1960	3361,57	110,2	10762,46
1961	2592,43	184,96	8354,99
1962	1572,65	223,85	7006,19
1963	2899,73	144,95	4251,41
1964	2056,74	168,04	2362,71
1965	1903,96	288,11	746,86
1966	2554,38	138,34	-1669,18

Tabell 5.2: Oversikt over fonn-tykkelse beregnet ut i fra maks SWE og potensiell smelting for Storbrean.

År	Sum av potensiell smelting (mm)	Max SWE (mm)	Fonn-tykkelse (startverdi = 20000 mm)
1958	2341,31	294,64	17953,33
1959	2878,56	264,55	15074,77
1960	2744,92	202,81	12329,85
1961	1884,96	230,51	10444,89
1962	964,13	304,4	9480,76
1963	2248,75	158,55	7232,01
1964	1345,98	212,84	5886,03
1965	1349,55	363,77	4536,48
1966	1988,49	166,91	2547,99
1967	1802,68	317,46	745,31
1968	2082,88	425,74	-1337,57

For Kringsollfonna havnet modellert fonntykkelse på minussiden i 1966, altså etter 9 år. Storbrean havnet på minussiden i 1968, etter 11 år uten ekstra snøtilførsel.



Figur 5.5: Simuleringer som viser når fonna forsvinner basert på smelting og SWE modellert med enkel graddagsmodell. Vindakkumulasjon er neglisjert.

5.3 Vindfaktor

Ved å se på maksimum SWE for hver sesong og sammenligne dette med potensiell smelting, (potensiell smelting minus max SWE), vil en få et estimat på hvor mye snø en må få tilført for at fonna skal holde seg stabil. Gjennomsnittsverdien for Kringsollfonna ble estimert til 2,4 meter (2419 mm) og 1,7 meter for Storbrean (1749 mm).

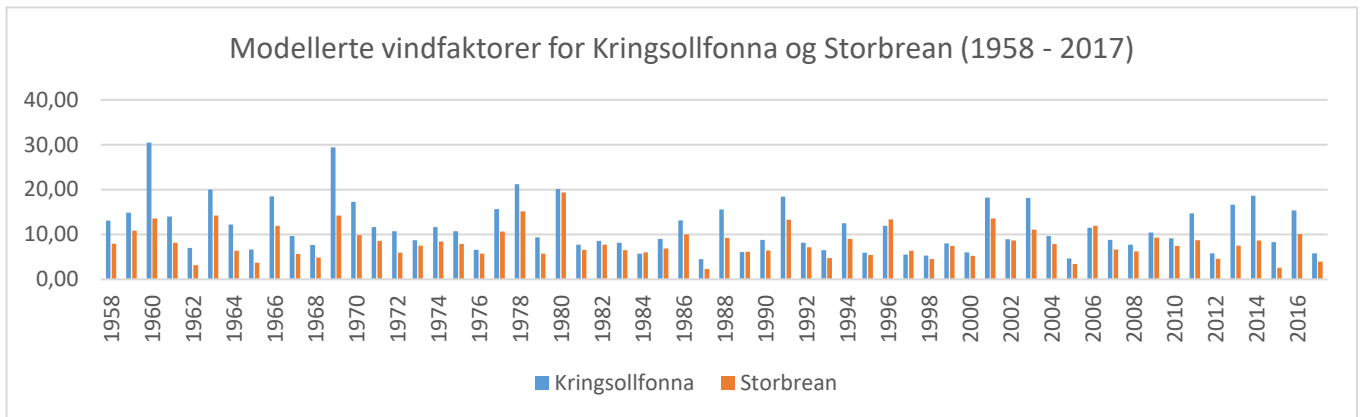
En vindfaktor ble beregnet for å se forholdet mellom smelting og snøakkumulasjon. Denne ble beregnet ved å dividere summert potensiell smelteverdi med maks SWE:

$$VF = (\text{sum av potensiell smelteverdi}) / \text{max SWE}$$

Verdien på de beregnede vindfaktorene har stor variasjon fra år til år. Vindfaktorene fra Kringsollfonna strekker seg fra 4,5 som laveste verdi og til 30,5. Gjennomsnittlig vindfaktor

her blir 11,6. For Storbrean ligger vindfaktor-verdiene mellom 2,3 og 19,3, med 8,1 som gjennomsnitt.

Alle verdiene er presentert i en tabell Vedlegg 3, og visualisert i figuren diagrammet under.

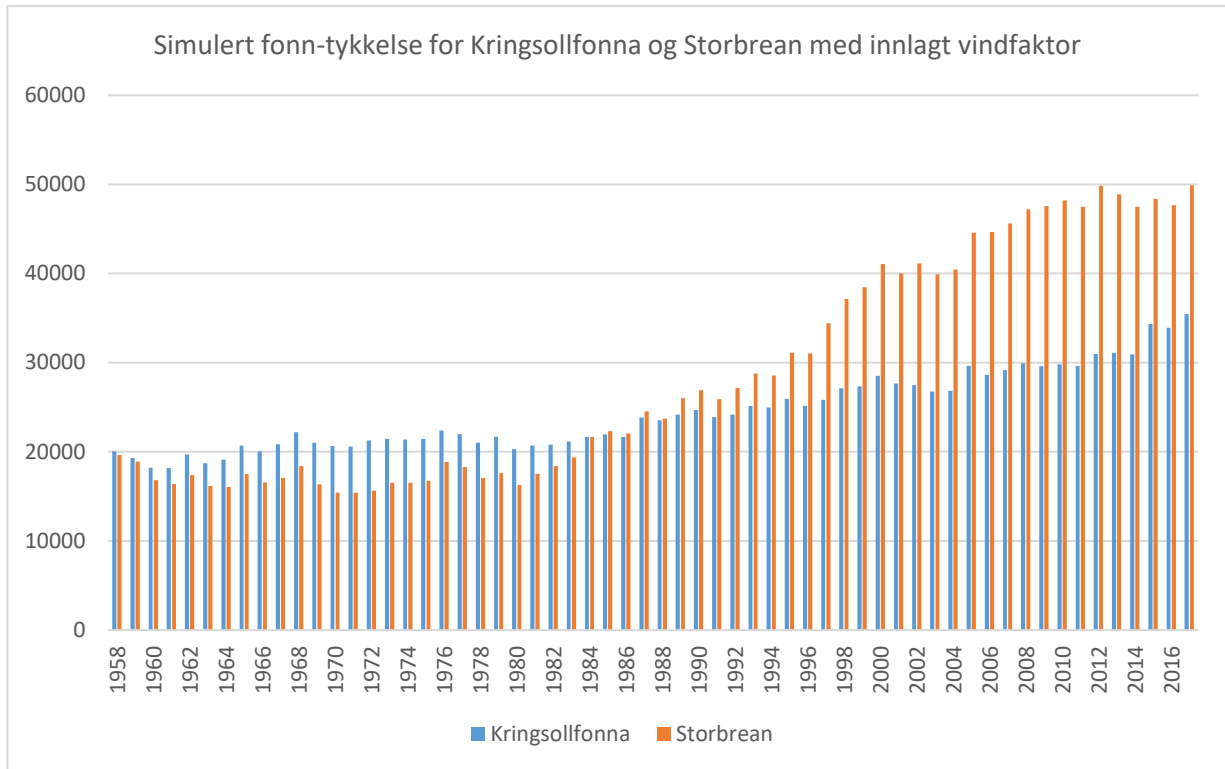


Figur 5.6: Fordelingen av beregnede vindfaktorer for begge fonnene for hvert år.

Går en ut ifra gjennomsnittsverdiene, vil disse si at for å holde tykkelsen på fonnene konstant, trengs det å tilføres henholdsvis 11,6 og 8,1 ganger så mye snø ekstra enn det som kommer direkte i from av snø eller frysing. Som nevnt tidligere, varierer vindfaktoren årlig, middelverdiene kan gi en viss pekepinn på hvor mye vindavsatt snø som behøves for opprettholdelse av fonnene og brukes i videre modellering over tid.

Proessen for å se utviklingen av fonn-tykkelse over tid ble gjentatt for fonnene, men denne gangen ble den gjennomsnittlige vindfaktoren lagt inn. Dette gjorde at resultatene ble helt annerledes. I stedet for en helt klar nedgang i tykkelse, er det større variasjoner årlig. Den gjennomgående trenden er en økning i tykkelse for begge fonnene dersom en vindfaktor legges inn, spesielt for Kringsollfonna. Storbrean fikk en mindre dramatisk økning, med en jevnere kurve (se Figur 5.7).

Resultatene blir diskutert grundigere in neste kapittel.



Figur 5.7: Simuleringer av Kringsollfonnas og Storbreans tykkelse basert på graddagsmodell, med utgangspunkt i smelting og SWE per år fra 1957-2017. Vindfaktorer her er henholdsvis 11,6 og 8,1.

5.4 Temperatur- og nedbørsøkning

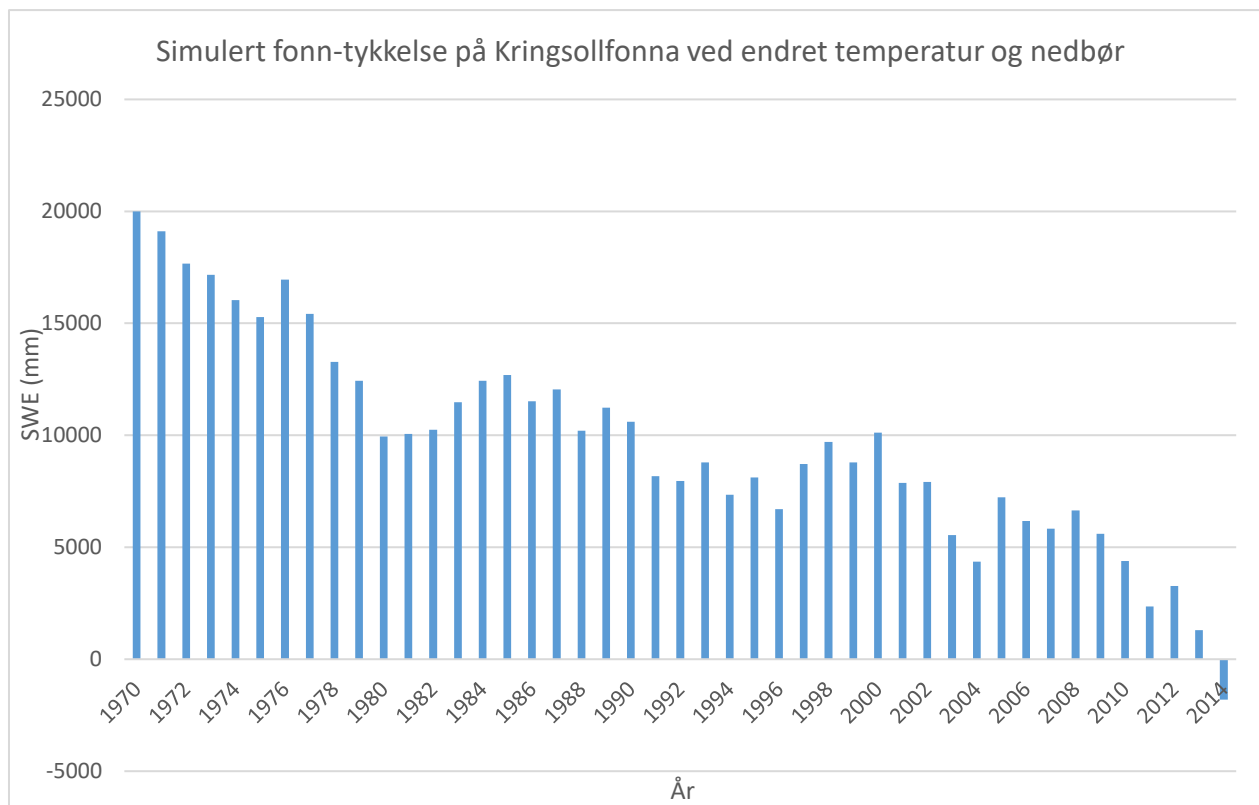
Med 1971 som utgangspunkt for modelleringen, grunnet tilnærmede gjennomsnittsførhold med tanke på nedbør og klima, ble temperaturen for hele dataserien økt med 2 °C og temperaturen med + 10 %.

Dette regnestykket ble brukt for førstkommande år i serien:

$$20\,000\text{ mm} + (\max\text{ SWE} * VF) - \text{sum av potensiell smelting}$$

For hvert påfølgende år ble fjorårsverdien brukt der det i regnestykket over står 20 000 mm.

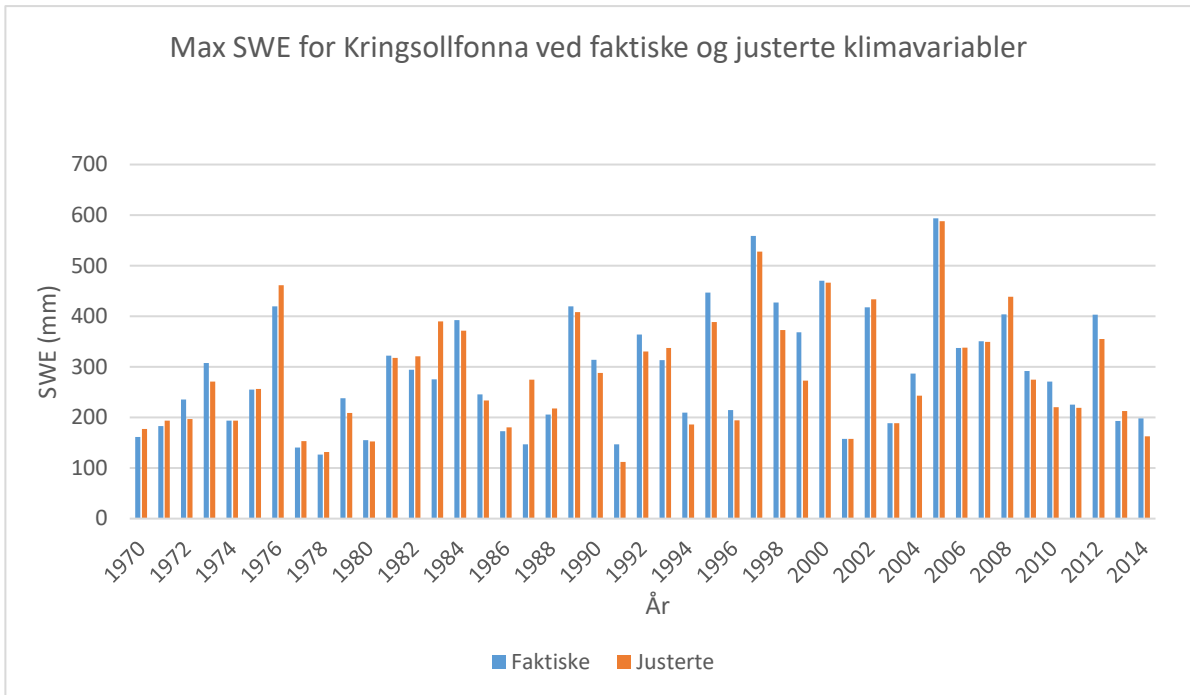
Modelleringsresultater for Kringsollfonna ligger i Vedlegg 6, og er presentert i diagrammet i Figur 5.8.



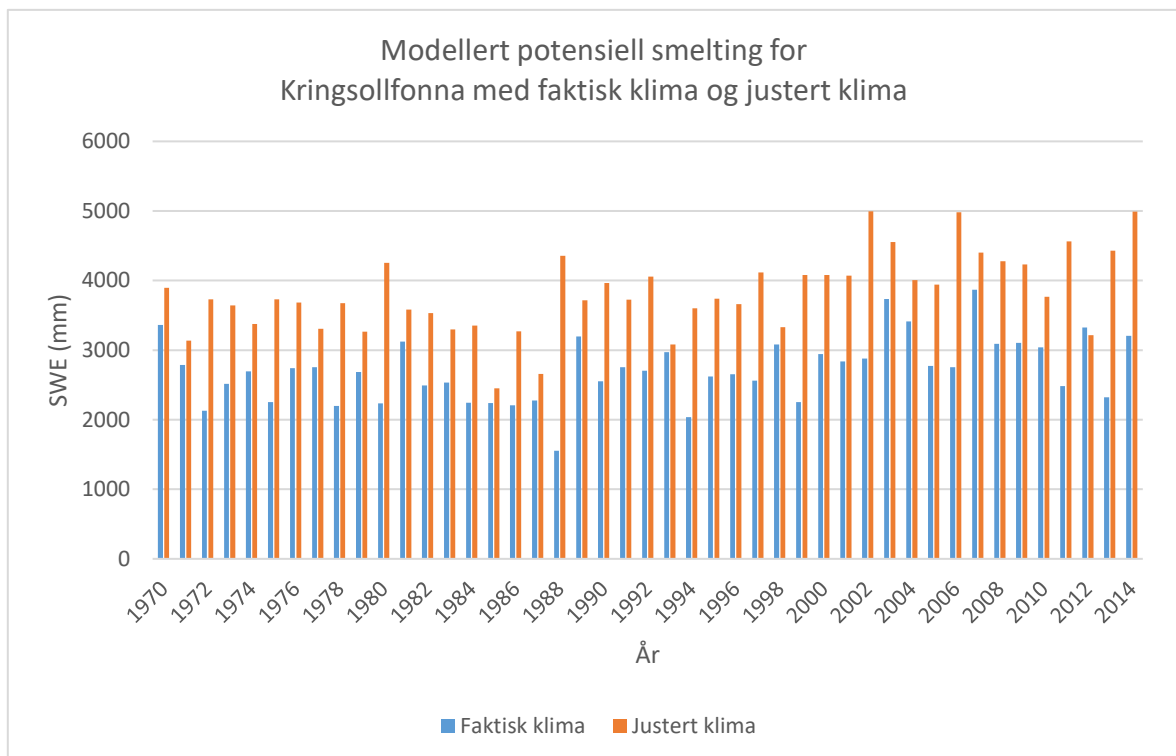
Figur 5.8: Modellerte verdier for Kringsollfonna med +2grader C i temperaturendring og +10% endring i nedbør, med innlagt simulert vindakkumulert snø basert på data fra 1971 og utover.. Sammenlagt SWE viser når fonna forsvinner ut ifra disse parameterne.

I følge denne simuleringen basert på tidligere nevnte inngangsdata og parametere, tar det 44 år før Kringsollfonna er helt borte. Enkelte år opplever mer SWE en året før, men det er en gjennomgående trend at SWE, og dermed også massebalansen, senkes over tid.

Figur 5.9 viser sammenligninger mellom maks SWE for tidligere modellering basert på faktiske data, og modellert SWE når temperaturen og nedbøren økes. Som en ser her, vil ikke selve snøakkumulasjonen forandre seg så mye ut ifølge denne modelleringa. Smeltinga vil derimot være annerledes (se Figur 5.10). Dette blir diskutert videre i påfølgende kapittel.



Figur 5.9: Sammenligninger mellom modellert maks SWE for Kringsollfonna ved faktiske nedbør- og temperaturdata og justerte data (+2 grader og +10% nedbør).



Figur 5.10: Sammenligninger mellom modellert potensiell smelting for Kringsollfonna ved faktiske nedbør- og temperaturdata og justerte data (+2 grader og +10% nedbør).

6 Diskusjon

Bakgrunnen for diskusjonen vil være basert på modelleringsresultater fra graddagsmodellen og satt i sammenheng med teori og tidligere studier relatert til massebalanse for fonna og breer. Det vil bli lagt hovedvekt på vindavsatt snø, og hvor viktig dette er for Storbreen og Kringsollfonna ved opprettholdelse av massebalanse, samt ablasjonsmekanismer og hvordan disse kan forandre seg i fremtiden som følge av pågående klimaendringer.

Modelleringer av naturgeografiske prosesser er avhengig av kalibrering mot feltobservasjoner for å oppnå nøyaktige resultater. Siden denne oppgaven er basert på kvantitative data, og det ikke ble utført målinger i felt, vil svakheter relatert til dette bli omtalt.

6.1 Vindakkumulert snø

Med utgangspunkt i nedbør- og temperaturdata fra SeNorge ble snørutinen til HBV-modellen kjørt for å simulere smelting og snødybde på Storbreen og Kringsollfonna. Fonn-tykkelsen ble satt til 20 meter for begge fonnene, noe som er tykkere enn de er i dag, men ikke dramatisk. Modellering ble kjørt fra 1958 og utover for å se når disse fonnene forsvinner uten ekstra tilført snø. I følge denne, burde Storbreen og Kringsollfonna vært forsvunnet etter henholdsvis 11 og 9 år. Dette er ikke tilfelle, ettersom beregningene kun sier noe om hvordan snøen kommer og går, basert på nedbør og temperatur, og neglisjerer akkumulasjon av snø via andre prosesser. Denne simuleringen kan derfor ikke forklare massebalansen alene. Dette forteller tydelig at begge fonnene er sterkt avhengig av vindakkumulert snø for å kunne overleve.

6.1.1 Topografi

Akkumulasjon på fonn kan altså ikke forklares ut i fra nedbør alene, og kan derfor ikke kvantifiseres kun ved hjelp av en graddagsmodell. Redistribusjon av snø ved hjelp av vind, vil være svært viktig akkumulerende faktor, noe som understrekes av modelleringsresultater for begge fonnene. Både Storbreen og Kringsollfonna ligger i gunstig topografi for akkumulasjon av store snømengder da begge ligger i lokale og konkave terrengformer og i le for dominerende vindretning (Glazirin et al., 2004).

Kringsollfonna har i perioder en konveks form med en skavl som dannes i front. Dette kan en se på ortofoto fra 2009 (se Figur 6.1). Toppen av skavlen vil være vindeksponert, men forsenkninger i over- og nederkant gir lokale soner i le for vinden, hvor vinden avtar og avsetningen øker (Haukvik, 2015).

Disse forsenkningene har evne til å akkumulere snø, men etter hvert som det avsettes, vil disse også etter hvert få en konveks form og dermed etterhvert også bli utsatt for vindablasjon (Glazirin et al., 2004). På den måten topografi og størrelsen på fonn virke både akkumulerende og begrensende.

At fonnene er sterkt avhengig av vindakkumulert snø, samsvarer med Ødegård et al. sin (2017) studie på Juvfonne, hvor det også

her ble konkludert med en lav korrelasjon mellom snøakkumulasjon og vinternedbør. Enkelte stormhendelser var svært viktig for den totale massebalansen på Juvfonne, da disse hendelsene sto for store deler av akkumulasjonen. Dette understreker igjen betydningen av vindavsatt snø som akkumulasjonsfaktor på fonn. Samtidig er det viktig å tenke på at vind ikke utelukkende vil fungere som en akkumulasjonsfaktor, ettersom vind også kan forårsake ablasjon (skuring).

6.1.2 Vindfaktor

Utrekning av en vindfaktor ble basert på forholdet mellom modellert potensiell smelting for hele ablasjonssesongen og maks SWE i akkumulasjonssesongen for å få et estimat på hvor mye ekstra snø en må få tilført på fonnene for å opprettholde deres eksistens. Disse vindfaktorene hadde stor variasjon, men dette er forventet med tanke på at de avhenger av de årlige variasjonene til inngangsdataene i graddagsmodellen (temperatur og nedbør), og disse igjen bestemmer smelting og akkumulert SWE. På samme måte kan vindforhold variere fra år til år, noe som ikke ligger inne i modellen.

Kringsollfonnas vindfaktor på 11,6 var høyere enn Storbreans på 8,1. Dette kan tyde på at Kringsollfonna er mer avhengig av vindakkumulert snø enn Storbrean. En grunn til dette være at den ligger ved en lavere høyde enn Storbrean og har en høyere gjennomsnittstemperatur.



Figur 6.1: Ortofoto av Kringsollfonna tatt ved slutten av ablasjonssesongen 2009. Den konkave profilen i front (rød pil) gjenkjennes ved skygge. Hentet fra norgebilder.no

Samtidig ser en i Figur 5.7 at tykkelsen på Kringsollfonna øker mye mer enn tykkelsen på Storbreen. Dette kan være grunnet den høyere vindfaktoren.

Basert på tidligere nevnte inngangsdata fra 1957-2017, foreslår simuleringresultatene fra graddagsmodellen at fonnene vil tydelig øke. I virkeligheten skulle fonnene ha vært omtrent like store hele tiden, noe som kan tyde på svakheter i metoden. Feltnmålinger fra fonnene, eventuelt ortofoto fra tilbake i tid, kan bidra til å se nærmere på om det faktisk er tilfellet. Å se nærmere på avvik fra middelveidene og fremstille en anomali-serie på fonnene kunne også vært hensiktsmessig, ettersom det mistenkes at vindfaktoren kan endre seg etter hvert som klimaet forandrer seg. Det er derfor usikkerhet rundt stabiliteten til fonnenes vindfaktorer, og hvor godt de egner seg for å estimere vindakkumulasjon av snø.

Det at faktoren blir direkte multiplisert med maks SWE for akkumulasjonssesongen, kan også medføre feilkilder ettersom modellen ikke har blitt kalibrert med feltnmålinger for dette. Rognstad (2013) målte at vinterbalansen til Kringsollfonna var 4.5* høyere enn modellert vinterbalanse i 2012. Utregninger av vindfaktoren i denne oppgaven ble beregnet til 5,8 for samme fonn (se Vedlegg 3). Dette kan tyde på at vindfaktorene beregnet ut ifra graddagsmodellen er høyere enn faktiske verdier. Her kunne en hentet data fra massebalansemålinger og sammenlignet med resultane fra modelleringa.

6.2 Smelting av fonn

Simuleringer av potensiell smelting og snøens vannekvivalent ble gjort ved hjelp av HBV-modellens snørutine. Her kommer det tydelig fram at fonnene krever større tilførsel av snø for å kunne opprettholde sin eksistens, enn det som vil komme i form av direkte nedbør og frysing. Dette ser en allerede ved å se på forskjellen mellom SWE og den summerte verdien for potensiell smelting. I simuleringer av potensiell smelting, ser det variasjoner fra år til år for begge fonnene (Figur 5.2 og Figur 5.4). Det samme gjelder for SWE (Figur 5.1 og Figur 5.3).

6.2.1 Solinnstråling

I Norge er solinnstråling den viktigste ablasjonsfaktoren på breer (Nesje, 2012). Dette kan variere lokalt på fonnene med tanke på hvilken orientering de har, og hvor sola er i forhold til omliggende topografi. Modellen får med solinnstråling til en viss grad via graddagsfaktorene som varierer relativt etter tid på året, men denne er ikke nødvendigvis faktisk verdi. Det blir

dermed ikke tatt høyde for naturlige og lokale variasjoner i solinnstråling, samt skydekke, i graddagsmodellen. Ablasjon i ifølge modellen vil være i størst grad gå ut ifra temperatur.

Isaksen et al. sin (2002) studie på permafrostdistribusjon på Dovrefjell foreslår at betydningen av direkte solinnstråling ikke er en viktig faktor for permafrostdistribusjonen grunnet et høyt antall overskyede dager på slutten av ablasjonssesongen. Albedoen til fonna er høyere enn bar bakke, og vil dermed også reflektere mer solinnstråling. Det kan derfor være naturlig å anta at temperatur er viktigere for ablasjon på disse fonnene, enn direkte solinnstråling.

Lite smelting kan også finne sted om fonna er liten og skjermet av lokal topografi, for eksempel fra direkte solinnstråling og turbulente varme flukser. Dette kan studeres nærmere ved å for eksempel sammenligne størrelsen på den utvalgte fonna når den er større versus mindre. Her kreves for så vidt andre metoder enn en enkel graddagsmodell. Ablasjon her er påvirket av temperatur, og tar som sagt ikke i like stor grad hensyn til feedback-mekanismer som albedo og vindtransportert snø. Rognstads (2013) studie av massebalanse av blant annet Kringsollfonna, foreslår i midlertidig at Kringsollfonna ikke har et omliggende terreng som skjermer for ablasjonssenkende mekanismer, ettersom det var gode samsvar mellom målt ablasjon og modellert ablasjon i HBV-modellen. Denne situasjonen kan derimot være annerledes dersom fonna er mindre. Her kunne en kunne trukket inn data fra massebalansemålinger og sammenlignet med modellresultatene.

6.2.2 Negativ feedback

Mer smelting på fonna vil gi en mindre fonn, noe som gir et større potensial for å fange og akkumulere snø, og eventuelt føre til mer skjerming fra direkte solinnstråling dersom omliggende terreng ligger slik til. Vindfaktoren kan dermed øke når fonna bli mindre og føre til en negativ feedback-effekt. Det er derimot usikkerhet hvorvidt en tilbaketrekning i terrenget vil gi mindre innstråling med tanke på lange dager på sommeren. Dette kan variere etter beliggenhet in terreng og orientering. Dette kan eventuelt ha større betydning ved lavere breddegrader (Fujita et al., 2010).

6.3 Klimatisk stabilitet

Det ble utført en modellering bakover i tid (med innlagt vindfaktor) ved økning i temperatur og nedbør for Kringsollfonna, med utgangspunkt i 1971 (gjennomsnittlig middelværdi for nedbør og temperatur (1957-2017)).

Ser en på sammenligninger mellom modellert maks SWE for faktiske og justerte klimavariabler, er det ikke betydelige forskjeller. Enkelte år med justerte verdier har høyere SWE enn for faktiske klimavariabler, noe som kan forklares ved at økningen i nedbør kan også føre med seg økt nedbør. Dette vil ikke være usannsynlig i høyfjellsområder (Hanssen-Bauer et al., 2015).

På den andre siden, kan det være nyttig å sammenligne Figur 5.8 og Figur 5.9. Økte klimavariabler førte ikke til de store endringer i snødybde, men den potensielle smeltinger har derimot steget betraktelig. Dette kan tyde på at selv om akkumulert snø som følge av snøfall ikke vil forandre seg mye ved økt temperatur og nedbør i denne perioden, kan selve smeltinga blir større som følge av økt temperatur.

I følge denne simuleringen basert på tidligere nevnte inngangsdata og parametere, tar det 44 år før Kringsollfonna er helt borte (Figur 5.8). Enkelte år opplever mer SWE en året før, men det er en gjennomgående trend at SWE, og dermed også massebalansen, senkes over tid.

Ut i fra dette, vil et framtidig klima føre til at fonna forsvinner.

6.3.1 ELA

Fonnene ligger godt under 2200 moh, som er den regionale likevektslinja estimert for området (Lie et al., 2003), noe som tyder på at fonner er mer robuste med tanke på klima enn breer. Topografi og vindavsatt snøakkumulasjon har blitt diskutert som viktige faktorer som ligger til grunn for dette. Tilsvarende terrengformene finnes også ved lavere høyder for hvor dagens flerårige fonner ligger. Noen snøfonner vil overleve noen somre, men ikke alle. Topografi er viktig, men derfor kan de ikke være helt avgjørende.

Gjennomsnittlig ELA i Norge forventes, ifølge Nesje et al. (2008), å øke med 260 ± 50 m innen 2100. Selv om vi har fonner som eksisterer godt under dagens ELA, tyder modelleringsresultatene på at fonnenes størrelse vil avta med et varmere klima og stigende ELA, før de til slutt forsvinner. Det ville vært interessant å finne ut om det finnes en terskel der klimaet gjør at fonner ikke kan eksistere, og akkurat hva som skal til for at de forsvinner.

6.3.2 Turbulente varmeklukser

Klimamodeller for fremtiden er usikre når det gjelder vind, men kan melde liten eller ingen økning i midlere vindforhold. Det forventes likevel en økning for alle årstider når det gjelder de aller høyeste vindhastighetene (NVE, 2017). Et varmere klima og høyere temperatur vil

øke luftas kapasitet til å holde på fuktighet. Det vil derfor ikke være usannsynlig at vi etter hvert som klima øker i fremtiden, vil oppleve flere hendelser av høye turbulente varmekulser som følge av sterke vinder med høyt temperatur og fuktighet som på Juvfonne i 2010 (Ødegård et al., 2017). Dette har evnen til å smelte store mengder snø og is, spesielt om vindretningen er i favør for dette, og kan være en sterk ablasjonsmekanisme i fremtiden.

Rognstad (2013) foreslår at de turbulente varmekulserne kan være en viktig feedback-mekanisme for fonna i Oppdalsfjella. I det fonna er liten, kan det lokale terrenget fasilitere lav vindstyrke og beskytte fonna fra varme luftstrømmer. Ved akkumulasjonsmaksimum, kan dette derimot lede til varm luft som går over fonnens overflate og forårsake ablasjon.

Om et varmere og våtere klima fører til mer variable vintre, kan spørsmålet bli stilt om dette vil føre til en raskere omdanning av snøen og eventuelt mindre transport.

6.4 Svakheter ved metoden

Oppgaven vil være påvirket av subjektivitet når det gjelder valg av teori og hvordan fremgangsmåten er for å svare på problemstillingen. Det samme gjelder for teorigrunnlaget. Ettersom jeg ikke har en full oversikt over emnet, vil oppgaven være basert på kun et utvalg av teorien som omhandler. Liten erfaring til modellering oppleves som en svakhet da det har vært usikkerhet rundt deler av utførelsen knyttet til dette. Subjektivitet og antakelser innenfor tolkning av resultater må også nevnes som en feilkilde, ettersom teori kan bli misforstått og resultater feiltolkes som kan påvirke oppgavens konklusjon. Det er ikke usannsynlig at viktige faktorer som kan påvirke diskusjon og konklusjon kan ha blitt forbigått.

Det er også viktig å understreke at modellering vil alltid være en forenkling av en komplisert virkelighet, og må tolkes med dette i bakhodet.

6.4.1 Forbedringspotensial

I selve oppgaven er det mer som kunne vært gjort som ville hatt muligheten til å gi en grundigere forståelse og gi et fyldigere grunnlag for resultater, og påfølgende tolkning og diskusjon.

En sammenligning mellom faktisk målte massebalanser på fonnene og modellerte massebalanser ville ha vært hensiktsmessig. Da kunne en ha undersøkt de modellerte vindfaktorene nærmere og sett om disse er gode nok estimater for faktiske forhold.

Ettersom vindfaktorene er basert på forholdet mellom akkumulasjon og smelting, ville det vært interessant å sammenligne disse med faktiske vindmålinger bakover i tid for å se om det er noen sammenhenger.

Å beregne avvik fra middelvei med vindfaktoren over tid, kunne ha blitt fremstilt som en anomali-serie, for å se om det er noen utvikling i vindfaktoren etter hvert som klimaet endrer seg ville vært hensiktsmessig, med tanke på at fonnene øker såpass kraftig med vindfaktoren lagt inn i modellen.

Flere og grundigere studier kan bidra til å bedre forstå disse prosessene og hvordan de vil reagere på klimatiske forandringer i fremtiden.

6.5 Videre arbeid

Gjennom arbeidet med oppgaven har det dukket opp nye problemstillinger som det kunne vært interessant å studere videre.

Videre modellering med flere innlagte variabler, blant annet med nøyaktigere vinddata, ville vært nyttig for å få et enda bedre estimat for fremtidig utvikling av fonnene. Relatert til dette, ville det også vært hensiktsmessig å studere feedback-mekanismer knyttet til akkumulasjon og ablasjon på fonner i et fremtidig klima, og hvordan disse eventuelt vil forandre seg.

Uttak av iskjernerprøver fra fonnene kunne det også ha vært interessant å få gjort, da dette kan bidra til å se forstå massebalansen til fonnene over tid, samt deformasjon og eventuelt klima bakover i tid. Datering av iskjerner kunne også ha sagt noe om hvor gamle fonnene er.

7 Konklusjon

I denne oppgaven har det blitt gjort en kvantitativ studie med fokus på vindakkumulert snø for Storbreen og Kringsollfonna, to glasiarkeologiske fonner lokalisert på hver sin side av Drivdalen i Oppdal.

Arkeologiske funn, samt deres eksistens under den regionale glasiarkeologiske likevektslinja for området, gjør disse fonnene interessante med tanke på at disse faktorene tyder på en opprettholdelse av stabil massebalanse over lengre tid. Dette har også lagt til grunn for en oppfatning om at fonner er mer robuste enn breer når det kommer til endringer i klimatiske forhold. Dette blir ofte forklart ut i fra fonnens beliggenhet i terrenget, og deres evne til å akkumulere snø ved hjelp av vind.

Kvantifisering av vindtransportert snø ved hjelp av en graddagsmodell, viste at både Kringsollfonna og Storbreen er avhengig av store mengder vindavsatt snø før å overleve over lengre tid, ettersom smeltinga i en ablasjonssesong vil overgå snøtilførselen fra nedbøren i akkumulasjonssesongen. Modellering foreslo en forsvinning av Storbreen og Kringsollfonna etter henholdsvis 11 og 9 år. Her kan det klart konkluderes med at uten store mengder vindtilført snø, vil fonnene forsvinne. Dette blir understreket av de beregnede vindfaktorene, hvor gjennomsnittsverdien foreslår en mengde vindtilført snø som tilsvarer 8,1 og 11,6 ganger så mye på Storbreen og Kringsollfonna. Betydningen av vindakkumulasjon for opprettholdelse av massebalanse tolkes dermed å være større for sistnevnte fonn.

På bakgrunn av modelleringsresultater med økte temperaturer og nedbør (henholdsvis + 2 °C og + 10% nedbør), forventes Kringsollfonna å forsvinne i fremtiden, selv med tilførsel av vind. Dette peker på at stabiliteten til fonner er sterkt avhengig av vindavsatt snø som akkumulasjonsmekanisme, noe som igjen henger sammen med fonnens omliggende topografi.

Flere og grundigere studier kan bidra til økt forståelse rundt prosesser relatert til akkumulasjon og ablasjon på fonner, spesielt feedback-mekanismer, og hvordan de forventes å reagere på klimatiske forandringer i fremtiden.

8 Referanser

- Andreassen, L.M. og Winsfold, S.H. (red.). (2012). *Inventory of Norwegian Glaciers*. Norges Vassdrags- og Energidirektorat
- Andreassen, L. M. & Udnæs, H-C. (2001). *Snøfordeling gjennom en smeltesesong* (NVE oppdragsrapport 2001:1). Hentet 24.02.2018, fra http://publikasjoner.nve.no/oppdragsrapport/2001/oppdragsrapport2001_01.pdf
- Benedict, J. B., Benedict, R. J., Lee, C. M., & Staley, D. M. (2008). Spruce trees from melting ice patch: Evidence for Holocene climatic change in the Colorado Rocky Mountains, USA. *The Holocene*, 18(7), 1067-1076.
- Benn, D.I. & Evans, D.J.A. (2010). *Glaciers and Glaciation* (2.utg). London: Hodder Education
- Bruland, O., & Killingtveit, Å. (2002). An energy balance-based HBV-model with application to an Arctic watershed on Svalbard, Spitsbergen. *Hydrology Research*, 33(2-3), 123-144.
- Callanan, M. (2010). Northern snow patch archaeology. *A circumpolar reappraisal: The legacy of Gutorm Gjessing (1906–1979)*. *BAR International Series*, 2154, 43-54.
- Callanan, M. (2012). Central Norwegian snow patch archaeology: Patterns past and present. *Arctic*, 178-188.
- Callanan, M. (2013). Melting snow patches reveal Neolithic archery. *Antiquity*, 87(337), 728-745.
- Dadic, R., Mott, R., Lehning, M., & Burlando, P. (2010). Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F1).
- Dahl, S. O., & Nesje, A. (1992). Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94(1-4), 87-97.

- Dixon, E. J., Manley, W. F., & Lee, C. M. (2005). The emerging archaeology of glaciers and ice patches: Examples from Alaska's Wrangell-St. Elias National Park and Preserve. *American Antiquity*, 70(1), 129-143.
- Elder, K., Dozier, J., & Michaelsen, J. (1991). Snow accumulation and distribution in an alpine watershed. *Water Resources Research*, 27(7), 1541-1552.
- Engelhardt, M. (2014). *Glacier mass- and discharge modelling* (Doktorgradsavhandling). Universitetet i Oslo, Oslo.
- Engeset, R.V. (red.), Sorteberg, H. K., & Udnæs, H. C. (2000). NOSIT Utvikling av NVE's operasjonelle snøinformasjonstjeneste. *NVE Dokument*, (1), 46.
- French, H. M. (2007). *The Periglacial Environment* (3.utg.). John Wiley & Sons.
- Fujita, K., Hiyama, K., Iida, H., & Ageta, Y. (2010). Self-regulated fluctuations in the ablation of a snow patch over four decades. *Water Resources Research*, 46(11).
- Gisnås, K., Westermann, S., Schuler, T. V., Melvold, K., & Etzelmüller, B. (2016). Small-scale variation of snow in a regional permafrost model. *The Cryosphere*, 10, 1201-1215.
- Glazirin, G. E., Kodama, Y., & Ohata, T. (2004). Stability of drifting snow-type perennial snow patches. *Bulletin of glaciological research*, 21, 1-8.
- Glen, J. W., 1955: The creep of polycrystalline ice. *Proceedings of the Royal Society of London Series A*, 228 (1175), 519-538.
- Gray, D. M., Pomeroy, J. W., & Granger, R. J. (1989). Modelling snow transport, snowmelt and meltwater infiltration in open, northern regions. *Northern Lakes and Rivers*, 22, 8-22.
- Guðmundsson, S., Björnsson, H., Pálsson, F., & Haraldsson, H. H. (2009). Comparison of energy balance and degree-day models of summer ablation on the Langjökull ice cap, SW-Iceland. *Jökull*, 59, 1-18.
- Haugan, I. (2014). *Når snøen smelter avdekkes unike funn*. Hentet 13.02.2018, fra <https://forskning.no/arkeologi/2014/01/nar-snoen-smelter-avdekkes-unike-funn>

- Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., & Nesje, A. (Red.) (2015). Klima i Norge 2100 (NCCS rapport 2/2015). Hentet fra <http://www.miljodirektoratet.no/Documents/publikasjoner/M406/M406.pdf>
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegård, R. S., & Sollid, J. L. (2002). Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 56(2), 122-136.
- Inkpen, R., & Wilson, G. (2013). *Science, philosophy and physical geography* (2.utg.). London & New York: Routledge.
- Laumann, T. (1992). Simulering av breers massebalanse. *NVE, Publikasjon*, 17, 19.
- Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., & Raderschall, N. (2008). Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research*, 44(7).
- Li, L., & Pomeroy, J. W. (1997). Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. *Journal of Applied Meteorology*, 36(3), 205-213.
- Lie, Ø., Dahl, S. O., & Nesje, A. (2003). Theoretical equilibrium-line altitudes and glacier buildup sensitivity in southern Norway based on meteorological data in a geographical information system. *The Holocene*, 13(3), 373-380.
- Lilleøren, K. S., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Gisnås, K., & Humlum, O. (2012). The relative age of mountain permafrost—estimation of Holocene permafrost limits in Norway. *Global and Planetary Change*, 92, 209-223.
- Liston, G. E., & Sturm, M. (1998). A snow-transport model for complex terrain. *Journal of Glaciology*, 44(148), 498-516.
- Nesje, A. (2018). *Periglasial*. I Store norske leksikon. Hentet 05.05.2018, fra <https://snl.no/periglasial>.
- Nesje, A. (2012). *Brelære* (2.utg). Høgskoleforlaget AS, Kristiansand.
- Nesje, A., Pilø, L. H., Finstad, E., Solli, B., Wangen, V., Ødegård, R. S., ... & Andreassen, L. M. (2012). The climatic significance of artefacts related to prehistoric reindeer hunting exposed at melting ice patches in southern Norway. *The Holocene*, 22(4), 485-496.

- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Matthews, J. A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60(1-2), 10-27.
- Norges Geologiske Undersøkelse (NGU). (2018). *Berggrunn*. Hentet 09.04.2018, fra <http://geo.ngu.no/kart/minkommune>.
- Norges Vassdrags- og Energidirektorat (NVE). (2015). *HBV-modellen*. Hentet 22.11.2017, fra <https://www.nve.no/hydrologi/analysemetoder-og-modeller/hbv-modellen/>
- Norges Vassdrags- og Energidirektorat (NVE). (2017). *Klima, nå og i framtiden*. Hentet 12.05.2018, fra <https://www.nve.no/klima/klima-na-og-i-framtiden/>
- Pedersen, Bjørn. (2018). *Sublimasjon*. I Store norske leksikon. Hentet 08.05.2018, fra <https://snl.no/sublimasjon>.
- Pomeroy, J. W., & Male, D. H. (1992). Steady-state suspension of snow. *Journal of hydrology*, 136(1-4), 275-301.
- Reckin, R. (2013). Ice patch archaeology in global perspective: archaeological discoveries from alpine ice patches worldwide and their relationship with paleoclimates. *Journal of World Prehistory*, 26(4), 323-385.
- Rogers, S. R., Fischer, M., & Huss, M. (2014). Combining glaciological and archaeological methods for gauging glacial archaeological potential. *Journal of Archaeological Science*, 52, 410-420.
- Rognstad, A. J. (2013). *En massebalansestudie av to arkeologiske isfonner i Oppdalsområdet* (Masteravhandling). Trondheim: NTNU.
- Schmidt, R. A. (1981). Estimates of threshold windspeed from particle sizes in snow. *Cold regions science and technology*, 4(3), 187-193.
- Schmidt, R. A. (1986). Transport rate of drifting snow and the mean wind profile. *Boundary-Layer Meteorology*, 34(3), 213-241.
- SeNorge. (udatert). *Klima*. Hentet 9.4.2018, fra <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>
- SeNorge. (2017.). *Om seNorge*. Hentet 28.11.2017, fra <http://www.senorge.no/aboutSeNorge.html?show=on>

- Serrano, E., González-trueba, J. J., Sanjosé, J. J., & Del Rio, L. M. (2011). Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate high mountain environment: the Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 93(2), 57-70.
- Slåke, L. L. (2015). *En studie om opphavet til landformer ved den kalde ismassen Storbreen* (Masteravhandling, NTNU).
- Sulebak, J. R. (2007). *Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema*. Fagbokforlaget: Bergen.
- Sælthun, N. R. (1996). The Nordic HBV model. *Norwegian Water Resources and Energy Administration Publication*, 7, 1-26.
- Tominaga, Y. (2017). Computational fluid dynamics simulation of snowdrift around buildings: Past achievements and future perspectives. *Cold Regions Science and Technology*.
- Windfinder. (2018). *Wind and weather statistics, Oppdal*. Hentet 26.04.2018, fra <https://www.windfinder.com/windstatistics/oppdal>
- Ødegård, R. S., Nesje, A., Isaksen, K., Liss, M. A., Eiken, T., Schwikowski, M., & Uglietti, C. (2017). Climate change threatens archaeologically significant ice patches: insights into their age, internal structure, mass balance and climate sensitivity. *The Cryosphere*, 11(1), 17.

9 Vedlegg

Vedlegg 1: Modellerte verdier for Kringsollfonna.

Sesong (akkumulas jons sesong)	Max SWE	Dato(er) for max SWE	Pot melt sum ab.sesong	Pot melt sum nysnø	Pot melt sum gammel snø/is
57/58	227,31	22-24.05.1958	2963,59	218,51	2745,07
58/59	234,36	4-14.04.1959	3484,25	211,89	3276,58
59/60	110,20	6-7.05.1960	3361,57	106,08	3255,49
60/61	184,96	19-25.04.1961	2592,43	207,64	2430,98
61/62	223,85	2-5.06.1962	1572,65	205,63	1260,14
62/63	144,95	7-8.05.1963	2899,73	141,43	2758,30
63/64	168,04	10-18.04.1964	2056,74	172,80	1889,25
64/65	288,11	30-31.05.1965	1903,96	261,15	1609,39
65/66	138,34	8-11.05.1966	2554,38	136,14	2431,69
66/67	255,32	19-23.05.1967	2459,33	236,66	2222,67
67/68	336,01	15-27.05.1968	2578,41	279,26	2299,16
68/69	114,37	18.4-5.05.1969	3360,86	95,34	3265,52
69/70	161,20	30.4-5.05.1970	2786,94	156,09	2630,85
70/71	183,20	3-6.05.1971	2127,94	175,62	1952,31
71/72	235,34	29.04-4.05.1972	2515,65	210,01	2305,64
72/73	307,88	21-22.05.1973	2693,55	303,37	2391,19
73/74	193,91	15.03-6.4.1974	2253,88	214,60	2078,54
74/75	255,09	3-9.5.1975	2739,41	292,44	2483,16
75/76	419,70	5-9.5.1976	2756,09	420,73	2335,36

76/77	140,70	30.4.-5.5.1977	2198,27	147,81	2050,47
77/78	126,76	24.4-8.5.1978	2684,63	123,00	2561,62
78/79	238,16	12-22.5.1979	2235,30	199,87	2035,42
79/80	154,97	24.4.-2.5.1980	3121,16	155,79	2912,01
80/81	322,30	5-9.5.1981	2493,07	303,27	2189,71
81/82	294,55	12-15.5.1982	2534,04	373,05	2284,12
82/83	275,60	17.5.1983	2243,52	258,86	1984,86
83/84	392,38	17-28.4.1984	2237,80	376,06	1861,74
84/85	245,84	26.4.-12.5.1985	2205,08	234,87	1970,21
85/86	173,02	8.4-1.5-1986	2275,30	181,59	2093,72
86/87	347,16	14-16.5.1987	1553,55	333,28	1220,27
87/88	205,60	6-8.5.1988	3198,02	173,29	3024,73
88/89	419,45	13-14.5.1989	2550,01	387,39	2162,62
89/90	313,93	16-24.4.1990	2752,53	295,44	2459,73
90/91	146,66	1-11.5.1991	2704,96	175,58	2529,38
91/92	364,03	6-14.5.1992	2972,59	321,34	2651,25
92/93	313,40	18-25.4.1993	2036,81	338,79	1701,72
93/94	209,50	30.4.-2.5.1994	2619,18	201,00	2418,18
94/95	447,04	20-22.5.1995	2653,84	426,87	2226,27
95/96	214,56	5-11.5.1996	2561,46	225,80	2335,65
96/97	558,55	29-30.5.1997	3081,64	552,55	2529,09
97/98	427,39	2-12.05.1998	2254,29	424,25	1830,03
98/99	368,11	1-16.5.1999	2944,29	339,27	2605,02
99/00	470,37	27-28.5.2000	2836,61	468,45	2368,16
00/01	157,90	29.4-5.5.2001	2877,05	152,06	2724,99

01/02	417,67	1-5.5.2002	3736,31	393,47	3342,84
02/03	188,40	5-15.4.2003	3413,97	198,73	3215,24
03/04	286,96	25-30.4.2004	2775,20	282,20	2493,00
04/05	593,50	17-22.5.2005	2754,13	565,66	2188,47
05/06	337,30	27.4-4.5.2006	3867,78	365,38	3502,40
06/07	350,65	22.4.2007	3092,70	336,68	2237,01
07/08	403,90	14-28.4.2008	3102,01	388,74	2630,53
08/09	292,11	1-10.4.2009	3039,27	308,22	2661,37
09/10	270,90	10-14.5.2010	2483,73	272,64	2211,09
10/11	225,59	8-9.4.2011	3324,84	204,20	3120,65
11/12	403,39	19-20.5.2012	2322,21	425,03	1897,18
12/13	193,10	30.4-6.5.2013	3205,68	178,54	3027,15
13/14	197,88	17-18.4.2014	3692,44	181,93	3510,50
14/15	270,37	3.6.2015	2247,20	257,12	1990,07
15/16	187,93	30.4-6.5.2016	2890,25	196,60	2693,66
16/17	383,00	9.13.5.2017	2203,29	386,03	1817,27

Vedlegg 2: Modellerte verdier for Storbreen.

Sesong (akkumulas jonsseong.)	Max SWE	Dato(er) for max SWE	Pot. melt sum ab.seson	Pot melt sum nysnø	Pot melt sum gammel snø/is
57/58	294,64	30.5.1958	2341,31	270,21	2071,11
58/59	264,55	8-9.5.1959	2878,56	229,11	2649,46
59/60	202,81	6-8.5.1960	2505,00	196,14	2308,86
60/61	230,51	14-16.5.1961	1872,72	196,18	1676,09
61/62	304,40	2-7.6.1962	984,08	298,97	685,12
62/63	158,55	22-23.5.1963	2248,75	134,82	2113,94
63/64	212,84	16-19.5.1964	1345,98	207,58	1138,40
64/65	363,77	30.5-5-6.1965	1349,55	361,52	988,13
65/66	166,91	9-14.5.1966	1992,63	155,67	1836,95
66/67	317,46	27.5.1967	1802,62	293,07	1509,61
67/68	425,74	18-29.5.1968	2082,88	398,23	1684,65
68/69	191,42	20-23.5.1969	2717,10	179,66	2437,44
69/70	214,28	30.4-10.5.1970	2104,27	214,62	1889,66
70/71	184,30	3-9.5.1971	767,18	178,16	589,02
71/72	324,27	19-22.5.1972	1918,71	333,56	1585,15
72/73	272,60	23-25.5.1973	2042,32	268,61	1773,71
73/74	183,64	5-10.5.1974	1548,49	188,66	1359,83
74/75	267,79	6-7.6.1975	2135,99	241,77	1894,22
75/76	395,91	5-10.5.1976	2268,33	396,58	1871,75
76/77	160,20	4-5.5.1977	1698,77	180,67	1518,10
77/78	138,71	14-17.5.1978	2094,94	117,94	1977,00

78/79	290,13	27-30.5.1979	1651,57	262,62	1388,95
79/80	125,67	24.4-5.5.1980	2393,14	121,83	2271,31
80/81	261,50	5-12.5.1981	1720,51	244,08	1476,43
81/82	237,10	25.5-28.5.1982	1821,95	218,55	1603,40
82/83	233,40	26.5.1983	1460,74	239,65	1221,09
83/84	243,81	13.5.1984	1163,01	210,15	953,02
84/85	227,90	28.4-16.5.1985	1568,79	243,38	1325,41
85/86	158,07	30.4-3.5.1986	1583,22	182,48	1400,74
86/87	402,99	21.6.1987	828,23	364,74	463,50
87/88	265,93	3-13.5.1988	2445,62	264,68	2180,94
88/89	316,51	13-20.5.1989	1637,64	315,93	1321,71
89/90	310,00	30.4.1990	1987,50	316,21	1671,29
90/91	158,52	24-25.4.1991	2101,69	179,02	1922,67
91/92	311,94	16.5.1992	2237,30	284,59	1952,70
92/93	293,60	18-25.4.1993	1383,10	295,50	1087,59
93/94	219,81	9-11.5.1994	1976,53	219,89	1756,65
94/95	364,09	20-24.5.1995	1971,95	356,12	1615,83
95/96	154,29	6-11.5-1996	2059,93	156,82	1903,11
96/97	407,00	28-31.5-1997	2573,07	399,39	2180,49
97/98	365,59	11-13.5.1998	1524,67	417,75	1106,92
98/99	299,05	1-17.5.1999	2228,20	294,74	1933,46
99/00	409,40	27-29.4.2000	1948,99	412,61	1536,39
00/01	156,00	1-6.5.2001	2093,37	214,79	1878,58
01/02	338,00	1-8.5.2002	2919,88	310,10	2609,78
02/03	242,93	5-16.4.2003	2447,26	257,98	2189,28

03/04	253,06	4.5.2004	1941,31	284,94	1656,38
04/05	607,04	6-7.6.2005	2058,90	557,17	1501,73
05/06	266,70	28.4-5.5.2006	3156,58	303,72	2852,86
06/07	377,34	22.4.2007	2506,02	340,90	2165,12
07/08	392,35	5-6.5.2008	2442,05	354,00	2088,05
08/09	253,99	22-23.4.2009	2242,76	334,19	1908,58
09/10	282,10	17-18.5.2010	2031,92	307,39	1724,53
10/11	290,40	21.4.2011	2532,61	285,93	2246,68
11/12	378,13	19-20.5.2012	1716,54	414,10	1302,44
12/13	266,01	15.5.2013	2318,93	254,04	2064,88
13/14	328,90	15.5.2014	2913,69	297,64	2616,05
14/15	621,20	18-20.6.2015	1618,24	623,31	994,94
15/16	225,38	3-7.5.2016	2276,80	246,18	2030,63
16/17	375,20	16.5.2017	1521,91	373,13	1148,78

Vedlegg 3: Vindfaktor - forholdet mellom modellert potensiell smelting og maks SWE for begge fonnene.

År	Kringsollfonna	Storbrean
1958	13,04	7,95
1959	14,87	10,88
1960	30,50	13,53
1961	14,02	8,18
1962	7,03	3,17
1963	20,01	14,18
1964	12,24	6,32

1965	6,61	3,71
1966	18,46	11,91
1967	9,63	5,68
1968	7,67	4,89
1969	29,39	14,22
1970	17,29	9,82
1971	11,62	8,56
1972	10,69	5,91
1973	8,75	7,49
1974	11,62	8,43
1975	10,74	7,89
1976	6,57	5,71
1977	15,62	10,63
1978	21,18	15,16
1979	9,39	5,69
1980	20,14	19,34
1981	7,74	6,58
1982	8,60	7,68
1983	8,14	6,47
1984	5,70	6,00
1985	8,97	6,88
1986	13,15	10,02
1987	4,48	2,31
1988	15,55	9,20
1989	6,08	6,12

1990	8,77	6,41
1991	18,44	13,26
1992	8,17	7,17
1993	6,50	4,71
1994	12,50	9,00
1995	5,94	5,42
1996	11,94	13,35
1997	5,52	6,38
1998	5,27	4,52
1999	8,00	7,45
2000	6,03	5,21
2001	18,22	13,59
2002	8,95	8,64
2003	18,12	11,07
2004	9,67	7,85
2005	4,64	3,43
2006	11,47	11,96
2007	8,82	6,65
2008	7,68	6,22
2009	10,40	9,25
2010	9,17	7,43
2011	14,74	8,72
2012	5,76	4,54
2013	16,60	7,51
2014	18,66	8,66

2015	8,31	2,61
2016	15,38	10,10
2017	5,75	3,94

Vedlegg 4: Beregninger av middelvei for normalperioden 1957-2016 basert på SeNorge-data.

	Kringsollfonna		Storbrean	
1957	-2,4	1,6	-3,5	1,6
1958	-3,6	1,4	-4,7	1,6
1959	-1,2	0,9	-2,2	1,1
1960	-2,8	1,2	-3,7	1,3
1961	-2,2	1,6	-3,4	1,6
1962	-4,3	1,2	-5,5	1,5
1963	-3,1	1,1	-4,3	1,1
1964	-3,3	1,4	-4,5	1,5
1965	-4,2	1,3	-5,4	1,5
1966	-4,3	1,3	-5,3	1,4
1967	-2,9	1,6	-3,9	1,8
1968	-3,5	1,1	-4,4	1,2
1969	-2,9	1,4	-3,9	1,4
1970	-3,5	1,2	-4,5	1,3
1971	-2,7	1,7	-3,8	1,7
1972	-2,5	1,1	-3,6	1,4
1973	-2,7	1,9	-3,7	1,7
1974	-2,1	1,1	-3,1	1,2
1975	-1,9	1,8	-2,9	1,7

1976	-3,2	1,3	-4,3	1,2
1977	-3,3	1,0	-4,4	1,2
1978	-3,5	1,6	-4,8	1,5
1979	-4,2	1,5	-5,7	1,2
1980	-3,3	1,6	-4,7	1,5
1981	-4,1	1,6	-5,6	1,3
1982	-2,6	1,2	-4,1	0,9
1983	-2,9	2,2	-4,5	1,6
1984	-3,3	1,3	-4,9	1,1
1985	-4,4	1,8	-5,9	1,6
1986	-4,0	1,5	-5,5	1,4
1987	-4,0	1,7	-5,5	1,6
1988	-2,5	2,0	-4,0	1,5
1989	-1,8	1,7	-3,3	1,4
1990	-1,5	1,5	-3,0	1,4
1991	-2,2	1,5	-3,6	1,3
1992	-2,2	1,6	-3,5	1,5
1993	-3,5	1,9	-5,0	1,6
1994	-3,1	1,8	-4,4	1,4
1995	-3,0	1,7	-4,3	1,4
1996	-3,4	1,7	-4,5	1,4
1997	-2,6	2,6	-3,8	1,9
1998	-3,0	1,9	-4,4	1,4
1999	-2,1	1,8	-3,4	1,5
2000	-1,5	1,9	-2,7	1,6

2001	-2,4	2,1	-3,6	1,8
2002	-1,7	1,4	-3,0	1,3
2003	-1,2	2,0	-2,4	1,8
2004	-1,7	2,2	-3,0	2,1
2005	-1,6	2,3	-2,8	2,0
2006	-1,0	1,7	-2,2	1,4
2007	-1,6	2,2	-2,8	2,3
2008	-1,8	1,8	-3,1	1,7
2009	-1,7	1,8	-3,0	1,6
2010	-3,7	1,7	-4,9	1,6
2011	-1,0	1,9	-2,2	2,0
2012	-3,2	1,9	-4,4	1,9
2013	-2,0	1,8	-3,3	1,8
2014	-0,9	1,4	-2,3	1,7
2015	-1,6	1,6	-3,1	2,2
2016	-1,8	1,7	-3,0	1,7
Middelverdi	-2,7	1,6	-3,9	1,5

Vedlegg 5: Simulert fonn-tykkelse for Kringsollfonna og Storbreen med innlagt vindfaktor for årene 1958-2017, basert på et utgangspunkt for tykkelse på 20 meter for begge.

År	Kringsollfonna	Storbreen
1958	20045,274	19673,206
1959	19309,569	18907,532
1960	18207,41	16824,282

1961	18189,581	16377,388
1962	19691,091	17401,398
1963	18726,596	16183,088
1964	19104,62	16075,612
1965	20701,607	17513,728
1966	20065,088	16564,092
1967	20833,834	17066,474
1968	22199,448	18385,78
1969	21028,69	16351,612
1970	20660,088	15434,592
1971	20575,738	15431,772
1972	21285,445	15646,066
1973	21451,185	16523,924
1974	21390,179	16519,4
1975	21446,328	16739,034
1976	22392,769	18851,464
1977	21987,149	18285,314
1978	21007,31	17071,1
1979	21705,793	17598,456
1980	20292,69	16274,948
1981	20690,33	17520,558
1982	20788,89	18403,298
1983	21168,88	19356,738
1984	21680,721	21670,546
1985	21957,921	22317,21

1986	21655,068	22048,942
1987	23841,356	24522,448
1988	23549,769	23709,388
1989	24175,86	26024,998
1990	24699,36	26914,056
1991	23881,682	25910,352
1992	24171,096	27160,51
1993	25166,156	28759,14
1994	24969,127	28570,16
1995	25946,306	31101,984
1996	25136,125	31029,42
1997	25834,665	34426,96
1998	27143,024	37130,394
1999	27337,129	38456,18
2000	28519,899	41075,862
2001	27662,869	40030,452
2002	27480,789	41139,114
2003	26760,432	39910,584
2004	26823,288	40464,12
2005	29655,592	44594,59
2006	28627,102	44639,49
2007	29176,006	45614,33
2008	29911,991	47197,56
2009	29618,67	47546,766
2010	29806,27	48205,476

2011	29625,9	47497,48
2012	30972,213	49854,594
2013	31128,054	48888,874
2014	30943,474	47491,842
2015	34356,954	48380,934
2016	33905,732	47670,672
2017	35465,962	49910,182

Vedlegg 6: Modellerte verdier for Kringsollfonna med +2grader C i temperaturendring og +10% endring i nedbør, med innlagt simulert vindakkumulert snø. Sammenlagt SWE viser når fonna forsvinner ut ifra disse parameterne.

År	Max SWE	Pot melt	SWE	VF
1970	177,32	3894,32	20000	11,6
1971	193,94	3134,5	19115,2	
1972	196,93	3728,84	17670,75	
1973	270,7	3643,52	17167,35	
1974	193,68	3376,2	16037,84	
1975	256,52	3727,8	15285,67	
1976	461,67	3685,72	16955,32	
1977	152,97	3305,77	15424,01	
1978	131,4	3675,26	13272,99	
1979	209,13	3266,22	12432,67	
1980	152,76	4252,92	9951,77	
1981	317,9	3580,64	10058,77	
1982	320,76	3530,84	10248,75	
1983	389,71	3296,73	11472,65	

1984	371,61	3354,13	12429,2	
1985	233,86	2449,36	12692,61	
1986	180,4	3270,01	11515,24	
1987	274,74	2660,23	12042	
1988	217,58	4355,6	10210,33	
1989	408,38	3718,03	11229,5	
1990	287,91	3965,64	10603,62	
1991	112,1	3724,1	8179,88	
1992	330,2	4056,59	7953,61	
1993	337,62	3081,7	8788,302	
1994	186,18	3601,4	7346,59	
1995	388,58	3736,99	8117,128	
1996	194,09	3663,23	6705,342	
1997	527,73	4116	8711,01	
1998	372,5	3327,83	9704,18	
1999	272,58	4079,37	8786,738	
2000	466,38	4078,02	10118,73	
2001	157,47	4072,43	7872,948	
2002	433,81	4993,7	7911,444	
2003	188,76	4553,65	5547,41	
2004	242,99	4006,34	4359,754	
2005	588,07	3943,91	7237,456	
2006	338	4981,57	6176,686	
2007	349,09	4401,29	5824,84	
2008	438,83	4278,03	6637,238	

2009	274,89	4229,48	5596,482	
2010	220,42	3768,41	4384,944	
2011	218,99	4565,03	2360,198	
2012	354,85	3212,53	3263,928	
2013	212,41	4427,84	1300,044	
2014	163	4988,41	-1797,57	