

En massebalansestudie av to arkeologiske isfonner i Oppdalsområdet

Masteroppgave i geografi

Anne Johanne Rognstad

Veileder: Ivar Berthling

Norges teknisk – naturvitenskaplige universitet

Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse

Geografisk institutt

Våren 2013



Abstract

The focus of this thesis is on the mass balance of two ice patches, Kringsollfonna and Evighetsfonna, in the area of Oppdal where archeological finds have been made. Archeological artifacts preserved within the ice patches and dating back as far as 3500 years BP have led to an interest among glaciologists, as these discoveries indicate that the ice patches have existed for a similar amount of time. The fact that the ice patches are found in periglacial areas, well below regional ELA, raises questions about processes related to their stable mass balance over time. In this study, the mass balance is measured through field studies, probing, snow density measurements and differential-GPS measurements over one mass balance season. The winter and summer balance is also modeled by the HBV-model, which is used as a basis of comparison for mass balance measurements and to analyze differences between mass balance seasons. The year 2012 was a positive mass balance season due to high levels of snowfall and the redistribution of snow. By analyzing the modeled and measured winter balance, the importance of the wind effect on snow accumulation is found, and shows a higher local accumulation on the ice patches than the estimated regional snowfall itself. In this sense, local terrain parameters and wind are crucial for accumulation on the ice patches, and the accumulation occurring over winter seems to be the most important factor for positive and stable mass balance. The ice patches differ in accumulation and the ablation patterns; the Kringsollfonna patch has qualities which are more closely related to the definition of an ice patch, whereas the Evighetsfonna patch is more characteristic of a small glacier.

Forord

Naturen har alltid vært en fasinasjon for meg, og som et utfall av dette har naturgeografi vært et fagfelt som har vekket stor interesse. Jeg har fått mulighet til å arbeide med en oppgave hvor både feltarbeid og faglig fokus har gitt ny kunnskap, samt fine opplevelser. Gjennom å få være en del av forskningsprosjektet SPARC - Snow Patch Archeology Research Cooperation har dagene i felt vært mange, lærerike, utfordrende, og ikke minst gitt fantastiske naturopplevelser. Samtidig er prosjektet av en interessant karakter som har gjort arbeidet med masteroppgaven spennende og svært lærerikt.

En stor takk til min veileder Ivar Berthlig som har bidratt med god veiledning, konstruktive tilbakemeldinger, og inspirasjon gjennom arbeidet med masteroppgaven. Samtidig vil jeg rette en takk til Geir Vatne som anbefalte meg å bli med som en del av SPARC, samt bidrag med god veiledning i felt.

Jeg vil også takke Linda Kristiansen Jarrett for fine dager i felt, gode diskusjoner og tilbakemeldinger, og gjennomlesning av oppgaven. Jørn Kristiansen har vært en god medstudent, og fortjener en takk for veiledning innenfor GIS, samt for godt samarbeid gjennom masterløpet. Vil også rette en takk til Maria Hetland Olsen for lesing av korrektur.

Ellers vil jeg si tusen takk til Stian Wannebo, Lars Løkeland Slåke og Kjetil Haukvik som alle har deltatt under feltarbeid. Dere har bidratt til fantastiske turer i friluft med mange fine naturopplevelser, og gjort innsamlingen av datamateriale mulig.

Jeg vil også takke venner og familie for god støtte og motiverende samtaler gjennom studiet.

Trondheim, mai 2013
Anne Johanne Rognstad

Innhold

Figurer	IX
Tabeller.....	XIII
1 Introduksjon	1
1.1 Glasiolarkeologi	2
1.1.1 Glasiolarkeologi – et resultat av et komplekst samspill	3
1.2 Tidligere studier.....	3
1.3 Begrepsavklaring	5
1.4 Problemstilling.....	7
1.5 Oppgavens struktur.....	8
2 Områdebeskrivelse.....	9
2.1 Feltområde	9
2.2 Klima	11
2.3 Periglasialt miljø.....	13
2.3.1 Permafrost	13
2.4 Regional endring over tid	14
2.4.1 NAO-indeksen og massebalanse	14
2.4.2 Glasiolare variasjoner gjennom Holocene.....	16
2.4.3 Permafrostvariasjoner gjennom Holocene	17
2.4.4 Arkeologiske funn og klimavariasjoner	18
3 Teoretisk tilnærming.....	21
3.1 Glasiologi.....	21
3.1.1 Massebalanse.....	21
3.1.2 Massebalanse, dynamikk og ELA	22
3.1.3 Isfonner under regionale ELA	23
3.1.4 Redistribusjon av snø som en funksjon av vind og topografi	24
3.1.5 Selvregulerende feedbackmekanismer	25
4 Metodisk tilnærming.....	29
4.1 Feltmetoder	29
4.1.1 Satellittbasert posisjonsbestemmelse	29
4.1.2 Snøsondering	32
4.1.3 Tetthetsmålinger	33
4.2 Analytiske verktøy.....	36
4.2.1 Empirical Bayesian Kriging	36
4.2.2 Bildeanalyse (Arcmap 10.1).....	38
4.2.3 Hydrologisk modell - HBV modellen	38

4.2.4	Vær- og snødata fra seNorge.....	41
5	Resultat og analyse	43
5.1	Utregning av sommer-, vinter-, og nettobalansen	44
5.2	Massebalanseåret 2012	46
5.2.1	Tetthetsmålinger.....	46
5.2.2	Kringsollfonna.....	48
5.2.3	Evighetsfonna.....	54
5.2.4	Sammendrag av balanseåret 2012	58
5.3	Utvikling av skavlen på Kringsollfonna	59
5.4	Regionale forhold – simulert i HBV-modellen og seNorge	62
5.4.1	Det hydrologiske året 2012	62
5.4.2	Det hydrologiske året 2011 og 2010	65
5.4.3	Normalperioden 1961-1990	68
5.5	Lokal vindeffekt på akkumulasjon	68
5.6	Oppsummering – hvilke tråder kan dras ut i fra resultatene.....	72
6	Diskusjon.....	75
6.1	Betydningen av feedbackmekanismer	76
6.1.1	Høy snøakkumulasjon – en funksjon av vind eller nedbør?	76
6.1.1	Stabiliserende feedbackmekanismer og sommerbalansen	79
6.2	Massebalanseåret 2012 sett i et perspektiv fra tidligere massebalanseår	82
6.3	Kringsollfonna og Evighetsfonna – isfonn eller isbre?	86
7	Konklusjon.....	89
8	Forslag til videre arbeid.....	91
	Litteraturliste.....	93

Figurer

Figur 2.1: Kringsollfonna på Østfjellet. Foto til venstre: norgei3d.no (2013). Foto til høyre: Privat	9
Figur 2.2: Evighetsfonna på Svorundfjellet/Trollheimen. Foto til venstre: norgei3d.no (2013). Foto til høyre: Privat	9
Figur 2.3: Oversikt over de arkeologiske isfonnene i Oppdal. Kringsollfonna er lokalisert på Kringsollen, mens Evighetsfonna er lokalisert på Sandåfjellet/Svorundfjellet (Martin Callanan, 2010, s. 44).....	10
Figur 2.4: Estimert temperatur for Kringsollfonna og Evighetsfonna (1500 moh.) balanseåret 2012.	11
Figur 2.5: Estimert temperatur for Kringsollfonna og Evighetsfonna (1500 moh.) fra januar-januar for normalperioden 1961 - 1990.....	12
Figur 2.6: Gjennomsnittlig vindretning, Oppdal. (windfinder, 2012).....	12
Figur 2.7: Glasial variasjon gjennom Holocene, Skandinavia (Nesje, 2009, s. 2126).....	16
Figur 2.8: Arkeologiske funn gjort per år på isfonner i Midt-Norge. 1930- og 2000-tallet utpeker seg som perioder med mange funn (Martin Callanan, 2012).....	19
Figur 3.1: Flytelinjer på en idealisert botnbre sett oven i fra og fra siden. Viser også akkumulasjons- og ablasjonsområdet samt ELA. (Dahl, Bakke, Lie, & Nesje, 2003).	22
Figur 3.2: Forskjellen mellom ELA bestemt av temperatur og nedbør (TP-ELA) og ELA hvor akkumulasjon av snø fra skred og vind er avgjørende (TPW-ELA). (Lie, Dahl, & Nesje, 2003b).....	23
Figur 3.3: Illustrerer den stabiliserende feedbackmekanismen for vindakkumulasjon. I et tilfelle hvor fonnen er liten vil det lokale terrenget legge til rette for høy akkumulasjon som en funksjon av vind. I et motsatt tilfelle, vil fonnen «fylle kurven sin», og snøen vil blåse over fonnen (Glazirin m.fl. , 2004).	25
Figur 3.4: Illustrerer den stabiliserende feedbackmekanisme for direkte solinnstråling. Når fonnen er stor vil det oppstå mer ablasjon på grunn av direkte solstråling på overflaten. Ved motsatt tilfellet, når fonnen er liten vil det lokale terrenget beskytte fonnen mot direkte solstråling, som igjen gir mindre ablasjon (Glazirin m.fl. , 2004)	26
Figur 3.5: Illustrerer den stabiliserende feedbackmekanismen for albedoeffekten. I et tilfelle hvor debris blir frigjort ved overflaten tidlig i ablasjonssesongen vil mye smelting oppstå. I et motsatt tilfelle, hvor debris blir frigjort ved overflaten sent i ablasjonssesongen, vil mindre smelting oppstå. (Glazirin m.fl. , 2004)	27
Figur 4.1: GPS-profilene som ble gått på Kringsollfonna (a) 19. september, og Evighetsfonna (b) 29. september 2012. Punktmålingene oppgir høyde over havet. Kilde: norgebilder.no (2013)	31
Figur 4.2: Oppsett av rover (a) og basestasjon (b). Foto: Privat	31

Figur 4.3 Snøsondering på Kringsollfonna 15. august 2012. Foto: Privat.....	32
Figur 4.4: Snøprofil, Evighetsfonna 26. mai 2012. Foto: Privat.....	34
Figur 4.5: Tetthetsprøver, prøverør og vekt. Foto: Privat.....	35
Figur 4.6: Interpolerte grid av Kringsollfonna (a) og Evighetsfonna (b), verdiene viser høyden av overflaten interpolert fra GPS-punkter ved Empirical Bayesian Kriging. Benevnelsen er moh.....	38
Figur 4.7: Hovedstrukturen i HBV-modellen, og sammenhengen mellom de ulike rutinene (Sælthun, 1996).....	39
Figur 5.1 a: Figuren viser verdier for gjenværende snømengde (snøsonderinger) 14. og 15. august 2012, og den gjennomsnittlige avsmeltingen på overflaten mellom 14/15 august og 29/19 september (Evighetsfonna/Kringsollfonna) målt ved GPS. b: Smelting for 1500 moh. modellert med HBV-modellen, basert på døgnverdier fra Oppdal for perioden mellom 24. april og 29. september.....	44
Figur 5.2: a: Beregningen av vinterbalansen 2012 på Evighetsfonna. b: Beregningen av vinterbalansen 2012 på Kringsollfonna.....	45
Figur 5.3: Y-akse viser tetthet kg/m ³ . X-akse viser prøvenummer, hvor 1 er øverste 20 cm, og de etterfølgende prøvene er hver 20 cm nedover i snøprofilen. Figuren viser tetthetsverdier for april (a), mai (b) og august (c). Linjen i diagrammet er en lineær trendlinje. Snøtettheten fra 24. april 2012 er tatt på Kringsollfonna, mens tettheten for 26. mai og 14. august 2012 er tatt i på Evighetsfonna.....	47
Figur 5.4: Ablasjonsmønster og endring i meter (snø) mellom interpolert grid. a: Ablasjonsmønster mellom april og august. b: Ablasjonsmønster mellom april og juni. c: Ablasjonsmønster mellom juni og august.....	50
Figur 5.5: 3D modell av ablasjonen på Kringsollfonna mellom 24. april og 15. august. Både a og b visualiserer en jevn ablasjon fra øverste del til nedre del av fonnen.....	51
Figur 5.6: GPR - profiler, oktober. Kilde: Jørn Kristensen.....	52
Figur 5.7: GPR - snø, is og berggrunn. Topp fonn, venstre. Front fonn, høyre. Denne GPS profilen viser Y6 fra figur 5.6. Kilde: Jørn Kristensen.....	52
Figur 5.8: Ablasjonsmønster og endring i meter på Evighetsfonna mellom 26. mai og 14. august 2012.....	55
Figur 5.9: Snødybde Evighetsfonna 14. august 2012. Verdiene er interpolert med Empirical Bayesian Kriging, og baserer seg på punktmålinger (snøsonderinger).....	56
Figur 5.10: a: Differansen i SWE mellom Kringsollfonna og Evighetsfonna. b: Differansen i meter mellom Kringsollfonna og Evighetsfonna. Differansen vises for både vinterbalansen, sommerbalansen og nettobalansen.....	58
Figur 5.11: a: Kringsollfonna oktober, 2010. Foto: Martinsen (2012). b: Kringsollfonna oktober 2011. Foto: Ivar Berthling.....	59

Figur 5.12: a og b: Skavl 24. april. Foto: Privat.....	60
Figur 5.13: Skavl 15. juni. Foto: Privat.....	60
Figur 5.14: a: Skavl 15. august. b: Skavl i oktober. Foto: Privat	61
Figur 5.15: Estimert SWE for Kringsoll- og Evighetsfonna for det hydrologiske året 2012, simulert med HBV-modellen.	63
Figur 5.16: Maksimum snødyb (cm) for det hydrologiske året 2012. Evighetsfonna ligger lokalisert i den røde sirkelen til venstre, mens Kringsollfonna ligger i den røde sirkelen til høyre i kartet. (senorge.no, 2013).....	64
Figur 5.17: Maksimum vannekvivalent (mm) for det hydrologiske året 2012. Evighetsfonna, venstre. Kringsollfonna, høyre (senorge.no, 2013).....	64
Figur 5.18: Estimert mm SWE for Kringsoll- og Evighetsfonna for det hydrologiske året 2012, 2011 og 2010, simulert med HBV-modellen.	65
Figur 5.19: Maksimum vannekvivalent (mm) for det hydrologiske året 2011. Evighetsfonna, venstre. Kringsollfonna, høyre. (senorge.no, 2013).....	66
Figur 5.20: Maksimum snødyb (cm) for det hydrologiske året 2011. Evighetsfonna, venstre. Kringsollfonna, høyre. (senorge.no, 2013).....	66
Figur 5.21: Maksimum vannekvivalent (mm) for det hydrologiske året 2010. Evighetsfonna, venstre. Kringsollfonna, høyre. (senorge.no, 2013).....	67
Figur 5.22: Maksimum snødybde (cm) for det hydrologiske året 2010. Evighetsfonna, venstre. Kringsollfonna, høyre. (senorge.no, 2013).....	67
Figur 5.23: Estimert SWE for Kringsoll- og Evighetsfonna for normalperioden 1961-1990, simulert med HBV-modellen.	68
Figur 5.24 a: Evighetsfonna 14.09.2009. b: Kringsollfonna 14.09.2009. Kilde: (norgebilder.no, 2013).....	71
Figur 5.25: a: mm SWE for det hydrologiske året 2009, b: Sammenligning mellom temperatur det hydrologiske året 2009 og 2012.	71
Figur 6.1: Fonnenes størrelse under LIA. a: Evighetsfonna med moreneavsetning, innrammet mellom to røde punkter (norgebilder.no, 2013). b: Funn av skuringsstriper og lavforekomster på Kringsollfonna. Ved hjelp av punktene som registrerer lavforekomster er det dannet en linje som avgrensner utbredelsen av Kringsoll under ILA.	78
Figur 6.2: Evighetsfonna høsten 2006 (norgei3d.no, 2013).....	81
Figur 6.3: Viser hvordan høy avsmelting over skavlen er et resultat av en horisontal og vertikal smelting som gir en 3D-effekt. Foto: Privat	81
Figur 6.4: Evighetsfonna 14.9.2009 (a) og 22.9.2006 (b). Den røde linjen viser overgangen fra snø til is. Dette indikerer at Evighetsfonna også har en massebalanse i rom med en	

ablasjonssone i nedre del, og akkumulasjonssone i øvre del. Bildene er hentet i fra: norgebilder.no (2013).....	83
Figur 6.5: Kringsollfonna 2009. Viser samme tendens som massebalanseåret 2012, med stør akkumulasjon i front, og ingen klar ablasjon eller akkumulasjonssone. Bildet er hentet fra: norgebilder.no (2013).....	84
Figur 6.6: Kringsollfonna september 2010. Stor smeltesesong med rekord mange arkeologiske funn (Martin Callanan, 2012). Foto: Martinsen (2012).....	85

Tabeller

Tabell 4.1: Forventet tetthet for snø. (Ree, Landrø, Trondsen, & Møen, 2011, s. 91).....	33
Tabell 4.2: De viktigste parameterne for HBV-modellen.	41
Tabell 5.1: Gjennomsnittlige tetthetsverdier for snøprofilene fra april, mai og august 2012. .	46
Tabell 5.2: Gjennomsnittlig avsmelting for Kringsollfonna i meter og mm vannekvivalent (SWE). Endring i snødybde er korrigert med tettheten, og gir endring i SWE mellom hver måling.....	48
Tabell 5.3: Sommerbalansen, Vinterbalansen og Nettobalansen 2012, Kringsollfonna.....	53
Tabell 5.4: Gjennomsnittlig avsmelting for Evighetsfonna i meter og mm vannekvivalent (SWE). Endring i snødybde er korrigert med tettheten, og gir endring i SWE mellom hver måling.....	54
Tabell 5.5: Vinterbalansen 2012, Evighetsfonna	56
Tabell 5.6: Differanse mellom datagrunnlaget. Vinterbalansen er målt data i felt, mens HBV-modellen og seNorge er modellerte verdier basert på klimadata. Verdiene oppgis i mm SWE og cm snødyb.	68
Tabell 5.7: Vindeffekt for snøakkumulasjon på kringsollfonna og Evighetsfonna. Verdiene viser differansen mellom vinterbalansen og HBV-modellen, og vinterbalansen og seNorge-data.	69
Tabell 5.8: Verdiene viser estimert SWE for 2011 og 2010, samt målt SWE 2012. Data hentet fra seNorge (maksimum snømengde mm SWE) er ganget med vindeffekten beregnet for Kringsollfonna (4.5*) og Evighetsfonna (1.6*).	70

1 Introduksjon

Skjæringspunktet mellom naturgeografi og arkeologi blir stadig mer aktuelt, da isfonnene smelter tilbake og flere forhistoriske funn blir gjort. Siden 1914 og fram til i dag er det gjort nærmere 200 ulike fonnfunn på isfonner i Oppdalsområdet, som i dag er samlet på vitenskapsmuseet ved NTNU. Det arkeologiske materialet fra dette området er i all hovedsak knyttet til prehistorisk jakt og fangstaktiviteter, og funnene dreier seg for det meste om pilspisser i jern, hele eller fragmentere pilskaft, og fragmenter fra pil og bue. Dateringer viser at isfonnene er svært gamle, og muligens opp mot flere tusen år innerst i iskjernen. (Martin Callanan, Bertheling, & Vatne, 2010). Dette har vekt interesse innenfor glasiologien, da isfonnene ligger vesentlig under den regionale likevektslinjen for breer. Fokuset i denne oppgaven er dermed knyttet til å forklare hvordan fonnene kan ha en massebalanse over tid som muliggjør deres eksistens. Oppgaven inngår som en del av NFR-prosjektet SPARC – Snow Patch Archeology Research Cooperation.

Empiriske undersøkelser er et resultat av den kvantitative revolusjon, hvor landskapet ikke lenger bare skulle beskrives, men også forklares. Positivister bifaller det faktum at årsakssammenhenger er basert på ideen om at det eksisterer en direkte sammenheng mellom observerbare kausale mekanismer og de faktiske hendelsene. Dermed er all viten begrenset til hva vi kan observere, og denne viten kan kun nås gjennom en metodisk og vitenskapelig observasjon av virkeligheten. Dette er en forklaringskraft som blir antatt for å være universell, og blir presentert som empiriske og forutsigbare lover (Harrison, 2001). Dette understreker behovet for empiriske undersøkelser i henhold til å forstå isfonner og deres massebalanse. En stor motivasjon for arbeidet med denne oppgaven har ligget utførelsen av feltarbeid og spenningen i hva slags data de empiriske undersøkelsene ville gi.

Samtidig er det viktig å tolke empirisk data i dens satte kontekst. Realistene argumenterer for at kausale sammenhenger ikke har noe sikkert utfall eller resultat, siden hvert kausale forhold operer i en satt kontekst, og må være påvirket av tidligere hendelser som er eksterne til dens satte kontekst (Harrison, 2001). Det er i denne sammenhengen at forklaringskraften til våre observasjoner er skalaavhengig. Utfordringen ligger i at vi må spørre oss selv hva vi ønsker å studere, å finne den optimale oppløsningen for studiet. For å forstå en type prosess eller landform, vil det være nødvendig å studere på en skala som passer studieobjektet. (Harrison, 2005).

1.1 Glasialarkeologi

Fryste forhold kan være ideelt for bevaring av prehistoriske organiske og uorganiske artefakter. Disse miljøene har gitt noen av de best bevarte eksemplene av gjenstander fra prehistorisk menneskelig aktivitet, hvor våpen, klær og etterlevninger fra planter og dyr har blitt bevart i isen i tusenvis av år. Arkeologiske isfonner stiller seg dermed i rekken blant et av de mest komplekse fenomenene når det kommer til dagens arkeologi (Dixon, Manley, & Lee, 2005). De første funnene som ble gjort på isfonn i Norge er rapportert inn så tidlig som førstest av det tjuendeårhundre, og videre funn under varme somre på 1930-tallet. Det er først i de siste tiårene at interessen for glasialarkeologi har økt betraktelig, da også antall glasialarkeologiske funn har tiltatt. Arkeologisk materialet er også funnet på isfonner i fjellområder i Canada, USA og Alpene. Disse funnene er i all hovedsak relatert til jakt, beiting, gjeter-aktivitet, samt transport av mennesker, dyr og varer (Dixon m.fl. , 2005; Nesje m.fl. , 2012).

Arkeologiske breer og isfonner gir nye utfordringer. Arkeologene må basere seg på overflatefunn, da det er lite realistisk å grave ut funnene. Videre er breer og isfonner dekket med akkumulert snø store deler av året, og som et resultat av dette må innsamlingen og letingen etter nye funn skje på sensommeren i ablasjonssonen. Dermed vil sesonger med negativ massebalanse over et balanseår eller lenger, øke muligheten for å gjøre arkeologiske funn. Så snart de arkeologiske gjenstandene er eksponert ved overflaten, starter nedbrytingen av det organiske materialet, og muligheten for tap av interessant data melder seg.

Arkeologisk forskning på breer krever en forståelse av isdynamikk. Breens dynamikk og bevegelse gir en utfordring for arkeologien når avsetninger som har oppstått i akkumulasjonssonen tas inn i isen, og blir en del av bresystemet. Artefakter vil fraktes med isens bevegelse og avsetter i ablasjonssonen. På denne måten kan gjenstandene bli avsatt hvor som helst i ablasjonssonen, og oppstår som et «lag» på overflaten. Dermed blir glasiologiske prinsipper for massebalanse et verktøy for å forstå avsetningen av arkeologiske gjenstander på breens eller fonnens overflate. Overflatehastigheten til en ismasse vil ha innvirkning på hvor man kan forvente å gjøre arkeologiske funn, og hvor gamle disse funnene vil være. Beregninger viser at breer med høy hastighet sannsynlig inneholder gjenstander fra sent Holocene, mens flerårige isfonner med lite eller ingen bevegelse har et større potensiale for å inneholde, og bevare eldre gjenstander (Dixon m.fl. , 2005). I denne situasjonen vil en forståelse av isfonner som arkeologiske miljøer være viktig.

1.1.1 Glasialarkeologi – et resultat av et komplekst samspill

Arkeologiske funn på isfonner er et resultat av et samspill mellom uavhengige faktorer, som oppførselen og egenskapene til reinsdyr, landskap og klimaforhold, samt den kulturelle bakgrunnen for reinsdyrjakt (Martin Callanan, 2010). Reinsdyr samler seg på snø- og isfonner på varme sommerdager, for å unngå insekter, noe som skapte gode forhold for en optimal jaktsituasjon. Dagens funn på isfonnene i Oppdalstraktene viser at våre forfedre brukte disse fonnene jevnt, og særlig noen fonner har vært favorisert (Martin Callanan, 2010, s. 49). For at gjenstander brukt under jakt skal bli bevart, må de klimatiske så vell som den lokale geomorfologien gi tilretteleggende forhold. Arkeologiske funn indikerer at fonnene må være gamle, ettersom gjenstandene ville vært degraderte om isen hadde trukket seg tilbake. Dermed ser isfonnene ut til å ha en lavere respons til endring i regionalt klima, i forhold til breer. Det indikerer at isfonnene har hatt en gjennomsnittlig massebalanse \geq null.

1.2 Tidligere studier

Det er gjort studier på isfonners massebalanse og dynamikk i blant annet Japan, Norge, Canada, USA og Alpene. Disse studiene indikerer at isfonner har egenskaper som skiller seg fra breers; (1) de kan eksistere under likevektslinjen gjennom hundre til tusener av år, (2) de er avhengig av lokal topografi og vind og (3) de har ikke et klart ablasjons- og akkumulasjonsområde, (4) og dermed ingen eller lite bevegelse. Hva dette bunner i er heller uklart, og studiene viser til ulike mekanismer og faktorer som bestemmer isfonners massebalanse og dynamikk. Topoklimatiske forhold og terrengparametere er en gjennomgående faktor for eksistensen og opprettholdelsen av flerårige isfonner under den glasielle likevektslinjen, men det er allikevel delte observasjoner og meninger om feedbackmekanismene som styrer massebalansen og fonnens egenskaper.

En studie fra Andrews Glacier i Rocky Mountain National Park (RMNP), gjort på endringer i massebalansen, viser en mindre respons til det regionale klimaet enn antatt. Dette kan kobles opp til en ikke-lineær oppførsel på grunn av lokale forhold som topografi og vind (Hoffman, Fountain, & Achuff, 2007). Resultater fra BC, Canada (DeBeer & Sharp, 2009) viser også en lignende tendens hvor det eksisterer en minimal kobling mellom de små breene og det regionale klimaet, da terrengparametere som skygger for direkte solinnstråling, lokalisering i høytliggende områder og ly for vind gir en høy akkumulasjon av snø og slik kontrollerer massebalansen. Samtidig er det nødvendig å understreke at gjennomsnittlig temperatur og nedbør vil ha innvirkning på utviklingen av isfonnen over tid, eksempelvis tap av masse siden lille-istid (Farnell m.fl. , 2004; Nesje m.fl. , 2012).

Generelt sett, kan det sies at isfonnenes likevekt og dynamikk er kontrollert av topoklimatiske faktorer, klimatisk variabilitet over en kortsiktig periode, og av klimaforhold og klimaendring i medium til langsiktig tid (Serrano, Gonzalez-Trueba, Sanjose, & Del Rio, 2011). Dette understreker Fujita, Hiyama, Iida, og Ageta (2010), og hevder at flerårige isfonner og dannelsen av disse er et resultat av lokale prosesser av snøakkumulasjon, lokal redistribusjon av snø som følge av vind og/eller snøskred, og lokal reduksjon i ablasjon. Dermed trekkes de lokale faktorene inn som variabler isfonnene er avhengige av for å eksistere, og indirekte elimineres de regionale gjennomsnittlige meteorologiske forhold som avgjørende. Topoklimatiske faktorer påvirker også breer i stor grad, men spiller en mer fremtredende rolle for eksistensen av isfonner. Med andre ord, dette er faktorer som isfonner er helt avhengige av.

Glazirin, Kodama, og Ohata (2004) påpeker at disse kontrollerende terrengparameterne gir stabiliserende feedbackmekanismer, og klassifiserer til en vis grad isfonner som selvregulerende objekter. Disse feedbackmekanismene er en av årsakene til at isfonner kan holde seg konstante over flere år. Dette argumentet bunner i en forståelse om at uten slike mekanismer, ville isfonnene ha ekspandert og fått egenskaper som tilsvarer en bre, eller forsvunnet som følge av klimaendringer (Glazirin, 1977; Glazirin m.fl. , 2004). Dataserier fra isfonner i Japan viser at det er en signifikant sammenheng mellom isfonnens størrelse og evnen til akkumulasjon og ablasjon av snø. Disse måleseriene understreker det faktum at i situasjoner der størrelsen til en isfonn ved ablasjonsminimum var relativt stor (liten), ville akkumulasjonen gjennom vinteren være liten (stor), og akkumulasjonsmaksimumet ville være beskjedent. Likeså vil ablasjonen gjennom sommeren være liten i tilfeller hvor isfonna er liten i begynnelsen av ablasjonsperioden (Glazirin m.fl. , 2004).

På Juvfonna (Oppland) er det konkludert med at isfonner ikke har *timelag* eller responstid. Dette i kontrast med breer, og isfonnens omfang og tykkelse varierer årlig med massebalansen (Nesje m.fl. , 2012). Dette er koblet opp til deres dynamikk, hvor det kan se ut til å være mangel på et klart skille mellom ablasjon- og akkumulasjonsområdet. Dette er også registrert i Rock Mountain National Park, hvor snøfattige vintre og varme somre kan gi frilagt is over hele fonna, mens positive år kan gi snødekke over hele fonna, sommeren gjennom (Hoffman m.fl. , 2007).

1.3 Begrepsavklaring

Selv om det er gjort en del studier på isfonner, er det i realiteten en gradvis overgang mellom fonn og bre, men begrepene i seg selv er ikke klare (Martin Callanan m.fl. , 2010). Serrano m.fl. (2011, s. 58) etterlyser i sin artikkel et behov for et definisjonsskille mellom isbre, små breer, snøfonn og isfonn. De begrunner dette behovet for å kunne utvikle kunnskap om snø, små ismasser og deres dynamikk, struktur og utvikling, og derigjennom forstå dem som geoidikatorer for endring. Dette er også etterlyst innenfor glasiolarkeologien der en bedre forståelse av glasiologiske prinsipper for energi og massebalanse vil bidra til å identifisere lokaliteter for arkeologiske fonner/breer, og hvor på fonnen/breen funnene kan gjøres. Dette kan bidra med en glasiologisk forklaring på spredning og alder på funn, og ikke bare en kulturell forklaring (Dixon m.fl. , 2005). Detaljert massebalansestudier av to fonner med ulik størrelse og karakter kan bidra til å kaste lys over forskjeller og likheter mellom fonner og breer, og således være et skritt på veien mot en bedre definisjon av fonner som fenomen. Men først en gjennomgang av eksisterende definisjoner.

Begreper som små isbreer, glacieret, snøfonner og isfonner er ofte brukt med en vag og uklar definisjon med mangel på et klart skille om hva hvert enkelt begrep innebærer, og hva som skiller de fra hverandre. Working Group on Mass-balance Terminology and Methods of the International Association of Cryospheric Sciences (IACS), IHP-VII har i sin rapport definert glasiar is på to ulike måter:

"Ice that is part of a glacier, as opposed to other forms of frozen water such as ground dry ice and sea ice."

(Cogley m.fl. , 2011)

Dermed er det definert hva breis ikke er. På den andre siden har de definert breis som:

"Ice that is part of a glacier, having been formed by the compaction and recrystallization of snow to a point at which few of the remaining voids are connected, and having survived at least one ablation season. In this more restricted sense, the term refers to the body of the glacier, excluding not only snow and firn but also superimposed ice, accreted ice and marine ice. The density at which voids cease to form a connected network, that is, the density at which firn becomes glacier ice, is conventionally taken to be near to 830 kg m⁻³."

(Cogley m.fl. , 2011)

Et interessant moment i denne definisjonen er at det vil være mye masse på en bre/fonn, som ikke kan defineres som breis, altså snø, firn og refryst vann. En slik definisjon kan bli for restriktiv i henhold til hva som kan defineres som breis, og dermed kan definisjonen være vanskelig å gjøre operasjonell da den vil kreve svært detaljerte undersøkelser. I tilfellet av en fonn, hvor man vet lite om selve isdannelsen, vil isfonner ikke kunne defineres som breis dersom isdannelsen skjer gjennom refrysing av vann. For å kunne forstå dynamikken, strukturen og opphavet til de ulike glasiale massene som eksisterer, trengs en opprydning i begrepene, (Glazirin m.fl. , 2004; Serrano m.fl. , 2011) og muligens må man også strekke seg utenfor definisjonen av breis for å kunne fange de ulike kategoriene.

Fonner og små breer er kjent under flere navn, som for eksempel; glacieret, snøfonn og isfonn. Navnene varierer med deres dynamikk, struktur og opphav. Det vil si at forskjellen ligger i tilstedeværelse av bevegelse, indre struktur, og om den er glisial eller nival.

Små isbreer eksisterer i høytliggende fjellområder verden over, og er sanne breer da bevegelse er til stede. Begrepet glacieret klassifiseres som små breer med liten romlig utstrekning (Serrano m.fl. , 2011). Her er det uklare oppfatninger rundt opphavet da noen forskere, som for eksempel Serrano m.fl. (2011, s. 58), definerer glacierets som små breer som er et produkt av gamle større breer, og dermed har sitt opphav i glasiationsprosesser. De har fortsatt en komponent av bevegelse og isdeformasjon, men dog svært redusert. Benn og Evans (2010, s. 9), oppfatter derimot glacierets som akkumulasjon av firn fra vindtransportert snø og snøskred, og som viser lite eller ingen bevegelse. Denne definisjonen ligner mer på hva annen litteratur definerer som en snøfonn eller isfonn, da Serrano m.fl. (2011) skiller en snøfonn fra små breer ved å definere fonnene som gjenværende snø etter en lang smelteperiode.

Snøfonner er et resultat av topoklimatiske faktorer og bygger seg opp gjennom høy akkumulasjon av snø, vindtransportert eller skredrelatert, og kan ved noen år overleve ablasjonssesongen. Snøfonnene er derfor et resultat av nivale prosesser. Nesje m.fl. (2012) deler snøfonner inn i to typer snøfonner; (1) sesongfonner og (2) flerårige fonner, hvor sesongfonnene smelter bort gjennom ablasjonssesongen, og de flerårige er til stede alt fra to sesonger til århundrer eller årtusener.

Her er det heller snakk om et definisjonsskille mellom snøfonner og isfonner, der isfonner innehar en iskomponent og er tilstede over mange år (Serrano m.fl. , 2011). I følge Serrano m.fl. (2011) kan isfonner være et resultat av både glasiale så vell som nivale prosesser, altså to ulike opphav. Glasiale isfonner er et resultat av en «død» bre dannet gjennom glasiale

prosesser. Denne definisjonen bruker også Glazirin m.fl. (2004) og Watanabe (1988) og ser på isfonner som en overgangsform mellom et sesongdefinert snødekke og en bre, hvor isfonners massebalanseprosesser har likheter med breers massebalanse og deres prosesser.

Nivale isfonner er et resultat av høy akkumulasjon av snø på grunn av vinddrevet snø eller snøskredrelaterte prosesser. Det er liten forståelse om isdannelsen på nivale isfonner i henhold til transformasjonsprosessen fra snø til is, og hvor lang tid dette tar, og om isdannelsen skjer gjennom metamorfeprosesser eller påfrysning av is. Denne isen vil være lite deformert på grunn av deres massebalanse og dynamikk, som gir lite eller ingen bevegelse. Videre kombinerer Nesje m.fl. (2012) isfonner og permafrost, og bidrar dermed til et nytt moment i definisjonen av isfonner. Således refererer de til isfonner som akkumulasjon av snø, firn og is som overlever en sommersesong under fastfrosne forhold uten basal bevegelse i permafrostmiljøer.

Det er et vidt spekter av definisjoner, da noen fokuserer på bevegelse, andre på størrelse, omdanning av is, varighet og opphav. Så langt kan man si at små breer eller glacieret har egenskaper som sanne breer, både i struktur og bevegelse. Isfonner har en iskjerne med lite eller ingen bevegelse, og deres opphav kan være glasiøse eller nivale prosesser. Om isdannelsen skjer gjennom påfrysning av is eller metamorfe prosesser, er uklart. Snøfonner innehar ingen iskomponent og er dannet av nivale prosesser.

Ut i fra denne definisjonen vil begrepet isfonn være best egnet til å beskrive de arkeologiske fonnene som har blitt omtalt i litteraturen. Uansett understreker uklarheten i definisjonene og begrepene et behov for mer forskning på området, for å få en dypere forståelse av de ulike fenomenene.

1.4 Problemstilling

Det er på bakgrunn av fonnenes eksistens over tid at oppgavens problemstilling formes. Gamle arkeologiske funn gjort i både Canada og Norge indikerer at isfonnene er ca. 3500 år, og studier viser at breer ellers i regionen har hatt store svingninger i massebalansen i denne perioden. Dette er igjen en indikasjon på isfonnens stabilitet over tid. Særlig med tanke på større breers fluktuasjoner, burde isfonnene ha smeltet bort i dette tidsrommet!

Problemstillingen er dermed knyttet til å forklare hvordan fonnene kan ha en massebalanse som over tid som muliggjør deres eksistens. I den sammenheng vil følgende hypoteser testes:

- Vinterbalansen er avgjørende for fonnenes eksistens
- Sommerbalansen er avgjørende for fonnenes eksistens
- Både vinter- og sommerbalansen er avgjørende for fonnenes eksistens

Hypotesene vil undersøkes nærmere gjennom feltmålinger av sommer- og vinterbalansen til fonnene, samt modellering av sommer- og vinterbalansen basert på regional klimadata.

1.5 Oppgavens struktur.

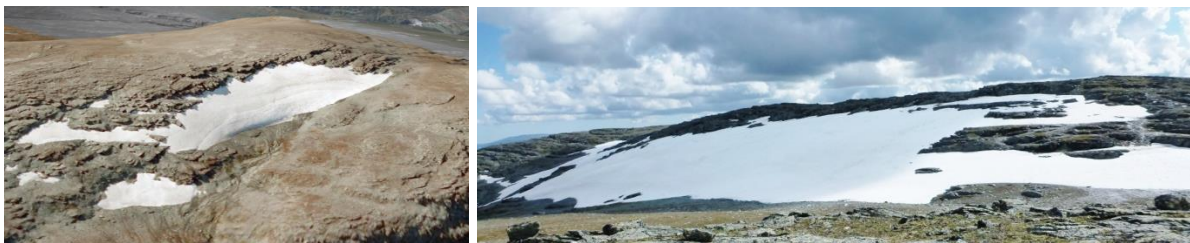
Etterfulgt av en introduksjon til emnet glasiarkeologi og oppgavens problemstilling følger en områdebeskrivelse i kapittel 2. Her vil lokaliseringen til Evighetsfonna og Kringsollfonna legges frem, og de regionale forholdene vil presenteres både i rom, altså dagens tilstand, og endringer over tid. I kapittel 3 vil det teoretiske grunnlaget for oppgaven legges frem. Her vil generell glasiologi og prinsipper for massebalanse og ELA gjøres rede for, samt mer konkrete teorier for feedbackmekanismer på isfonner vil bli presentert. Videre i kapittel 4 vil feltmetodene for måling av massebalanse, samt analysemetodene legges frem, før resultatene presenteres i kapittel 5. Dette vil danne grunnlaget for diskusjonen som faller inn under kapittel 6. Til slutt vil oppgaven avrundes med en konklusjon og forslag til videre arbeid.

2 Områdebeskrivelse

2.1 Feltområde

Feltområdet i denne oppgaven er Oppdal kommune i Sør-Trøndelag fylke. Over 20 arkeologiske isfonner er registrert i dette området, og i denne oppgaven er to isfonner valgt ut for mer detaljerte studier av massebalanse. Disse fonnene er henholdsvis Kringsollfonna og Evighetsfonna. Dette er to studieobjekter som begge har frigjort arkeologiske gjenstander, men som er ulike både i størrelse og geografisk lokalisering.

Kringsollfonna er lokalisert på Euref 89, UTM 32, 6931604, 538233 Ø, 1500 - 1550 moh. Areal: 55.000 m².

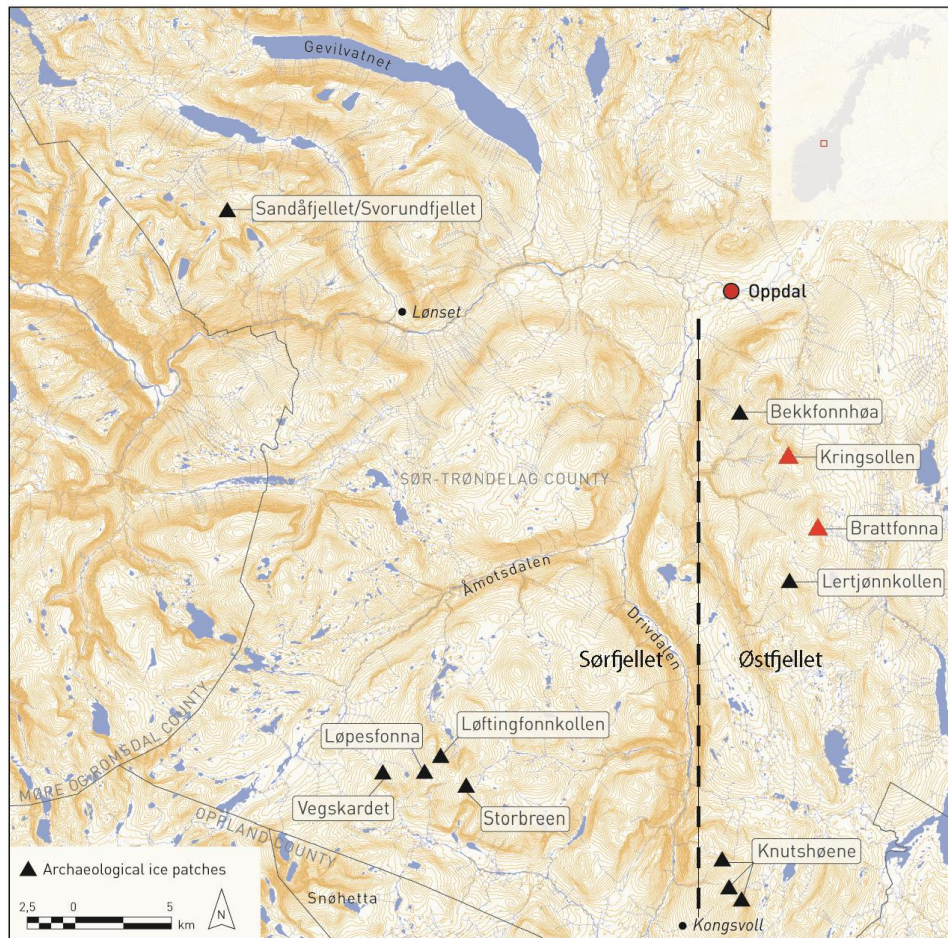


Figur 2.1: Kringsollfonna på Østfjellet. Foto til venstre: norgei3d.no (2013). Foto til høyre: Privat

Evighetsfonna er lokalisert på Euref 89, UTM 32, 6944173 N, 509423 Ø, 1420 - 1620 moh. Areal: 425.000 m².



Figur 2.2: Evighetsfonna på Svorundfjellet/Trollheimen. Foto til venstre: norgei3d.no (2013). Foto til høyre: Privat



Figur 2.3: Oversikt over de arkeologiske isfonnene i Oppdal. Kringsollfonna er lokalisert på Kringsollen, mens Evighetsfonna er lokalisert på Sandåfjellet/Svorundfjellet (Martin Callanan, 2010, s. 44).

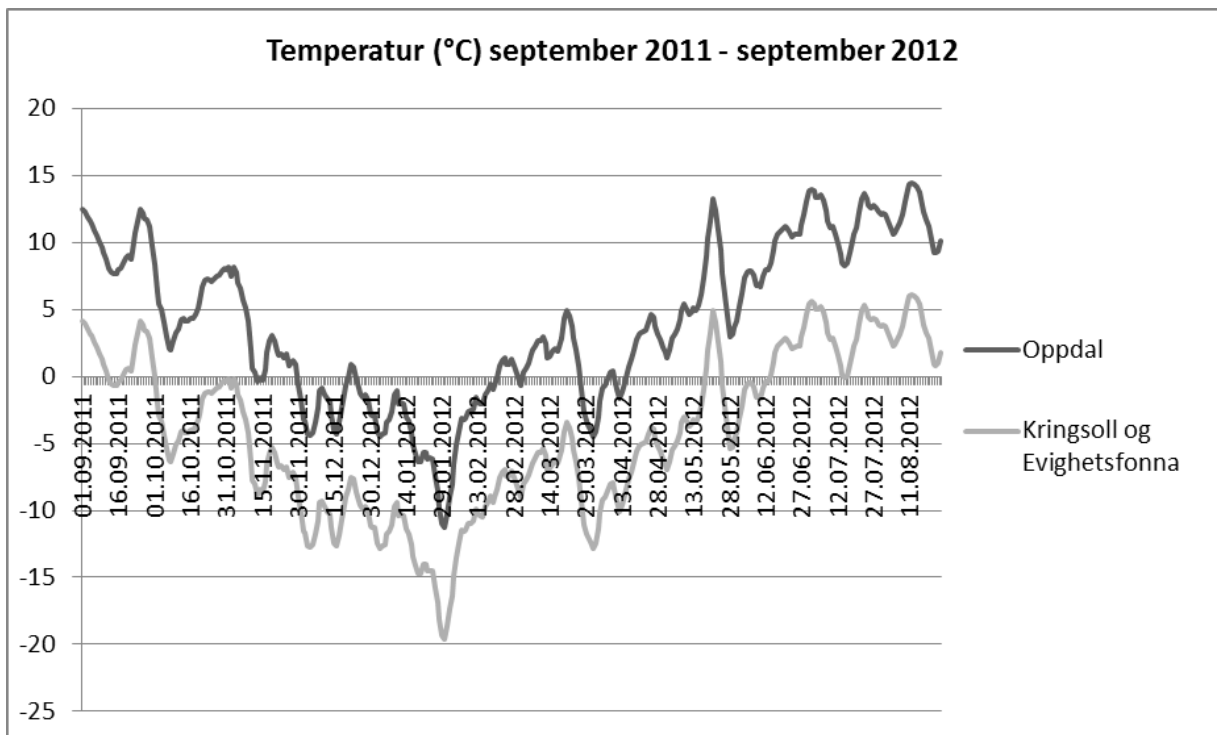
Begge isfonnene ligger på ca. 1500 moh., over den regionale tregrensa som er på ± 1000 moh. i området. Fjellområdene i Oppdal kommune kan deles inn i tre soner; (1) Østfjellet, (2) Sørfjellet og (3) Nordvestfjellet. Østfjellet og Sørfjellet er delt ved Drivdalen og begge områdene finner man flere flerårige isfonner. Sørfjellet ligger vest for Drivdalen og strekker seg sørover mot Snøhetta og den sørlige grensen av Oppdal kommune. Dette fjellområdet inkluderer isfonnene Storbreen, Løpesfonna, Vegskardet og Løftingfonnkollen. Østfjellet ligger øst for Drivdalen, og isfonnene Kringsollfonna, Brattfonna, Bekkefonna, Lertjønnkollen, samt tre isfonner på Knutshøene er lokalisert her. Nordvestområdet inkluderer Trollheimen, og Evighetsfonna ligger her.

Til tross for en relativt liten utbredelse i rom, er disse miljøene ulike i karakter. Østfjellet, hvor Kringsollfonna er lokalisert er et paleisk landskap, åpent med avrundede topper, mens Nordvestfjellet/Trollheimen, hvor Evighetsfonna ligger er i større grad påvirket av glisiale prosesser gjennom tid, som har dannet et alpint landskap.

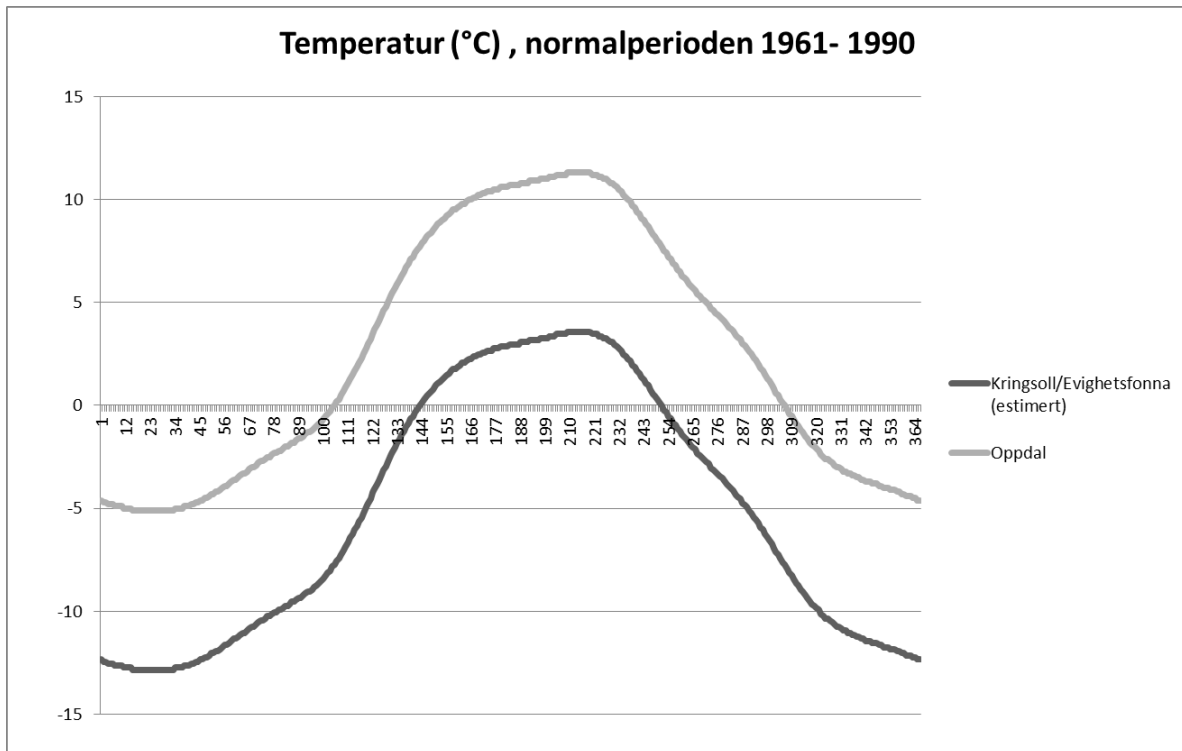
2.2 Klima

Det er ingen meteorologiske data fra verken Østfjellet, hvor Kringsollfonna er lokalisert, eller i Trollheimen hvor Evighetsfonna ligger. Temperatur og nedbør er derfor estimert for disse områdene. Både Kringsoll- og Evighetsfonna ligger på ca. 1500 moh. og denne høyden er brukt som standard for begge fonnene. All meteorologisk data som er brukt er hentet i fra eklima.no, og er tilgjengelig for nedlastning. Klimadata fra klimastasjonene Oppdal, Fokstua og Hjerkinn er anvendt i estimeringen.

Temperaturgradienten mellom Oppdal og Fokstua var 0.77 per 100 meter i normalperioden 1961-1990. Gradienten mellom Oppdal og Hjerkinn var 0.79 for massebalanseåret (sep. – sep.) 2012. Temperaturen for Kringsoll- og Evighetsfonna er estimert ut i fra -0.79 per 100m for balanseåret 2012. Dette gir en estimert årnormal på -3.74 °C. For normalperioden 1961-1990 er temperaturen på Kringsoll- og Evighetsfonna estimert ut i fra -0.77, og dette gir en årnormal på -5.26 °C i denne tidsperioden.



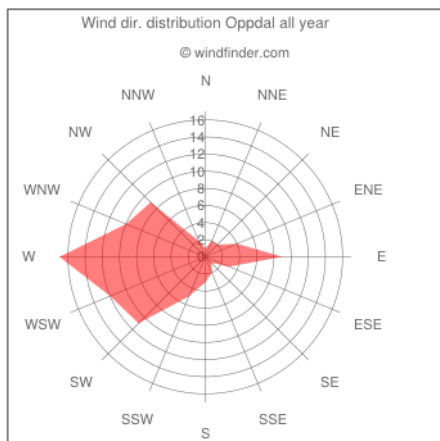
Figur 2.4: Estimert temperatur for Kringsollfonna og Evighetsfonna (1500 moh.) balanseåret 2012.



Figur 2.5: Estimert temperatur for Kringsollfonna og Evighetsfonna (1500 moh.) fra januar-januar for normalperioden 1961 - 1990.

Estimering av nedbørsdata i fjellområder er vanskelig på grunn av komplekse romlige variasjoner i både terreng, topografi, vind og vær (Benn & Evans, 2010, s. 40). Samtidig øker vanligvis nedbøren med høyden, og i Norge er det normalt å beregne en økning i nedbør på 8% per 100 m (Lie, Dahl, & Nesje, 2003a, s. 367). En estimering av nedbør er problematisk for områdene rundt Dovre på grunn av lav nedbørsmengde øst for Snøhetta. Både Oppdal og Fokstua er brukt i dette

studiet, siden Hjerkin ligger bak Snøhettas nedbørsskygge. Med en base på 435 mm per år på Fokstua (Sollid, Isaksen, Eiken, & Ødegård, 2003), vil dette gi en andel på 680 mm nedbør på Østfjellet (Martinsen, 2012).



Figur 2.6: Gjennomsnittlig vindretning, Oppdal. (windfinder, 2012).

Den årlig dominerende vindretningen for Oppdal (figur 2.6) viser en dominans i nordvestlig til sørvestlig retning. Statistikken er basert på daglige observasjoner mellom mars 2010 og mars 2013

2.3 Periglasialt miljø

Både Kringsollfonna og Evighetsfonna er en del av det periglasiale miljøet, da de eksisterer i kalde men ikke-glasiale miljøer. Periglasiale miljøer har en romlig nærhet til glasiale miljøer, men eksisterer under den glasiale linjen, og preges i større grad av fryse- og tineprosesser. Disse miljøene er også knyttet til permafrost, og denne kan være kontinuerlig eller ikke-kontinuerlig (Holden, 2008).

2.3.1 Permafrost

Det er i dag antatt at isfonner, i likhet med kalde isbreer, er under trykksmeltepunktet ved bresålen, og dermed tilknyttet permafrost (Nesje m.fl. , 2012). Varmeledning gjennom overflaten vil være hovedkilde for temperaturendringer inne i fonna. Med en overflatetemperatur på maksimum 0 °C, samt kuldenedtrenging høst og vinter vil resultere i negativ gjennomsnittstemperatur for fonna. Kuldenedtrengingen kan skape permafrost, da den forplanter seg nedover i bakken under isfonnen (Martin Callanan m.fl. , 2010). Dersom permafrost kan påvises, vil isfonnene være fryst fast til underlaget. Dermed kan eksistensen av isfonner i seg selv være en sterk indikator på permafrost (Nesje m.fl. , 2012). Med tanke på hvilket utslag tilstedeværelse av vann ved bresålen kontra fastfrost bresåle, og tilstedeværelse av permafrost utgjør, vil det ha/hatt mye å si for fonnens dynamikk og bevegelse. Permafrost gir lite eller ingen bevegelse langs bresålen og resulterer i lite eller ingen basal glidning og/eller erosjon (Benn & Evans, 2010). Sammenhengen mellom utbredelsen av isfonner og permafrost og dens korrelasjon er et interessant moment, i henhold til eksistensen av isfonner under den regionale likevektslinjen. Dette på grunn av at permafrost kan ha stor påvirkning på interaksjonen mellom breen og underlaget.

Det er gjort studier på den romlige utbredelsen av fjellpermafrost på Dovre, hvor et datasett med BTS-målinger (bottom temperature of winter snow) er analysert opp mot høyde over havet, potensiell direkte solstråling, aspekt, snødybde, kurvatur og helning. Resultatet viser at høyde over havet, altså temperatur, er den viktigste faktoren for utbredelsen av permafrost på Dovre, mens direkte stråling, som avhenger av aspekt og gradient viser ingen korrelasjon (Isaksen, Hauck, Gudevang, Ødegård, & Sollid, 2002). Dette kan skyldes en dominans av overskyede dager. Klimadata fra Fokstua viser en lav frekvens av skyfrie dager, og en dominans med overskyede dager i juli, august, september og oktober.

På Dovrefjell er BTS-målingene over ~1800 moh. klassifisert som gode indikatorer på permafrost, mens 1490 moh. er satt som den laveste grensen for permafrost. Denne grensen

gjelder flate områder eller moderat helning med et stabilt snølag på en til to meter. Sporadisk permafrost kan oppstå ned til 1350 moh. for samme område. Sammenlignet med Jotunheimen er det funnet lite småskala varians i utbredelsen av permafrost på Dovre (Isaksen m.fl. , 2002).

Videre påvirker vind snøakkumulasjonen og akkumulasjonsmønsteret på Dovrefjell. Sørvestlige vintervinder avsetter større mengder snø på nord- og østvendte fjellsider, som isolerer bakken mot kulden. På den andre siden vil vest- og sørvendte fjellsider motta mer stråling gjennom sommeren, og nettoeffekten blir to kompensierende faktorer (Isaksen m.fl. , 2002).

Martinsen (2012) konkluderer i sin studie med at Kringsollfonna er i et fordelaktig klima, hvor bakken under isfonnen trolig er knyttet til permafrost, da deres masse er utilstrekkelig til å heve den basale tilstanden til temperert. På grunn av manglende data, er det uvisst om Evighetsfonna også er tilknyttet permafrost, og flere studier trengs innen dette område. Det er nærliggende å anta at permafrosttilstanden rundt Kringsoll- og Evighetsfonna vil være sammenlignbar med Dovrefjell på stor skala, ettersom områdene har romlig nærhet, og er begge kontinentale. I det tilfellet vil begge fonnene ligge i sonen for laveste grense for permafrost. På grunn av småskala variasjoner og sporadisk permafrost fra 1490 moh. og ned til 1350 moh., trengs det nærmere undersøkelser for å si noe sikkert om permafrosttilstanden i hvert av forskningsområdene.

2.4 Regional endring over tid

For å få en bedre forståelse av isfonner og deres eksistens, er det viktig å forstå klimatiske endringer over tid, og ikke bare deres romlige utbredelse i dag og dagens klimatiske situasjon. De kommende avsnittene vil ta for seg betydningen av NAO-indeksen over tid, glasiale- og permafrostvariasjoner gjennom Holocene, samt arkeologiske funn knyttet til temperatur.

2.4.1 NAO-indeksen og massebalanse

Den North Atlantic Oscillation (NAO) beskriver variasjonen i den atmosfæriske- og havsirkulasjonen over nord - atlanten og nordvest – Europa. NAO er et fremtredende klimatisk fenomen, som kan kobles opp mot fluktuasjoner i værforholdene som påvirker nedbør og temperatur. Utrykket er basert på forholdet mellom atmosfærisk trykk ved havnivå i Ponta Delgada, Azorene, og Stykkisølmur, Island, og benevnes som NAO-indeks. (Imhof, Nesje, & Nussbaumer, 2012). Et relativt høyere trykk over Azores, det vil si en positiv indeks, vil føre til at vestlige vinder trekker seg lengre nordover. På den andre siden vil da et svakere og lavere trykk over Island, altså en negativ indeks, presse vestlige vinder sørover. En positiv NAO relateres til

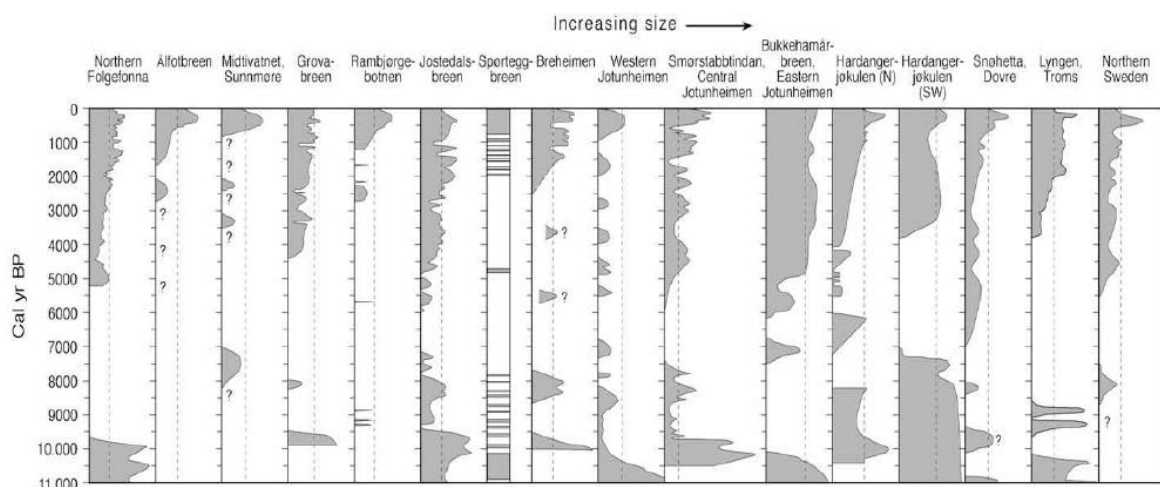
varmere og fuktigere vær i Nord-Europa, mens en negativ NAO, vil derimot gi kaldere og tørrere vær i samme region (Wanner m.fl. , 2001).

Variasjoner i massebalansen er knyttet til den atmosfæriske sirkulasjonen, og er dermed en avhengig faktor av endringer i atmosfæren. Den viktigste faktoren knyttet til breers massebalanse og endringer i atmosfæren er snøfall (Nesje, Lie, & Dahl, 2000). Fordelingen av snøfall vil være avhengig av geografien, da kystnære fjellstrøk generelt akkumulerer mer snø enn kontinentale fjellstrøk. Maritime breer vil derfor i større grad påvirkes av NAO-indeksen, og en positiv massebalanse under en positiv NAO, vil være en følge av øking i vinternedbør. Det er en sterk korrelasjon mellom massebalansen i maritime breer og vinter NAO-indeksen, da den dominerende faktoren er vinternedbør og vinterakkumulasjon. De kontinentale breer er perifere til de fuktige lavtrykkene. Dette resulterer i at disse breenes massebalanse er i større grad knyttet til sommertemperatur (Nesje m.fl. , 2000). Effekten av NAO på breers vinter /nettobalanse i Skandinavia avtar med økende kontinentalitet og breddegrad. Massebalanse-data av den kumulative nettomassebalansen på norske breer, viser at maritime breer har en signifikant økning i masse på slutten av 1900-tallet, da særlig etter 1988 -1989. På samme tidspunkt minket massen i de kontinentale breene i Sentral-Norge. Dette indikerer påstanden ovenfor, der maritime breer er i større grad påvirket av vinterbalansen, mens kontinentale breer er i hovedsak påvirket av sommerbalansen. NAO-indeksen er ofte uttrykt gjennom vinteren, fra desember til mars (NAO_{dec-mar}), da dette gir god korrelasjon med breers massebalanse (Imhof m.fl. , 2012). Korrelasjonen mellom NAO indeksen for vinternedbør (desember – mars) er 0.77 i Bergen, i Vest-Norge (Nesje m.fl. , 2000).

De kontinentale breene vil være mest representative for isfonnene i oppdalsområdet, da den kontinentale situasjonen for Dovre og Østfjellet bidrar til mer stabil glasiel aktivitet. NAO-indeksen vil dermed ha mindre korrelasjon med massebalansen på isfonnene, enn de maritime breene. Ved å sammenligne netto massebalansen til kontinentale breer og en indeks for vinterbalansen/nettobalansen korrelerer de glasielle variasjonene best med sommerbalansen (Nesje, Bakke, Dahl, Lie, & Matthews, 2008). Dette kan uansett være litt varierende da for eksempel Kringsollfonna er mer kontinental enn Evighetsfonna. Uansett, korrelasjonen med NAO-indeksen kan være gjeldende for isfonnenes massebalanse også, men her kan det oppstå skaleringsproblematikk. Som tidligere studier viser vil lokale terrengparametere og feedbackmekanismer være betydelige, og endringer i regionalt klima blir mindre viktig på kort sikt, med mindre endringene er vedvarende.

2.4.2 Glasiale variasjoner gjennom Holocene

Holocene er den geologiske tidsperioden fra dagens tilstand og ca. 11 000 år tilbake i tid. Denne perioden preges av flere svingninger i klima, og som følge av dette, også stor variasjon i den glasiale tilstanden i Norge (Nesje m.fl., 2008). Nesje m.fl. (2008) har modellert glasial historie gjennom Holocene fra flere breer i Norge, både maritime og kontinentale. Denne rekonstruksjonen viser klare trender og svingninger i klima, hvor innlandsisen hadde sitt siste store fremrykk under Yngre Dryas for ca. 10 500 år siden. Dette fremrykket ble etterfulgt av en varm periode, som bevæget seg mot Holocene Terminal Maximum (HTM), som gav en markant tilbaketrekning av breene. Under Finse event mellom 8000-8500 år siden, falt temperaturen, noe som responderte i et glasialt fremrykk. Etter Finse event økte temperaturene igjen, og en post-glasial periode uten registrert glasial aktivitet oppstod. Fra og med 6000 og 2000 cal. yr BP er det igjen registrert glasial aktivitet, breene gjenoppstod, og nådde et maksimum under den lille istiden (LIA), ca. 1550-1850 (Nesje m.fl., 2008). Dette maksimumet er datert gjennom bruk av lichenometri på de markante ende- og sidemorenene fra denne tidsepoken. Utstrekningen av disse morenene varierer på stor skala, da dette avhenger av klima, topografi, gradient og breisen i seg selv.



Figur 2.7: Glasial variasjon gjennom Holocene, Skandinavia (Nesje, 2009, s. 2126).

Snøhetta har vært den mest stabile breen i Norge gjennom Holocene (Nesje, 2009), og er også den breen som ligger nærmest Kringsoll- og Evighetsfonna. Studier viser at området var deglasiert før 10,000 cal. yr BP, og var smeltet vekk for 9500 til 8500 år siden, og 8000 til 7000 år siden (se figur 2.7). Det er også registrert glasial aktivitet under Finse event. Fonnenes fluksjon under Holocene er uvisst på grunn av manglende data, men bevaring av

arkeologiske funn indikerer at de har eksistert i minimum 3500 år. Faktisk alder kan bestemmes ved datering av basal is, men det er per dags dato ikke utført slike målinger.

Det er uansett viktig å understreke at man kan stå ovenfor skaleringsproblematikk da oppløsningen på proxydataene er grov. Når man sammenligner datamaterialet fra ulike hendelser ved en lokalitet, kan inkompatible situasjoner, som i virkeligheten er separert med tiår, oppstå i samme tidsrom. Å sammenligne proxydata for glasial aktivitet opp mot isfonner er problematisk av flere grunner. For det første eksisterer isfonner i periglasiale miljøer, med en høy grad av marginal eksistens. Samtidig vil ikke fraværende glasial aktivitet kunne sidestilles med en ikke-eksistens av is, da glasiologer har studert glasial aktivitet gjennom sedimentsignaler i fjellvann, nedstrøms for breene (Nesje m.fl. , 2008). Fryste forhold gir nødvendigvis lite sedimentasjon, men tilstedeværelsen av is er et faktum. Dermed kan sedimenter være upassende for småskala modellering.

Martinsen (2012) gir et interessant bilde ved å sammenligne sedimentkjerner fra Juvvannet, som per i dag er hovedområde for sørlige arkeologiske isfonnfunn. Sedimentkjerner fra Juvvannet, sammenlignet med Snøhetta viser at Juvfonna har hatt langt større glasial aktivitet. Begge viser et opphold i glasial framgang mellom 1300-1000 cal. yr BP, men i senere Holocene er det stor variasjon. Mellom 2500 – 1600 cal. yr BP opplever Snøhetta en periode med glasial frammarsj, mens Juvvannet ikke viser denne trenden. Ved et motsatt tilfelle viser Juvvannet framskritt mellom 1800-1300 cal. yr BP, og denne hendelsen kan ikke dokumenteres ved Snøhetta. Hva dette skyldes er vanskelig å si, men det reiser en del spørsmål i henhold til forholdet mellom fonn og bre; er dette en indikasjon på at fonner og breer reagerer ulikt på samme klimasignal, og bunner dette i så fall i annen massebalanse, andre terskelverdier eller det terminale regimet? Eller kan Juvfonna en gang ha vært en bre, og da gitt andre signaler? Samtidig vil også resultatene fra en slik sammenligning omfatte utfordringene knyttet til proxydata, som er drøftet tidligere.

2.4.3 Permafrostvariasjoner gjennom Holocene

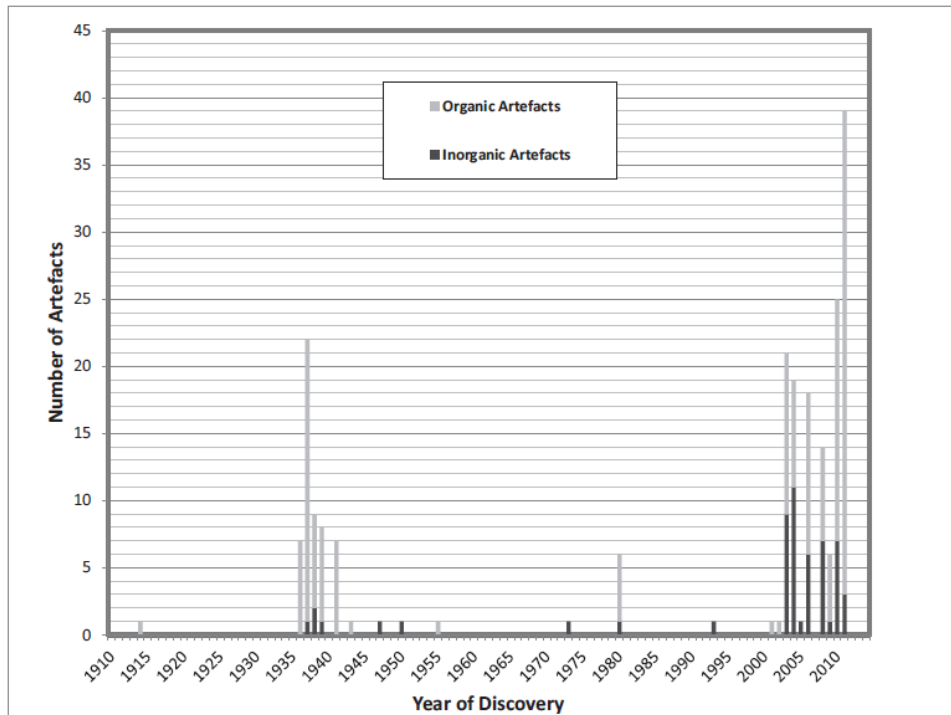
Siden isfonner eksisterer i periglasiale miljøer, er det ikke bare endring i glasial aktivitet som kan si noe om isfonnenes variasjon over tid, men også permafrost kan gi gode indikasjoner om deres tilstand. En studie gjort i Norge, viser at den eldste permafrosten har eksistert gjennom hele Holocene, også gjennom Holocene Thermal Maximum (HTM). Denne permafrosten gjelder kun for høytliggende områder i Sør-Norge > 1800. Dette er et interessant moment, da breene var smeltet bort i denne perioden. Dagens sammenheng mellom utbredelsen av permafrost og eksistensen av breer, må derfor sees på som moderne (Lilleøren,

Etzelmüller, Schuler, Gisnås, & Humlum, 2012). En viktig periode for permafrostaggradasjon under Holocene er lille istid (LIA). Permafrost har hatt et større omfang under LIA enn i dag. Det er modellert to store degraderingsperioder av permafrost gjennom Holocene; en gjennom HTM og en etter LIA. Siden temperatur i stor grad styrer glacial aktivitet og permafrost for kontinentale strøk rundt Dovre, er det en sammenheng mellom utbredelsen av permafrost og breer (Lilleøren m.fl. , 2012). De arkeologiske funnene indikerer at fonnene var tilstede under permafrostaggradasjonen gjennom LIA. Siden utbredelsen av permafrost ekspanderte, og grensen (moh.) for tilstedeværelsen av permafrost sank, øker dette sjansen for tilstedeværelsen av permafrost under fonnene gjennom LIA. Senere har områdene hvor fonnene er lokalisert vært utsatt for permafrostdegradasjon

2.4.4 Arkeologiske funn og klimavariasjoner

Det er registrert en sammenheng mellom arkeologiske gjenstandsfunn og sommertemperatur, hvor somre med en temperatur over normalen er registret som gode funnår (Martinsen, 2012). På midten av 1930-tallet kom det flere varme somre på rad hvor det i 1936, 1937 og 1938 ble registrert temperaturer over gjennomsnittet. 1980 hadde også 2 °C over normalen. Videre har alle sommertemperaturene etter 2002 ligget over gjennomsnittet. Sommeren 2010 og 2011 var år med mye smelting på Kringsollfonna og Evighetsfonna, og det ble også gjort en rekke arkeologiske funn.

Uansett er det viktig å tolke temperaturene med forsiktighet, da man har hatt flere varme somre, med temperaturer over gjennomsnittet. Forskjellen fra disse tilfellene til 1930 og 2000-tallet er at dette har vært single somre med varme temperaturer, etterfulgt av kalde somre, mens 30-tallet og 00-tallet har innehatt en rekke etterfulgte varme somre (Martinsen, 2012).



Figur 2.8: Arkeologiske funn gjort per år på isfonner i Midt-Norge. 1930- og 2000-tallet utpeker seg som perioder med mange funn (Martin Callanan, 2012).

Det er ikke funnet noen sammenheng med vinternedbør i perioden 2002-2008, da denne perioden hadde over gjennomsnittet med vinternedbør. Det er registrert et unntak her, hvor Juvfonna akkumulerte flere timeter med snø gjennom 1990-tallet, og avanserte (Nesje m.fl. , 2012). Vinteren 2011/12 akkumulerte også store mengder snø på Kringsollfonna og Evighetsfonna, og sommeren 2012 ble det ikke gjort arkeologiske funn, og ingen is var synlig ved overflaten. Slik sett ble massebalanseåret 2012 et unntak, med en positiv nettobalanse. Sett i sammenheng med sommertemperaturen var ikke dette noe kjølig år med kald sommer, da gjennomsnittstemperaturen har vært 1.5 °C varmere enn normalperioden.

Derimot oppnådde både Evighetsfonna og Kringsollfonna tykke akkumulasjonslag på opp mot 4 til 6 meter. Dette ble dermed en svært spennende sesong for å prøve å forstå akkumulasjonsprosesser og snøfordelingen, og hva som er hovedkilde (mye vinternedbør, eller videredistribusjon) for høy akkumulasjon. Samtidig gir dette en indikasjon på store sesongvariasjoner på fonnene. Hvordan dette påvirker massebalansen til fonnene vil bli en spennende diskusjon senere i oppgaven.

3 Teoretisk tilnærming

3.1 Glasiologi

3.1.1 Massebalanse

Differansen mellom tilførsel og smelting av is og snø i et bresystem er kjent som massebalansen (Benn & Evans, 2010; Østrem & Brugman, 1991; Singh & Singh, 2001). Massebalanse referer til forandring i masse på alle deler av breen, over et kjent tidsintervall. Massen øker gjennom akkumulasjon av snø som nedbør, refrysing av vann, vindakkumulasjon og snøskred. En reduksjon av masse skjer gjennom ablasjonsprosesser som smelting av is, kalving og fordampning. Akkumulasjons- og ablasjonsprosessene er sterkt knyttet til klima og lokale topografiske faktorer. Dermed er endring i breens totale masse en respons på regionale klimatiske faktorer (sommertemperatur og vinter nedbør), men også lokale faktorer som topografi, vind og solstråling.

Endringen i breens totale masse bestemmes av balansen mellom akkumulasjons- og ablasjonsprosessene. Variansen mellom akkumulasjon og ablasjon for en bre over et kjent tidsrom (oftest fra okt.- okt., et balanseår), er kjent som nettobalansen, også referert til som massebalansen. Breer vil vokse i tilfeller der klimatiske og topografiske forhold bidrar til at akkumulasjon > ablasjon, og minske der akkumulasjon < ablasjon (Benn & Evans, 2010). Enkelt framstilt kan massebalansen i et balanseår uttrykkes som:

$$b_n = b_w + b_s$$

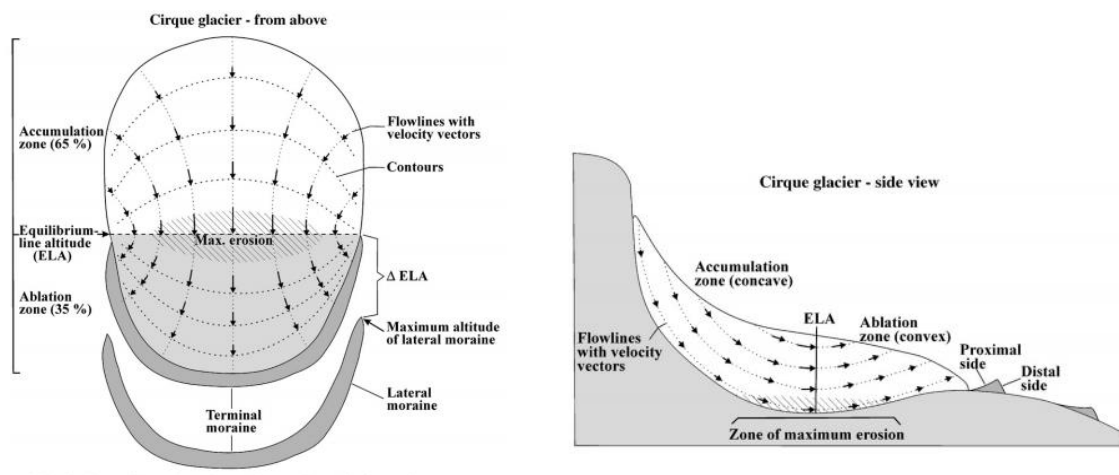
hvor b_w er vinterbalansen, b_s er sommerbalansen og b_n er nettobalansen (Singh & Singh, 2001).

Massebalansestudier forholder seg til endring i breens masse i tid og rom. Massebalansen kan være positiv, negativ, eller null, avhengig av systemets input og output. For at en bre skal eksistere over tid må massebalansen minimum være \geq null (Benn & Evans, 2010; Singh & Singh, 2001).

For isfonner som eksisterer under den glasiale likevektslinjen vil akkumulasjonsprosesser og ablasjonsprosesser som ikke er direkte knyttet til temperatur og nedbør, være viktige faktorer for massebalansen. Dette er faktorer som vil ha påvirkning på både bre og fonn, men er svært viktige for fonner. Vind, skred, topografi samt en rekke selvregulerende feedbackmekanismer er alle lokale faktorer fonnene avhenger av.

3.1.2 Massebalanse, dynamikk og ELA

Systemteori deler breen inn i to ulike soner, akkumulasjonssonen i den øvre delen og ablasjonssonen i den nedre delen av breen. I akkumulasjonssonen overgår gjennomsnittlig akkumulasjon tapet fra ablasjonen, mens i ablasjonssonen vil gjennomsnittlig ablasjon overgå tilførsel av akkumulasjon. Akkumulasjonssonen og ablasjonssonen er delt ved likevektslinjen der gjennomsnittlig akkumulasjon av snø utligner ablasjonen, altså nettobalanse = null (Benn & Evans, 2010; Lie m.fl. , 2003a; Østrem & Brugman, 1991). Høyden på linjen er omtalt som Glacier equilibrium-line altitude (ELA). Grunnet sin nære tilknytning til akkumulasjon og ablasjon, er ELA ansett som en parameter som kan være bidragsytende til å kvantifisere hvilken innflytelse klimavariasjoner har på isbreer, og er i stor grad brukt til å tolke tidligere klimaforhold (Lie et al., 2003a).



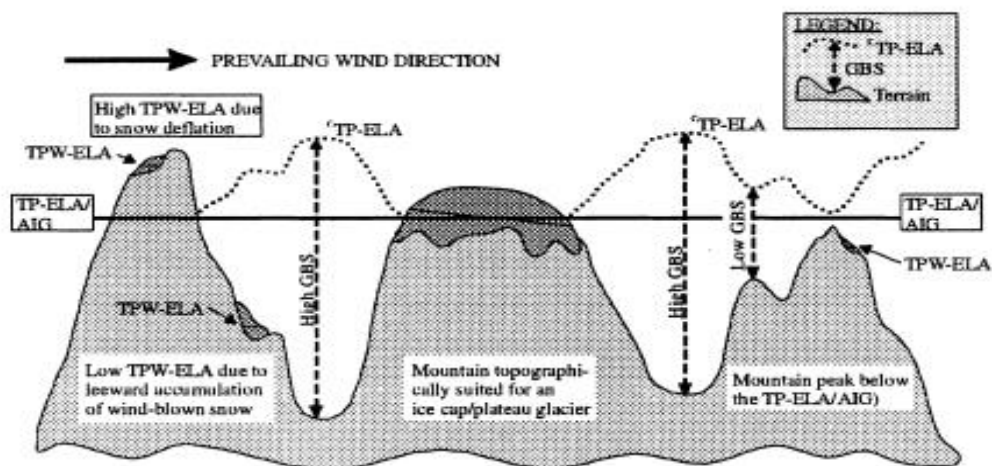
Figur 3.1: Flytelinjer på en idealisert botnbre sett oven i fra og fra siden. Viser også akkumulasjons- og ablasjonsområdet samt ELA. (Dahl, Bakke, Lie, & Nesje, 2003).

Isbreers geografiske lokalisering og klima er også avgjørende for temperaturregime og dynamikk. Brevevegelsen er påvirket av massebalansen, da breer søker etter å opprettholde en steady-state, og forflytter masse fra akkumulasjonssonen til ablasjonssonen. Dette resulterer i flytelinjer som går fra akkumulasjonsområdet og mot ablasjonsområdet med en retningskomponent som peker innover på breen over ELA og utover mot sidene under ELA. Videre er tilstedeværelsen av flytende vann en viktig faktor for bredynamikken. I områder hvor temperaturer er ved trykksmeltepunktet vil man finne forekomster av flytende vann, og dette påvirker friksjonsforholdene ved bresålen. På den andre siden er breer under trykksmeltepunktet ofte påvirket av permafrostforhold, og således fryst til underlaget. Dette gir lite eller ingen erosjon ved bresålen. Dette er i hovedtrekk hva som skiller en temperert bre fra en kald bre (Benn & Evans, 2010).

I tilfellet med isfonner, hvor det antas å være lite eller ingen bevegelse, vil dette gi en dynamikk som er nærliggende den kalde breen, med lite eller ingen basal glidning. Dette er grunnet fraværet av fritt flytende vann, da tidligere studier indikerer at isfonnene er knyttet til permafrost (Martinsen, 2012; Nesje m.fl. , 2012). Samtidig er det registrert lite indre bevegelse, noe som kan være grunnet i en annerledes massebalanse, hvor det ikke er noe behov for en utligning av masse i rom.

3.1.3 Isfonner under regionale ELA

Studier fra USA, Canada, Norge, Alpene og Japan viser at isfonner eksisterer under regional ELA (DeBeer & Sharp, 2009; Glazirin m.fl. , 2004; Hoffman m.fl. , 2007; Klapa, 1980; Nesje m.fl. , 2012). En av årsakene til dette er effekten av vinddrevet snø. To ulike begreper for å forklare ELA er derfor introdusert. Temperatur – nedbør ELA (TP-ELA) reflekterer generell vinter nedbør og ablasjonstemperaturer i en region, og temperatur – nedbør- vind ELA (TPW-ELA) reflekterer breers ELA som i større grad er påvirket av snøakkumulasjon eller deflasjon, altså breer avhengig av den lokale topografien. TP-ELA blir betraktet som et synonym for den laveste høydegradienten for momentant glisiasjon på et platå (Lie m.fl. , 2003a). Dermed er det TPW-ELA som vil være mest relevant å se på i henhold til lokaliseringen av isfonner og små isbreer. (Lie m.fl. , 2003a)



Figur 3.2: Forskjellen mellom ELA bestemt av temperatur og nedbør (TP-ELA) og ELA hvor akkumulasjon av snø fra skred og vind er avgjørende (TPW-ELA). (Lie, Dahl, & Nesje, 2003b)

I Sør – Norge øker den regionale glisiasjonslinjen fra 1200 meter i maritime strøk til 2200 meter i kontinentale strøk som Jotunheimen og Dovre (Lie m.fl. , 2003b). Dette er bygget på en modell der effekten av vindakkumulasjon ikke er tatt i betraktning. Dermed vil et sånt uttrykk kun gjelde i et terreng som danner platåbreer. Glacier Biuldup Sensitivity (GBS) er et

uttrykk som tar terrengparametere i betraktning. Dette er en verdi hvor vinternedbøren er kontrollert av terrenget og GBS vil dermed delvis bli en funksjon av topografi. Lav GBS er en funksjon av for eksempel en fjellkjede som medfører store mengder nedbør, og da snø i vinterhalvåret. I Norge er det dermed lav GBS i fjellene på Sør – Vestlandet, mens GBS-verdiene øker fort øst for nedbørsfeltene i disse områdene (Lie m.fl. , 2003b).

Topografiens betydning på vindblåst snø, har blitt evaluert gjennom en studie på fordelingen av isfonnene på Island, der Brown og Ward (1996) konkluderer med at lokal topografi og lokale terrengparametere i stor grad kontrollerer fordelingen og posisjonen til isfonner. Breer og isfonner avhenger av topografi for å utvikle seg og «overleve». Denne konklusjonen er også fremmet av Glazirin m.fl. (2004) og Watanabe (1988) som hevder at flerårige isfonner kan eksistere under den regionale likevektslinjen på grunn av redistribusjon og vindakkumulert snø. Som et resultat av dette er isfonner ofte lokalisert på lesiden av en fjellrygg. Dette reflekterer tilbake til TPW-ELA.

3.1.4 Redistribusjon av snø som en funksjon av vind og topografi

Det lokale terrenget skaper atmosfæriske trykkforskjeller som blir den drivende kraften for snøtransportprosesser som kryp, saltasjon og turbulens (Seppälä, 2004), som kontinuerlig modifierer topografien gjennom vinteren, og bidrar til den romlige fordelingen av snødybden. Kryp og saltasjon refererer til småskala transport fra cm til én meter, mens turbulens er tilfeller hvor sterk ving løfter med seg snøpartiklene og frakter de over en større skala (Mott, Schirmer, & Lehning, 2011).

Hver hindring i terrenget reduserer vindhastigheten og produserer turbulens som har effekt på snøtransport og avsetning av vindtransportert snø. Mot fronten av en hindring (for eksempel en fjelltopp) øker drivkreftene, altså vindhastigheten, og fører til erosjon av snøoverflaten. Vinterstormene av stor betydning når det gjelder vindtransport av snø, da disse pakker og konsoliderer snøkrystallene på lesiden. Da snøpartiklene er godt pakket må vindhastigheten tilta for å frakte partiklene videre. Dermed er topografien og lokale forhold av stor betydning når det kommer til vind og snøtransport (Seppälä, 2004), og isfonner dannes og opprettholdes ved lokaliseringer hvor både orografien og temperaturregimet er gunstig (Klapa, 1980). På denne måten vil isfonnen akkumulere en større andel vinternedbør, og generere et snødyp som er dypere enn det regionale snødekket, også under likevektslinjen.

Det er også gjort et studium i Davos-området (Sveits) som ser på sammenhengen mellom den romlige variasjonen i snøfall og snøakkumulasjonen gjennom vintersesongen. Analysene fra

dette studiet viser at variasjon i snøfall ikke er den avgjørende faktoren for småskala snøakkumulasjon, da snøakkumulasjon i større grad er påvirket av redistribusjon av snø, som indirekte viser at topografi stimulerer vindforholdene, og snøtransport framstår dermed som avgjørende for småskala variasjoner i snøakkumulasjon (Scipi3n, Mott, Lehning, Schneebeli, & Berne, 2013).

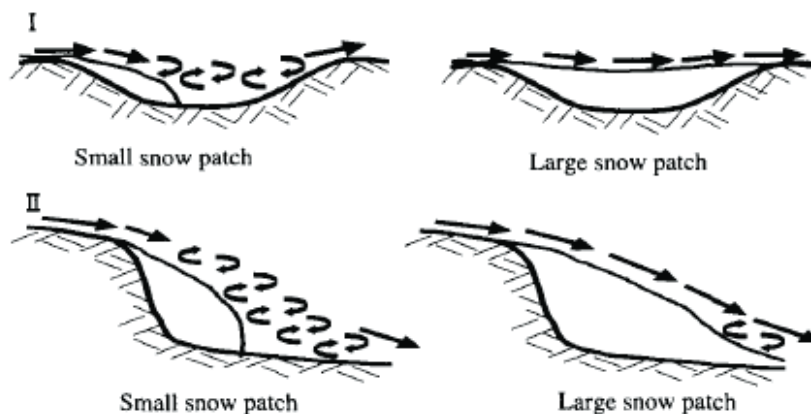
Som en effekt av vind hevder blant annet Hoffman m.fl. (2007) og Kuhn (1995) at sm3 botnbreers massebalanse er dominert av vinterakkumulasjon, og i mindre grad av energibalanse. Dette kan ogs3 antas 3 gjelde for isfonners eksistens, da vinddrevende prosesser kan multiplisere den lokale sn3akkumulasjonen.

3.1.5 Selvregulerende feedbackmekanismer

Som nevnt innledningsvis er det gjort flere studier som trekker fram betydningen av ulike feedbackmekanismer p3 isfonner under ELA. Litteraturen viser til ulike feedbackmekanismer innenfor b3de akkumulasjon- og ablasjonsprosesser. Med feedbackmekanismer, eller selvregulerende feedbackmekanismer, menes det at isfonner holder seg stabile over tid p3 grunn av svingninger i akkumulasjon og ablasjon, som en respons p3 isfonnens st3rrelse i seg selv. Det er dermed observert en selvregulering ut i fra st3rrelse, men det er delte meninger om hva som styrer denne selvreguleringen (Glazirin m.fl. , 2004).

De registrerte feedbackmekanismene innenfor akkumulasjon- og ablasjonsprosessene vil her presenteres som teoretisk grunnlag for 3 forst3 eksistensen av fler3rige isfonner, og som et teoretisk bidrag til 3 tolke dataene fra Kringsoll- og Evighetsfonna.

Selvregulerende akkumulasjon – en funksjon av vind



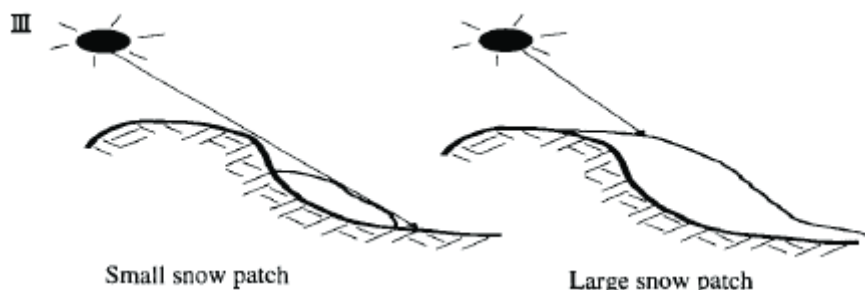
Figur 3.3: Illustrerer den stabiliserende feedbackmekanismen for vindakkumulasjon. I et tilfelle hvor fonnen er liten vil det lokale terrenget legge til rette for h3y akkumulasjon som en funksjon av vind. I et motsatt tilfelle, vil fonnen «fylle kurven sin», og sn3en vil bl3se over fonnen (Glazirin m.fl. , 2004).

Akkumulasjonen av snø kan være dominert av isfonnens størrelse, nettopp på grunn av feedbackmekanismer. Den lokale topografien setter grenser for hvor stor eller liten isfonna kan bli. Om forsenkningen i terrenget blir «fylt opp» med snø vil vindakkumulasjonen avta på grunn av lite endring i vindhastighet over fonna, og bringe med seg snøen til andre omliggende områder. På samme måte vil vindakkumulasjonen øke om isfonna blir liten og synker ned i forsenkningen, da forsenkningen bidrar til avtagende vindhastighet og avsetning av snø. Derfor vil akkumulasjonen på en isfonna være proporsjonal med størrelsen til fonna i seg selv, og den topografiske forsenkningen den tilhører (Glazirin m.fl. , 2004).

Vårakkumulasjon – Høy albedo

Hoffman m.fl. (2007) trekker fram snøfall i vårmånedene som en av de viktigste faktorene som påvirker endring i masse i Rocky Mountain National Park. Snøfall i slutten av akkumulasjonssesongen er viktig på grunn av albedoeffekten, og vil beskytte isfonnene fra smelting i sommermånedene, da det vil ta lengre tid før debris blir eksponert for overflaten. Denne effekten vil bli diskutert nærmere under ablasjonsdelen. Serrano m.fl. (2011) trekker også fram betydningen av vårakkumulasjon, og poengterer at topoklimatiske faktorer i seg selv ikke er nok til å bevare snøfonna, dersom ikke våren er kald og nedbørsrik.

Topografisk effekt på direkte solinnstråling



Figur 3.4: Illustrerer den stabiliserende feedbackmekanisme for direkte solinnstråling. Når fonna er stor vil det oppstå mer ablasjon på grunn av direkte solstråling på overflaten. Ved motsatt tilfellet, når fonna er liten vil det lokale terrenget beskytte fonna mot direkte solstråling, som igjen gir mindre ablasjon (Glazirin m.fl. , 2004)

Glazirin m.fl. (2004) trekker fram betydningen av direkte solinnstråling på isfonnens ablasjon. Intensiteten til solinnstrålingen vil avhenge av skygge, helling og orientering. På isfonner vil direkte stråling variere med størrelsen på fonna. Under akkumulasjonssesonger hvor isfonna bygger seg stor vil isfonna ligge eksponert for solstråling, mens i situasjoner hvor isfonna er liten vil den ligge i skyggen av «sin egen topografi» og på denne måten bli beskyttet mot direkte stråling fra solen. Som en funksjon av dette, beskytter isfonna seg selv som en følge av dens lokalisering og omliggende topografi, og vil dermed resultere i lite smelting når fonna er liten (Glazirin m.fl. , 2004).

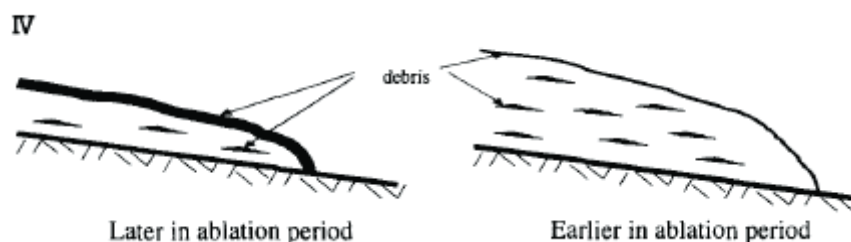
Endring i vindhastighet - selvregulerende varmefluksjoner

Feedbackmekanismen koblet til direkte solinnstråling blir kritisert av Fujita m.fl. (2010). Han diskuterer betydningen selvregulerende varmeflukser på isfonnene når det kommer til ablasjonsprosesser og betydningen av topografi. Fokuset er rettet mot vindhastighetens effekt på ablasjonsprosesser. I denne sammenheng er varmeflukser ment som følbare varme. Transport av varme vil være tilstede så lenge det eksisterer en temperaturforskjell mellom fonnoverflaten og luften over. Følbare varme er en funksjon av blant annet vindhastighet, overflatetemperatur, lufttemperatur, lufttrykk og ruhetshøyde.

Fujita mener at en reduksjon i turbulente varmeflukser kan være årsaken til den observerte selvregulerende oppførselen til isfonner. Det konkave terrenget som isfonnene ofte er lokalisert i, fungerer som en «kurv» ettersom isfonnen blir mindre. Når isfonnen trekker seg tilbake og ned i kurven, vil den bli avkoblet fra atmosfæren. Det er to sammenhengende prosesser som bidrar til denne avkoblingen: (1) den lokale vindhastigheten vil bli redusert som følge av le som kurven danner, og (2) reduksjonen i vindhastighet fasiliterer terminalavkobling, hvor et kaldt rom med stillesående luft vil oppstå og beskytte isfonnen fra varm luft.

Funn fra dette studiet viser at det er en korrelasjon mellom størrelse på isfonnen ved akkumulasjonsmaksimum og mengde smelting i løpet av sommeren. Ved et større snødyp i vårmånedene vil mer snøsmelting oppstå på grunn av liten reduksjon i vindhastighet. Ved motsatt tilfelle, der isfonnen er liten ved et akkumulasjonsmaksimum kan avsmeltingen bli dempet på grunn av lavere vindhastighet over isfonnen.

Albedoeffekten - betydningen av debris



Figur 3.5: Illustrerer den stabiliserende feedbackmekanismen for albedoeffekten. I et tilfelle hvor debris blir frigjort ved overflaten tidlig i ablasjonssesongen vil mye smelting oppstå. I et motsatt tilfelle, hvor debris blir frigjort ved overflaten sent i ablasjonssesongen, vil mindre smelting oppstå. (Glazirin m.fl. , 2004)

På den andre siden framhever Higuchi og Nagoshi (1977) betydningen av endring i albedo gjennom ablasjonssesongen. Dette momentet tar blant annet Serrano m.fl. (2011) og Hoffman m.fl. (2007) også inn i sine artikler. Det påpekes at albedoeffekten har en omvendt betydning

for størrelsen på isfonnen og andel avsmelting. Det menes med dette at en vintersesong med stor akkumulasjon, vil ha lite avsmelting som en effekt av høy albedo gjennom ablasjonssesongen. Dette skyldes at avsmeltingen ikke vil nå, eller vil få en forsinkelse i å smelte ned til fjorårets firn eller ablasjonsdekke som inneholder mye debris, og man får dermed heller ingen drastisk endring i albedo, eller man får en forsinket endring.

Litteraturen viser her til flere stabiliserende feedbackmekanismer som kan ha betydning for isfonners eksistens. Dette reflekterer isfonners kompleksitet og deres nære tilknytning til sitt eget «hjem». Flere studier har målt massebalansen på isfonner for å få svar på om sommerbalansen er relevant. Dette har resultert i ulike teorier om hvilke mekanismer som styrer energibalansen. I hvilken grad sommerbalansen er mer relevant enn vinterbalansen avhenger av hver enkel fonns lokalitet og egenart.

4 Metodisk tilnærming

4.1 Feltmetoder

For å måle massebalansen på Kringsollfonna og Evighetsfonna ble både tradisjonell massebalansemetode, samt differensiell GPS benyttet. Tradisjonelle massebalansemetoder med snøsondering, tetthetsmålinger og ablasjonsstaker, er sett på som standarden for massebalansemålinger (Østrem & Brugman, 1991). I dette studiet er snøsondering og tetthetsmålinger benyttet, men i stedet for ablasjonsstaker ble det brukt differensiell GPS for å måle ablasjonen. Differensiell GPS kan også benyttes for å måle akkumulasjonen, men da forutsettes det at man har data fra ablasjonssesongen (september/oktober) året før. Dette var ikke tilgjengelig for de to utvalgte isfonnene. Snøsondering er derfor benyttet for å måle snødybden ned til den antatte ablasjonsoverflaten høsten 2011 på Evighetsfonna, mens målingene med GPR er benyttet for å finne denne overflaten på Kringsollfonna.

4.1.1 Satellittbasert posisjonsbestemmelse

I felt ble differensiell GPS benyttet for å måle smeltingen på fonna gjennom ablasjonssesongen. For hvert feltarbeid ble overflaten på fonnene målt med differensiell GPS, og overflaten benevnes med «høyde over havet». GPS-profilene ble interpolert til grid, som representerer den målte overflaten ved hvert enkelt feltarbeid. Profiler målt ved akkumulasjonsmaksimum og ablasjonsmaksimum representerer sommerbalansen, mens ytterligere målinger gjennom sommeren gir data for temporale og eventuelle romlige endringer på fonna gjennom ablasjonssesongen.

Posisjonsbestemmelsen gjennomføres ved måling relativt til en annen mottaker, eller flere. Differensiell GPS baserer seg på GNSS (Global Navigation Satellite System), som er en fellesbetegnelse på globale navigasjons- og stedfestningssystem. Dette systemet benyttes til å bestemme posisjonen for en satellittantenne/-mottaker hvor som helst på jorden (Statens kartverk, 2009).

Metodene som ble brukt i felt var tradisjonell RTK (Real Time Kinematic) og nettverks RTK. RTK satellittnavigasjon er en metode for måling med GNSS, hvor posisjonsbestemmelsen er i sanntid relativt til en annen mottaker (base og rover). RTK har en presisjon bedre enn 2 cm i x, og y og bedre enn 5 cm i z (høyde) (Statens kartverk, 2009).

Tradisjonell RTK - Basestasjon

En basestasjon settes opp på et punkt med kjente koordinater, og sender sine GNSS-målinger til roveren. Roveren samstiller deretter sine egne GNSS-målinger med GNSS-målingene fra basestasjonen, og benytter dette til å bestemme vektoren mellom mottakerne (Statens kartverk, 2009).

Nettverks RTK - CPOS

CPOS er et nettverk RTK-system som mottar korrelasjonsdata i sanntid ved hjelp av et GSM- eller GPRS- modem. GSM (oppringt tilkobling, mobiltelefon) er benyttet i dette studiet. Her er en tofrekvent rover/GNSS-mottaker tatt i bruk. Denne mottar data fra et nettverk av basestasjoner, som benytter virtuelle referansestasjoner (VRS) (Kartverket, 2012b). GNSS observasjonsdata vil estimeres gjennom et kontrollsenter som tar utgangspunkt i et nettverk av basestasjoner, og roveren vil oppfatte dette som om dataene kom fra en fysisk basestasjon i nærheten. Roveren samstiller egne GNSS-målinger med GNSS-målinger fra en VRS. (Kartverket, 2012a).

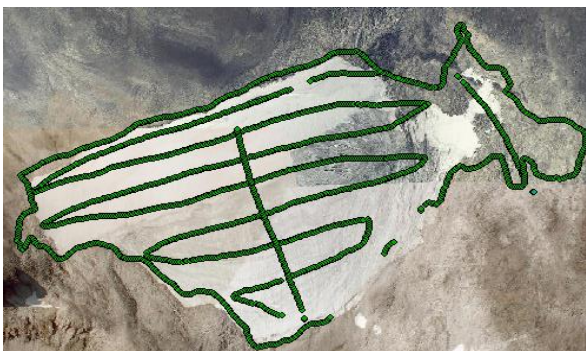
Gjennomføring i felt

Det ble gått GPS-profiler på fonnene ved å sample hver 5. meter langs hver profillinje. For hvert punkt som ble lagret mottok GPS'en korreksjonsdata, enten via telefon (fra statens kartverk) eller via radio fra en basestasjon, som stod fast på en kjent posisjon i nærheten. Dataene ble lagret på måleenheten og overført til PC ved hjemkomst. Det ble gjort målinger av overflaten med GPS fire ganger (24. april, 15. juni, 15. august og 19. september) på Kringsollfonna og tre ganger (26. mai, 14. august og 29. september) på Evighetsfonna. Første måling ble gjort ved ca. maksimum akkumulasjon (april/mai) og siste ved ca. maksimum ablasjon (september). Overflaten er også målt gjennom sommeren for å få data om ablasjonsmønsteret.

a)



b)



Figur 4.1: GPS-profilene som ble gått på Kringsollfonna (a) 19. september, og Evighetsfonna (b) 29. september 2012. Punktmålingene oppgir høyde over havet. Kilde: norgebilder.no (2013)

I felt ble både CPOS og basestasjon benyttet, og det kan nevnes at vi fikk best erfaring med basestasjon, da dette var mer forutsigbart og man i større grad unngikk radioskygge. Under målinger gjort ved et akkumulasjonsmaksimum ble det gått profiler over isfonnen etter kjente koordinater hentet ut i fra norgebilder.no. Ved målinger av avsmeltingen i august, september og oktober ble omrisset av fonnen målt, samt gjentatte profiler over isfonnen.

a)



b)



Figur 4.2: Oppsett av rover (a) og basestasjon (b). Foto: Privat

Potensielle feilkilder

Både satellittdekning, satellittgeometri og forstyrrelser i atmosfæren er faktorer som kan ha innvirkning på kvaliteten til RTK-målingene. I felt ble det ikke observert problemer med verken satellittdekning (min 6-7 satellitter) eller med satellittgeometrien ($PDOP < 4$). Derimot ble det oppdaget problemer med radioskygge ved bruk av CPOS. Det kan forekomme grove feil i målingene, som ofte skyldes menneskelig svikt. Dette kan være

grunnet unøyaktig oppstilling av utstyret, avlesningsfeil, feil i datumsparametere eller bruk av feil koordinater.

4.1.2 Snøsondering

Snøsondering er benyttet på fonnene for å måle akkumulasjonen av snø gjennom vinteren. Sommeren 2011 var det observert is over hele Kringsollfonna. Det ble dermed antatt at dybdemålinger med søkestang ville være en god metode å måle vinterakkumulasjonen gjennom akkumulasjonssesongen 2011/12, da fjorårets ablasjonslag ville ligge som ren is under den akkumulerte snøen. Det var usikkert hvordan denne situasjonen ville være på Evighetsfonna, siden det ikke var gjort noen observasjoner der sommeren 2011. Ettersom Evighetsfonna og Kringsollfonna ligger på omtrent lik høyde over havet, ble det antatt at det ville være lignede forhold der. Det kan antas at fjorårets ablasjonsoverflate vil ligge som et hardt islag, og man vil normalt kjenne når man treffer dette islaget med en søkestang (Østrem & Brugman, 1991).



Figur 4.3 Snøsondering på Kringsollfonna 15. august 2012.
Foto: Privat

Snødybden er direkte målt i felt gjennom bruk av søkestang, og målepunktet er fastsatt geografisk ved bruk av GPS. Søkestangen ble penetrert vertikalt ned i akkumulasjonslaget til den traff fjorårets ablasjonsoverflate. Dybdemålingene ble tatt i profiler på langs over fonna. Hvor mange profiler som ble gått til en hver tid var avhengig av vær og tid, men minst fire profiler ble gått ved hvert feltarbeid. Det er

tatt mellom 70 til 100 målepunkter på fonnene. Intervallet mellom profilene er tatt så jevnt som mulig over fonna med et grid på ca. 50*50 meter.

Vindvariasjoner vil føre til årsvariasjoner i snødybden, men også variasjoner over en vintersesong (Østrem & Brugman, 1991). Østrem og Brugman (1991) understreker at refrysing av smeltevann som danner islag kan gi utslag som en stor feilkilde ved bruk av søkestang for snødybdemålinger. Disse lagene kan være vanskelige å penetrere søkestangen gjennom, og dermed gi feil dybdeverdi i snøpakken. Dette ble oppdaget som et problem på Kringsollfonna, og GPR data ble dermed benyttet for å måle resterende snødyp. GPR-data er analysert av medstudent Jørn Kristensen, og jeg refererer til hans masteroppgave for metode og analyse.

Snøsondering ved akkumulasjonsmaksimum ble utfordrende på grunn av svært mye snø på fonnene vinteren 2011/2012. Det ble akkumulert opp mot 4 til 6 meter snø på begge fonnene. Ved akkumulasjonsmaksimum var det dermed for mye snø på fonnene, og søkestangen rakk ikke ned til fjorårets ablasjonslag. Dette er en utfordring med tradisjonelle massebalansemålinger, med tanke på gjennomføringen av snøsondering på breer med høy vinterakkumulasjon (Østrem & Haakensen, 1999). Det måtte derfor gjøres noen revurderinger. Det ble dermed gått profiler med snøsondering 14. august på Evighetsfonna og GPR-profiler 1.oktober på Kringsollfonna, for å måle resterende snø ved disse tidspunktene. Det antatt fremdeles at ablasjonsoverflaten fra høsten 2011 ville ligge som et hardt lag. Metoden for beregning av vinterbalansen er forklart mer inngående i avsnitt 5.1

4.1.3 Tetthetsmålinger

Tetthet er en viktig parameter for snø og is, og er definert som masse per volumenhet (Singh & Singh, 2001). Tettheten (kg m^{-3}) til snø avhenger av vindhastigheten langs bakken ved avsetting, temperatur som funksjon av tid, form og størrelse på snøflakene, og om snøflakene har opphav i nedbør eller gjenfrysning. Normal tetthet for en m^3 på en iskappe er ca. 0.35 til 0.40 kg m^{-3} . (Seppälä, 2004). Tetthetsverdien brukes til å beregne vannekvivalenten (Singh & Singh, 2001).

I tabell 4.1 ser man tetthetsverdiene for ulike snøtyper. Disse tallene er hentet fra NVE sine standarder og er benyttet for tolking av tetthetsverdiene for denne studien.

Tabell 4.1: Forventet tetthet for snø. (Ree, Landrø, Trondsen, & Møen, 2011, s. 91)

Snøtype	Tetthet	Forklaring
Dunsno	Ned mot 10 kg/m^3	Snø som faller i kaldt, stille vær. Løs og lett (opp til 99 % luft)
Nysno	100 kg /m^3	
Gammel snø	$300 - 400 \text{ kg/m}^3$	Snø som er presset sammen av sin egen vekt
Gammel snø ved store snødyp	$500 - 600 \text{ kg/m}^3$	Tørr snø nederst i snødekke i 4-6 m dype snølag sent på våren
Fokksno	$\leq 500 \text{ kg/m}^3$	Størst tetthet langs kysten, i innlandet har fokksno mindre tetthet ettersom luftfuktigheta er lavere.

Tettheten kan sees på som en funksjon av tid:

$$\rho_n = \rho_0 (n + 1)^{0.3}$$

Hvor ρ_0 er gjennomsnittlig tetthet til nysnø (0,1 g/cm) og ρ_n er snøtetthet etter n dager. Dermed kan man se at snøtettheten øker med alder. Samtidig er vind, temperatur og smelting internt i snøpakken faktorer med stor relevans (Singh & Singh, 2001).

Det ble gravet ut en snøprofil på hver av fonnene for å måle snøtettheten. Vanligvis er det behov for to målinger ved ulik høydegrad (Østrem & Brugman, 1991), men med tanke på at den representative snøfonnen har en liten romlig utstrekning og en heterogen snøpakke, var det tilstrekkelig med ett tverrsnitt per fonn. På Evighetsfonna ble tetthetsmålingene gjort på



Figur 4.4: Snøprofil, Evighetsfonna 26. mai 2012. Foto: Privat

ca. 1560 moh., og på Kringsollfonna ble tettheten målt ved ca. 1530 moh. Snøtettheten ble regnet ut ved å ta prøver av et kjent volum av snø (cm³), gjøre målinger av enhetens vekt (g), og regne dette om til kg/m⁻³. (Østrem & Brugman, 1991) Dette ble gjort ved bruk av et rør med en kjent vekt (106 g) og volum (770 cm³). Røret ble slått vertikalt ned fra toppen av tverrsnittet, og videre nedover til det var

tatt prøver av hele profilen. Hver enkel prøve ble veid i felt (veies med prøverøret og vekten av røret blir trukket fra senere), og vekten ble notert i gram (g), for så å bearbeides etter hjemkomst. Veggen av tverrsnittet som blir brukt til prøvetaking må være så uberørt som mulig (Østrem & Brugman, 1991).



Figur 4.5: Tetthetsprøver, prøverør og vekt. Foto: Privat

Densiteten (ρ) (g/cm^3) ble beregnet som følgende:

$$\rho = \frac{\text{vekten av snøprøven (g)}}{\text{Snøprøvens volum (cm}^3\text{)}}$$

Middeltettheten i snøprofilen finnes ved sammenhengen:

$$\text{Middeltetthet} = \sum_{n=1}^n \rho n$$

Gjennom å finne tettheten til den akkumulerte snøen kan man regne ut vannekvivalenten, gitt ved formelen:

$$SWE \text{ (mm)} = \text{snødyb(cm)} * \text{tetthet(g/cm}^3\text{)}$$

Vannekvivalenten er definert som det vertikale dypet av vann som ville ha oppstått ved en fullstendig smelting av snøpakken i et nedbørsfelt (Singh & Singh, 2001).

Som sett tidligere i oppgaven skapte den store snømengden som akkumulerte vinteren 2011/12 problemer for stakemålingene. Dette ble også en utfordring for tetthetsmålingene, og det ble vanskelig å grave snøprofiler midt på fonnen, der snøpakken var på sitt dypeste.

Snøprofilen ble derfor gravd ut på områder hvor vi hadde mulighet til å grave oss ned til fjorårets ablasjon. Dette er også et spørsmål om tid og gjennomførbarhet i felt, ettersom utgraving av snøprofil er tidskrevende. Tverrsnittene ble ca. to til tre meter dype. Tetthetsverdiene er ekstrapolert til å gjelde hele fonnen.

4.2 Analytiske verktøy

For å analysere datamaterialet er Empirical Bayesian Kriging (EBK), Image Analysis, HBV-modellen og seNorge benyttet.

4.2.1 Empirical Bayesian Kriging

Interpolering er benyttet for å tilegne hele overflaten på isfonnen høydeverdier, basert på punktdata fra GPS-profilene som er gått i felt. Dette vil gi informasjon om gjennomsnittlig avsmelting/endring i overflaten på Kringsollfonna og Evighetsfonna fra et ca. akkumulasjonsmaksimum til ca. ablasjonsmaksimum. I interpolering er den geostatistiske metoden Empirical Bayesian Kriging (EBK) benyttet. Dette er en interpoleringsmetode som er tilgjengelig i ArcMap 10.1. EBK er en submodell innen interpoleringsmetoden kriging, som baserer seg på teorien om at romlig variasjon er en variabel av tre komponenter: strukturell, stokastisk og tilfeldig støy, som kan framstilles i ligningen:

$$Z(x) = m(x) + \epsilon'(x) + \epsilon''$$

hvor $m(x)$ er en deterministisk funksjon (f.eks. generell trend) ϵ' er en stokastisk komponent (avvik fra trenden) og ϵ'' er tilfeldig støy. Den stokastiske komponenten kan beskrives som semivariansen av en variabel. Semivariansen beskriver den romlige avhengigheten mellom et kjent punkt og ukjente punkt i interpoleringsområdet (DeMers, 2009).

EBK interpoleringsmetode automatiserer de vanskeligste aspektene ved å bygge en godkjent krigingmodell, og kalkulerer parametere som vanligvis må settes manuelt i kriging. Denne beregningen skjer gjennom simuleringer og subsettings (ArcGis Resources, 2013).

Videre skiller denne analysemetoden seg fra vanlig kriging ved at EBK beregner feilen som er introdusert ved en estimering av det underliggende semivariogrammet. Til dette formålet er EBK en godt egnet analysemetode da den krever minimal interaktiv modellering. EBK er også mer presis enn andre krigingmetoder for små datasett (ArcGis Resources, 2013).

Både på Kringsollfonna og Evighetsfonna er det tillagt verdier i datasettet for april (Kringsollfonna) og mai (Evighetsfonna), da det manglet verdier for nedre delen på begge fonnenene. Dette skyldes problemer med dekningen ved bruk av nettverks RTK ved et

akkumulasjonsmaksimum. Ved senere feltarbeid ble tradisjonell RTK benyttet, på grunn av dårlig erfaring med nettverks RTK. Det stor skredfare på oversiden og under skavlen på Kringsollfonna, noe som resulterte i at vi ikke kunne gå GPS-profiler der. De manglende verdiene for enkelte områder er beregnet ut i fra avstanden fra punkter som superponerte¹ ved andre lokaliteter på fonnen:

$$\text{Endring mellom to overflater} = x - y$$

hvor x er z verdien (moh.) i et GPS punkt gått i april/mai, og y er z verdien (moh.) i et GPS punkt i fra f.eks. august. x og y er i dette tilfellet superponerte punkter. Differansen (moh.) mellom z verdiene er benyttet som ablasjonsverdi for lokaliteter på fonnen uten data.

Inngangsdata

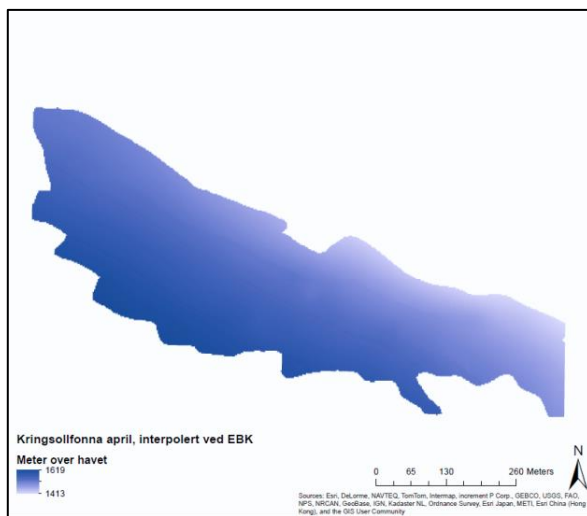
Punktdata fra GPS-profilene (se figur 4.1). GPS-profilene som ble gått på Kringsollfonna (a) 19. september, og Evighetsfonna (b) 29. september 2012 er benyttet som inngangsdata for interpolering. Hvert punkt innehar informasjon om x, y og z verdier, hvor z verdien er høyde over havet.

Output

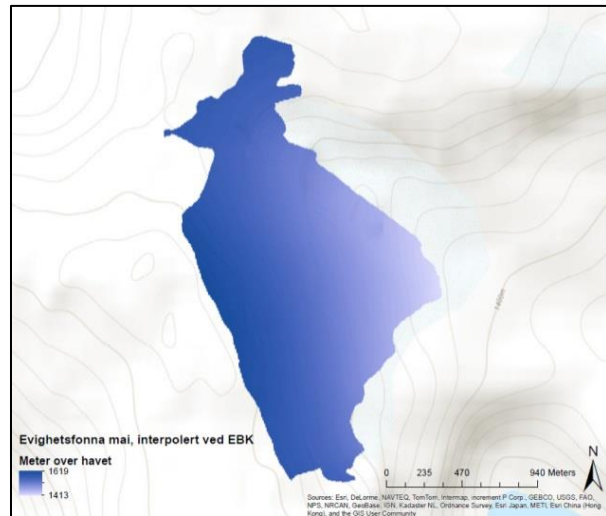
Output-filen er et interpolert grid (rasterfil) med høydeverdier for hvert feltarbeid. Kartene nedenfor viser høydeverdier for et akkumulasjonsmaksimum. Den samme prosedyren er også gjort for de andre GPS-profilene fra juni, august og september. De interpolerte rasterfilene er klipt etter omrisset som ble målt med GPS i september.

¹ To punkter som ligger over hverandre. Eng: superimpose.

a)



b)



Figur 4.6: Interpolerte grid av Kringsjollfonna (a) og Evighetsfonna (b), verdiene viser høyden av overflaten interpolert fra GPS-punkter ved Empirical Bayesian Kriging. Benevnelsen er moh.

4.2.2 Bildeanalyse (Arcmap 10.1)

For å analysere ablasjonsmønsteret på fonnene er bildeanalyse (rasteranalyse) i ArcMap 10.1 benyttet. Her er operasjonen «analyser differansen mellom to rasterfiler» benyttet, hvor differansen mellom to interpolert grid av overflaten til fonnene blir analysert. Verdiene er interpolert ved Empirical Bayesian Kriging, og er analysert med Image analysis i Arcmap 10.1.

Inngangsdata

Inngangsdata for denne analysen er to interpolerte EBK grid av fonnens overflate fra to ulike feltarbeid (se figur 4.6).

Output

Outputfilen er en rasterfil som viser differansen mellom EBK gridene som er brukt som inngangsvariabler (ArcGis Resources, 2012). Dette vil vise høydeforskjellen i meter mellom akkumulasjonsoverflaten og ablasjonsoverflaten, og mellom de ulike overflatene målt gjennom ablasjonssesongen.

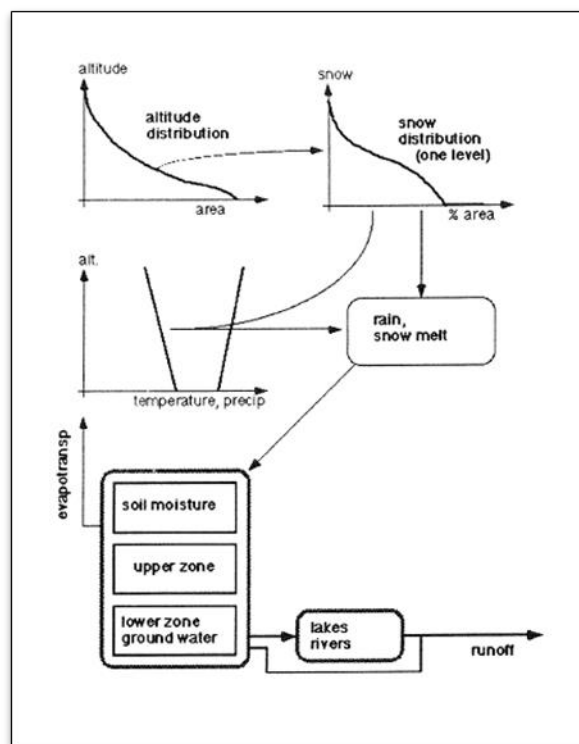
4.2.3 Hydrologisk modell - HBV modellen

HBV-modellen er en hydrologisk modell (Sælthun, 1996), som i denne oppgaven er bukt til å beregne sommerbalansen (ablasjon) og vinterbalansen (akkumulasjon) på fonnene og for områdene fonnene ligger i. Modellen er den mest brukte hydrologiske modellen i Skandinavia, og er å betrakte som standardmodell i operativ kraftverksdrift i Norge, Sverige

og Finland (Killingtveit & Sælthun, 1995) I Killingtveit og Sælthun (1995) summeres hovedtrekkene ved HBV-modellen som følger:

- HBV-modellen er en matematisk modell
- HBV-modellen er til en viss grad en lineær modell, og med det menes at mange av de matematiske likningene er lineære.
- HBV-modellen er en begrepsmessig modell.
- HBV-modellen er en deterministisk modell.

HBV-modellen kan deles opp i fire hovedrutiner: snørutinen, markvannsrutinen, og en todelt responsrutine. Figur 4.7 viser hovedstrukturen i HBV-modellen, og visualiserer sammenhengen mellom de fire ulike rutinene. Basert på observert nedbør og temperatur beregner modellen avrenning fra feltet, og simulerer hva som magasineres av vann i de ulike rutinene. Det er kun snørutinen som er anvendt i dette studiet for å simulere vannekvivalenten.



Figur 4.7: Hovedstrukturen i HBV-modellen, og sammenhengen mellom de ulike rutinene (Sælthun, 1996)

Definisjon av simuleringsperioden

Simuleringsperioden vil være for et hydrologisk år som her er definert fra 1.–1. september.

Denne definisjonen er også brukt i seNorge.no, og vil gjøre en sammenligning av data mulig.

Det er i all hovedsak simulert forventet akkumulasjon og ablasjon i omliggende fjellområder,

for å estimere akkumulasjon og ablasjon på Evighetsfonna og Kringsollfonna gjennom massebalanseåret.

Inngangsdata for HBV-modellen

HBV-modellen bruker tidsserier av temperatur og nedbør (døgnnormaler) som inngangsdata. Klimadata fra Oppdal er benyttet og døgnverdier for nedbør og temperatur er anvendt som inngangsvariabler, og simulerer snøens vannekvivalent, fritt vann og avrenning. Dette gir informasjon om snøpakken og snøsmeltingen. (Engeset, 2000).

Snørutinen

Modellen er her brukt til å estimere regional snøakkumulasjon og snøsmelting, gjennom massebalanseåret 2011/2012. Snørutinen, som er en submodell innen HVB-modellen, og simulerer akkumulasjon av snø, snøsmelting, samt gjenfrysning i snøpakken (Engeset, 2000). Modellen har en enkel struktur, og krever moderate mengder inngangsdata. Data med døgnverdier for temperatur og nedbør ligger til bakgrunn for estimering av snødata (Sælthun, 1996).

Forskningsfeltet deles inn i høydesoner, hvor det i hver høydesone beregnes temperatur, nedbørsmengde, nedbørstype og snøsmelting, og eventuell gjenfrysning på bakgrunn av de respektive parameterenes høydegradienter. I denne sammenhengen er det kun høydesonen 1500 moh. (Kringsollfonna og Evighetsfonna) som er av interesse. Høydegradientene er derfor korrigert for stasjonens (Oppdal) plassering og lokaliseringen av fonnene (1500 moh.).

Modellen inkluderer også en skilleteperatur som avgjør i hvilken form nedbøren kommer. Nedbøren blir registrert som snøakkumulasjon når den faller under skilleteperaturen (T_x) for snø. I tilfeller hvor temperaturen er høyere enn skilleteperaturen for snø (T_s), vil modellen registrere smelting. Intensiteten på avsmeltingen er proporsjonal med antall grader over skilleteperaturen. I det grensen for maksimal andel fritt vann fyller snøpakken, vil modellen registrere dette som avrenning. I et tilfelle der temperaturen igjen synker, og faller under skilleteperaturen vil vannet i snøpakken fryse til is. Intensiteten på gjenfrysningen vil være proporsjonal med antall grader under skilleteperaturen (Engeset, 2000). Tabell 4.2 viser de viktigste parameterne for HBV-modellen og snørutinen, og viser også parameterne som er brukt i dette studiet.

Tabell 4.2: De viktigste parameterne for HBV-modellen.

Cxmin		1.00	Melt index min
Cxmax		4.30	Melt index max
Pk		1.22	Precipitation correction for rain
Sk		1.20	Additional precipitation correction for snow a met. Station
Tx		0.60	Threshold temperature for snow/ice
Ts		0.00	Threshold temperature for no melt
CFR		0.010	Refreeze efficieny dimensionless constant less than 1 used for refreezing of water in the snow
CV		0.08	max. Re water content in snow
T _{torr} -grad		0.80	Temperature gradient for days without precipitation
T _{fukt} -grad		0.70	Temperature gradient for days with precipitation
Hdiff (100m)		8.98	Heigth difference between met station and site
T _{t-corr}		7.17	Temperature adjusted to site for days without precipitation
T _{f-corr}		6.27	Temperature adjusted to site for days with precipitation
Beregnet graddagsfaktor CX finnes i B			Graddagsfaktor

4.2.4 Vær- og snødata fra seNorge

Dataserier fra seNorge (senorge.no) er benyttet for å gjøre en sammenligning mellom felldata og simulert klimadata. Disse datasettene er også benyttet for å sammenligne det hydrologiske året 2012 med de to foregående årene 2011 og 2010. Dataene består av verdier for snøegenskaper (vannekvivalent (mm), snødybde (cm), alder, tilstand, smelting, nysnø osv.), lufttemperatur (døgntemperatur) og nedbør (døggnedbør). Værdata beregnes gjennom romlig interpolasjon av punktobservasjoner, mens snødata modellers av snømodeller med værdata som inputvariabel. Romlig oppløsning er på én km, mens tidsoppløsningen er 24 timer (Engeset, 2010).

Snømodellen i seNorge er basert på HBV- modellen (se ovenfor), som også er benyttet for seg selv i denne studien. SeNorge-data bygger på en mer sammensatt modell (flere værstasjoner) (Engeset, 2010), og derfor vil seNorge-data gi et grunnlag for å analysere forskjeller i klima mellom områdene hvor fonnene ligger.

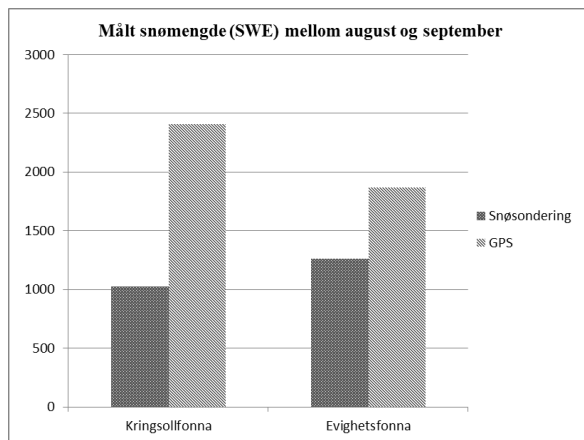
5 Resultat og analyse

I dette kapittelet vil en presentasjon av resultatene og analysene av feltdata finne sted. Fokuset vil ligge på massebalansen 2012, samt fonnenes ablasjons- og akkumulasjonsmønster. Disse resultatene vil senere sammenlignes med modellert data fra HBV-modellen og simulert data hentet fra seNorge (senorge.no).

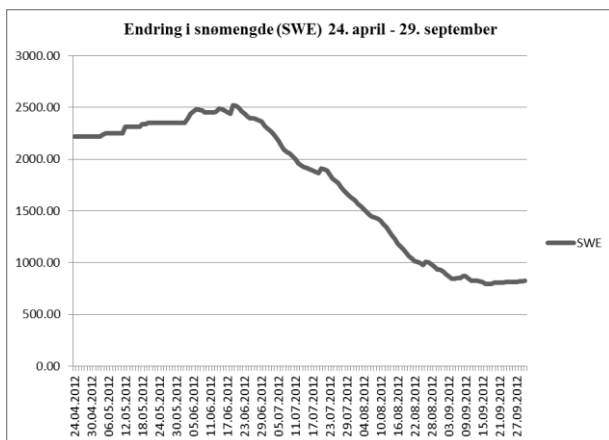
Det ble totalt gjennomført syv dager i felt, med innsamling av data. Fire feltarbeid på Kringsollfonna og tre feltarbeid på Evighetsfonna. Feltarbeid på Kringsollfonna ble gjennomført 24/25. april, 15. juni, 15. august og 19. september 2012. På Evighetsfonna ble feltarbeidene utført 26. mai, 14. august og 29. september 2012. For å måle overflaten av fonnene ble det gjort gjentatte GPS-målinger (se figur 4.1) under hvert feltarbeid, og tetthetsmålinger ble gjort under feltarbeidene i april/mai og august. På grunn av stor snøakkumulasjon var det ikke mulig å gjennomføre snøsondering i april/mai, og dette ble dermed gjort i august, for å måle gjenværende snø. Ablasjonsoverflaten fra høsten 2011 vil ligge som et hardt lag, og vil kunne gjenkjennes gjennom snøsondering (se avsnitt 4.1.2).

Etter at analysene for akkumulasjonen var gjort, viste det seg at overflaten målt med GPS i september (gjelder september-data for begge fonnene) hadde grove feil. Denne feilen ble oppdaget ved en sammenligning av dybdeverdiene fra snøsonderingen utført i august, samt modellert endring i mm SWE for sommerbalansen i HBV- modellen. Mens dybdemålingene fra august viste at det i gjennomsnitt (basert på interpolert grid) var igjen 2.1 meter/1260 mm SWE snø på Evighetsfonna og 1.7 meter/1020 mm SWE snø på Kringsollfonna, viste GPS-målingene en gjennomsnittlig avsmelting på 3.1 meter/1860 mm SWE for Evighetsfonna og 4. meter/2400 mm SWE for Kringsollfonna fra august til september (figur 5.1 a). Om dybdemålingene og GPS-målingene stemte overens ville is ha vært eksponert ved overflaten i september. Dette var ikke situasjonen.

a)



b)



Figur 5.1 a: Figuren viser verdier for gjenværende snømengde (snøsonderinger) 14. og 15. august 2012, og den gjennomsnittlige avsmeltingen på overflaten mellom 14/15 august og 29/19 september (Evighetsfonna/Kringsollfonna) målt ved GPS. b: Smelting for 1500 moh. modellert med HBV-modellen, basert på døgnverdier fra Oppdal for perioden mellom 24. april og 29. september.

Målt endring i overflaten mellom april/mai og august samsvarer med modellert mm SWE i HBV-modellen. Målt endring på overflaten på Evighetsfonna og Kringsollfonna i perioden april/mai til august er følgende 1164 mm SWE og 2121 mm SWE. Modellert endring for samme periode er 1290 mm SWE. Dermed er det å anta at denne modelleringen kan brukes som sammenligningsgrunnlag for perioden august til september, da modellert og målt data samsvarer. En evaluering av snørutinen i HBV-modellen viser også at modellert temperatur og observert temperatur korrelerer (Stranden & Grønstan, 2011).

HBV-modellen simulerer smeltingen til mellom 15. august og 29. september 2012 til 410 mm SWE. Overflaten målt med GPS viser en gjennomsnittlig avsmelting på 1893 mm SWE (Evighetsfonna) og 2431 mm SWE (Kringsollfonna). Dette forsterker antagelsen om at overflaten målt med GPS i september innehar en grov feil, og denne tas derfor ut av analysen. Dermed vil ablasjonen mellom 15. august og 29. september basere seg på de estimerte verdiene i HBV-modellen.

5.1 Utrekning av sommer-, vinter-, og nettobalansen

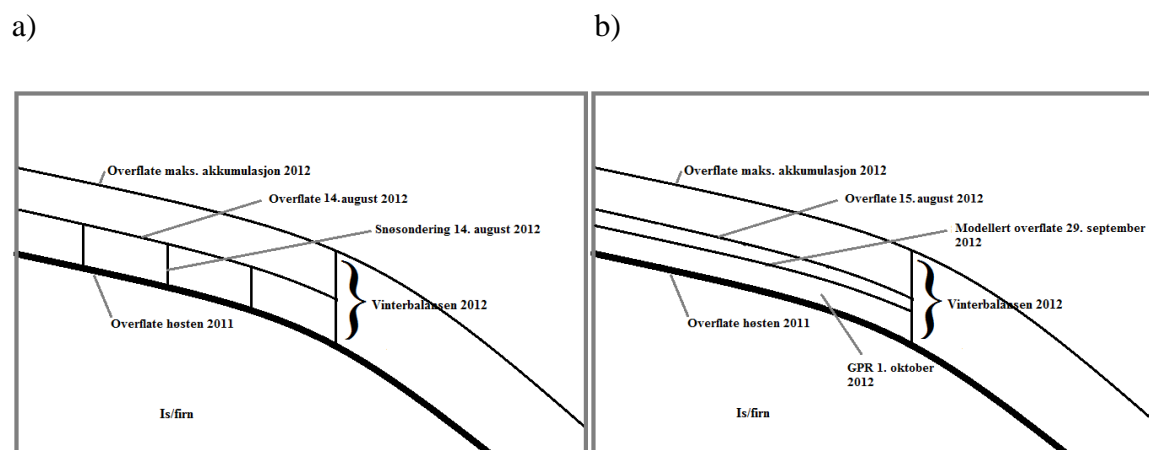
Siden det ikke ble gjort feltarbeid høsten 2011, er denne overflaten ukjent (se metodedel, avsnitt 4.1.1). Derfor regnes massebalansen ut på følgende måte:

Sommerbalansen er funnet ved:

$$s = a - b - c$$

hvor a er overflaten målt med differensiell GPS fra et akkumulasjonsmaksimum (24.april for Kringsollfonna og 26. mai for Evighetsfonna) og b er den målte overflaten fra 14. august (Evighetsfonna) og 15. august (Kringsollfonna). c er modellert smelting i HBV-modellen mellom 14/15. august og 29. september

På grunn av manglende informasjon om ablasjonsoverflaten høsten 2012, ble differansen mellom interpolerte overflater basert på GPS-profilene fra akkumulasjonsmaksimum til ablasjonsmaksimum, pluss dybdemålinger av gjenværende snø på Evighetsfonna 14. august 2012, og GPR data av gjenværende snø på Kringsollfonna 1. oktober benyttet for å beregne vinterbalansen. Visualisert vil metoden for å beregne vinterbalansen se følgende ut for Evighetsfonna og Kringsollfonna:



Figur 5.2: a: Beregningen av vinterbalansen 2012 på Evighetsfonna. b: Beregningen av vinterbalansen 2012 på Kringsollfonna.

Vinterbalansen er funnet ved:

$$v = s + d$$

hvor s er sommerbalansen, og d er gjennomsnittsverdiene for snøsondering (benyttet på Evighetsfonna) og GPR (benyttet på Kringsollfonna) som viser gjenværende snø ved b for Evighetsfonna og c for Kringsollfonna.

Nettobalansen er funnet ved:

$$n = v - s$$

hvor v er vinterbalansen og s er sommerbalansen.

Massebalanseåret 2012 var et positivt balanseår. Det akkumulerte mellom 4-6 meter/1500-3500 mm vannekvivalent (SWE) snø på både Evighetsfonna og Kringsollfonna. Ved et ablasjonsmaksimum (september/oktober) ble det ikke observert is ved overflaten.

5.2 Massebalanseåret 2012

Fonnene vil presenteres hver for seg der vinterbalansen, sommerbalansen og nettobalansen, samt akkumulasjon- og ablasjonsmønsteret legges fram. Men først vil tetthetsverdiene presenteres.

5.2.1 Tetthetsmålinger.

Tetthetsmålingene vil presenteres først, da de ligger til grunnlag for å korrigere både GPS-dataen og dybdemålingene/snøsonderingen, samt beregningen av netto mm vannekvivalent (mm SWE) for det hydrologiske året 2012.

Som sett i metodedelen vil tettheten for nysnø være ca. 100 kg/m^3 . For gammel snø er tettheten mellom $300 - 600 \text{ kg/m}^3$, avhengig av snødybden. For fokksnø er tettheten mellom $400-500 \text{ kg/m}^3$, avhengig av nærhet til kysten (Ree m.fl. , 2011).

Det ble tatt tetthetsmålinger i april, mai og august. Sommert tetthet for hele snøprofilen per 24. april 2012 er 424 kg/m^3 for Kringsollfonna. Dette er en høy tetthet med tanke på at snøen var tørr på dette tidspunktet, og indikerer dermed at snøpartiklene er godt pakket på grunn av vind. Ut i fra NVE sine standarder indikerer dette fokksnø, noe som også stemmer godt med feltobservasjoner. Snøtettheten øker utover sommeren og har en tetthet på 536 kg/m^3 per 26. mai og 601 kg/m^3 per 14. august 2012 for Evighetsfonna. Tettheten målt på Evighetsfonna 14. august vil også gjelde for Kringsollfonna. Disse verdiene sammenfaller godt med NVE sine standarder, og betegnes som «gammel snø ved store snødypp».

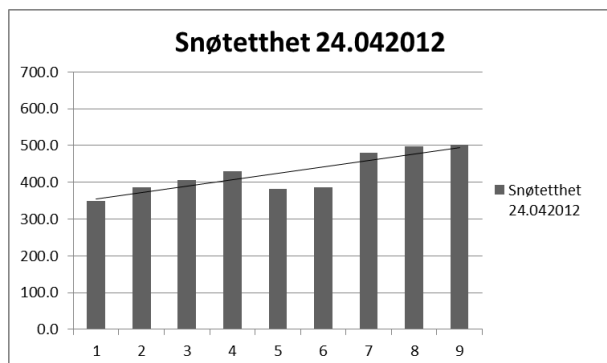
Tabell 5.1: Gjennomsnittlige tetthetsverdier for snøprofilene fra april, mai og august 2012.

	Tetthet (kg/m^3)
24. April	424
26. Mai	536
14. August	601

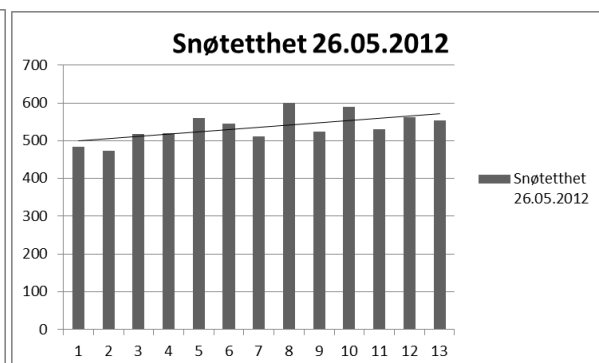
Figur 5.3 viser endring i tetthet med snødybde. Den mest markante endringen i tetthet med snødybden er å finne i april der tettheten har en variasjon på 30 %. Tetthetsverdiene fra mai viser mindre endring i tetthet med snødybden, og tettheten har en variasjon på 12 %. Dette kan skyldes at det var varmt vær og den øverste delen av snølaget var solpåvirket. I august er det ingen sammenheng mellom tetthet og snødybde. Det kan være flere grunner til dette;

tilstedeværelse av mye vann i de øverste lagene, samt mer sammenpresset snø i de nederste lagene gir en mer jevn tetthet i hele snøpakken. Samtidig varierer tetthetsverdiene gjennom snøprofilen i med 9 %, noe som kan skyldes islag.

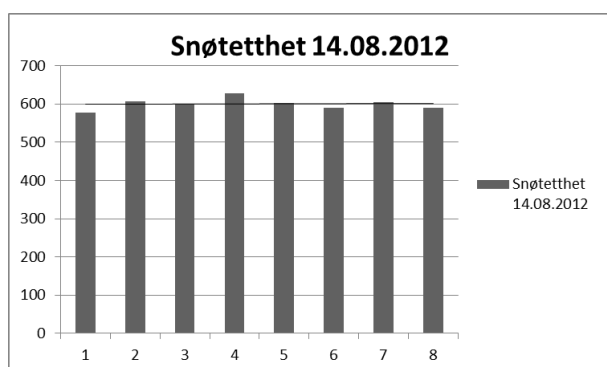
a)



b)



c)



Figur 5.3: Y-akse viser tetthet kg/m³. X-akse viser prøvenummer, hvor 1 er øverste 20 cm, og de etterfølgende prøvene er hver 20 cm nedover i snøprofilen. Figuren viser tetthetsverdier for april (a), mai (b) og august (c). Linjen i diagrammet er en lineær trendlinje. Snøtettheten fra 24.april 2012 er tatt på Kringsollfonna, mens tettheten for 26. mai og 14.august 2012 er tatt i på Evighetsfonna.

5.2.2 Kringsollfonna

Sommerbalansen

Som nevnt innledningsvis i resultatkapittelet ligger det en grov feil i GPS-data fra september, som i utgangspunktet skulle representere overflaten på fonnen ved et ablasjonsmaksimum. Dermed er overflaten målt med GPS mellom 24. april og 15. august, samt modellert verdi i HBV-modellen mellom 15. august og 29. september grunnlaget for å beregne sommerbalansen.

Gjennomsnittshøyden i de interpolerte gridene av overflaten er brukt for å finne den gjennomsnittlige endringen i høyde mellom hvert feltarbeid. Endring i meter er korrigert med tettheten fra april og august, og gir ablasjon i mm SWE. Tabell 5.2 viser gjennomsnittlig avsmelting mellom hvert feltarbeid, følgende 24. april, 15. juni, 15. august, og modellert smelteverdi mellom 15. august og 29. september. På Kringsollfonna har det i gjennomsnitt smeltet 4.6 meter snø på hele fonnen mellom 24. april og 29. september. Første smelteperioden mellom 24. april og 15. juni på Kringsollfonna er korrigert med en tetthet på 424 kg/m². Smelteperioden mellom 15. juni og 29. september er korrigert med tettheten for august, 601 kg/m². Gridene estimerer størst smelting mellom 15. juni og 15. august. I denne perioden er endringen på -3.5 meter/-2121 mm SWE, mens perioden og 24. april til 15. juni viser -0.3 meter/-131 mm SWE. Mellom 15. august og 29. september er smeltingen modellert til 0.8 meter/487 mm SWE. Sommerbalansen er 2739 mm SWE ablasjonssesongen 2012.

Tabell 5.2: Gjennomsnittlig avsmelting for Kringsollfonna i meter og mm vannekivalent (SWE). Endring i snødybde er korrigert med tettheten, og gir endring i SWE mellom hver måling.

Dato	Ablasjon (m)	Tetthet (kg/m ³)	Endring SWE (mm)
24. april			
15. juni	0.3	424	131
15. august	3.5	601	2121
29. september	0.8	601	487
Totalt	4.6		2739

Ablasjonsmønster

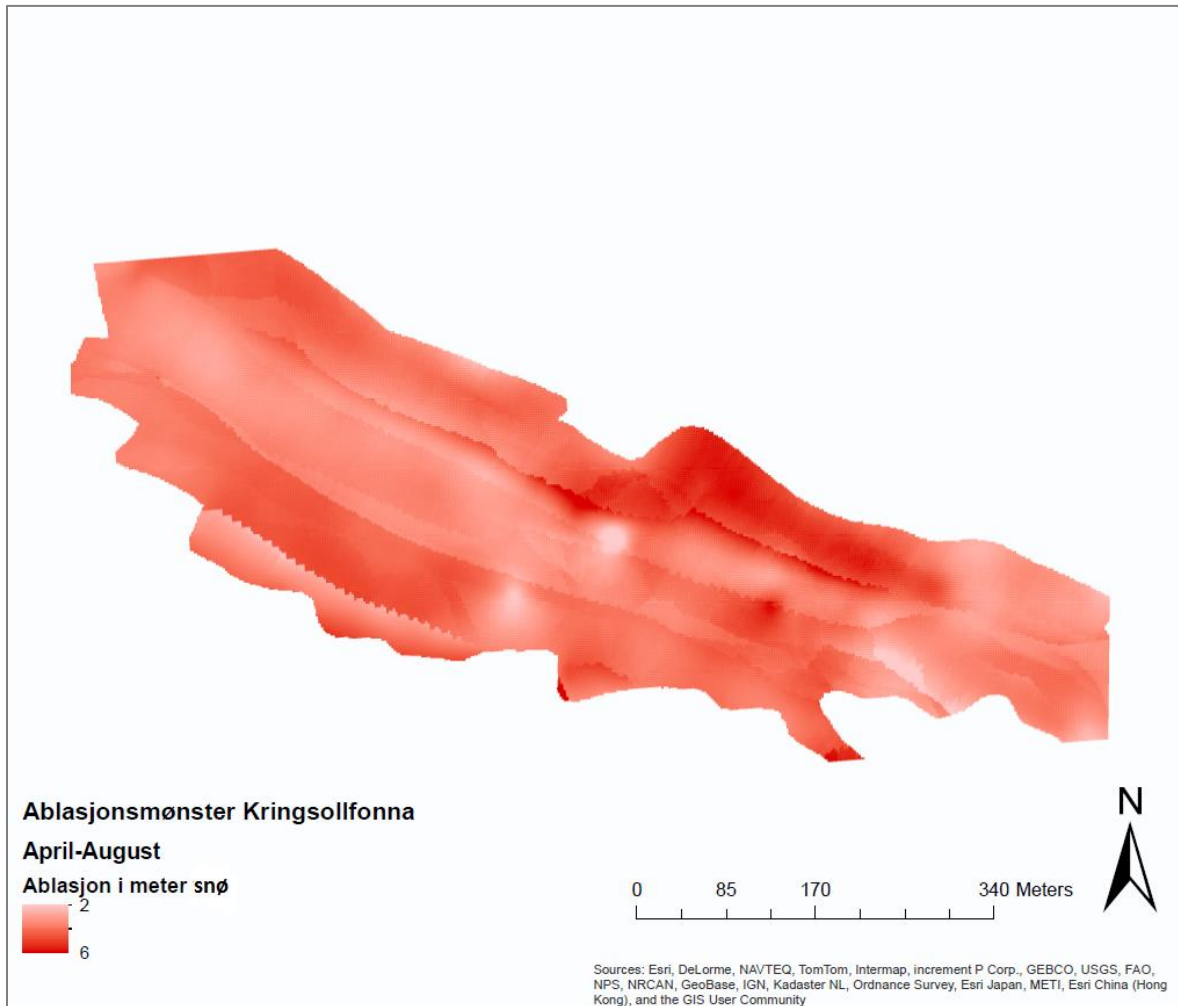
Ablasjonsmønsteret vil kun gjelde for perioden mellom 24. april til 15. august.

Gjennom bruk av bildeanalyse i Arcmap 10.1 er ablasjonsmønsteret mellom april og august analysert. Resultatene fra analysen viser en nokså jevn avsmelting (figur 5.5), samtidig er det klare mønstre som trer frem.

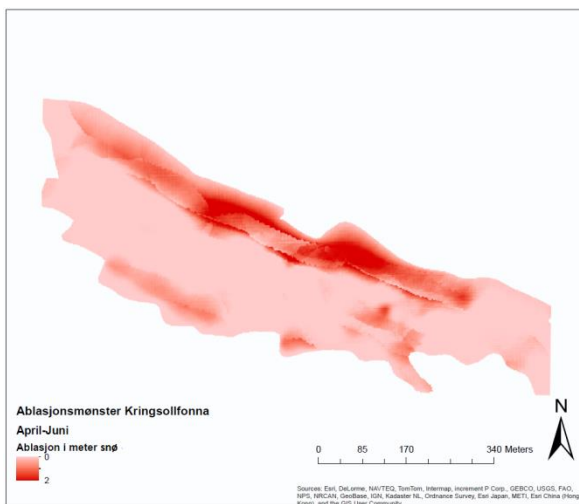
Kartene nedenfor illustrerer ablasjonsmønsteret på Kringsollfonna. Figur 5.4 a indikerer mer smelting over skavlen enn på resten av fonnen. Det har smeltet opp mot 6 meter over skavlen fra april til august, og korrigert med tettheten er dette 3556 mm SWE. Ellers er den gjennomsnittlige smeltingen i samme periode ca 4.5 meter/2600 mm SWE. Dermed er det smeltet 1.3 ganger så mye over skavlen.

Figur 5.4 b indikerer at det vært lite smelting mellom april og juni. Det er kun over skavlen det har forkommet smelteting, og denne endringen er opp mot 2 meter. Data i fra seNorge estimerer også lite smelting i løpet av mai og gir kredibilitet til denne beregningen. Samtidig viser data fra seNorge et snøfall på ca 50 mm SWE siste uken i mai. Figur 5.4 c viser samme mønster som kart a. Dette bunner i at det har smeltet lite snø mellom april og juni, og grunnlaget for å beregne smeltingen mellom april-august og juni-august blir derfor likt.

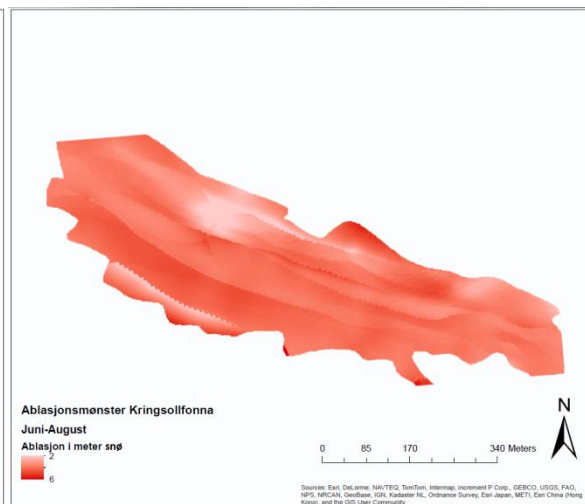
a)



b)



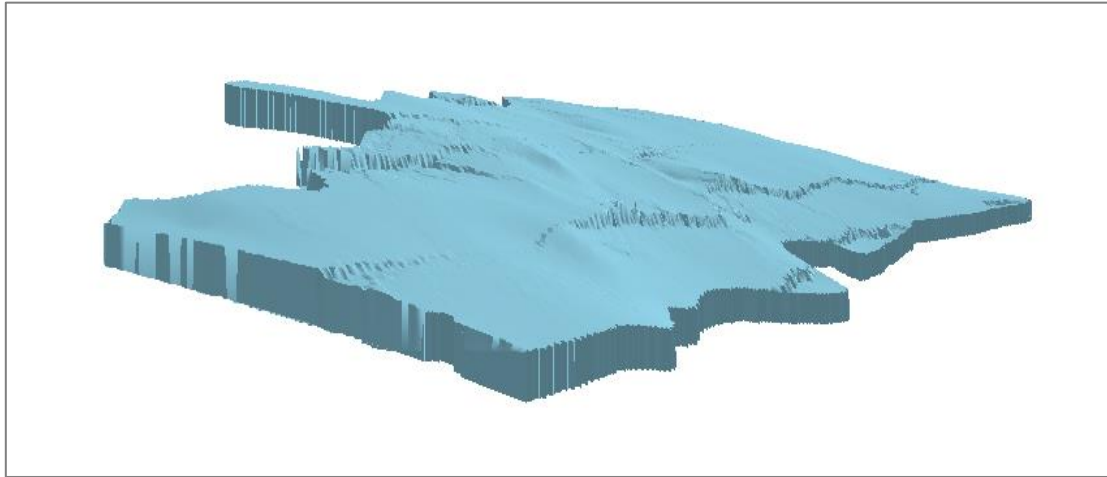
c)



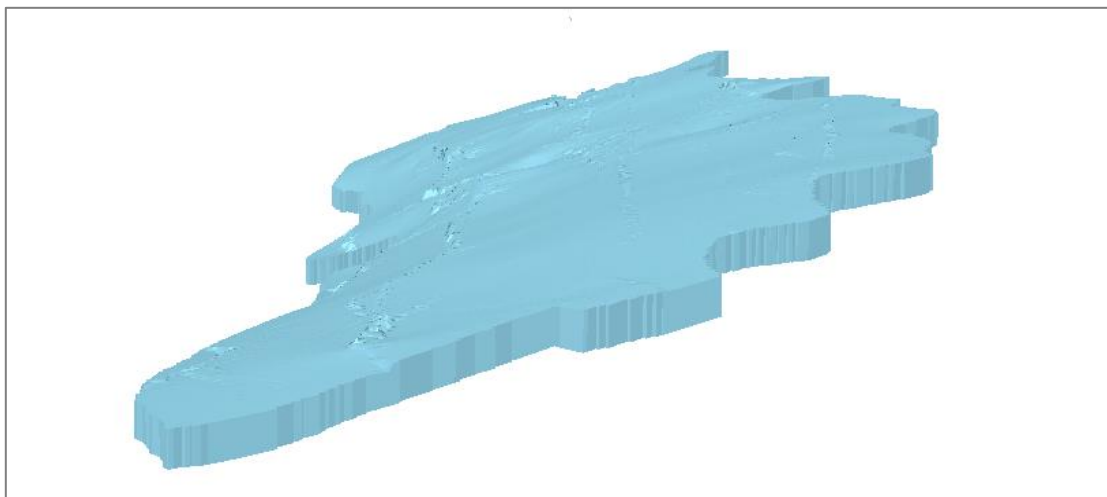
Figur 5.4: Ablasjonsmønster og endring i meter (snø) mellom interpolert grid. a: Ablasjonsmønster mellom april og august. b: Ablasjonsmønster mellom april og juni. c: Ablasjonsmønster mellom juni og august

En 3D visualisering av Kringsollfonna er også gjort på grunnlag av to TIN-modeller basert på gridene av overflaten fra 24. april og 15. august. Figur 5.5 a og b er en 3D-modellen av figur 5.4 a, og visualiserer avsmeltingsmønsteret på Kringsollfonna. Kringsollfonna har en relativ jevn avsmelting over hele fonnen. Dette er trolig grunnet dens romlige utbredelse, som strekker seg maksimalt 100 høydemeter.

a)



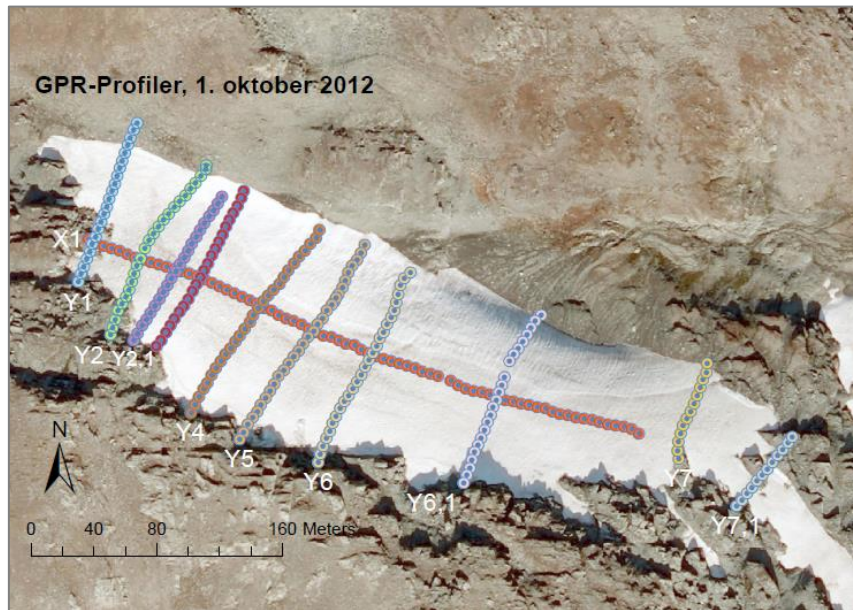
b)



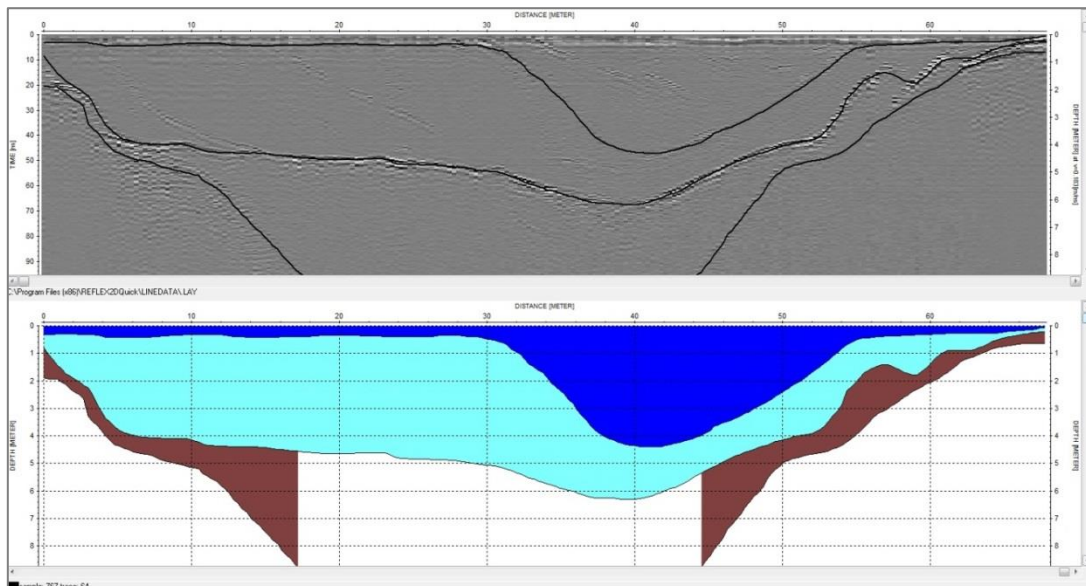
Figur 5.5: 3D modell av ablasjonen på Kringsollfonna mellom 24. april og 15. august. Både a og b visualiserer en jevn ablasjon fra øverste del til nedre del av fonnen.

Vinterbalansen

GPR-data fra 1. oktober viser at det fortsatt er snø på Kringsollfonna ved dette tidspunktet. Øverste delen av fonnen viser et snødyb på ca. 50 cm, mens snødybden over skavlen er 300-350 cm. Dette tyder på et helt spesielt massebalansemønster hvor det er størst pålagring i front av fonnen. Her har det bygget seg opp en skavl gjennom vinteren 2011/12. Dette vil diskuteres mer inngående senere i oppgaven.



Figur 5.6: GPR - profiler, oktober. Kilde: Jørn Kristensen



Figur 5.7: GPR - snø, is og berggrunn. Topp fonn, venstre. Front fonn, høyre. Denne GPS profilen viser Y6 fra figur 5.6. Kilde: Jørn Kristensen

Vinterbalansen er bregnet på bakgrunn av sommerbalansen plus gjennværende snø på fonnen per 1. oktober 2012. For gjennværende snø på fonnen er det benyttet en

gennomsnittsverdi (1.22 meter) funnet i et interpolert grid av GPR-profilene i arcmap. Dette gir en vinterbalanse på 5.9 meter/3472 mm SWE. Massebalanseåret 2012 var et positivt balanseår, og nettobalansen på Kringsollfonna hadde i gjennomsnitt 1.1 meter/655 mm SWE i overskudd.

Tabell 5.3: Sommerbalansen, Vinterbalansen og Nettobalansen 2012, Kringsollfonna

	Meter	SWE (mm)
Sommerbalansen	4.6	2739
Vinterbalansen	5.7	3394
Nettobalansen	1.1	655

Akkumulasjonsmønster

GPR-profilene viser at det er langt større pålagring over skavlen på Kringsollfonna, som gir størst akkumulasjon i front av fonnen. Dette gir igjen et omvendt massebalansemønster enn hva breer vanligvis har. Som sett ovenfor var det ca. 300 cm snø igjen i skavlen per 1. oktober, og 50 cm ellers på fonnen. Dette gir 6* mer snø i skavlen enn ellers på fonnen ved et ablasjonsmaksimum. Samtidig har det smeltet 1.3* så mye over skavlen , og dermed er det å anta at det har akkumulert 7.8* så mye i skavlen som på resten av fonnen.

5.2.3 Evighetsfonna

Sommerbalansen

Den samme analysen er gjort for Evighetsfonna, hvor feltarbeidet er gjort 26. mai, 14. august og 29. september. Modellerte verdier (mm SWE) i HBV-modellen er benyttet for ablasjonen på fonnen i perioden 14. august til 29 september, ettersom GPS-målingene av overflaten i fra september innholdt feil. Gjennomsnittlig smelting er 5.7 meter for hele fonnen gjennom ablasjonssesongen 2012. Gridene viser at det har vært mest smelting mellom 26.mai og 14. august, hvor det har smeltet 1.9 meter/1164 mm SWE. Mellom 14. august og 29. september viser den modellerte ablasjonen 0.7 meter/409 mm SWE.

Korrigert med tettheten har det smeltet 1664 mm SWE. På samme måte som på Kringsoll var det ikke registrert noe is ved overflaten av Evighetsfonna i september. Evighetsfonna har høyere tetthetsverdier en Kringsollfonna på vårparten. Dette bunner i at tetthetsprofilene er tatt i april på Kringsollfonna, og i mai på Evighetsfonna. Ablasjonsmønsteret vil presenteres mer inngående i neste avsnitt.

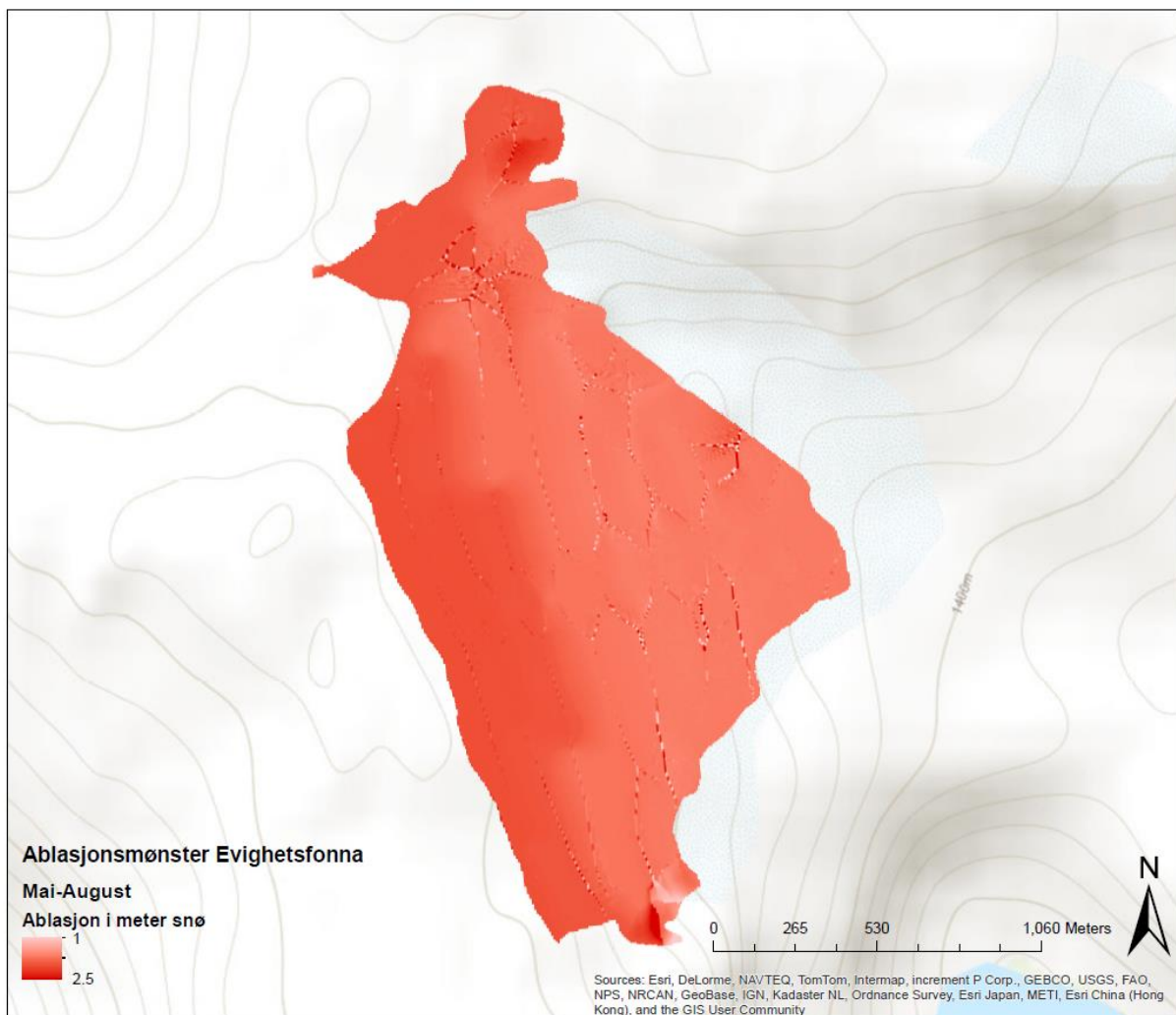
Tabell 5.4: Gjennomsnittlig avsmelting for Evighetsfonna i meter og mm vannekvivalent (SWE). Endring i snødybde er korrigert med tettheten, og gir endring i SWE mellom hver måling.

Dato	Ablasjon (m)	Tetthet (kg/m ³)	Endring SWE (mm)
26. mai			
14. august	1.9	601	1164
29. september	0.7	601	500
Totalt	2.6		1664

Ablasjonsmønster

Gjennom bruk av bildeanalyse i Arcmap 10.1 er ablasjonsmønsteret mellom april og august analysert. Også Evighetsfonna har relativt jevn avsmelting, som også kan bunne i dens romlige utbredelse, som strekker seg maksimalt over 200 høydemeter. Tross en nokså jevn avsmelting er det også klare mønstre som trer frem her.

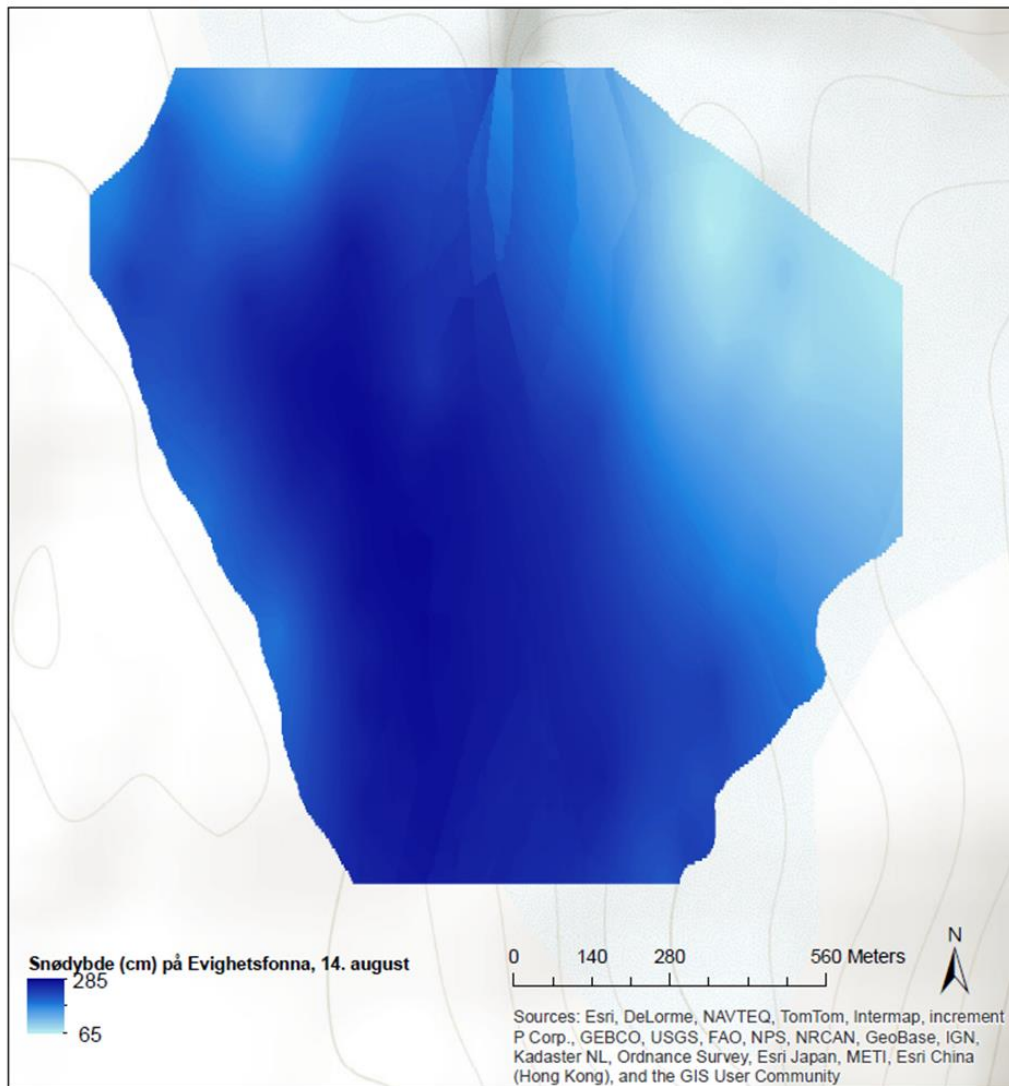
Evighetsfonna har en høyere ablasjonsrate i akkumulasjonsområdet enn i ablasjonsområdet. For perioden mai til august har det smeltet ca 2.5 meter ~ 1500 mm SWE på overkant av breen, mens nedre del har en ablasjon på 1-1.5 meter ~ 700-800 mm SWE. Gjennomsnittet for ablasjonen er 1.9 meter ~ 1664 mm SWE i perioden 26. mai til 14. august.



Figur 5.8: Ablasjonsmønster og endring i meter på Evighetsfonna mellom 26. mai og 14. august 2012.

Vinterbalansen

Det eksisterer ingen GPR-data for Evighetsfonna, men snøsonderinger fra 14. august vil inngå som variabel for å beregne vinterbalansen. Kartet (figur 5.9) viser at det fortsatt var store snødyp på fonnen 14. august 2012. Gridet viser verdier fra 285 til 65 cm snø, og gir et gjennomsnittlig snødyp på 2.1 meter. Vinterbalansen er funnet ved å legge til det gjennomsnittlige snødypet 14. august til den gjennomsnittlige avsmeltingen fra 26. mai til 14. august (se tabell 5.4). Dette gir en vinterbalanse på 4 meter/2404 mm SWE.



Figur 5.9: Snødybde Evighetsfonna 14. august 2012. Verdiene er interpolert med Empirical Bayesian Kriging, og baserer seg på punktmålinger (snøsonderinger).

Tabell 5.5: Vinterbalansen 2012, Evighetsfonna

	Meter	SWE (mm)
Sommerbalansen	2.6	1664
Vinterbalansen	4.0	2404
Nettobalansen	1.4	740

Massebalanseåret 2012 var et positivt balanseår for Evighetsfonna. Nettobalansen for Evighetsfonna hadde i gjennomsnitt 1.4 meter/740 mm SWE i overskudd.

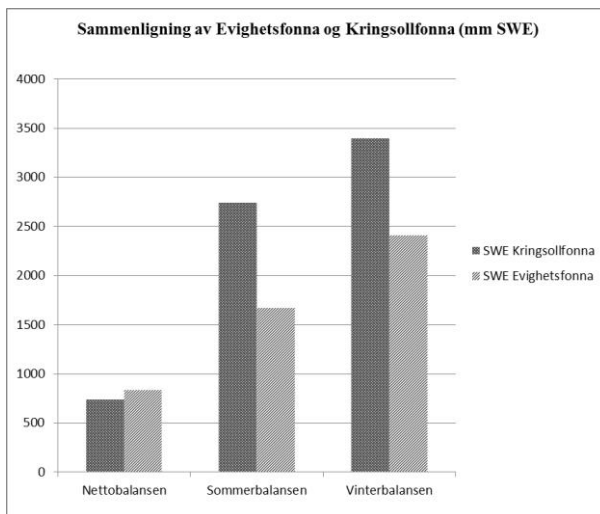
Akkumulasjonsmønster

Basert på snøsonderingen fra august framtrer et mønster hvor det har akkumulert mest snø fra toppen og ned mot midten av fonnen, før det gradvis blir mindre snødyp mot fronten. Det er også nødvendig å nevne at disse målingene er gjort i august, og at mønsteret kan ha sett noe annerledes ut i mai. Uansett vil Evighetsfonna ha et akkumulasjonsmønster som skiller seg fra Kringsollfonna, da det er størst pålagring på øvre delen av breen. Akkumulasjonsmønsteret på Evighetsfonna er mer nærliggende breer.

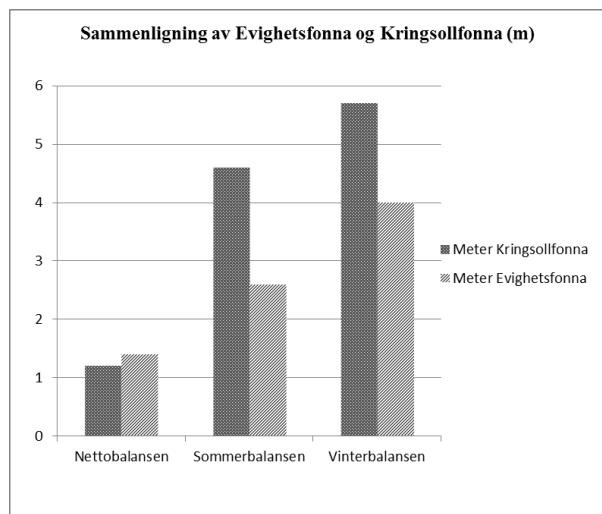
5.2.4 Sammendrag av balanseåret 2012

Kringsollfonna har høyere akkumulasjon- og ablasjonsverdier enn Evighetsfonna. Differansen i vinterbalansen mellom Evighetsfonna og Kringsollfonna er 1.9 meter/1068 mm SWE. Når det gjelder sommerbalansen er differansen i avsmelting 2 meter/1075 mm SWE. Dette gir mer akkumulasjon og ablasjon på Kringsollfonna, men nettobalansen på fonnene er tilnærmet lik hverandre. Differansen i verdiene for nettobalansen er kun 0.2 meter/97 mm SWE, hvor Evighetsfonna har størst nettobalanse.

a)



b)



Figur 5.10: a: Differansen i SWE mellom Kringsollfonna og Evighetsfonna. b: Differansen i meter mellom Kringsollfonna og Evighetsfonna. Differansen vises for både vinterbalansen, sommerbalansen og nettobalansen.

Ablasjonsmønsteret viser generelt en jevn smelting på begge fonnene, med unntak av oversiden av skavl på Kringsollfonna, og helt øverst på fonnen på Evighetsfonna. Forskjellen mellom fonnene er interessant, og vil bli tema for diskusjon senere i oppgaven.

5.3 Utvikling av skavlen på Kringsollfonna

Gjennom akkumulasjonssesongen 2011/12 bygde det seg, som nevnt tidligere, opp en skavl på Kringsollfonna. Denne skavlen er observert i april, juni, august og september og indikerer et uvanlig pålagringsmønster på fonnoverflaten der store mengder snø akkumuleres nederst på fonnen. Også smeltemønsteret ser ut til å påvirkes av skavlformasjon (jf. avsnitt 5.2.2). Snøfordelingsmønsteret er dokumentert med bilder, og visualiserer utviklingen av skavlen. Bildene presenteres som et grunnlag for å visualisere de resultatene som er lagt fram, hvor da spesielt Kringsollfonna har en spesiell massebalanse grunnet skavlen.

Figur 5.11 a og b viser Kringsollfonna i oktober 2010 og 2011. Bildene viser at det ikke var noen skavl på fonnen på denne tiden, og at hele fonnen var da is/ablasjonsområde.

a)



b)



Figur 5.11: a: Kringsollfonna oktober, 2010. Foto: Martinsen (2012). b: Kringsollfonna oktober 2011. Foto: Ivar Berthling

Skavlen dokumentert i figur 5.12 a og b nedenfor antas derfor å være et resultat av akkumulasjonssesongen 2011/12. Disse bildene viser skavlen i april. Vanskelige feltforhold i april forhindret direkte målinger på skavlen, men ved å se på høydeforskjeller i GPS-dataene kan man anta at den var ca. 10 meter i april, og skiller seg således ut fra det generelle pålagringsmønsteret ellers på fonnoverflaten. Et slikt romlig snøakkumulasjonsmønster vitner om viktigheten av vindredistribusjon og vindtransport av snø i fjellområder, og for fonnas massebalanse, noe som vil drøftes mer inngående senere i oppgaven.

a)



b)



Figur 5.12: a og b: Skavl 24. april. Foto: Privat



Figur 5.13: Skavl 15. juni. Foto: Privat

I juni var skavlen fortsatt svært fremtreden (figur 5.13). Det var opp mot 2 meter smelting i forkant av fonnen og over skavlen mellom 24. april og 15. juni, men ellers er selve fonna av samme størrelse som i april (se figur 5.4). Dette indikerer at også smeltemønsteret påvirkes av skavlformasjon.

Skavlen var også fremtreden i august og september. Samtidig var snøen smeltet bort helt fram til fronten av Kringsollfonna, hvor skavlen også endte. Bildene viser også at skavlen holder seg bratt gjennom hele ablasjonssesongen. Dette kan skyldes en skyggeeffekt som oppstår i skavlveggen.

a)



b)



Figur 5.14: a: Skavl 15. august. b: Skavl i oktober. Foto: Privat

Om man sammenligner bildet fra oktober 2012 (figur 5.14 b) med bildet fra oktober 2010 og 2011 (figur 5.11 a og b) ser man en vesentlig forskjell. Mens hele fonnen lå i ablasjonsområdet i 2010 og 2011, var hele fonnen i akkumulasjonsområdet i 2012. Dette var også situasjonen for Evighetsfonna i 2012, hvor hele fonnen var snødekt og dermed i akkumulasjonsområdet ved et ablasjonsmaksimum.

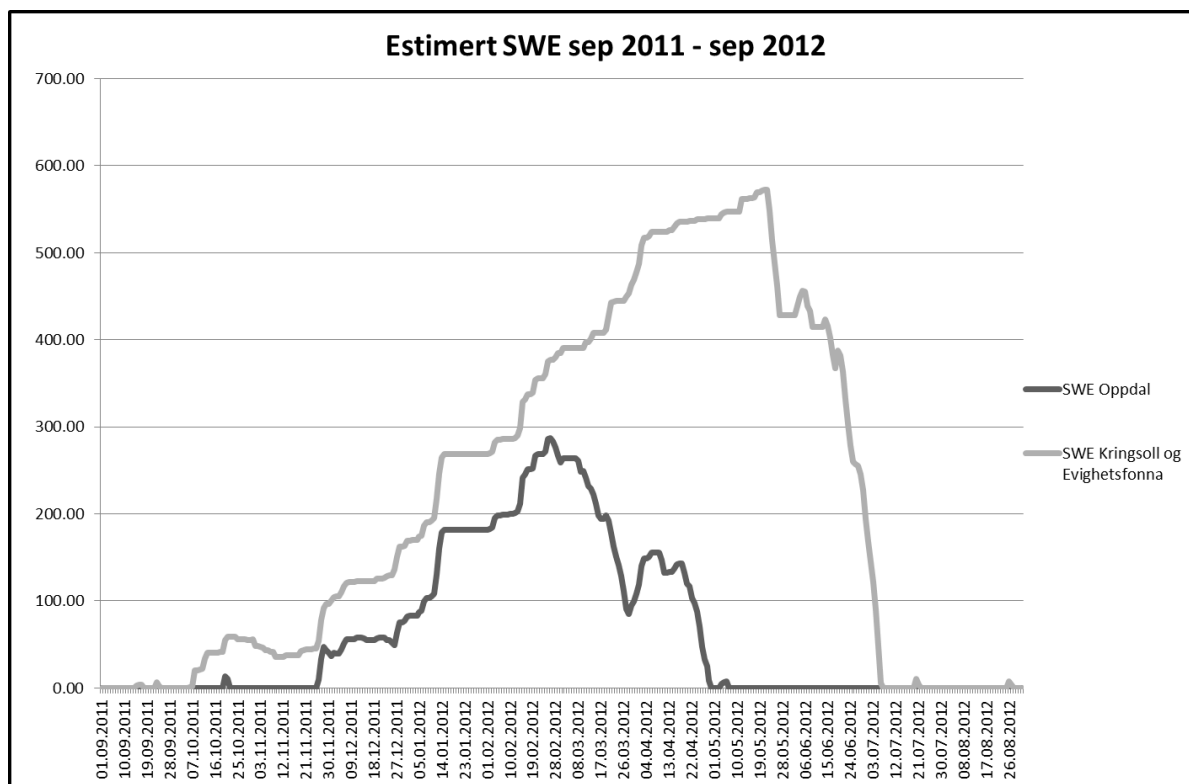
5.4 Regionale forhold – simulert i HBV-modellen og seNorge

Innledningsvis i resultatdelen viser simulert sommerbalanse i HBV-modellen og målt sommerbalanse godt samsvar. Dermed vil det være interessant og analysere modellert og målt vinterbalanse, da vinterbalansen viser at det har vært høy akkumulasjon på isfonnene. Det vil derfor være interessant å sammenligne felldata opp mot regionale klimadatadata, og dermed få et bilde av differansen i regionalt snøfall/vinternedbør og lokal akkumulasjon på fonnene. Samtidig vil det være interessant å se på forskjellen i modellert klima mellom Nordvestfjellet (Evighetsfonna) og Østfjellet (Kringsollfonna). Dette vil kunne gi et bilde av betydningen av vind kontra nedbør for fonnenes akkumulasjon. Denne analysen vil være basert på modellert mm SWE fra HBV-modellen, og simulert mm SWE og snødyp hentet fra seNorge.no

Det vil også gjøres en analyse av vinterbalansen det hydrologiske året 2012 ved å sammenligne dette året med 2011 og 2010, også basert på HBV-modellen og seNorge-data. Dette vil danne et grunnlag for å diskutere betydningen av vinterbalansen 2012, som var et positivt balanseår, opp mot år som peker mot negativ massebalanse.

5.4.1 Det hydrologiske året 2012

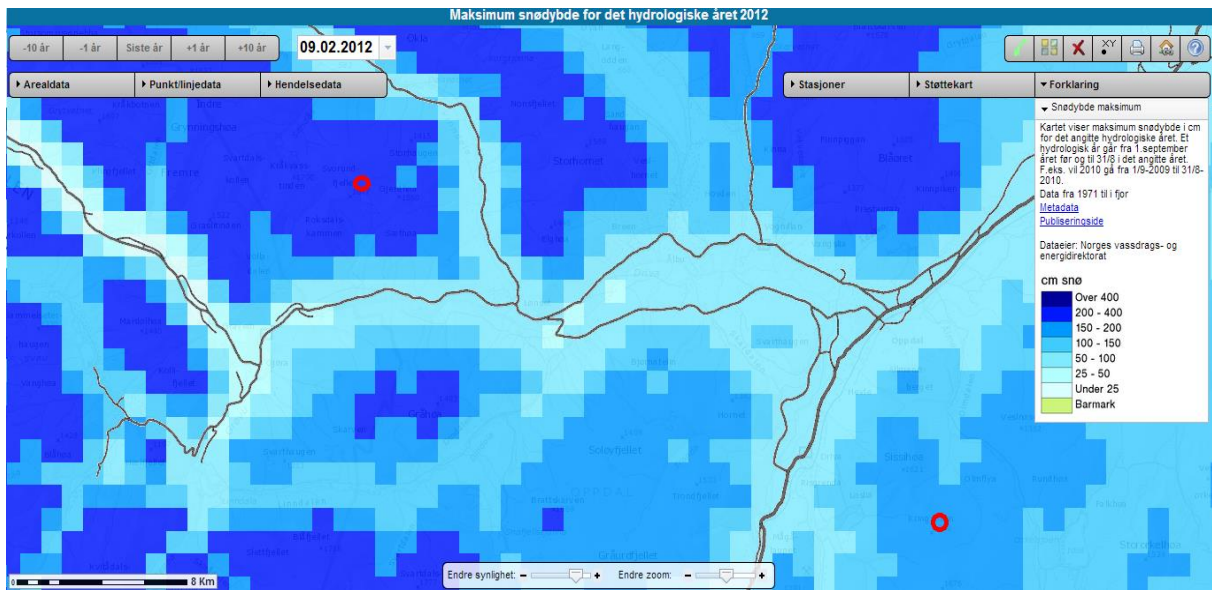
Snørutinen til HBV-modellen er benyttet for å se på den forventete snøakkumulasjon og ablasjon for de to utvalgte områdene. Denne verdien oppgis i mm SWE. Det er estimert verdier for Kringsollfonna og Evighetsfonna basert på nedbør- og temperaturverdier (døgnverdier) fra Oppdal balanseåret 2012. Den estimerte vannekvivalenten (mm SWE) for vinterbalansen på 1500 moh. (Kringsollfonna og Evighetsfonna) er ca. 600 SWE for det hydrologiske året 2012 (figur 5.15). Om man sammenligner vinterbalansen på fonnene med modellert vinterbalanse i HBV-modellen gir dette en differanse på ca. 1800 mm SWE for Evighetsfonna og ca. 2800 mm SWE for Kringsollfonna. Dermed gir HBV-modellen langt lavere akkumulasjonsverdier for både Kringsollfonna og Evighetsfonna sammenlignet med snøakkumulasjon som er observert på fonnene.



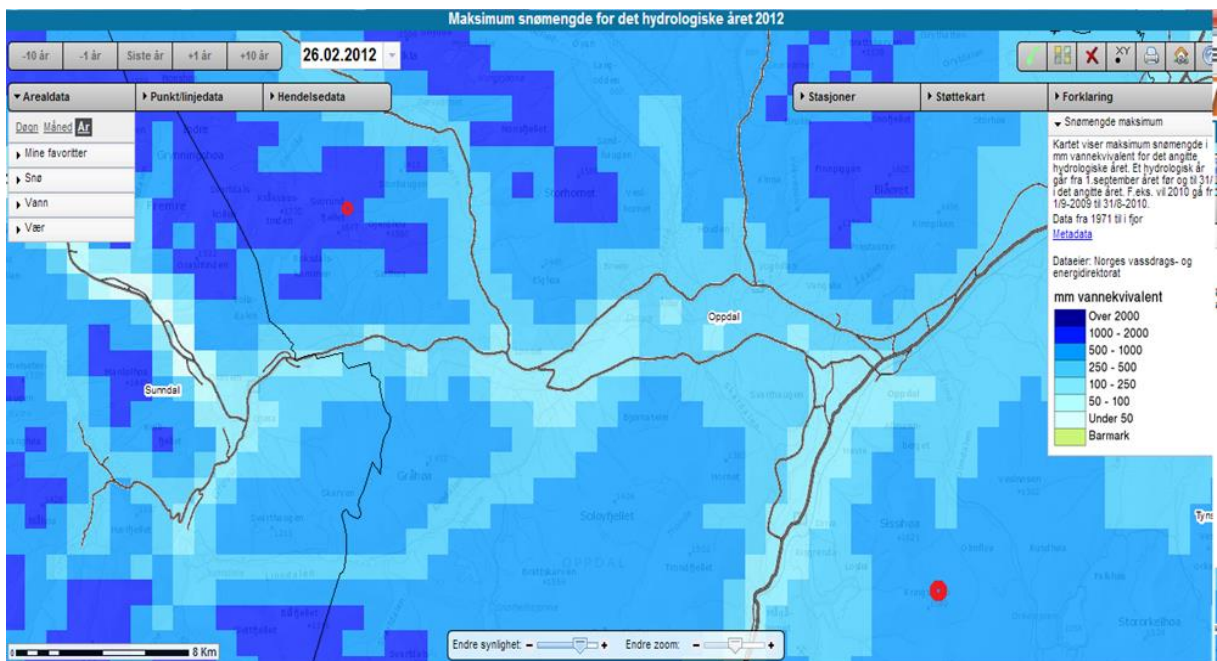
Figur 5.15: Estimert SWE for Kringsoll- og Evighetsfonna for det hydrologiske året 2012, simulert med HBV-modellen.

Data fra seNorge oppgir vinterbalansen i maksimum mm SWE og maksimum snødyb (cm) for vinteren 2011/12. For Evighetsfonna i vest er vinterbalansen simulert til 1000 – 2000 mm SWE (figur 5.17) og 200 – 400 cm snødyb (figur 5.16) for det hydrologiske året 2012. For Kringsollfonna er vinterbalansen simulert til 500 – 1000 mm vannekvivalent og 150 – 200 cm snødyb for samme periode.

Vinterbalansen, modellert i HBV-modellen, korrelerer godt med seNorge-dataen for Kringsollfonna. Når det gjelder Evighetsfonna er verdiene for vinterbalansen langt høyere i datagrunnlaget fra seNorge. Dette kan bunne i at kun Oppdal er brukt som inngangsdata for simuleringen av SWE for både Kringsoll og Evighetsfonna. Dermed er Oppdal (værstasjon) mest representativ for Kringsollfonna. SeNorge bygger på en sammensatt modell som inkluderer flere værstasjoner i beregningene (Engeset, 2010). Det er også nødvendig å nevne at seNorge har tidligere hatt en tendens til å simulere for mye snø, sammenlignet med snø-observasjoner på værstasjoner. Dette bunner i en overestimering av nedbør som igjen gir direkte utslag i overestimering av snø. En evaluering av vinteren 2009/2010 og 2010/2011 overestimeres SWE med 81 og 252 mm (Stranden & Grønstan, 2011).



Figur 5.16: Maksimum snødybde (cm) for det hydrologiske året 2012. Evighetsfonna ligger lokalisert i den røde sirkelen til venstre, mens Kringsollfonna ligger i den røde sirkelen til høyre i kartet. (senorge.no, 2013)

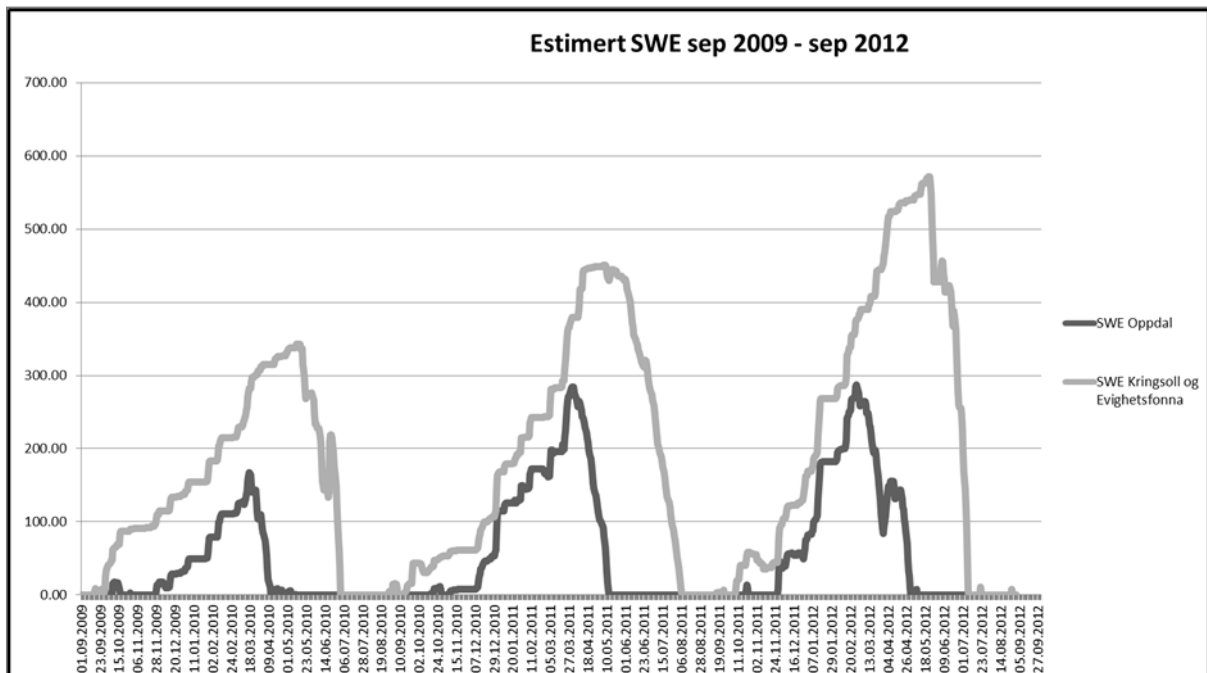


Figur 5.17: Maksimum vannekvivalent (mm) for det hydrologiske året 2012. Evighetsfonna, venstre. Kringsollfonna, høyre (senorge.no, 2013)

5.4.2 Det hydrologiske året 2011 og 2010

For å danne en forståelse av betydningen av vinterbalansen i det hydrologiske året 2012, vil det gjøres en analyse av vinterbalansen i det hydrologiske året 2011 og 2010. Ved å se differansen i simulert snømengde/snødybde mellom 2010, 2011 og 2012, kan man danne et bilde av betydningen av nedbørsmengden og snøakkumulasjonen vinteren 2011/2012.

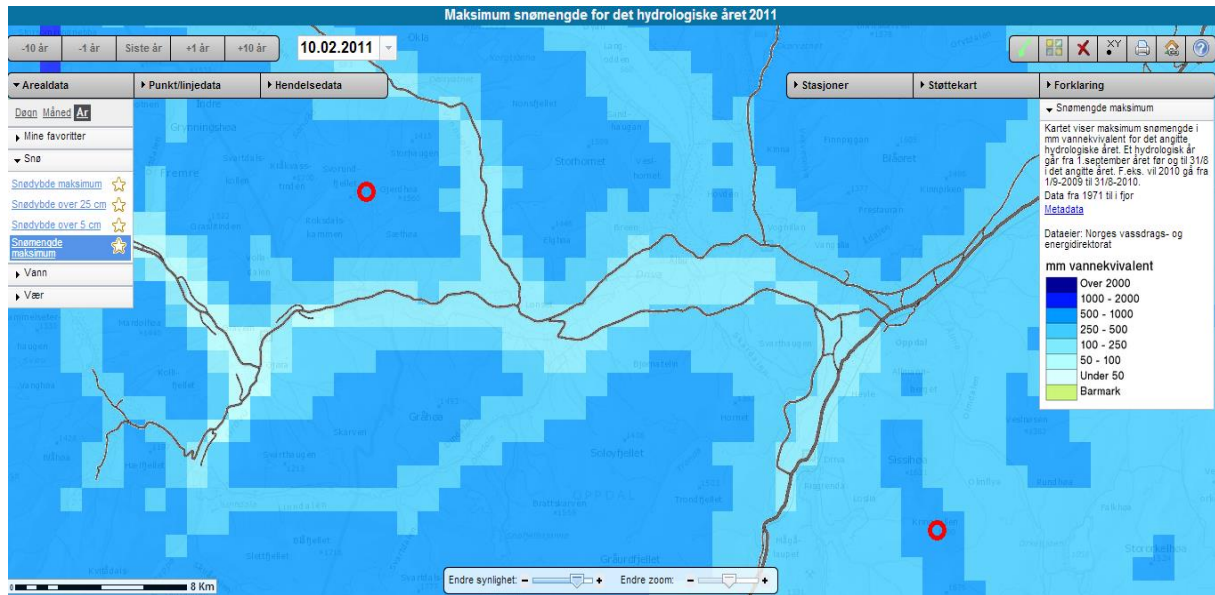
HBV-modellen estimerer en større verdi for vinterbalansen balanseåret 2012 enn de to tidligere årene 2011 og 2010. 2010 ble vinterbalansen estimert til 350 mm SWE for Kringsollfonna og Evighetsfonna, mens i 2011 var estimert vinterbalanse 450 mm SWE. Disse estimeringene indikerer at massebalanseåret 2012 hadde 25 % mer vintervedbør enn 2011, og hele 42 % mer vintervedbør enn 2010. Disse tallene underbygges også av en situasjon der Kringsollfonna lå i ablasjonssonen i 2011 og 2010 og flere arkeologiske funn ble gjort, noe som igjen indikerer negative balanseår i disse sesongene.



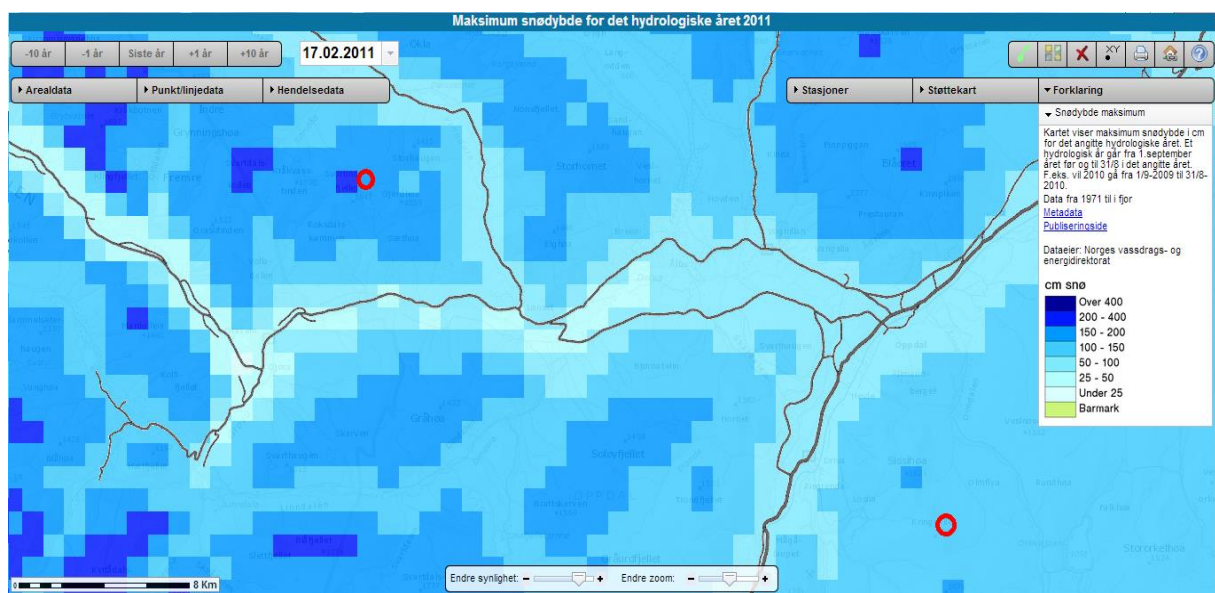
Figur 5.18: Estimert mm SWE for Kringsoll- og Evighetsfonna for det hydrologiske året 2012, 2011 og 2010, simulert med HBV-modellen.

Det er modellert mindre vintervedbør for områdene rundt Evighetsfonna og Kringsollfonna for 2011 og 2010 enn det som er modellert for 2012. For Evighetsfonna er differansen i simulert vinterbalanse følgende; 500-1000 mm SWE/150-200 cm snø (2011) kontra 1000-2000 mm SWE/200-400 cm snø (2012). Forholdene rundt Kringsollfonna er mer tilsvarende 2012, men de mørkere områdene som indikerer mer snø, er mindre utbredt. Vinterbalansen er 500-1000 mm SWE/100-150 cm snø (2011) kontra 500-1000 mm SWE/150-200 cm snø

(2012). Simuleringene i seNorge for vinterbalansen 2011 på Østfjellet (Kringsollfonna) stemmer godt overens med resultatene for vinterbalansen modellert i HVB-modellen, som estimerer ca. 450 mm vannekvivalent for samme periode.



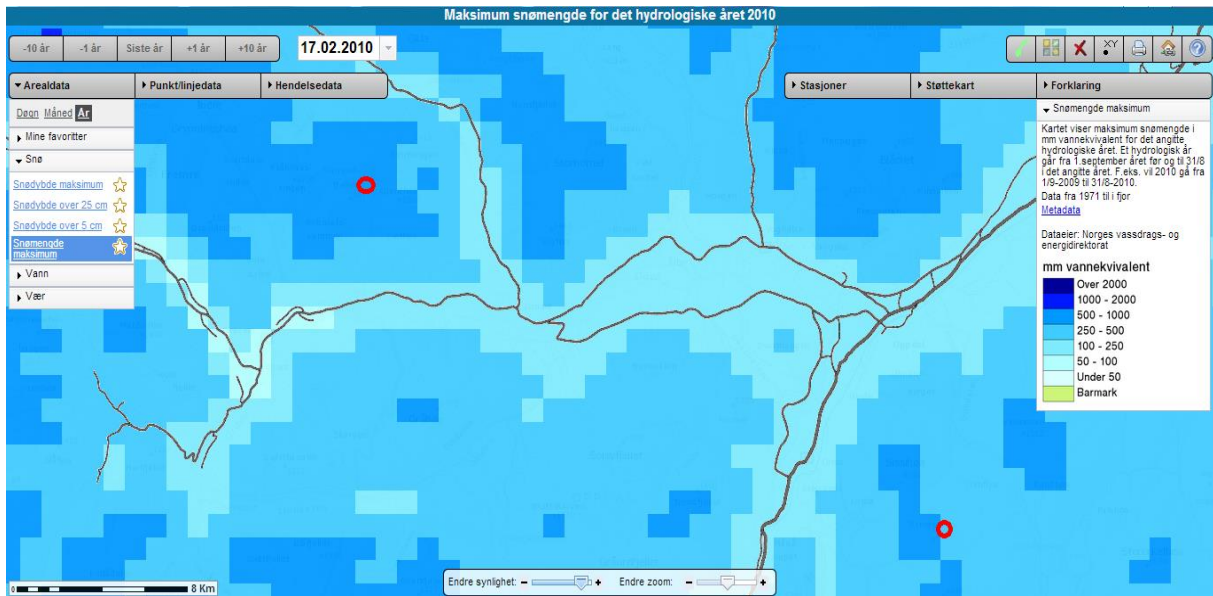
Figur 5.19: Maksimum vannekvivalent (mm) for det hydrologiske året 2011. Evighetsfonna, venstre. Kringsollfonna, høyre. (senorge.no, 2013)



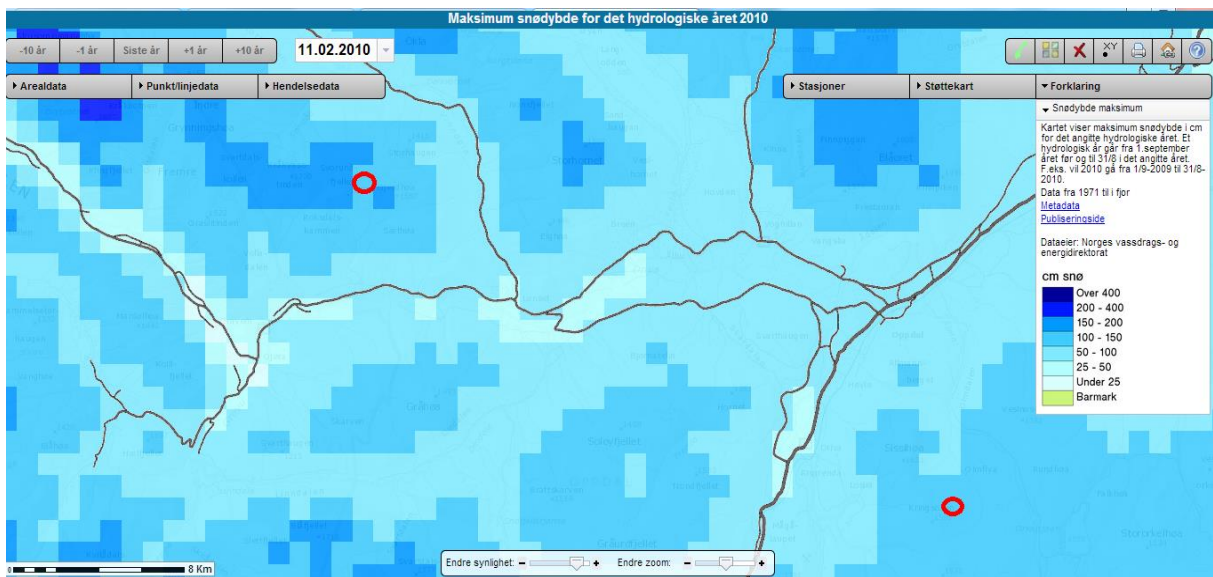
Figur 5.20: Maksimum snødyb (cm) for det hydrologiske året 2011. Evighetsfonna, venstre. Kringsollfonna, høyre. (senorge.no, 2013)

Det hydrologiske året 2010 viser noe lavere verdier for snøfall/vintervedbør i Oppdalsområdet enn 2011. Vinterbalansen rundt Evighetsfonna er simulert til 500-1000 mm SWE/100-150 cm snø. Vinterbalansen rundt Kringsollfonna er modellert til 250-500 mm SWE/100-150 cm snø,

noe som stemmer godt overens med HBV-modellen som gir en estimert verdi på 350 mm SWE for vinterbalansen på Østfjellet (Kringsollfonna)



Figur 5.21: Maksimum vannekvivalent (mm) for det hydrologiske året 2010. Evighetsfonna, venstre. Kringsollfonna, høyre. (senorge.no, 2013)

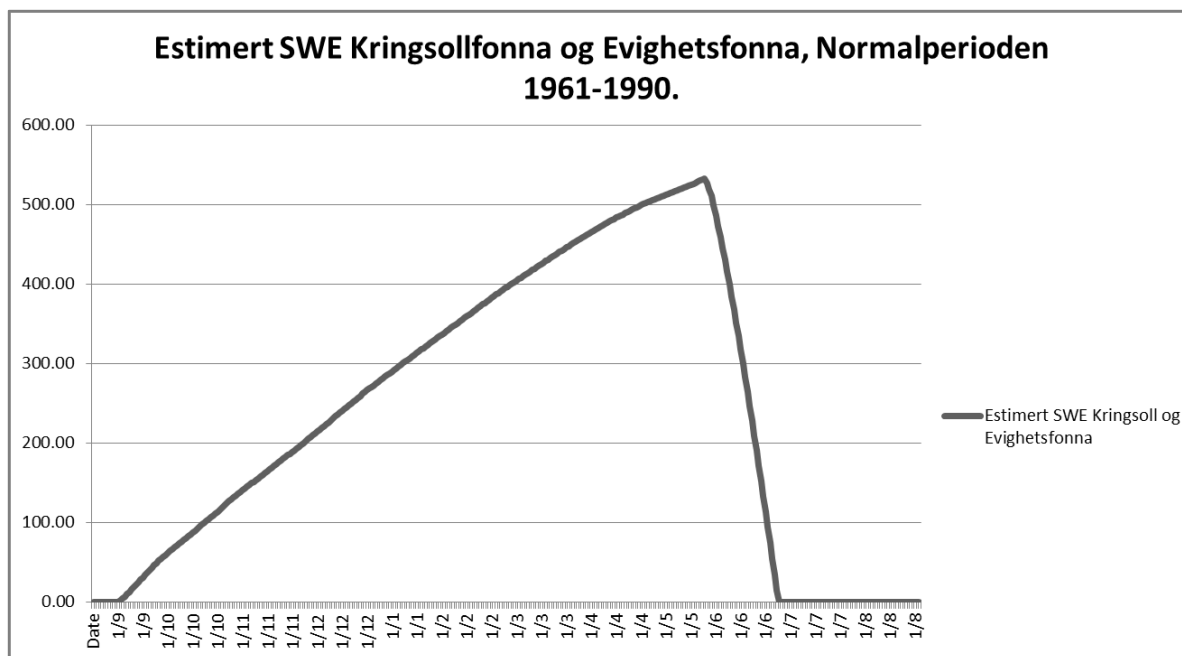


Figur 5.22: Maksimum snødybde (cm) for det hydrologiske året 2010. Evighetsfonna, venstre. Kringsollfonna, høyre. (senorge.no, 2013).

Trenden i disse estimeringene er at Nordvestfjellet (Evighetsfonna) har et større snøfall og akkumulerer en større snømengde gjennom vinteren, enn hva Østfjellet (Kringsollfonna) gjør. Nordvestfjellet er et område som er mer påvirket av kystklima, mens Østfjellet er mer kontinentalt, og får mindre nedbør. Den ekstreme akkumulasjonen som oppstod vinteren

2011/12 kan se ut til å være et utfall av høy nedbørsrate, samt sterk påvirkning av vind, da verdiene på fonnen er høyere enn de estimerte verdiene for områdene.

5.4.3 Normalperioden 1961-1990



Figur 5.23: Estimert SWE for Kringsoll- og Evighetsfonna for normalperioden 1961-1990, simulert med HBV-modellen.

Om man ser på den estimerte vinterbalansen for normalperioden 1961-1990, viser den ca. 550 mm vannekvivalent. Dette indikerer også at massebalanseårene 2011 og 2010 har lavere verdier for vinterbalansen enn det normalperioden viser, noe som igjen sammenfaller med antall arkeologiske funn etter 2000. Samtidig peker det mot at massebalanseåret 2012 akkumulerte mer snø enn normalperioden.

5.5 Lokal vindeffekt på akkumulasjon

Ved å sette målt vinterbalanse opp mot modellert vinterbalanse indikerer dette at fonnens massebalanse er sterkt påvirket av vind. I tabell 5.6 ser man at målt vinterbalanse på fonnene er større enn hva HBV-modellen og seNorge-dataene estimerer.

Tabell 5.6: Differanse mellom datagrunnlaget. Vinterbalansen er målt data i felt, mens HBV-modellen og seNorge er modellerte verdier basert på klimadata. Verdiene oppgis i mm SWE og cm snødyp.

Data	SWE Kringsollfonna	SWE Evighetsfonna	Snødyp (cm) Kringsollfonna	Snødyp (cm) Evighetsfonna
vinterbalansen	3394	2404	570	400
HBV-modellen	600	600	-	-
seNorge	750	1500	150	300

Ved en sammenligning av vinterbalansen målt på fonnene og estimeringen fra HBV-modellen og seNorge kan man beregne en vindeffekt for redistribusjon av snø, altså effekten på vindakkumulasjon. Effekten for vind er funnet ved:

$$\text{Vindeffekten} = \frac{\text{Målt vinterbalanse}}{\text{Modellert vinterbalanse}}$$

hvor vinterbalansen er felldata fra Kringsollfonna eller Evighetsfonna vinteren 2011/12, og modellert data er verdier for vinterbalansen simulert i HBV-modellen basert på klimadata fra Oppdal, eller data hentet fra seNorge.

Denne vindeffekten blir noe fiktiv, men det er allikevel å anta at en vindeffekt må være tilstede, med tanke på at begge fonnene har eksistert over lang tid under regional ELA, og at data fra vinterbalansen 2012 indikerer høy akkumulasjon. Dermed kan en sammenligning mellom modellert værdata og målt vinterbalanse gi en pekepinn på betydningen av vind og nedbør for de to ulike fonnene.

Tabell 5.7 viser vindeffekten for Kringsollfonna og Evighetsfonna ved bruk av HBV-modellen og seNorge (mm SWE og cm snødyp). For Evighetsfonna gir målt vinterbalanse satt opp mot vinterbalansen simulert i HBV-modellen en vindeffekt på 4*. En sammenligning med data for vinterbalansen i seNorge gir mindre vindeffekt for Evighetsfonna, 1.6* for mm SWE og 1.3* for cm snødyp. For Kringsollfonna gir målt vinterbalanse satt opp mot vinterbalansen simulert HBV-modellen en vindeffekt på 5.7*. En sammenligning med data for vinterbalansen i seNorge gir også en mindre vindeffekt Kringsollfonna, 4.5* for SWE og 3.8* for cm snødyp.

Tabell 5.7: Vindeffekt for snøakkumulasjon på kringsollfonna og Evighetsfonna. Verdiene viser differansen mellom vinterbalansen og HBV-modellen, og vinterbalansen og seNorge-data.

Data	Vindeffekt (*) Evighetsfonna	Vindeffekt (*) Kringsollfonna
HBV-modellen	4.0	5.7
seNorge (SWE)	1.6	4.5
seNorge (cm)	1.3	3.8

Som sett ovenfor kan det ligge en overestimering av mm SWE og cm snødyp i seNorge-dataen (Stranden & Grønstan, 2011), og ved en sammenligning av felldata og seNorge kan problematikken med overestimering av mm SWE og snødyp i seNorge vise seg. Målt vinterbalanse i cm snø (seNorge) gir lavere vindeffekt en mm SWE (seNorge). Dette skyldes en større overestimering av snødyp (cm), enn snømengde (mm SWE) som igjen gir utslag på

den estimerte vindeffekten. På Evighetsfonna gir modellert mm SWE gjennom HBV-modellen utslag i en langt høyere vindeffekt, som igjen kan skyldes dårligere samsvar mellom feltområdet og Oppdal med tanke på nedbørsforhold. Dermed er det å anta at data fra seNorge vil være mer representativt for Evighetsfonna. For Kringsollfonna er verdiene mer sammenfallende mellom seNorge-data og HBV-modellen. Samtidig gir seNorge-data (cm og mm SWE) en mindre vindeffekt, som kan bunne i en overestimering i seNorge.

Sammenlignet med klimadata skulle Evighetsfonna akkumulert mer snø enn Kringsollfonna. Dette er ikke situasjonen. Dette indikerer at snøakkumulasjonen på Kringsollfonna er mer avhengig av lokale terrengparametere og lokale vindforhold, enn mengde snøfall. Snøakkumulasjonen på Evighetsfonna i større grad et resultat av både regionale nedbørsforhold og lokal topografi og lokale vindforhold.

Ved å bruke verdiene for vindeffekten i 2012 kan det dannes et bilde av hvor mye snø som akkumulerte på fonnene i 2010 og 2011. Her vil verdiene for simulert vinterbalanse i mm SWE i seNorge bli benyttet, da disse verdiene ser ut til å overestimere noe mindre enn simulert vinterbalanse i snødyb (cm). Vinterbalansen simulert med HBV-modellen vil ikke bli benyttet da disse verdiene kun gir et representativt bilde for Kringsollfonna, og danner et dårlig sammenligningsgrunnlag mellom fonnene.

Tabell 5.8: Verdiene viser estimert SWE for 2011 og 2010, samt målt SWE 2012. Data hentet fra seNorge (maksimum snømengde mm SWE) er ganget med vindeffekten beregnet for Kringsollfonna (4.5*) og Evighetsfonna (1.6*).

	Målt SWE 2012	Estimert SWE 2011	Estimert SWE 2010
Kringsollfonna	3394	2250	1575
Evighetsfonna	2404	1200	1200

Etter at de modellerte verdiene for vinterbalansen (mm SWE i seNorge) er multiplisert med vindeffekten er resultatet følgende: Snøakkumulasjonen på Kringsollfonna var 1.5* større i 2012 enn 2011, og 2.1* større i 2012 enn 2010. På Evighetsfonna var snøakkumulasjonen 2* større i 2012 enn 2011 og 2010. Disse tallene blir generelle, men gir et bilde av at vinterbalansen 2012, var et resultat av vind, men også store mengde nedbør som skiller seg i fra de to foregående årene.

Satellittbilder av fonnene fra høsten 2009 vekket interesse. Kringsollfonna ser ut til å være i akkumulasjonssonen, og ingen is er synlig på overflaten. På Evighetsfonna kan man tydelig se is og ablasjonsområde på fonnen. Dette skiller seg fra balanseåret 2012, hvor begge fonnene lå i akkumulasjonssonen i september. Ved å sammenligne satellitt bilder av Evighetsfonna og

Kringsollfonna fra september 2009 opp mot estimeringer fra HBV-modellen for 2009 er funnet interessant.

a)



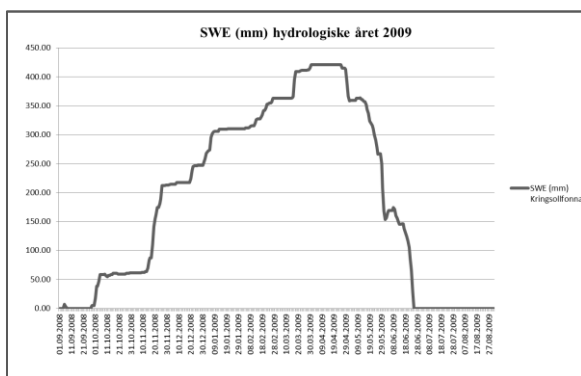
b)



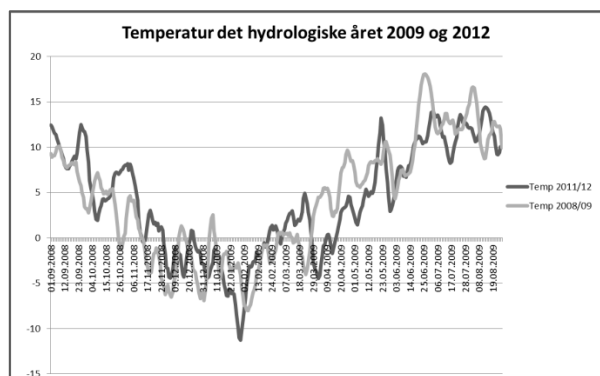
Figur 5.24 a: Evighetsfonna 14.09.2009. b: Kringsollfonna 14.09.2009. Kilde: (norgebilder.no, 2013)

HBV-modellen estimerer 450 mm SWE for vinterbalansen det hydrologiske året 2009. Sammenlignet med den simulerte vinterbalansen i HBV-modellen i fra 2012, som var 600 mm SWE, peker ikke balanseåret 2009 mot et positivt balanseår. Modelleringer for 2010 og 2011, gjort tidligere i oppgaven, simulerer mellom 350 og 450 mm SWE for vinterbalansen. Dette er også år som er antatt å være negative balanseår. Altså, vinteren 2008/2009 var ikke et ekstremår når det kom til mengden vinternedbør. Sammenligner vi dette med temperaturen har det heller ikke vært noen kald sommer (figur 5.25).

a)



b)



Figur 5.25: a: mm SWE for det hydrologiske året 2009, b: Sammenligning mellom temperatur det hydrologiske året 2009 og 2012.

Situasjonen høsten 2009 kan være nok et signal på at vindforhold er svært avgjørende for massebalansen på Kringsollfonna, mens betydningen av vinternedbør er vell så viktig for Evighetsfonna da effekten av vind ser ut til å være av mindre betydning.

5.6 Oppsummering – hvilke tråder kan dras ut i fra resultatene

Først en metodisk oppsummering. Differensiell GPS viste seg å være en god metode for å beregne massebalansen på fonnene. Dette gjaldt i særlig grad massebalanseåret 2012 hvor mye akkumulasjon gjorde det problematisk å gjennomføre dybdemåling gjennom snøsondering. Det ble oppdaget en grov feil i datasettet fra september, som gjorde målingene fra dette feltarbeidet ugyldige, men dette skyldes i større grad menneskelig svikt, enn problemer med metoden i seg selv.

Videre viser flere studier at seNorge har en tendens til å overestimere snødyp og mm SWE. Om dette er tilfellet for det hydrologiske året 2012, er per i dag vanskelig å si noe sikkert om. Samtidig vil modellert data fra seNorge kunne anvendes som et nyttig verktøy i denne sammenheng når målet i seg selv er å danne et bilde av betydningen av vind kontra nedbør, og den romlige differansen mellom fonnene.

Når det kommer til estimert vinterbalanse (mm SWE) ved bruk av HBV-modellen, er det målt langt mer snø på fonnene enn hva som er modellert. På den andre siden viser modellert sommerbalanse (mm SWE) større samsvar med faktisk målt data. Dette kan indikere at høy akkumulasjon på fonnene er en viktig faktor for fonnenes eksistens over tid, og at lokale forhold gjennom ablasjonssesongen nødvendigvis ikke er så avgjørende for fonnenes eksistens i Oppdalsområdet.

Relativt sett er det mer vindakkumulert snø på Kringsollfonna enn på Evighetsfonna. Samtidig er det lite tvil om at funksjonen av vind har hatt innvirkning på snøakkumulasjonen på begge fonnene vinteren 2011/12. Dette kan begrunnes med vesentlig større snømengder på fonnene, enn modellert snømengde basert på værdata fra området. Tetthetsmålingen indikerer også at snøen var godt konsolidert på grunn av vind. På den andre siden kan man spørre seg om vind alene er nok for å oppnå høy akkumulasjon på fonnene, eller om mengden nedbør også spiller en avgjørende rolle.

Resultatene viser at Evighetsfonna har et ablasjon- og akkumulasjonsmønster som er mer nærliggende en bre med tanke på den romlige fordelingen. Kringsoll viser et omvendt mønster hvor akkumulasjonen skjer i front, med en jevn ablasjon over hele fonna. Dette

funnet vil bli tatt med videre inn i diskusjonen. Det vil være interessant å diskutere hvordan det ulike ablasjon- og akkumulasjonsmønsteret på Kringsollfonna og Evighetsfonna påvirker massebalansen i tid og rom. Og kan dette gi en indikasjon på om de to ismassene kan klassifiseres som isfonn eller liten bre.

6 Diskusjon

Resultatene viser at Kringsollfonna og Evighetsfonna skiller seg fra hverandre, både i evnen til å akkumulere snø, og i akkumulasjons- og ablasjonsmønsteret. Det faktum at fonnene har ulikt massebalansemønster og ulik evne til å akkumulere snø, retter et spørsmål mot betydningen av vind kontra nedbør. Fonnenes karakter vil bli diskutert ved å knytte funnene i denne studien opp mot feedbackmekanismer registrert i andre studier. Det vil være interessant å se på betydningen av vind som feedbackmekanisme, og diskutere betydningen av vind opp mot andre feedbackmekanismer knyttet til ablasjon. Dette knyttes opp mot betydningen av vinterbalansen og sommerbalansen, og hva dette har å si for fonnenes eksistens.

Videre reises spørsmålet om massebalansemønstrene som er analysert vil ha innvirkning på fonnenes dynamikk og bevegelse over tid. Sammen med en langstrakt form og små høydeintervall (spesielt Kringsollfonna) kan resultatene i denne oppgaven, samt arkeologiske funn tyde på lite bevegelse. Denne antagelsen er grunnet godt preserverte arkeologiske funn på Kringsollfonna, samt at Kringsollfonna ikke har overskudd av masse øverst, men nederst, på fonna. Dette skiller seg fra resultatene fra Evighetsfonna som har flere fellestrekk med breer. Hvorvidt dette mønsteret er representativt for massebalanse i et lengre tidsperspektiv vil også diskuteres. I den sammenheng vil satellittbilder fra tidligere år sammenlignes med data fra massebalanseåret 2012.

Et annet spørsmål som dukker opp i denne sammenheng er i hvilken grad de ulike fonnene kan defineres som isfonner. Hvilken klassifisering faller fonnene under, med bakgrunn i definisjonene innledningsvis? Dette vil være en diskusjon basert på massebalanseåret 2012, mer enn en ren begrepsoppyrdding. Dette vil likevel være en begynnelse på å danne større klarhet i begrepene rundt isfonna, snøfonna og små isbreer.

Dette er spørsmål som vil drøftes gjennom diskusjonskapittelet. Det vil først gjøres en diskusjon av betydningen av vind for akkumulasjonen på fonnene. Videre vil andre feedbackmekanismer og deres eventuelle betydning på sommer- og vinterbalansen drøftes. Fonnene massebalanse vil også diskuteres opp mot et lengre tidsperspektiv. Her vil satellittbilder benyttes for analysere av hvordan massebalansen har vist seg i tid og rom. Til slutt vil det gjøres et forsøk på å plassere fonnene inn under en definisjon, som et bidrag til en bedre forståelse av fonnene.

6.1 Betydningen av feedbackmekanismer

6.1.1 Høy snøakkumulasjon – en funksjon av vind eller nedbør?

Modellering av klimadata viser at nedbør ikke fullt ut kan forklare målt vinterbalanse på fonnene, ettersom lokal akkumulasjon på fonnene er vesentlig høyere enn simulert regionalt snøfall. Samtidig vet man at modelleringene i HBV-modellen og SeNorge viser generelt gode resultater i andre studier, samt i fra testresultater fra NVE (Stranden & Grønstan, 2011). På bakgrunn av dette antas det at avviket mellom modellert og målt vinterbalanse skyldes redistribusjon av snø på grunn av vind. Vindtransportert snø er derfor en viktig faktor for akkumulasjon på både Kringsollfonna og Evighetsfonna. Særlig for Kringsollfonna er vindfaktoren viktig, da den målte vinterbalansen var ca. 4.5* høyere enn modellert vinterbalanse i 2012..

For Evighetsfonna ser det ut til at vind spiller en mindre avgjørende rolle. Denne antagelsen bygges på at avviket mellom modellert vinterbalanse og målt vinterbalanse er mindre på Evighetsfonna enn på Kringsollfonna. Vindeffekten er ca. 1.6* for akkumulasjonen på Evighetsfonna, basert på differansen mellom målt og modellert vinterbalanse 2012. Dermed er det å anta at også snøfall/mengde vinternedbør har større betydning for Evighetsfonna enn for Kringsollfonna. Denne antagelsen forsterkes av satellittbildene i fra 2009 (figur 5.24), hvor Evighetsfonna og Kringsollfonna tilsynelatende viser ulik respons til klima. Kringsollfonna ser ut til å ha et positivt balanseår i 2009, mens Evighetsfonna har et fremtredende ablasjonsområde. Dette mønsteret kan skyldes høy vindakkumulasjon på Kringsollfonna, da modellert data i utgangspunktet viser at Evighetsfonna har akkumulert mer snø enn Kringsollfonna i samme tidsrom.

Ved å sammenligne simulert vinterbalanse i seNorge for Nordvestfjellet (Evighetsfonna) og Østfjellet (Kringsollfonna) fra de hydrologiske årene 2010, 2011 og 2012 har, Nordvestfjellet et langt større snøfall gjennom vinteren. Til tross for dette er det Kringsollfonna på Østfjellet som ser ut til å akkumulere mest snø gjennom vinteren 2011/2012. Dette indikerer at topografi, lokale vindforhold og redistribusjon av snø er mer avgjørende for snøakkumulasjon på Østfjellet enn snøfallet i seg selv er. Denne tendensen er som sett tidligere i oppgaven, også funnet i Sveits hvor sammenhengen mellom romlig variasjon i snøfall og snøakkumulasjonen gjennom vintersesongen er analysert (Scipi3n m.fl. , 2013).

Samtidig er vinterbalansen 2012 også et resultat av mye snøfall. Sammenlignet med tidligere massebalanseår, er det vist av balanseåret 2012 akkumulert mye snø. Sett i forhold til

normalperioden, akkumulerte det også noe mer snø vinteren 2012. Vind er en viktig faktor, men mengden vinternedbør må også tillegges stor betydning i denne sammenheng.

Kringsollfonna skiller seg fra Evighetsfonna ved å ha et spesielt akkumulasjonsmønster, der den største snødybden er å finne i front av fonnen, som har resultert i en skavlformasjon. Denne skavlen gir en bratt front på fonnen, som flater ut mot bakkanten. En utvikling av en skavl indikerer at vindrevende prosesser er en viktig faktor for massebalansen og snøakkumulasjonen. På Evighetsfonna er den største snødybden å finne fra toppen av fonnen og over «midten», før snødybden gradvis minker. Evighetsfonna har et større areal enn Kringsollfonna, og som et resultat av fonnens form og lokale terrengparametere oppstår de største avsetningene med snø rett nedenfor toppen av fonnen. Snødybden avtar med avstanden fra toppen av fonnen, trolig grunnet endring i vindforholdene.

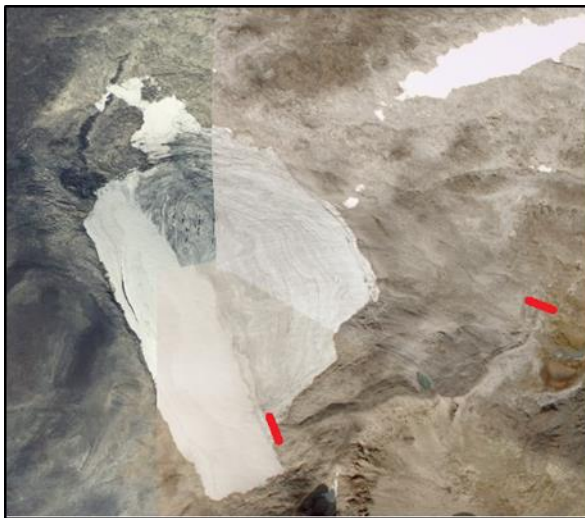
Resultatene peker mot at høy akkumulasjon vinteren 2012 er et resultat av en nedbørsrik vinter, assistert med høy vindredistribusjon. Et spørsmål som reiser seg i denne sammenhengen er om det er år med ekstrem akkumulasjon som gjør at disse fonnene har holdt seg stabile over tid, med vind som den avgjørende mekanismen.

I teorien heter det at TPW-ELA eksisterer som en funksjon av lokal topografi og vind, og små breer opprettholdes som en funksjon av dette (Lie m.fl. , 2003b). Høyden på denne linjen vil variere med lokale terrengparametere som tilrettelegger for høy vindakkumulasjon av snø. Om man knytter den observerte vindeffekten opp mot teorien om vind som en selvregulerende feedbackmekanisme (Glazirin m.fl. , 2004), vil de to utvalgte fonnene gi et ulikt bilde. I en situasjon der fonnene er styrt av feedbackmekanismer vil terrenget i seg selv sette grenser for hvor stor fonnen kan bli. Både Evighetsfonna og Kringsollfonna er lokalisert i forsenkninger i terrenget, og lokale vindforhold bidrar til høy akkumulasjon på begge fonnene. I tillegg til akkumulasjon på grunn av terrengparametere ser det ut til at Kringsollfonna har nok en regulerende faktor. Skavlen i seg selv danner en «kurv» for snøakkumulasjon, og mye snø akkumulerer som en funksjon av avtagende vind over skavlen. På denne måten vil snø fraktes over øvre del av skavlen i det fonnen har oppnådd en viss størrelse, og blir avsatt på grunn av endringer i vindforholdene i områdene rundt skavlen. Om disse lokale forholdene også setter grenser for hvor stor fonnen kan bli, er vanskelig å si noe om etter kun et år med målinger.

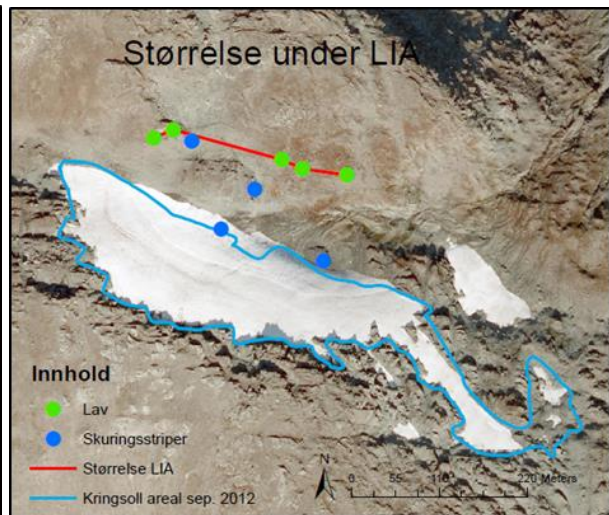
Samtidig finnes det noe data samt bilder som kan legge grunnlag for en diskusjon om utbredelsen til fonnene under lille istid (LIA). Ved å se på flyfoto fra norgebilder.no ser det ut til at Evighetsfonna har en klar morene på høyre side (Figur 6.1 a). Denne morenen er

datert til ca. 380 BP (kilde: Wannebo, pers. medd. 2013), og er mest sannsynlig knyttet til LIA. Fra dagens front og ut til nederste del av morenen, måles ca. 400 meter. Dermed er det å anta at Evighetsfonna har hatt en større utbredelse under LIA enn i dag, og moreneavsetninger indikerer tilstedeværelse av bevegelse.

a)



b)



Figur 6.1: Fonnenes størrelse under LIA. a: Evighetsfonna med moreneavsetning, innrammet mellom to røde punkter (norgebilder.no, 2013). b: Funn av skuringsstriper og lavforekomster på Kringsollfonna. Ved hjelp av punktene som registrerer lavforekomster er det dannet en linje som avgrensner utbredelsen av Kringsoll under LIA.

Ingen morener er registrert rundt Kringsollfonna. Derimot er det registrert skuringsstriper i forkant av dagens fonnfront (se kart i figur 6.1 b). Samtidig er lavforekomster lite utbredt på steinene i forkant av fonnen fram til en viss avstand fra fonnen. Dette indikerer at Kringsollfonna ikke har vært større enn fram til den røde linjen under LIA (figur 6.1 b). Denne linjen er ca. 250 meter fra dagens fonnfront. Funn av skuringsstriper vekker mange spørsmål, da skuringsstriper indikerer bevegelse. Samtidig er det vist innledningsvis i diskusjonen at arkeologiske funn, samt data fra balanseåret 2012 viser en spesiell massebalanse på Kringsollfonna, som igjen underbygger antagelsen om lite bevegelse. I en situasjon hvor Kringsollfonna var større, kan den ha ligget og «vippet» på terskelverdien for bevegelse, noe som skuringsstripene peker mot. Dette gir motstridende hypoteser da mye tyder på at Kringsollfonna ikke har hatt eller har bevegelse i dag, mens skuringsstripene indikerer bevegelse.

Det er ikke mulig å dra noen konklusjoner på hva som styrer massebalansen til Kringsollfonna og Evighetsfonna over tid på bakgrunn av data fra kun ett massebalanseår. Allikevel kan man konkludere med at massebalanseåret 2012 var et positivt massebalanseår,

som et resultat av mye vinternedbør og lokale terrengparametere som faciliterer høy vindakkumulasjon. Analysen viser også at Evighetsfonna er i større grad avhengig av både nedbør og vind, mens Kringsollfonna er i større grad avhengig av vind og redistribusjon av snø. Dermed ser det ut til at vinterbalansen er av avgjørende betydning for den positive nettobalansen 2012.

6.1.1 Stabiliserende feedbackmekanismer og sommerbalansen

Det er flere ulike parametere som spiller inn på smeltingen av snø og is på bre. Når det kommer til isfonner er det flere ulike feedbackmekanismer som har blitt trukket fram som avgjørende faktorer for mengde ablasjon. I henhold til de ulike feedbackmekanismene vil lite smelting kun oppstå i det fonnene i utgangspunktet er liten, og derigjennom blir «beskyttet» av lokale terrengparametere. Et eksempel kan være faktorer der lokal topografi beskytter fonnene for direkte solstråling eller turbulente varmekulninger. Et spørsmål som reiser seg i denne sammenheng er om det vil være mindre smelting når fonnene er liten, kontra stor. Dette vil gjenstå som et spørsmål fram til man får datainnsamling gjennom et negativ massebalanseår. Allikevel er det mulig å diskutere hvilke faktorer som var av betydning for sommerbalansen på fonnene massebalanseåret 2012.

Den målte sommerbalansen på Evighetsfonna samsvarer med modellert sommerbalanse i HBV-modellen. Det er derimot noe mindre samsvar mellom målt sommerbalanse og modellert sommerbalanse på Kringsollfonna (se avsnitt 5). Hva dette kan skyldes, vil diskuteres nærmere nedenfor. HBV-modellen baserer seg på døgnverdier for temperatur og nedbør, noe som i denne sammenheng indikerer at ablasjonen på fonnene ser ut til å være påvirket av temperatur, da det er godt samsvar mellom HBV-modellen og målt ablasjon. Dette indikerer også at fonnene ikke er «beskyttet» av terrenget rundt seg i henhold til faktorer som gir mindre ablasjon, ettersom et slikt tilfelle ville gitt lavere verdier for sommerbalansen på fonnene, enn hva den modellerte sommerbalansen skulle tilsi. Samtidig indikerer et godt samsvar mellom modellert og målt ablasjon, at sommerbalansen ikke er avgjørende for fonnens eksistens over tid, da dette ikke avviker fra klimadata. Dette var situasjonen i 2012, da fonnene også hadde en positiv nettobalanse. Det er nødvendig å påpeke at denne situasjonen kan være annerledes ved et tilfelle hvor fonnene i utgangspunktet er liten, og dermed ligger mer beskyttet i henhold til mekanismer som påvirker ablasjonen.

Det er også andre faktorer enn temperatur som har blitt trukket fram i litteraturen som avgjørende for fonnens eksistens over tid. Disse vil bli diskutert opp mot sommerbalansen målt på Kringsollfonna og Evighetsfonna. En studie gjort av Isaksen m.fl. (2002) på

permafrostdegresjon på Dovrefjell fraskriver betydningen av direkte solstråling som en viktig faktor for degresjonen av permafrost, og forklarer denne trenden med dominansen av overskyede dager i juli, august, september og oktober. Med tanke på at fonna har høyere albedo enn barmark, er det også å anta at direkte solstråling vil ha liten effekt på ablasjonsraten på fonnene. Dette kan indikere at direkte solstråling ikke er en avgjørende faktor for eksistensen av isfonnene i Oppdalsområdet. Dette må også sees i en sammenheng hvor korrelasjonen mellom direkte solstråling og sommerbalansen er funnet i Japan (Glazirin m.fl. , 2004) som ligger ved lavere breddegrad enn Norge.

Vårnedbør i form av snø er også trukket fram som en avgjørende feedbackmekanisme, da dette vil føre til en forsinket endring i albedo. Resultatene fra Kringsollfonna, samt simuleringer fra HBV-modellen viser at det kom rikelig med snø sent på våren 2012. Dette vil ha hatt en positiv effekt for nettobalansen, både i form av mer akkumulert snø på fonnene, samt forsinket endring i albedo, og det er å anta at dette kan ha vært en viktig faktor for sommerbalansen 2012.

Tidligere i oppgaven ble det nevnt at det var høy korrelasjon mellom permafrostdegresjon og temperatur (se avsnitt 2.3.1). Samtidig viser studier at temperatur er den viktigste faktoren for eksistensen av kontinentale breer (Nesje m.fl. , 2000). Som sett ovenfor er det også godt samsvar med målt ablasjon og modellert ablasjon, noe som peker mot at sommertemperaturen er avgjørende for mengde smelting. Dette indikerer at Fujita m.fl. (2010) sin teori om turbulente varmekulninger kan være en avgjørende feedbackmekanisme for isfonnene rundt Oppdal. Det lokale terrenget fasiliterer lav vindhastighet og en terminalavkobling som vil beskytte isfonna fra varm luft, i det den er av liten størrelse. I det fonna er stor ved et akkumulasjonsmaksimum, vil dette kunne lede til høy ablasjon da varm luft konstant vil blåse over fonnens overflate, og føre til en kontinuerlig utveksling av luft. Både Kringsollfonna og Evighetsfonna viser høy ablasjon i områder som sannsynligvis er vindutsatt, og mye smelting kan være et resultat av turbulente varmekulninger. Dette vil drøftes mer inngående i de kommende avsnittene.

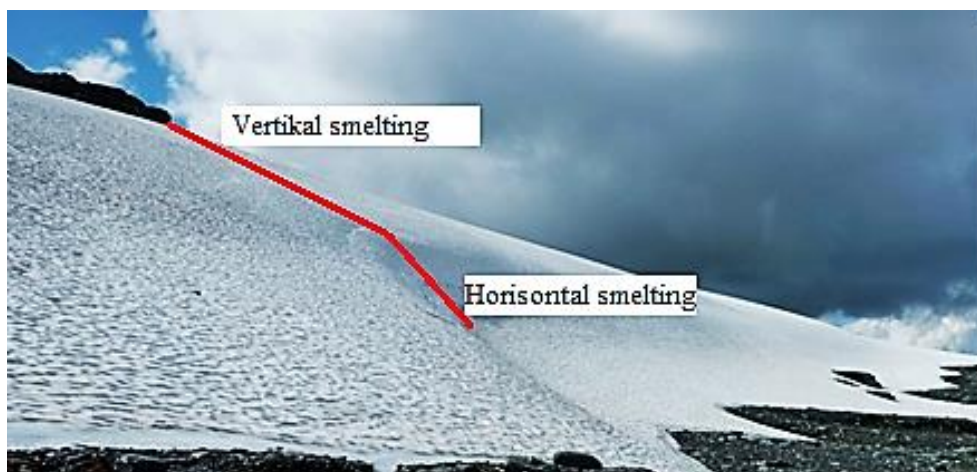
Analysen viser at Evighetsfonna har høyere ablasjonsrate over toppen av fonna. Dette kan knyttes til betydningen av turbulente varmekulninger over isfonna. Dette er en faktor som kan ha påvirket øvre delen av fonna, da varme vinder blåser over toppen av fonna, og avtar i underkant av toppen. Slik oppstår det en situasjon med mer stillestående luft på nedre del av fonna, som isolerer mot varmen. Disse vindene kan bli avkjølt underveis, og dermed ha en

lavere temperatur når de kommer lengre ned på fonnen, og dette vil i sin tur resultere i mindre smelting i den nedre sonen av fonnen. Et bilde i fra høsten 2006 (Figur 6.2) fra Evighetsfonna bekrefter ablasjonsmønsteret målt i 2012. På dette bildet ser det også ut til at det har vært mye smelting over toppen av fonnen, da området inne i den røde ringen er islagt. Dette er nok en indikasjon på at turbulente varmeflukser over toppen av fonnen kan gi høy ablasjon i den øvre sonen av fonnen.



Figur 6.2: Evighetsfonna høsten 2006 (norgei3d.no, 2013).

Kringsollfonna viser en motsatt trend av Evighetsfonna, hvor ablasjonen er størst over skavlen, altså nedre sone av fonnen. Som analysen viser er det størst avsmelting over skavlen ved alle feltarbeidene. Disse verdiene er noe misvisende da avsmeltingen vil være et resultat av en 3D-effekt når skavlen er eksponert for både horisontal og vertikal smelting.



Figur 6.3: Viser hvordan høy avsmelting over skavlen er et resultat av en horisontal og vertikal smelting som gir en 3D-effekt. Foto: Privat

På denne måten flytter også skavlen seg bakover i terrenget. Når ablasjonen er beregnet på bakgrunn av høydeforskjell mellom overflaten målt med GPS, vil dette resultere i ekstreme verdier da én GPS-profil som gikk over fronten av skavlen i april, vil være smeltet tilbake i terrenget og være en del av nedre del av skavlen i august. På denne måten blir høydeverdiene kunstig høye, og dette kan være forklaringen på at man har smelting opp mot 6 meter over skavlen fra et akkumulasjonsmaksimum til et ablasjonsmaksimum. Samtidig er det registrert mye smelting over skavlen mellom april og juni. I denne perioden var det ikke smeltet noe snø ellers på fonnen. Skavlen var svært bratt i april, og snøskred kan være den bakenforliggende årsaken til stor endring i skavlområdet i denne tidsperioden.

Det ble også nevnt i resultatkapittelet at skavlen kan gi en forsterket skyggeeffekt i den vertikale veggen. Dette kan være årsaken til at skavlveggen har holdt seg bratt gjennom hele ablasjonssesongen. Samtidig ligger skavlveggen i le for vind. Kanten av skavlen vil derimot være mer utsatt for høy ablasjon på grunn av turbulente varmekulser gjennom sommeren. Dette kan også være en mulig forklaring på hvorfor resultatene viser høy ablasjon over skavlen.

Kringsollfonna, viser høyere ablasjonsverdier enn Evighetsfonna. Dette kan bunne i at Kringsollfonna er mer kontinental enn Evighetsfonna og blir i større grad påvirket av sommertemperatur. Samtidig kan også noe av differansen mellom fonnene skyldes misvisende ablasjonsverdier over skavlen på Kringsollfonna. Om disse verdiene er grunnet feltmetode, snøskred eller stor ablasjon grunnet turbulente varmekulser er vanskelig å si noe sikkert om ved nåværende tidspunkt. Oppsummert kan det allikevel se ut til at sommerbalansen på fonnene påvirkes mest av temperatur og turbulente varmekulser, da målt sommerbalanse er tilnærmet lik modellert sommerbalanse i HBV-modellen. Disse verdiene er noe mer avvikende for Kringsollfonna, med sett i forhold til de avvikende verdiene mellom målt og modellert data for vinterbalanse, tyder det på at sommerbalansen er av mindre betydning for en positiv nettobalanse i 2012, ettersom vinterbalansen viser størst differanse mellom målte og modellerte verdier for snøakkumulasjon.

6.2 Massebalanseåret 2012 sett i et perspektiv fra tidligere massebalanseår

Evighetsfonna og Kringsollfonna gir et ulikt bilde av isfonnens massebalanse. Evighetsfonna har et massebalansemønster som i større grad kan relateres til breteori. Samtidig har Evighetsfonna en liten romlig utbredelse, og en del faktorer som er fremtredende på breer, er mer beskjedene på fonnen, som for eksempel eksistensen av ELA. Massebalanseåret 2012 var

positivt over hele fonnen, og ingen is ble eksponert ved overflaten. Bilder i fra september 2009 og september 2006, hentet i fra norgebilder.no, viser at ved negative balanseår kan det antas at Evighetsfonna har et ablasjons- og akkumulasjonsområde. Bildene viser et ablasjonsområde i nedre del av fonnen, og et akkumulasjonsområde i overkant av den røde linjen (figur 6.4). Dette indikerer at Evighetsfonna har en massebalanse som har likhetstrekk med breer, og har en romlig massebalanse. Med dette menes at fonnen har et akkumulasjons- og ablasjonsområde, delt ved likevektslinjen. Dette vil igjen kunne legg et grunnlagt for en dynamikk med bevegelse, da overskudd av masse i akkumulasjonssonen vil utligne underskudd av masse i ablasjonssonen.

a)



b)



Figur 6.4: Evighetsfonna 14.90.2009 (a) og 22.09.2006 (b). Den røde linjen viser overgangen fra snø til is. Dette indikerer at Evighetsfonna også har en massebalanse i rom med en ablasjonssone i nedre del, og akkumulasjonssone i øvre del. Bildene er hentet i fra: norgebilder.no (2013)

De røde ringene i bildet fra 2006 (figur 6.4, b) peker ut områder med sprekker i isen. Disse kan også observeres i bildet fra 2009 (figur 6.4, a). Sprekker i isen er i seg selv en indikasjon på bevegelse (Benn & Evans, 2010), og signaliserer at Evighetsfonna har en iskjerne med en bevegelseskomponent. Moreneavsetningene fra LIA er også en god indikasjon på tidligere bevegelse på fonnen (figur 6.1 a).

Det er ikke bare bildene som indikerer at Evighetsfonna kan være eller har vært i bevegelse. Det er kun gjort to arkeologisk funn her og disse er datert til 1200-1700 AD (Martin Callanan, 2012). Sammenlignet med funnene gjort på Kringsollfonna er dette unge tall. Analysen av ablasjonsmønsteret viser også at Evighetsfonna har noe større ablasjon på toppen. Dersom dette mønsteret er representativt over tid, vil en større smelting i akkumulasjonsområdet bidra til å «utligne» forskjellene i masse på hver sin side av ELA, og vil dermed føre til et mindre behov bevegelse.

På Kringsollfonna er mønsteret annerledes, og har få fellestrekk med massebalanseteori for breer. Som sett er det høyest akkumulasjon i forkant av fonnen, mens bakre del av fonnen akkumulerer mindre snø. Ved en sammenligning av resultatene fra massebalanseåret 2012 og et bilde tatt 14. september 2009 kan man se lignende tendens dette året. Den røde sirkelen omringer en form som kan ligne på en skavl tilsvarende den som er observert i 2012 (figur 6.5). Data knyttet til fonnfunn indikerer også at det var mye snø på fonnen sommeren 2009 da det, så vidt jeg vet, ikke ble gjort noen funn på Kringsoll denne sesongen (Martin Callanan, 2012).



Figur 6.5: Kringsollfonna 2009. Viser samme tendens som massebalanseåret 2012, med stør akkumulasjon i front, og ingen klar ablasjon eller akkumulasjonssone. Bildet er hentet fra: norgebilder.no (2013)

På grunn av manglende tilgang til flyfoto fra andre år, er det brukt et bilde fra oktober 2010. På dette bildet er ingen skavl til stede, og hele fonnen er i ablasjonssonen. Dermed ser det ut til at hele Kringsollfonna lå i akkumulasjonssonen i 2009, men året etter 2010, lå hele fonnen i ablasjonssonen. På samme måte som i 2009, er hele fonna i akkumulasjonssonen også i

2012. Dette kan indikere at Kringsollfonna har en massebalanse i tid, og ikke i rom, dvs. delt ved likevektslinjen som vanligvis breer har. Med en massebalanse i tid menes det at noen balanseår vil ha en positiv nettobalanse og dette vil resultere i at hele eller det meste av fonnen er i akkumulasjonssonen, mens andre år vil ha en negativ nettobalanse, og hele fonnen vil være i ablasjonssonen. Arkeologiske funn forsterker denne antagelsen da 2010 og 2011 var store funnår, og 2009 og 2012 var år uten funn. Denne situasjonen kan vise seg på breer også, men fonnene er mer utsatte på grunn av lite høydeintervall og beliggenhet i lavt i terrenget som forsterker ablasjon.



Figur 6.6: Kringsollfonna september 2010. Stor smeltesesong med rekord mange arkeologiske funn (Martin Callanan, 2012). Foto: Martinsen (2012).

Selv om Kringsollfonna ser ut til å ha massebalanse sterkt knyttet til en tidsdimensjon, eksisterer det også en romlig dimensjon. Denne skiller seg som sett i fra en «normal» romlig fordeling, da akkumulasjonssonen ligger i front av fonnen. Dette leder til en situasjon hvor behovet for å frakte masse fra øvre til nedre delen av fonnen elimineres. Dette indikerer også at det ikke vil være noen bevegelse i fonnen. Arkeologiske dateringer støtter denne påstanden da organiske funn som er gjort på Kringsollfonna er datert til en alder av 1740-1600 BC., 3365±65 BP.

Hvordan den romlige trenden varierer over tid gjenstår som et spørsmål. Mellom massebalanseåret 2009 - 2010, og 2011 - 2012 ser det ut til at fonnen har to ulike mønstre i to etterfølgende år. Dette er i seg selv er en indikasjon på at Kringsollfonna har rask respons på årlig endring i klima, og ikke har noen *timelag*. Dette funnet er også gjort i Jotunheimen på Juvfonna (Nesje m.fl. , 2012) og på fonner i Rocky Mountains National Park (Hoffman m.fl. , 2007), og kan se ut til å være et fellestrekk hos isfonner. Samtidig viser de arkeologiske

funnene at fonnen har holdt seg stabil over flere tusen år. Dette klimaket faller rett inn under flere observasjoner som er gjort i andre studier, hvor dette er beskrevet gjennom eksistensen av selvregulerende feedbackmekanismer, som er diskutert tidligere i kapittelet.

6.3 Kringsollfonna og Evighetsfonna – isfonn eller isbre?

Gjennom analysen og diskusjonen er det vist at Kringsollfonna og Evighetsfonna har egenskaper som skiller seg fra hverandre. Evighetsfonna har en likevektslinje i rom, sprekker i isen, samt moreneavsetninger, noe som indikerer at det er eller har vært bevegelse i fonnen. På Kringsollfonna er det verken registrert sprekker i isen, moreneavsetninger eller likevektslinje. Dette gir indikasjoner om lite eller ingen bevegelse. Samtidig er det registrert skuringsstriper i front av Kringsollfonna som gir motstridende informasjon. Et spørsmål som reiser seg i denne konteksten er i hvilken grad begge fonnene kan defineres som isfonner, eller om det heller er snakk om en isfonn og en isbre. For å kunne dra noen konklusjoner rundt dette spørsmålet er det behov for mer forskning, men på grunnlag av data massebalanseåret 2012, samt tolkning av satellittbilder og klimadata vil en drøfting angående fonn versus bre finne sted.

Ut i fra definisjonen innledende i oppgaven vil isfonner være små iskjerner med lite eller ingen bevegelse, og kan være dannet gjennom glasiøse eller nivale prosesser og er knyttet til periglasiøse miljøer. Denne definisjonen ser ut til å stemme godt med observasjonene gjort på Kringsollfonna massebalanseåret 2011/12. Som sett vil akkumulasjonsmønsteret og snøfordelingen lede til lite eller ingen bevegelse. Videre konkluderer Martinsen (2012) med at Kringsollfonna er i et fordelaktig klima, hvor bakken under isfonnen trolig er relatert permafrost, og kan være en indikasjon på at Kringsollfonna er tilknyttet permafrost. Samtidig indikerer bildeanalyser at fonnen har en massebalanse over tid, hvor fonnen enten ligger i ablasjons- eller akkumulasjonssonen, avhengig av nettobalansen. Dette legger nok et grunnlag for lite bevegelse. Når det kommer til selve dannelsen av fonnen er det behov for mer forskning.

Observasjonene gjort på Evighetsfonna vil motstride definisjonen av isfonn, og vil heller være mer tilnærmet definisjonen av en liten isbre. Massebalansemønsteret og snøfordelingen leder med seg et overskudd av masse i akkumulasjonssonen. Samtidig er det observert en romlig lokalisering av likevektslinjen på Evighetsfonna gjennom bildeanalyser. Disse faktorene fører til bevegelse. Det er også registrert moreneavsetninger og sprekker, som er tilsvarende to indikasjoner på bevegelse. Allikevel er det vanskelig å si noe om Evighetsfonnas dynamikk

og bevegelse på bakgrunn av denne studien. Massebalanseåret 2012 viser at hele fonnen lå i akkumulasjonssonen på høsten, og det var også mye smelting over toppen av fonnen. Et slikt mønster vil nødvendigvis ikke gi bevegelse. Samtidig viser dybdemålingen at det har vært størst akkumulasjon i øverste sone av fonnen. Det som ser ut til å ha vært situasjonen, er at Evighetsfonna har hatt bevegelse. I det fonnen trekker seg tilbake kan nye egenskaper formes, dersom lokale terrengparametere får en større betydning for massebalansen. Dermed må moreneavsetningene tolkes med forsiktighet, da dette sier mer om fonnenes tidligere egenskaper, enn om dagens situasjon. Allikevel kan man konkludere med følgende:

På bakgrunn av bildeobservasjoner fra tidligere år, observasjoner og målinger gjort massebalanseåret 2012, samt alder og romlig fordeling av arkeologiske funn kan det tyde på at Kringsollfonna er en isfonn, mens Evighetsfonna er en liten isbre.

7 Konklusjon

I denne oppgaven er det gjort en massebalansestudie av to isfonner med arkeologiske funn knyttet til prehistorisk jakt i Oppdalstraktene. Interessen rundt isfonnene ble vekket på grunnlag av gamle arkeologiske funn, som indikerer at isfonnene kan ha vært stabile elementer i naturmiljøet gjennom flere tusen år. Om isfonnene er så gamle som de arkeologiske funnene tilsier, må det være faktorer som legger til rette for en stabil massebalanse, ettersom fonnene ligger vesentlig under den regionale likevektslinjen for breer. Problemstillingen er dermed knyttet til hvordan isfonnene kan ha en stabil massebalanse på en temporær skala. Vinterbalansen og sommerbalansen er analysert hver for seg for å danne et bilde av hva som kan være den avgjørende faktoren for fonnenes stabile eksistens. For å forstå dynamikken og massebalansemønsteret over tid, trengs det flere år med studier av fonnene, men på bakgrunn av massebalanseåret 2012 kan man konkludere med følgende:

Massebalanseåret 2012 var et positivt balanseår, og vinterbalansen var avgjørende for en positiv nettobalanse på både Evighetsfonna og Kringsollfonna, da målt vinterbalanse er vesentlig høyere enn modellert vinterbalanse. Dette gir en situasjon hvor lokal snøakkumulasjon er høyere enn regionalt snøfall. Dermed er ikke variasjoner i snøfall den avgjørende faktoren for variasjonen i snøakkumulasjonen på liten skala, da sistnevnte er påvirket av prosesser knyttet til redistribusjon av snø, og indirekte viser at vindmønster skapt på grunn av lokal topografi har en dominerende effekt på snøakkumulasjonen.

Samtidig viser analysen av vindeffekten på snøakkumulasjonen at Evighetsfonna er mer knyttet til variasjoner i klima, og dermed regionalt snøfall, enn hva Kringsollfonna er. Vindeffekten er beregnet til 1.6* på Evighetsfonna og 4.5* på Kringsollfonna. Dermed er både snøfall, samt lokale terrengparametere og vindakkumulasjon viktige faktorer for akkumulasjonen på Evighetsfonna, mens akkumulasjonen på Kringsollfonna er et resultat av lokale terrengparametere og vindakkumulasjon, hvor mengde snøfall gjennom vinteren er en mindre avgjørende faktor.

Sommerbalansen 2012 antas å ha spilt en mindre avgjørende rolle for en positiv nettobalanse, ettersom målt sommerbalanse samsvarer med modellert sommerbalanse. Den viktigste faktoren for ablasjonen ser allikevel ut til å være dominert av temperatur og turbulente varme flukser på begge fonnene. Varme flukser påvirker vindutsatte områder som gir større

ablasjon ved disse lokalitetene enn andre områder. Allikevel; Vinterbalansen var den avgjørende faktoren for en positiv nettobalanse massebalanseåret 2012.

Fonnene har ulikt akkumulasjonsmønster. Kringsollfonna har størst akkumulasjon i front, noe som har resultert i en skavlformasjon. Skavelformasjonen kan se ut til å være avgjørende for Kringsollfonnas evne til å akkumulere snø, da skavlen gir en endring i vindforholdene, og snøen avsettes i underkant av skavlen. Kartlegging av dette mønsteret, samt funn av gamle artefakter indikerer at Kringsollfonna har en massebalanse som resulterer i lite eller ingen bevegelse. Videre ser det ut til at den romlige likevektslinjen er fraværende på Kringsollfonna, hvor fonnen enten vil ligge i ablasjonssonen eller akkumulasjonssonen ved et ablasjonsmaksimum, avhengig av positiv eller negativ nettobalanse. Dermed vil Kringsollfonna heller ikke ha noe *timelag*, og massebalansen vil være en årlig respons på klima. Samtidig viser de arkeologiske funnene at fonnen har holdt seg stabil over tusener av år, og dette skaper et klimaks som kan forklares med eksistensen av feedbackmekanismer knyttet til lokale terrengparametere, hvor høy akkumulasjon som et resultat av vind ser ut til å være den avgjørende mekanismen i denne studien.

For Evighetsfonna ser bildet annerledes ut, hvor akkumulasjonsmønsteret gir overskudd av masse i akkumulasjonssonen og således framtrer en romlig likevektslinje med et klart akkumulasjons- og ablasjonsområde, noe som igjen vil gi bevegelse. Samtidig indikerer også sprekker i isen, moreneavsetninger og lite funn av arkeologisk materiale, at fonnen har en iskjerne med en bevegelseskomponent. På den andre siden viser massebalanseåret 2012 at også hele fonnen (Evighetsfonna) lå i akkumulasjonssonen ved et ablasjonsmaksimum. Begge fonnene har liten romlig utstrekning, og vil derfor ha sesonger hvor vinter- eller sommerbalansen har stor påvirkning på lokaliseringen av likevektslinjen.

På bakgrunn av analyser av felldata og satellittbilder kan det konkluderes med at Kringsollfonna har en massebalanse som vil gi egenskaper nærliggende definisjonen av isfonn; med en iskjerne med lite eller ingen bevegelse, knyttet til permafrostmiljøer dannet gjennom glasiale eller et nivale prosesser. Evighetsfonna har derimot en massebalanse som vil resultere i egenskaper som sanne breer; med en bevegelseskomponent, og opphav i glasiasjonsprosesser. Det er allikevel nødvendig å understreke at Evighetsfonna kan ha egenskaper knyttet mer til en isfonn i dag, ettersom egenskapene vil endres når fonnen trekkes tilbake i terrenget. Dermed er det behov for nærmere studier av dynamikk og bevegelse på fonnene.

8 Forslag til videre arbeid

SPARC jobber per i dag med flere interessante problemstillinger som kunne vært spennende for videre belysning og arbeid med denne oppgaven. Når det kommer til forslag for videre arbeid for å forstå massebalansen på isfonnene i Oppdalsområdet er det noen problemstillinger jeg ønsker og løfte frem.

For det første vil det være svært interessant å sammenligne massebalanseåret 2012 med etterfølgende år, for å få en forståelse av massebalansen over tid. Det vil også være spennende å få data fra en sesong hvor fonnen er liten, og derigjennom se om en slik situasjon vil lede til mindre smelting, som en funksjon av feedbackmekanismer knyttet til ablasjon. Dette vil være et bidrag for å danne en forståelse for feedbackmekanismer og hva som kan være avgjørende faktorer for massebalansen over en lengre tidsperiode. I denne sammenheng vil det også vært nødvendig å gjøre vindmålinger og temperaturmålinger på fonnen og området rundt.

Videre vil en nærmere studie av bevegelsen på fonnene være spennende. Gjennom å undersøke bevegelsen vil man også kunne få en dypere forståelse av massebalansen og dynamikken på fonnene. Dette vil kunne bidra til å definere fonnene ut i fra deres egenskaper, samt bidra positivt inn i det arkeologiske miljøet med tanke på hvilke fonner det er størst mulighet på å gjøre funn på, og eventuelt hvilken alder funnene kan være.

For å danne en større forståelse av massebalansen til isfonner over tid, ville det også vært interessant å ta iskjerner og dateringer av isen. Dette vil kunne bidra til en forståelse av dynamikken til isfonnen, da strukturen kan fortelle noe om bevegelse vs. ikke bevegelse. Gjennom datering vil man også kunne si noe mer sikkert om alderen til isfonnene.

Litteraturliste

- ArcGis Resources. (2012). About analyzing imagery and raster data Hentet 22.01.2013, 2013, fra http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html#/About_analyzing_imagery_and_raster_data/009t000000n1000000/
- ArcGis Resources. (2013). What is Empirical Bayesian Kriging Hentet 22.01.2013, 2013, fra <http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html///0031000000q9000000>
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & glaciation* (Red.). London: Hodder Education.
- Brown, I., & Ward, R. (1996). The influence of topography on snowpatch distribution in Southern Iceland: A new hypothesis for glacier formation? [Article]. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 78A(4), 197-207.
- Callanan, M. (2010). Northern snow patch archaeology. In C. Westerdahl (Red.), *A Circumpolar Reappraisal: The Legacy of Guttorm Gjessing* (Vol. BAR International Series). Oxford: Archaeopress.
- Callanan, M. (2012). Central Norwegian Snow Patch Archaeology: Patterns Past and Present. *ARCTIC*, 65, 178 – 188.
- Callanan, M., Bertheling, I., & Vatne, G. (2010). Fonn og bre *Spor*, 2.
- Cogley, J. G., Hock, R., Rasmussen,, Arendt, L. A., Bauder, A. A., Braithwaite, R. J., Jansson, P., . . . Zemp M. (2011). *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. Paris: UNESCO-HIP.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø., & Nesje, A. (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22(2–4), 275-287.
- DeBeer, C. M., & Sharp, M. J. (2009). Topographic influences on recent changes of very small glaciers in the Monashee Mountains, British Columbia, Canada. [Article]. *Journal of Glaciology*, 55(192), 691-700.
- DeMers, M. N. (2009). Statistical Surfaces. In M. N. DeMers (Red.), *Fundamentals of geographic information systems* (pp. XIII, 443 s. : ill.). Hoboken, N.J.: Wiley.
- 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.
- Engeset, R. V. (2000). NOSIT - utvikling av NVE's Operasjonelle snøinformasjonstjeneste. Hentet fra http://www.nve.no/Global/Vann%20og%20vassdrag/Hydrologi/Sn%C3%B8/SIT_DOKUMENT-01-2000.pdf

- Engeset, R. V. (2010). Hvordan lages vær-og snødata for seNorge.no? Hentet 05.04, 2013, fra <http://www.nve.no/snokart>
- Farnell, R., Hare, P. G., Blake, E., Bowyer, V., Schweger, C., Greer, S., & Gotthardt, R. (2004). Multidisciplinary investigations of Alpine ice patches in southwest Yukon, Canada: Paleoenvironmental and paleobiological investigations. [Article]. *Arctic*, 57(3), 247-259.
- Fujita, K., Hiyama, K., Iida, H., & Ageta, Y. (2010). Self-regulated fluctuations in the ablation of a snow patch over four decades. [Article]. *Water Resources Research*, 46.
- Glazirin, G. E. (1977). Regime of existence of old snow patches - almost-glaciers. In V. M. Kotlyakov (Red.), *34 selected papers on main ideas of the soviet glaciology, 1940s-1980s* (pp. 315-320). Moscow: Glaciological Association.
- Glazirin, G. E., Kodama, Y., & Ohata, T. (2004). Stability of drifting snow-type perennial snow patches. *Bulletin of Glaciological Research*, 21, 1-8.
- Harrison, S. (2001). On reductionism and emergence in geomorphology. [Article]. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 26(3), 327-339.
- Harrison, S. (2005). What Kind of Science Is Physical Geography? In N. Castree, Rogers A, Sherman D (Red.), *Questioning Geography*. Victoria: Blackwell Publishing.
- Higuchi, K., & Nagoshi, A. (1977). Effect of particulate matter in surface snow layers on the albedo of perennial snow patches Hentet fra http://iahs.info/redbooks/a118/iahs_118_0095.pdf
- Hoffman, M. J., Fountain, A. G., & Achuff, J. M. (2007). 20th-century variations in area of cirque glaciers and glacierets, Rocky Mountain National Park, Rocky Mountains, Colorado, USA. *Annals of Glaciology*, 46, 349-354.
- Holden, J. (2008). *An Introduction to physical geography and the environment* (Red.). Harlow: Pearson/Prentice Hall.
- Imhof, P., Nesje, A., & Nussbaumer, S. U. (2012). Climate and glacier fluctuations at Jostedalbreen and Folgefonna, southwestern Norway and in the western Alps from the 'Little Ice Age' until the present: The influence of the North Atlantic Oscillation. *The holocene*, 22(2), 235-247.
- 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.
- Kartverket. (2012a). CPOS Hentet 04.04, 2013, fra <http://www.statkart.no/Posisjonstjenester/CPOS/>
- Kartverket. (2012b). CPOS brukerveiledning Hentet 04.04, 2013, fra <http://www.statkart.no/Posisjonstjenester/CPOS/CPOS-brukerveiledning/>

- Killingtveit, Å., & Sælthun, N. R. (1995). *Hydrology* (Red. Vol. 7). Trondheim: Norwegian Institute of Technology. Department of Hydraulic Engineering.
- Klapa, M. (1980). The problems of the perennial snow patches in the Polish Tatra Mountains. *World Glacier Inventory - Inventaire mondial des Glaciers*(126), 173-179.
- Kuhn, M. (1995). The mass balance of very small glaciers. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 31, 171-179.
- Lie, O., Dahl, S. O., & Nesje, A. (2003a). A theoretical approach to glacier equilibrium-line altitudes using meteorological data and glacier mass-balance records from southern Norway. [Article; Proceedings Paper]. *Holocene*, 13(3), 365-372.
- Lie, O., Dahl, S. O., & Nesje, A. (2003b). Theoretical equilibrium-line altitudes and glacier buildup sensitivity in southern Norway based on meteorological data in a geographical information system. [Article; Proceedings Paper]. *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*, 92–93, 209-223.
- Martinsen, J. R. P. (2012). *Ice patches as archaeological contexts*. Master, Norwegian University of Science and Technology.
- Mott, R., Schirmer, M., & Lehning, M. (2011). Scaling properties of wind and snow depth distribution in an Alpine catchment. *Journal of geophysical research*, 116.
- Nesje, A. (2009). Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28(21–22), 2119-2136.
- 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.
- Nesje, A., Lie, Ø., & Dahl, S. O. (2000). Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, 15(6), 587-601.
- Nesje, A., Pilo, L. H., Finstad, E., Solli, B., Wangen, V., Odegard, R. S., . . . Andreassen, L. M. (2012). The climatic significance of artefacts related to prehistoric reindeer hunting exposed at melting ice patches in southern Norway. [Article]. *Holocene*, 22(4), 485-496.
- norgei3d.no. (2013). norgei3d Hentet 09.04, 2013, fra <http://norgei3d.no/>
- norgebilder.no. (2013). Norge i bilder Hentet 29.04, 2013, fra <http://norgebilder.no/>
- Østrem, G., & Brugman, M. (1991). *Glacier mass-balance measurements: a manual for field and office work* (Red. Vol. 4). Saskatoon, Sask.: National Hydrology Research Institute, Environment Canada.

- Østrem, G., & Haakensen, N. (1999). Map Comparison or Traditional Mass-balance Measurements: Which Method is Better? *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(4), 703-711.
- Ree, B. L., Landrø, H., Trondsen, E., & Møen, K. M. (2011). Evaluering av NVE sitt snøstasjonsnettverk (Vol. 4). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Sælthun, N. R. (1996). *The "Nordic" HBV Model - Description and documentation of the model version developed for the project Climate Change and Energy Production*. Oslo: NVE, Norwegian Water Resources and Energy Administration.
- Scipión, D. E., Mott, R., Lehning, M., Schneebeli, M., & Berne, A. (2013). Seasonal small-scale spatial variability in alpine snowfall and snow accumulation. *Water Resources Research*, 49(3), 1446-1457.
- senorge.no. (2013). seNorge Hentet 29.04, 2013, fra <http://www.senorge.no/>
- Seppälä, M. (2004). *Wind as a geomorphic agent in cold climates* (Red.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Serrano, E., Gonzalez-Trueba, J. J., Sanjose, 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 (NM Spain). [Article]. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 93A(2), 57-70.
- Singh, P., & Singh, V. P. (2001). *Snow and glacier hydrology* (Red.). Dordrecht: Kluwer Academic.
- Sollid, J. L., Isaksen, K., Eiken, T., & Ødegård, R. S. (2003). The transition zone of mountain permafrost on Dovrefjell, southern Norway. *Permafrost*, 1085-1090. Hentet fra http://www.arlis.org/docs/vol1/ICOP/55700698/Pdf/Chapter_190.pdf
- Statens kartverk. (2009). Satellittbaserte posisjonsbestemmelserversjon. (2.1.), 60. Hentet fra <http://www.statkart.no/filestore/Standardisering/docs/satbaspossystemer.pdf>
- Stranden, H. B., & Grønstan, H. A. (2011). *Evaluering av måledata for snø, sesongene 2009/2010 og 2010/2011*. Oslo: Norges vassdrag- og energidirektorat Hentet fra <http://www.nve.no/pagefiles/12000/rapport23-11.pdf?epslanguage=no>.
- Wanner, H., Bronnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., . . . Xoplaki, E. (2001). North Atlantic Oscillation - Concepts and studies. [Review]. *Surveys in Geophysics*, 22(4), 321-382.
- Watanabe, T. (1988). Studies of snow accumulation and ablation on perennial snow patches in the mountains of Japan. *Progress in Physical Geography*, 12(4), 560-581.
- windfinder. (2012). Vind og værstatestikk, oppdal Hentet 29.10, 2012, fra http://nb.windfinder.com/windstats/windstatistic_oppdal.htm