

Nikoline Olsen

# Undersøkelse av en- og subglasiale dreneringsstrukturer på Evighetsfonna

En liten bre nær permafrostgrensen i høyfjellet i Norge

Masteroppgave i geografi

Trondheim, mai 2015

Veileder: Geir Vatne

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet

Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse

Geografisk institutt



Kunnskap for en bedre verden



## **Abstract**

During the summer of 2014 six dye-tracer tests were conducted in two englacial channels in the accumulation area of Evighetsfonna, Oppdal. The aim of this research was to map the drainage system of the glacier. Tests revealed multi-peaked tracer return curves, low velocities and high dispersivities, indicating an inefficient drainage system covering a part of the glacier bed. Dye-tracer tests were conducted both during daytime and in the afternoon and registered by a data logger during the night in channel 1 to examine any diurnal difference in drainage. These tests revealed diurnal variation in the drainage structure of channel 1 which showed abnormal results compared to tests conducted at daytime. Here an inefficient, braided subglacial drainage system is registered during the night reflected by low through-flow velocities and multi-peaked tracer return curve in channel 1 during nighttime. The drainage network of channel 1 thus provide long travel distance for the meltwater. Lower dispersivities are registered during the night in channel 1 meaning that the drainage network covers a smaller part of the glacier bed. There is a marked difference in the characteristics of the two channels investigated, where channel 2 shows low trough-flow velocities, and dispersivity nearly five times lower than in channel 1. The tracer return curves from channel 2 reveal relatively symmetric curves that do not develop through the period of investigation. The subglacial drainage system of Evighetsfonna is revealed to be complex with channelization and well-developed braided channel structure reflected in the multi-peaked tracer return curves. Compared to other non-temperate glaciers, the small glacier Evighetsfonna shows highly complex subglacial drainage structure with low trough-flow velocities, and inefficient drainage capacity. The diurnal test conducted in channel 1 shows that the drainage structure in a non-temperate glacier can change from poorly developed to more efficient over a short time-span.



## **Forord**

Denne masteroppgaven ved Geografisk institutt på NTNU i Trondheim er skrevet i samarbeid med forskningsprosjektet SPARC – Snow Patch Archaeological Research Cooperation.

En stor takk rettes til min veileder, Geir Vatne, som har bidratt med konstruktiv tilbakemelding, faglige innspill, veiledning i felt og inspirasjon gjennom arbeidet med masteroppgaven.

Jeg vil også takke Anders Grøv Rugeldal, Astrid Almaz Storstein, Stine Gabrielsen og Oda Kamilla Eide for flotte feltturer og møysommelig datainnsamling. Tusen takk til pappa, Ole Kristian Olsen, mamma, Liv Berit Olsen og Maren Collier Ytterbø for korrekturlesing av oppgaven.

Ellers vil jeg takke familien min for støtte og motivasjon gjennom studietiden i Trondheim.

Nikoline Olsen

Trondheim, 7. mai 2015



# Innholdsfortegnelse

FIGURLISTE .....	IX
TABELLISTE .....	XI
<b>1.0 INNLEDNING .....</b>	<b>1</b>
1.1 BAKGRUNN FOR STUDIET .....	1
1.2 PROBLEMSTILLING .....	1
1.3 STUDIEOMRÅDE .....	2
1.4 KLIMA .....	2
1.5 KULTURMINNER .....	2
1.6 OMRÅDEBESKRIVELSE .....	3
<b>2.0 TEORETISK BAKGRUNN .....</b>	<b>5</b>
2.1 TEMPERATURREGIME I BREER .....	5
2.2 VANN I BREER .....	7
2.3 DRENERINGSSYSTEM I BREER .....	9
2.3.1 Englasialt dreneringssystem .....	10
2.3.2 Subglasialt dreneringssystem .....	11
2.4 VANNTRYKK I KANALER .....	15
2.5 KANALGEOMETRI .....	18
2.6 LØST MATERIALE UNDER BREER .....	19
2.7 PERMAFROST .....	20
<b>3.0 METODE OG UTSTYR .....</b>	<b>23</b>
3.1 SPORSTOFFUNDERSØKELSER .....	23
3.2 HVORFOR SPORSTOFF .....	24
3.3 KRITIKK AV SPORSTOFF SOM METODE .....	25
3.4 FREMGANGSMÅTE I FELT .....	26
3.4.1 Felttur til Evighetsfonna 12. august 2014 .....	27
3.4.2 Felttur til Evighetsfonna 25- 27. august 2014 .....	28
3.4.3 Felttur til Evighetsfonna 7-9. september 2014 .....	28
3.5 TOLKNING AV SPORSTOFFKURVE .....	29
3.5.1 Visuell tolkning .....	29
3.5.2 Kvantitativ tolkning .....	32
<b>4.0 RESULTATER .....</b>	<b>35</b>
4.1 SPORSTOFFKURVER .....	37
4.1.2 Analyse av sporstoffkurver .....	41

<b>5.0 DISKUSJON .....</b>	<b>43</b>
5.1 TOLKING AV DRENERINGSSYSTEMET PÅ EVIGHETSFONNA .....	43
5.2 OBSERVASJON AV EVIGHETSFONNA.....	49
5.3 HYDROLOGISKE FORHOLD VED EVIGHETSFONNA, 2014: HOVEDRESULTATER SETT I LYS AV ANDRE SPORSTOFFSTUDIER.....	53
<b>6.0 VIDERE FORSKNING .....</b>	<b>57</b>
<b>7.0 KONKLUSJON .....</b>	<b>59</b>
<b>8.0 ORDLISTE .....</b>	<b>61</b>
<b>REFERANSELISTE.....</b>	<b>65</b>



## Figurliste

<b>FIGUR 1 OG 2:</b> SKURINGSSTRIPER VED EVIGHETSFONNA. FOTO: GEIR VATNE. ....	3
<b>FIGUR 3:</b> OVERSIKTSKART, DELER AV TROLLHEIMEN SOM VISER AT EVIGHETSFONNA LIGGER I ET ALPINT OMRÅDE. EVIGHETSFONNA ER MARKERT I RØDT MIDT PÅ KARTET. KARTET VISER AVSTANDEN MELLOM EVIGHETSFONNA OG GJEVILVATNET, SOM LIGGER I KARTETS HØYRE HJØRNE, HVOR DET ER GJORT ARKEOLOGISKE FUNN. AV: NIKOLINE OLSEN, 2015.....	4
<b>FIGUR 4:</b> HYDROLOGISK SYSTEM OG MULIGE OMRÅDER FOR VANNLAGRING I EN TEMPERERT ISBRE (JANSSON ET AL., 2003: 117).....	8
<b>FIGUR 5:</b> SKJEMATISK GRAF OVER ULIKE FORMER LAGRINGSKAPASITET MED TILHØRENDE TIDSSKALA (JANSSON ET AL., 2003: 117). ....	9
<b>FIGUR 6:</b> UTVIKLING AV ENGLASIALE SPREKKER VED DRENERING I BUNN AV ET SPREKKESYSTEM (VENSTRE), OG VED EN BREMARGINAL KANAL (HØYRE). VANNET SKJÆRER SPREKKENE NEDOVER FORDI SMELTING KUN FOREGÅR DER VANNET ER I KONTAKT MED ISEN (FOUNTAIN & WALDER, 1998: 305). ....	10
<b>FIGUR 7:</b> DELVIS GEOMETRI AV ET HYPOTETISK ENGLASIALT DRENERINGSSYSTEM (FOUNTAIN & WALDER, 1998: 306). ....	11
<b>FIGUR 8:</b> IDEALISERT PLANBILDE AV ET A) RASKT DRENERINGSSYSTEM, OG B) TREGT DRENERINGSSYSTEM (FOUNTAIN & WALDER, 1998: 308).....	12
<b>FIGUR 9:</b> SUBGLASIAL KANALGEOMETRI FRA HOOKE ET AL. (1990: 69). FIGUREN FORKLARES IKKE NÆRMERE DA DENS HENSIKT ER Å GI ET BILDE AV LAV OG BRED SUBGLASIAL KANALFORM, IKKE FORKLARE UTREGNING FOR Å FINNE DEN.....	18
<b>FIGUR 10:</b> LØST MATERIALE (AQUITARD) HVOR VANN KAN RENNE GJENNOM FOR Å DRENERE UT AV BREEN. FAST MATERIALE, OFTE GRUNNFJELL (AQUICLUDE), HVOR VANN IKKE KAN RENNE GJENNOM LIGGER UNDER DET LØSE MATERIALET. DET VIL VÆRE EN VERTIKAL VANNFLUKS FRA TOPPEN AV MATERIALET, OG VANNET VIL RENNE UT AV MATERIALET HORIZONTALT (BOULTON & DOBBIE, 1993: 31). ....	20
<b>FIGUR 11:</b> RHODAMIN WT LIGGER IGJEN I SNØEN VED INJISERING I EN SUPRAGLASIAL KANAL PÅ EVIGHETSFONNA. MERK AT DENNE MENGDE (2 DL) IKKE ER TILSVARENDE MENGDE BRUKT VED SPORSTOFFUNDERSØKELSER (1 ML) PRESENTERT I RESULTATDEL. FOTO: ODA KAMILLA EIDE, 2014. ....	26
<b>FIGUR 12:</b> EVIGHETSFONNA MED MARKERING AV LOKALITETENE. PUNKT 1 MARKERER KANAL 2, PUNKT 2 MARKERER KANAL 1 OG PUNKT 3 MARKERER STED FOR INNSAMLING AV DATA. FRA GOOGLE MAPS, 2015. ....	26
<b>FIGUR 13:</b> KANAL 1 HVOR BÅDE RHODAMIN WT OG NACL BLE INJISERT VED TRE FELTTURER AUGUST OG SEPTEMBER 2014. RØD SIRKEL MARKERER KANALEN. FOTO: ODA KAMILLA EIDE, 2014 .....	27
<b>FIGUR 14:</b> PLASSERING AV EC-MÅLER OG DATALOGGER VED SMELTEVANNETS UTLØP (MARKERT VED PUNKT 3 I FIGUR 12). FOTO: NIKOLINE OLSEN, 2014. ....	28

<b>FIGUR 15:</b> KANAL 2 HVOR BÅDE RHODAMIN WT OG NACL BLE INJISERT VED TRE FELLTURER AUGUST OG SEPTEMBER 2014. RØD SIRKEL MARKERER KANALEN. FOTO: ODA KAMILLA EIDE, 2014. ....	28
<b>FIGUR 16:</b> SEKS IDEALISERTE KURVER FRA SPORSTOFF SENDT IGJENNOM HYDRAULISK FORSKJELLIGE SUBGLASIALE DRENERINGSSYSTEM. KURVENE ER UTARBEIDET VED AT MAN HAR GÅTT UT FRA AT MENGDEN SPORSTOFF BENYTTET, DEN RETTE LINJEN FRA INJEKSJONSSTED TIL OBSERVASJONSSTED OG UTSLIPPSREGIMET TIL SMELTEVANNET IDET SPORSTOFFSKYEN PASSERER ER DEN SAMME I ALLE TILFELLER (NIENOW, 1993: 53). ....	31
<b>FIGUR 17:</b> SPORSTOFFKURVE MED ORIGINALDATA (PUNKTER) OG PÅFØRT GLIDENDE MIDDELVERDI (HELTRUKKEN LINJE) FOR RHODAMININJEKSJON VED EVIGHETSFONNA 26. AUGUST 2014. X-AKSEN VISER TIMER SIDEN INJEKSJON OG Y-AKSEN VISER RHODAMINKONSENTRASJON MÅLT I RELATIV FLUORESCENS. PUNKTER ER BENYTTET DA DATAMATERIALET HAR FÅ VERDIER, OG ER SPREDT OVER LANGT TIDSINTERVALL. ....	37
<b>FIGUR 18:</b> SPORSTOFFKURVE MED ORIGINALDATA (STIPLLET LINJE) OG PÅFØRT GLIDENDE MIDDELVERDI (HELTRUKKEN LINJE) FOR RHODAMININJEKSJON VED EVIGHETSFONNA 8. SEPTEMBER 2014. X-AKSEN VISER TIMER SIDEN INJEKSJON OG Y-AKSEN VISER RHODAMINKONSENTRASJON MÅLT I RELATIV KONSENTRASJON AV FLUORESCENS. ....	38
<b>FIGUR 19:</b> SPORSTOFFKURVE MED ORIGINALDATA (STIPLLET LINJE) OG PÅFØRT GLIDENDE MIDDELVERDI (HELTRUKKEN LINJE) FOR NACL-INJEKSJON VED EVIGHETSFONNA 8. SEPTEMBER 2014. X-AKSEN VISER TIMER SIDEN INJEKSJON OG Y-AKSEN VISER KONDUKTIVITET MÅLT I US CM-1. BAKGRUNNSKONDUKTIVITET ER MÅLT TIL 4 OG SMELTEVANNSTEMPERATUR ER 1,2 °C. ....	38
<b>FIGUR 20:</b> SPORSTOFFKURVE MED ORIGINALDATA (STIPLLET LINJE) OG PÅFØRT GLIDENDE MIDDELVERDI (HELTRUKKEN LINJE) FOR RHODAMINKONSENTRASJON VED EVIGHETSFONNA 8. SEPTEMBER 2014. X-AKSEN VISER TIMER SIDEN INJEKSJON OG Y-AKSEN VISER RELATIV FLUORESCENS. ÅRSAKEN TIL AT DENNE KURVEN STARTER PÅ EN HØYERE BAKGRUNNSVERDI ENN VED DE ANDRE KURVENE ER FORDI DET FREMDELES ER SPOR ETTER RHODAMIN WT I KANAL 1 ETTER FØRIGE INJEKSJON, S2K1 (FIGUR 18). ....	39
<b>FIGUR 21:</b> SPORSTOFFKURVE MED ORIGINALDATA (STIPLLET LINJE) OG PÅFØRT GLIDENDE MIDDELVERDI (HELTRUKKEN LINJE) FOR NACL-INJEKSJON VED EVIGHETSFONNA 9. SEPTEMBER 2014. X-AKSEN VISER TIMER SIDEN INJEKSJON OG Y- AKSEN VISER KONDUKTIVITET MÅLT I US CM-1. BAKGRUNNSKONDUKTIVITET ER MÅLT TIL 4 OG SMELTEVANNSTEMPERATUR ER 0,6 °C. ....	39
<b>FIGUR 22:</b> SPORSTOFFKURVE MED ORIGINALDATA (STIPLLET LINJE) OG PÅFØRT GLIDENDE MIDDELVERDI (HELTRUKKEN LINJE) FOR RHODAMININJEKSJON VED EVIGHETSFONNA 9. SEPTEMBER 2014. X-AKSEN VISER TIMER SIDEN INJEKSJON OG Y AKSEN VISER RELATIV FLUORESCENS. ....	40
<b>FIGUR 23:</b> SAMLEDE SPORSTOFFKURVER FRA KANAL 1. RHODAMIN WT-INJEKSJON FRA 26. AUGUST (RØD KURVE), 8. SEPTEMBER (BLÅ KURVE), 9. SEPTEMBER (GRØNN KURVE) OG NACL- INJEKSJON FRA 9. SEPTEMBER I LITE VINDU. ....	40
<b>FIGUR 24:</b> SAMLEDE SPORSTOFFKURVER FRA KANAL 1. NACL-INJEKSJON FRA 8. SEPTEMBER (BLÅ KURVE) OG RHODAMIN WT-INJEKSJON FRA 9. SEPTEMBER (GRØNN KURVE). ....	41

<b>FIGUR 25:</b> STEIN OG LØSMATERIALE FORAN EVIGHETSFONNA. RØD SIRKEL RUNDT FELTARBEIDER FOR SKALA. FOTO: ODA KAMILLA EIDE, 2014. ....	47
<b>FIGUR 26:</b> FJELLOMRÅDET I ØSTLIG RETNING FOR EVIGHETSFONNA. SEDIMENTRIK BREELV I RØD SIRKEL. FOTO: ODA KAMILLA EIDE, 2014. ....	48
<b>FIGUR 27:</b> BREGLEPPE PÅ ØVRE DEL AV EVIGHETSFONNA. DET OBSERVERES IS OVENFOR SPREKKEN, OG SNØ NEDENFOR. FOTO: NIKOLINE OLSEN, 2014. ....	50
<b>FIGUR 28:</b> SENTRALT OMRÅDE AV EVIGHETSFONNA MED ANTATT TEMPERERT SÅLE OG EN- OG SUBGLASIAL DRENERING. FOTO: NIKOLINE OLSEN, 2014. ....	51
<b>FIGUR 29 OG 30:</b> YTTERKANT AV EVIGHETSFONNA MOT NORD (HØYRE) OG SØR (VENSTRE). RØD SIRKEL MARKERER OMRÅDER MED SUPRAGLASIALE DRENERINGSKANALER OG ANTATT FASTFROSSET SÅLE. BLÅ SIRKEL MARKERER BREPORTEN DER SMELTEVANN ER OBSERVET Å KOMME UT AV BREEN SUBGLASIALT. FOTO: NIKOLINE OLSEN, 2014. ....	51
<b>FIGUR 31:</b> SUPRAGLASIAL KANAL I OMRÅDET I RØD SIRKEL I FIGUR 30. FOTO: ASTRID ALMAZ STORSTEIN, 2014 .....	52
<b>FIGUR 32 OG 33:</b> GODT UTVIKLEDE SUPRAGLASIALE KANALER I OMRÅDET MED RØD SIRKEL I FIGUR 30. FOTO: NIKOLINE OLSEN, 2014 .....	52
<b>FIGUR 34:</b> STORE ISKRYSSTALLER PÅ EVIGHETSFONNA. FOTO: ASTRID ALMAZ STORSTEIN, 2014. ....	53

## Tabelliste

<b>TABELL 1:</b> PARAMETERVERDIER FOR SPORSTOFFINJEKSJONER PÅ EVIGHETSFONNA. INJEKSJON ANGIR INJEKSJONSNUMMER OG STED. AVSTAND ANGIR LENGDE I RETT LINJE MELLOM INJEKSJONSSTED OG MÅLESTED. V ER GJENNOMSNITTSHASTIGHETEN PÅ VANNET. D ER SPORSTOFFSKYENS FORDELINGSKOEFFISIENT. D ER SPORSTOFFSKYENS SPREDNINGSDATA. * ANGIR DER UTREGNING AV $T_1$ ER GJORT VED Å KUN BRUKE $T_1$ DA SPORSTOFFDATAENE ER UTILSTREKkelige FOR Å MÅLE $T_2$ . GJENNOMSNITT AV $T_1$ OG $T_2$ ER DERFOR IKKE UTREGNET VED DISSE. (DAY, 1976, KOHLER, 1992 OG VATNE, 1997 HAR REGNET UT D VED Å KUN BRUKE $T_1$ ) PÅ GRUNN AV AT KUN $T_1$ BLE BRUKT FOR Å REGNE UT $T_1$ , RESULTERTE DETTE I VERDIER SOM SKILTE SEG DRASTISK FRA DE ANDRE SPORSTOFFKURVENE, OG DISPERSJONS RATEN ER IKKE INKLUDERT FOR DISSE TO KANALENE. ....	36
<b>TABELL 2:</b> RESULTATER FRA ANDRE SPORSTOFFSTUDIER FORETATT PÅ POLYTERMALE BREER, SAMMENLIGNET MED FUNN FRA EVIGHETSFONNA. ....	54



# 1.0 Innledning

## 1.1 Bakgrunn for studiet

Studie av breer er både spennende og viktig fordi dagens klima stadig blir varmere, og dette fører til at isbreene rundt om i verden smelter (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 2007; Lemke et al. 2007). Dette kan føre til en økning av havnivå, noe som vil ha stor innvirkning på mennesker bosatt i lavereliggende områder. Breer er den største kilden til ferskvann på planeten vår, og en nedsmelting av disse ferskvannslagrene vil virke inn på alt liv på jorda. Glasial erosjon, transport og avsetning av sedimenter påvirkes av vann, og mengde vann til stede ved bresåla er et viktig element for isbreers bevegelseshastighet, da vann smører bresåla slik at den kan gli på underlaget. Det er også spennende å studere breer som smelter fordi de kan fungere som frysebokser hvor historiske objekter bevares under og inni kald is. Når breene smelter og trekker seg tilbake, vil eldgamle rester etter mennesker og dyr komme frem fra isen. Breer fungerer som *klimaindikatorer*, og studier av disse kan dermed hjelpe oss med å forstå hvordan klimaet var i tidligere tider. Evighetsfonna er en spesielt interessant bre å studere fordi den er liten i størrelse i forhold til mange andre breer.

I denne oppgaven kommer jeg til å greie ut om breers temperaturregime, før jeg legger frem teori på *brehydrologi* og egenskaper ved glasiale smeltevannskanaler. Jeg kommer kort til å trekke inn forhold under isbreer, som materiale og temperatur i bakken. Videre gir jeg en oversikt over metode brukt i felt, og her drøftes også utfordringer og opplevelser, før jeg greier ut om mine resultater og avslutningsvis diskuterer rundt disse.

## 1.2 Problemstilling

Denne masteroppgaven vil undersøke *en-* og *subglasiale* dreneringsstrukturer på Evighetsfonna i Oppdal. Gjennom å studere dreneringsstrukturene vil jeg forsøke å svare på følgende underspørsmål:

- 1) Er det døgnvariasjon i dreneringskanalene?
- 2) Er det forskjell i generell karakteristik ved de ulike dreneringssystemene?

Oppgaven vil også forsøke å svare på om mine resultater fra en liten bre nært *permafrostgrensen* i høyfjellet i Norge er lik som andre studier andre steder i verden, eller om den skiller seg ut på noen måte.

### **1.3 Studieområde**

Trollheimen er et fjellområde mellom Nordmøre og Trøndelag i Midt-Norge, og kategoriseres som landskapsvernområde (LVO). Dette området, som ble dannet under den kaledonske fjellkjedefoldningen for 300-400 mill. år siden, er i tillegg et av de tidligst isfrie områdene etter siste istid som endte for om lag 10 000 år siden. Den kaledonske fjellkjedefoldningen ble dannet for 540-415 millioner år siden da det Baltiske kontinentet, bedre kjent som Nord-Europa og Russland, kolliderte med det Laurentiske, som vi i dag kjenner som det nordamerikanske kontinentet (Rustad, 2010). I følge NGU sitt digitale N250 berggrunnskart (NGU, 2015) domineres områdets bergart av gneis, og topografien varierer fra alpint i vest til avrundet i øst. Fjellområdene over 1400 m.o.h. er karakterisert av blokkmark som viser at disse områdene lenge har vært isfrie og utsatt for forvitring (Forvaltningsplan for Trollheimen landskapsvernområde, 2005). I områder med isbreer og isfonner vil størrelsen på iskrystallene indikere isens alder, og store iskrystaller tyder på gammel is (Felix & Jacka, 2014).

### **1.4 Klima**

Fjellområdet Trollheimen er lokalisert i et klimaskille mellom kyst og innland, der nedbørmengden avtar fra vest til øst. Temperaturdata fra senorge (2015) viser at fjellområdet er lokalisert i en sone med en normal årsnedbør på 1500 – 2000 mm, snømengde på rundt 1000 mm vannekvivalent, snøvarighet på over 250 dager i året, og en gjennomsnittstemperatur på -1 til 0 °C. Disse dataene er resultat av registrering gjort mellom 1971 og 2000. Miljødirektoratet publiserte i september 2014 beregninger som viser at det vil bli mildere vær og mer nedbør i Norge i fremtiden. Vintrene vil være varmere, og det vil bli mindre snø i mesteparten av landet.

### **1.5 Kulturminner**

Funn av flintredskaper ved boplasser nært de store vannene i området, tyder på at fangstfolk holdt til i Trollheimen for opp mot 9000 år siden. Slike funn er gjort blant annet ved Gjevilvatnet (Forvaltningsplan for Trollheimen landskapsvernområde, 2005) som i følge norgebilder (2015) ligger 10 km fra studiestedet. Gjevilvatnet og Evighetsfonna er markert i figur 3. Snow Patch Archaeological Research Cooperation (SPARC) er et forskningssamarbeid som kartlegger eldre jaktområder (kulturmiljøer), blant annet i Trollheimen. Kombinasjonen av isens lave temperaturer og isfonners bevarende egenskaper fører til gode forhold for konservering av forhistoriske redskaper og rester etter byttedyr (Snow Patch Archaeological Research Cooperation, 2015) *Isfonner* er oppsamlinger av snø,

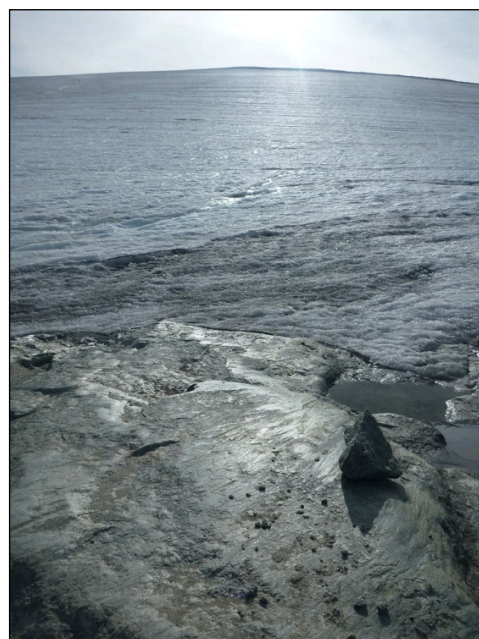
*firn* og is som ligger i landskapet lenger enn sesongbasert snødekke. De kalde forholdene, kombinert med lite eller ingen basal isbevegelse sørger for gode bevaringsforhold for arkeologiske gjenstander (Nesje et al., 2011). Da klimaforandringer fører til snøsmelting vil også redskapene og dyrerestene smelte ut av fonnene og gi verdifull informasjon om fortids kultur og klima (Snow Patch Archaeological Research Cooperation, 2015).

## 1.6 Områdebeskrivelse

Evighetsfonna ligger sørvest i Trollheimen mellom Storlidalen og Kråkvasstinden. Den ligger på sitt høyeste punkt 1630 m.o.h., og måler ~800 meter i bredde, og ~600 meter i lengde. Wannebo (2012) har i sin masteroppgave gjort undersøkelser på blant annet *moreneformer* og Evighetsfonnas *aspect*. Wannebo registrerte ~10 moreneformer i et område på ~400

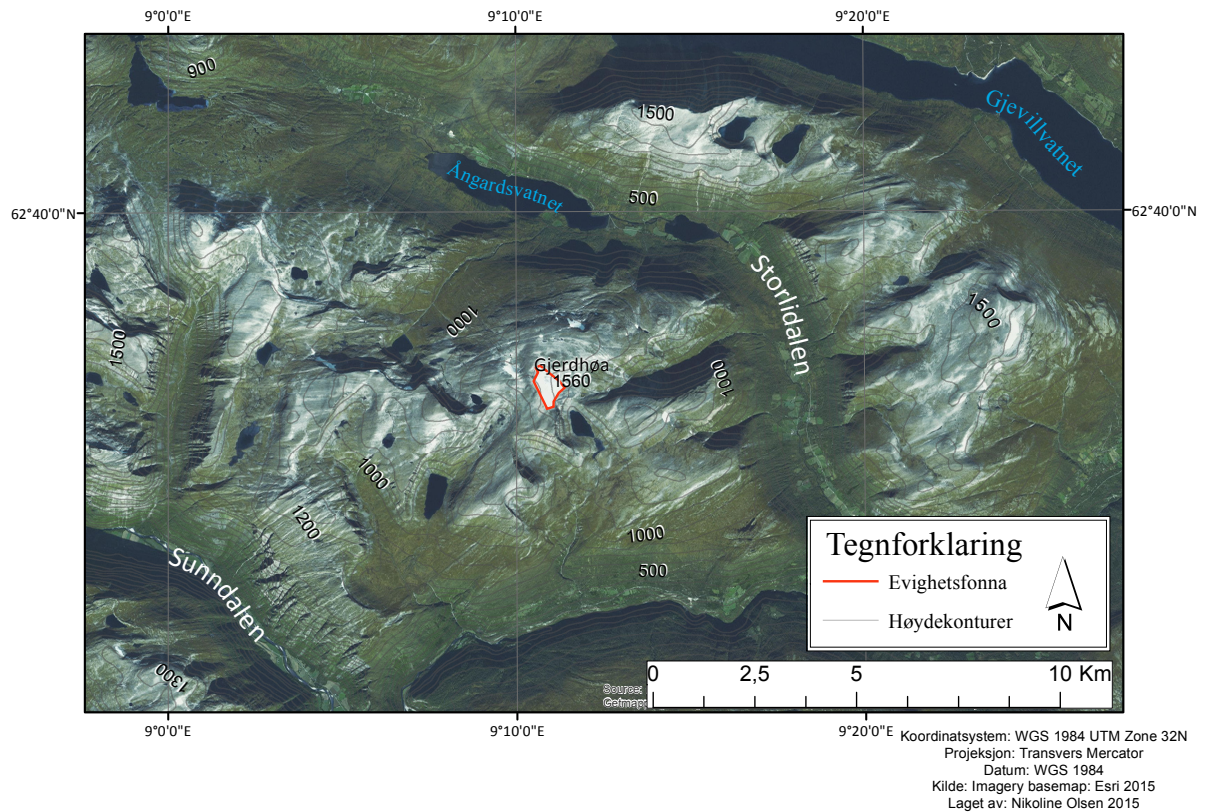


meter foran bresnuta. Med bakgrunn i disse moreneformene antar Wannebo Evighetsfonnas tidligere areal. Da dagens areal er 0,41 km<sup>2</sup> viser Wannebo sine undersøkelser at Evighetsfonna har hatt et areal på 0,63 km<sup>2</sup> for 326 år siden. Evighetsfonna er orientert mot øst (Wannebo, 2012), skuringsstriper er registrert i forkant av breens bevegelsesretning (figur 1 og 2), og det er observert at vann kommer ut under isen. Det er *permafrost* over 1500 m.o.h. ved kysten, og dette synker jo lenger inn i landet man kommer (Farbrot et al., 2012). Da Evighetsfonna ligger på ~1500 m.o.h. ligger den nært permafrostgrensen i området, og det vil være rimelig å anta at deler av Evighetsfonna består av kald is. Permafrosten i



**Figur 1 og 2:** Skuringsstriper ved Evighetsfonna. Foto: Geir Vatne.

Norge er ”varm”, og har et aktivt lag som på sommeren tiner ned mot 10 meter i fast fjell (Farbrot et al., 2012), og da det er observert at vann kommer ut under isen ved felttur sommeren 2014, antar jeg i denne oppgaven at Evighetsfonna har temperert såle.



**Figur 3:** Oversiktskart, deler av Trollheimen som viser at Evighetsfonna ligger i et alpint område. Evighetsfonna er markert i rødt midt på kartet. Kartet viser avstanden mellom Evighetsfonna og Gjeviltvatnet, som ligger i kartets høyre hjørne, hvor det er gjort arkeologiske funn. Av: Nikoline Olsen, 2015.



## 2.0 Teoretisk bakgrunn

Dette kapittelet vil gi en oversikt over teori omkring temperaturregime i breer og brehydrologi da Evighetsfonna ligger i et område hvor det både kan være kald og varm is. Innholdet i dette kapittelet er valgt ut for å gi en forståelse av sammenhengen mellom temperaturregime i en bre, smeltevann og dreneringssystem. *Supraglasial* drenering er ikke diskutert i denne oppgaven da jeg ikke gjør undersøkelser på dette. Viktige typer subglasiale dreneringsforhold som *vannfilm*, *linked cavity*, *regelasjon* og *porøs strømming* er ikke relevant for forholdene ved Evighetsfonna, og vil derfor ikke bli beskrevet i denne oppgaven.

### 2.1 Temperaturregime i breer

Breer kan deles i tre klasser basert på temperatur: 1) Temperert forhold der isbreen konstant vil ligge på *trykksmeltepunktet*, bortsett fra det øverste laget som kan fryse ved kalde temperaturer. Slike isbreer er typiske for maritime klimaer der stort snøfall vinterstid vil isolere breen. 2) Kalde forhold der isbreen vil ha temperatur som ligger under trykksmeltepunktet, bortsett fra det øverste laget som kan oppleve smelting. Slike breer finnes typisk i kalde omgivelser med lite nedbør. 3) *Polytermale*, ikke-tempererte, forhold kan best beskrives som en blanding av forhold 1 og 2, der deler av ismassen er varm og andre deler er kald (Maohuan, 1990).

Temperert is vil ligge på trykksmeltepunktet og sørge for at vann og is kan være til stede samtidig (Pettersen et al., 2004). Kald is ligger under trykksmeltepunktet, og vann er ikke til stede i flytende form på samme måte som ved temperert is. Her vil de sterke *adhesive kreftene* til den kalde isen fryse isen fast i underlaget. Polytermale breer forekommer der kuldebølgen som forekommer på vinteren trenger langt ned i ismassene og påvirker ansamlingen av varme som har blitt dannet i sommersesongen. Der istykkelsen er større enn dybden kuldebølgen går ned i isen eller hvor det overliggende istrykket høyner temperaturen til trykksmeltepunktet, kan en temperert issone opprettholdes (Irvine-Fynn et al. 2011).

Den *termiske strukturen* til en bre avhenger av varmebalansen som kontrolleres av indre og ytre faktorer som igjen påvirker *konduksjon* (Paterson, 1994). Konduksjon beskriver varmeledningen som skjer i isen som følge av temperaturforskjeller i ismassene. Dette er en prosess som foregår over ulike temporære skalaer. Da termisk responstid for store, ikke-tempererte ismasser er lang sammenlignet med ytre miljømessige faktorer, vil termiske strukturer til kalde ismasser inneha en form for hukommelse som fører til at det er like viktig

å se på nåværende og historiske termiske forhold i snø og firn som å se på rask varmeledning i breen, for eksempel *akkumulasjon* og *ablasjon*. På grunn av begrenset tidsrom vil imidlertid ikke historiske forhold bli undersøkt nærmere i denne oppgaven. Firn er flerårig snø som gjennomgår en metamorfose ettersom den trekker dypere inn i isbreen eller isfonna og blir solid is i et område som kalles overgangssonen mellom firn og is (Gregory et al., 2014). Kombinasjonen av påvirkninger på en bres termiske regime resulterer i forskjeller i temperaturstrukturer og derfor også i hydrauliske egenskaper ved ismassene. Det er på grunn av dette viktig å fokusere på termiske strukturer som virker inn på vanndreneringsprosesser (Irvine-Fynn et al., 2011).

Isbevegelse er en parameter som påvirker temperaturen på en bre (Irvine-Fynn et al., 2011), og kald is som er frosset fast i underlaget, har nesten kun bevegelse i form av *indre deformasjon* (Robinson, 1984). Bevegelse ved indre deformasjon foregår tregere enn ved *basal glidning*, og da basal glidning er forbundet med temperert bresåle vil isbevegelse i form av indre deformasjon i kald is som ikke har basal glidning være tregere enn isbevegelsen i tempererte ismasser (Robinson, 1984). *Adveksjon* beskriver prosessen som skjer i store breer ved transport av varme da is flyter fra høyereliggende til lavereliggende områder på en isbre, eller fra sentrale til marginale deler på breen (Cuffey & Paterson, 2010). Adveksjonsraten, eller transportraten, av temperert is fra områder lenger opp på breen kan resultere i varm basal is. *Brehypsometri*, som beskriver hvordan breen er lokalisert i forhold til høyde over havet, og geometri er elementer som er med på å drive isbevegelse, og kan påvirke adveksjon av temperert is nedover i ismassene. Forskjeller i vintertemperaturer og snødybde resulterer i regionale forskjeller i isolasjon og frigjøring av *latent varme*. Overføringen av kald is fra *akkumulasjonsområdet* kan videre komplisere en bres termiske struktur, mens de termiske egenskapene til vannfylte sprekker og hulrom kan føre til tempererte issoner i breen. Slike forhold vil føre til en ujevn distribusjon av temperert is og vanninnhold både i akkumulasjonsområdet og i isen som føres nedover i breen gjennom adveksjon (Irvine-Fynn et al., 2011).

Kald is er *impermeabel* (Hodgkins, 1997) og kald is til stede i breer kan antas å virke inn på, og hindre, smeltevannets evne til å drenere fra overflaten og ned til bresåla (Bingham et al., 2006). Det er likevel observert at breer med overvekt av kald is viser at supraglasielt smeltevann når ned til subglasiale dreneringssystem gjennom *sekundærpermeabilitet* i isen i form av sprekker og mouliner (Boon & Sharp, 2003). Benn og Evans (2010) deler måten vannet renner gjennom en isbre på i to skalaer; primær- og sekundærpermeabilitet.

Primærpermeabilitet omhandler permeabiliteten til intakt is og snø, mens sekundærpermeabilitet tar for seg permeabiliteten assosiert med sprekker eller andre hulrom. Det vil dannes sprekker på en bre når intern brebevegelse gir *tensilstress* som skjer ved at isen smelter bort i ablasjonsområdet og derfor trekker ismassene nedover ved *isfluks*, som er transport av masse i en bre. Dette vil skje når det transporteres masse fra øvre til lavere deler av breen for å opprettholde en likevekt. Isen vil på denne måten trekkes fra hverandre som følge av tensile krefter. En annen form for intern brebevegelse skjer ved *kompresiv stress* når isen presses sammen av kompressive krefter i breen og gjør det umulig for sprekkdannelse å forekomme (Benn & Evans, 2010). Hvor tensile og kompressive krefter agerer på en bre vil avgjøre hvor smeltevann kan renne inn i det englasiale dreneringssystemet.

Irvine-Fynn et al. (2011) stiller spørsmål ved betegnelsen polytermal bre ettersom variasjoner i de tempererte strukturene til ikke-tempererte isbreer gjør dem for komplekse til at alle skal kunne klassifiseres som polytermale. Det kan også være tilfellet at ikke-tempererte og tempererte breer kan inneha til forveksling like egenskaper slik at det kan være svært vanskelig å skille disse. Tempererte breer vil ha begrenset utbredelse, og vil særlig forekomme i områder hvor det er >2 m vinternedbør hvor begrenset penetrering og sesongeliminering av kuldebølgen kan forekomme (Irvine-Fynn et al., 2011). Irvine-Fynn et al. foreslår dermed at polytermal kun skal brukes for breer som viser en polytermal såle som utelukker forhold hvor utbredelsen av kald is er begrenset til smale marginale områder og/eller grunne lag nær overflaten. På grunn av den store andelen kald is i ikke-tempererte isbreer, vil disse isbreene vise reduserte rater av isdeformasjon og oppsprekking, noe som resulterer i få sprekker sammenlignet med de tempererte isbreene.

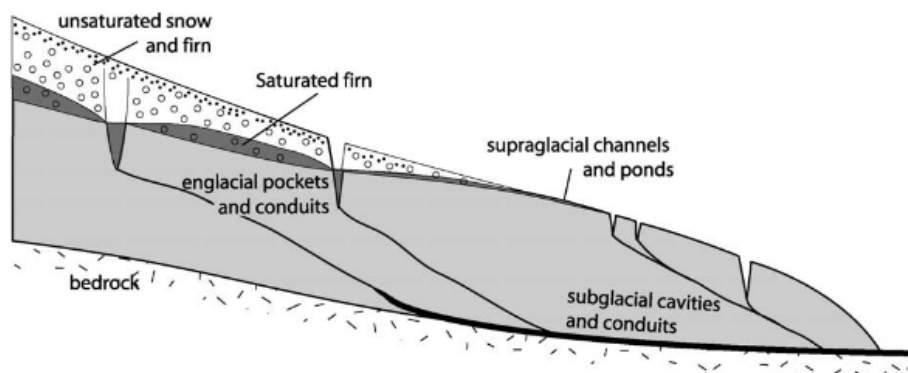
De hydrologiske egenskapene til isbreer påvirkes av det termiske regimet til den enkelte bre, men det er lagt lite vekt på forskjellene i hydrologien til tempererte og ikke-tempererte breer i litteraturen. Problemene bak å oppnå større forståelse omkring de brehydrologiske systemene består av en stor andel litteratur som domineres av modeller utviklet for tempererte alpine breer, teori om at kald is hindrer vannstrømning gjennom breer og diversiteten og kompleksiteten til ikke-tempererte termiske strukturer (Irvine-Fynn et al., 2011).

## **2.2 Vann i breer**

Det er ulike måter vann kan renne gjennom en isbre på. Smeltevannet kan dannes fra smelting av is eller snø på breoverflata eller ved nedbør, og det kan dannes ved bresåla eller komme fra grunnvann. Mengden vann ved hver enkelt isbre varierer med klima, og det er store

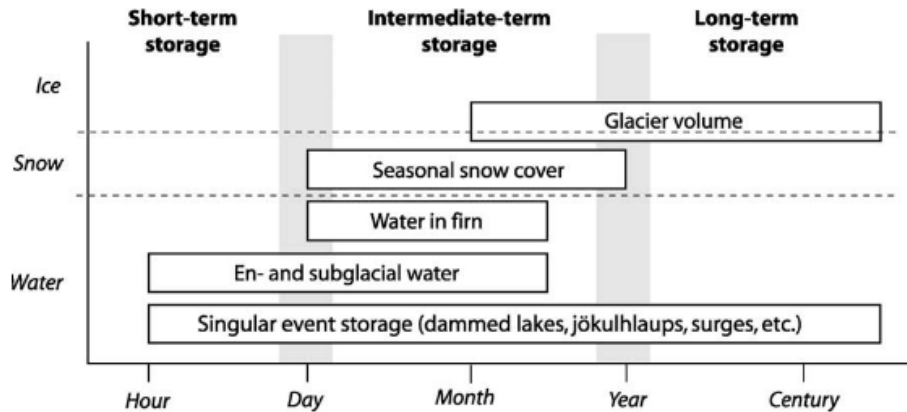
variasjoner mellom isbreer som ligger i tropiske områder der det skjer smelteprosesser hver dag og isbreer som ligger i svært kalde områder uten særlig smelting overhodet. De fleste breer opplever likevel normalt årlige smeltesykluser (Benn & Evans, 2010). Vann renner enten supraglasialt, oppå isbreen, englasialt, inni isbreen, eller subglasialt, under isbreen. Vannet kan renne hurtig gjennom bresystemet, men det er også mulig at vann magasineres inni eller under isbreen over tid (Jansson et al., 2003).

Figur 4 gir en oversikt over hvilke områder i en temperert bre magasinering forekommer. Noe av lagringen er i form av is og snø, og andre deler lagres i form av vann. Vann i fast eller flytende form kan lagres i overflatesnø og firn, i sprekker, i basseng på overflaten, i englasiale lommer, i subglasiale hulrom, i englasiale og subglasiale dreneringsnettverk og i *basale sedimenter* (Jansson et al., 2003). Lagring av vann vil foregå når nedbør og smeltevann som dannes på breen øker mer enn dreneringssystemet kan transportere ut av breen. Når dreneringssystemet utvikler seg gjennom smeltesesongen, vil mengde vann som dreneres ut av breen kunne være like høy som mengde vann som dannes på breen. Lagring av vann vil av hensyn til dette forekomme på begynnelsen av smeltesesongen sommerstid og kan bli drenert ut mot slutten av smeltesesongen og ut over høsten og vinteren ettersom dreneringssystemet utvikles og blir mer effektivt (Jansson et al., 2003).



**Figur 4:** Hydrologisk system og mulige områder for vannlagring i en temperert isbre (Jansson et al., 2003: 117).

Figur 5 viser at det finnes tre ulike lagringsstadier for vann, over kort tid, middels lang tid, og lang tid. Figuren gir en grov skisse av at vann kan lagres på ulike måter i en isbre, og at dette vannet både kan smelte, og renne ut i et rolig tempo, eller det kan være diskrete hendelser som setter i gang drenering av store mengder vann som har vært lagret over lang tid (Jansson et al., 2003).



**Figur 5:** Skjematisk graf over ulike former for lagringskapasitet med tilhørende tidsskala (Jansson et al., 2003: 117).

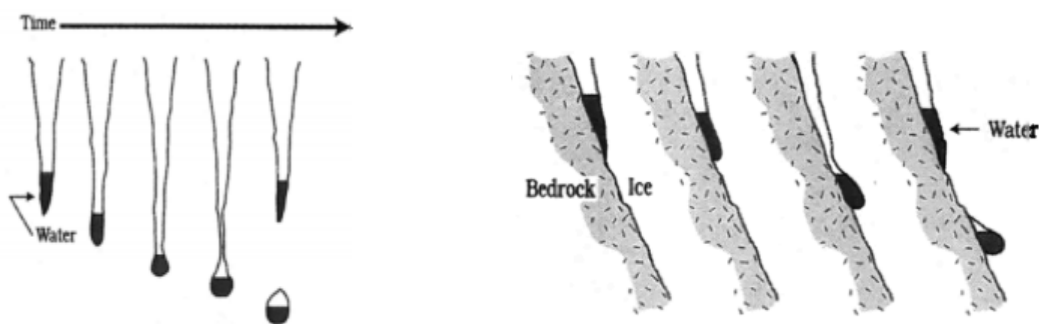
Da det er ulike temperaturforhold i atmosfæren i løpet av et døgn, vil det også være variasjoner i vannføringsmengde på en isbre. Mengde vann lagret i isbreen minker gjennom sommersesongen da vannet lagres i snø og firn som smelter på denne tiden av året (Fountain & Walder, 1998). I *ablasjonsområdet* vil sesongbasert snø holde igjen smeltevann og da også avrenning i tidlige perioder av smeltesesongen. Etter den sesongbaserte snøen har smeltet, vil bre-is komme frem, og kanaler vil utvikles på breoverflaten og drenere smeltevann direkte ned i sprekker og *mouliner* (Fountain & Walder, 1998). På denne måten når smeltevannet det en- og subglasiale dreneringssystemet som blir nærmere beskrevet i kapittel 2.3. En moulin er et nært sirkulært hull som kan frakte smeltevann fra breoverflaten ned til bresåla. Når den sesongbaserte snøen er borte vil tiden det tar for smeltevannet å nå breens indre dreneringssystem minke (Fountain & Walder, 1998).

### 2.3 Dreneringssystem i breer

Aktiviteten og rollen dreneringssystemer spiller i det hydrologiske systemet varierer romlig og temporært, men koblingen disse systemene imellom har stor innvirkning på isdynamikken. Brehydrologi og isbevegelse er tett koblet sammen som et resultat av måten smeltevannet når bresåla på og hvordan dette smeltevannet påvirker basal glidning. Det er likevel usikkerhet knyttet til hvordan de hydrologiske systemene fungerer i breer, og dette påvirker hvordan forskere kan modellere fremtidige kalde ismassers respons på klimaforandringer.

### 2.3.1 Englasialt dreneringssystem

Nær horisontale englasiale kanaler kan stamme fra vannet som renner langs bunnen av sprekker. Smeltevann som strømmer her vil enten gå inn i større, brattere kanaler som danner et kanalisert dreneringsnettverk, eller gå inn i små sprekksystemer som knytter sammen større sprekker i breen. Vann som strømmer langs bunnen på sprekken vil smelte kanalveggene og gjøre sprekken videre og dypere (Fountain & Walder, 1998), noe figur 6 (venstre) viser. Smelting forekommer der vann er i kontakt med isen, slik at sprekkeoverflaten som er i kontakt med strømmende vann over lengst tid vil smelte mest. Dette vil også skje ved forhold der vann strømmer langs bresåla (figur 6, høyre). Vannet smelter isen og utvider kanalen nedstrøms med økt helning i underlaget. Kanaler som mottar vann fra ablasjonsområdet vil kunne utvikle seg dypere enn kanalene i akkumulasjonsområdet på grunn av stor variasjon i vannfluks (Fountain & Walder, 1998).



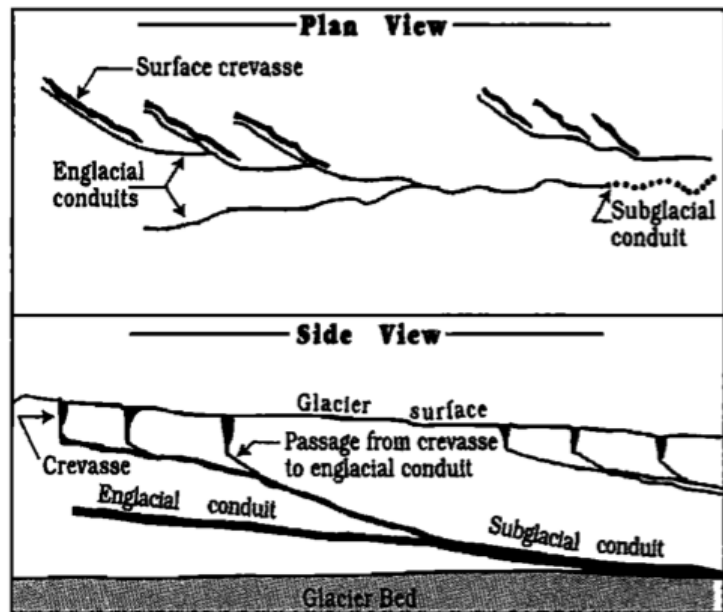
**Figur 6:** Utvikling av englasiale sprekker ved drenering i bunn av et sprekkesystem (venstre), og ved en bremarginal kanal (høyre). Vannet skjærer sprekkene nedover fordi smelting kun foregår der vannet er i kontakt med isen (Fountain & Walder, 1998: 305).

Figur 7 viser delvis geometrien til Fountain og Walders (1998) hypotetiske englasiale dreneringssystem. Marginale kanaler dannes også under breen der vann samles fra omkringliggende skråninger i fjellet. Disse kanalene kan til slutt kobles sammen med kanalene dannet av sprekker. Etersom snølinjen beveger seg oppover breen gjennom sommeren vil is komme frem i ablasjonsområdet. Kombinasjonen av lavere *albedo* for is sammenliknet med snø og varmere lufttemperaturer lavt på breen, vil øke vannfluksen inn til ablasjonsområdet sammenliknet med akkumulasjonsområdet. Ablasjonsområdet vil i tillegg motta vannet fra akkumulasjonsområdet. Dannelsen av mouliner hovedsakelig i ablasjonsområdet støtter teorien om forskjell i dreneringsutvikling mellom disse to sonene (Fountain & Walder, 1998).

Meanderingsformen til en englasiale kanaler som dannes gjennom nedskjæring og lukking vil ofte gjenspeile den supraglasiale formen (Irvine-Fynn et al., 2011). Vatne og Refsnes (2003) foreslår at englasiale kanaler utvikles for å maksimere motstand mot strømning og kanalstabilitet.

Opprinnelige *meandre* utvikles til *step-pool* sekvenser med bassenger som fordypes. Dette er et resultat av *positiv feedback* som vil føre til videre utvikling av step-poolsene frem til den englasiale kanalen kan

treffe underlaget, hvor den vil meandre videre. Disse trinnene kan meandre tilbake i breen fordi det i følge Isenko et al. (2005) er slik at smeltemperaturer er proporsjonale med vannføring og skråning, og likevektstemperaturen til det strømmende vannet øker med kanalstørrelse og skråning. Gulley et al. (2009a) fremmer at dette vil gi positiv termisk feedback, og store steps vil gå sammen med mindre steps og danne større steps. Dannelsen av englasiale dreneringsstrukturer virker å være vanskelig i polytermale breer, da de sjelden dannes der det ikke er sprekker i isen (Gulley et al. 2009b). Det er heller ikke slik at disse strukturene alltid drenerer smeltevann subglasialt (Irvine-Fynn et al., 2011).



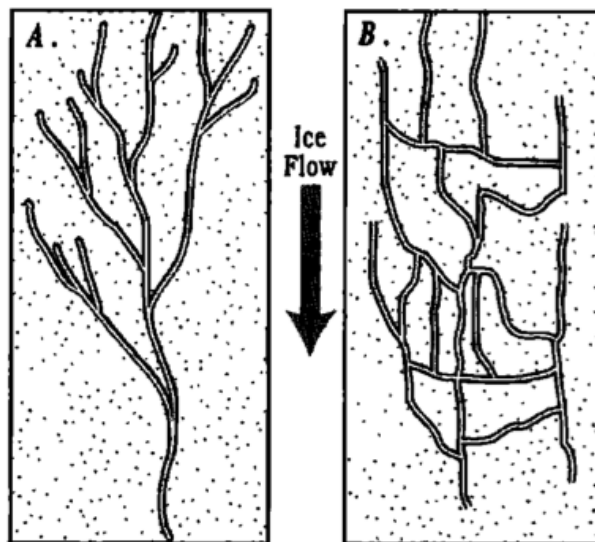
**Figur 7:** Delvis geometri av et hypotetisk englasialt dreneringssystem (Fountain & Walder, 1998: 306).

### 2.3.2 Subglasialt dreneringssystem

Da subglasiale forhold påvirker isdynamikken i en bre er dette et viktig område innenfor glasiologien. Subglasiale dreneringssystemer deles inn i to hovedkategorier: kanaliserte systemer, der vannet er begrenset til trange kanaler og distribuerte systemer som sprer seg over større områder av bresålen. Vannfilm, regelasjon, linked cavity og porøs strømning er former for distribuerte dreneringssystemer, men da ingen av disse er særlig relevante for mine undersøkelser kommer jeg ikke til å greie detaljert ut om dem. Når isen ved bresåla ligger på trykksmeltepunktet vil en tynn vannfilm dannes mellom isbreen og underlaget (Weertman, 1957). Ved regelasjon vil isen smelte og fryse på nytt ettersom den møter på små hindringer i

underlaget, og linked cavity system vil dannes når hulrom er koblet sammen av små kanaler under breen. Ved breer som har *ukonsoliderte sedimenter* subglasialt, vil smeltevannet kunne renne gjennom disse som porøs strømming (Hubbard & Nienow, 1997).

Hubbard og Nienow (1997) deler subglasiale hydrologiske forhold inn i kanaliserte, eller forgreinede og distribuerte, eller flettede, nettverk, vist ved henholdsvis figur 8a og 8b, der de kanaliserte nettverkene består av hydraulisk effektive kanaler som dekker en liten del av breens underlag. De distribuerte nettverkene består av mer komplekse kanaler som utøver mer motstand mot fritt rennende smeltevann og dekker store deler av breunderlaget (Hubbard & Nienow, 1997). Forgreinede og flettede dreneringsnettverk kan dannes i størrelse fra noen få meter til flere hundre meter i lengde (Hock & Hooke, 1993). Hydraulisk er disse systemene svært forskjellige, da store kanaliserte system transporterer vann mer effektivt enn små, distribuerte kanalsystem (Hubbard & Nienow, 1997) som følger lite effektive veier over underlaget (Benn & Evans, 2010). De forgreinede nettverkene består av et stort antall tilløpskanaler som går under høyt trykk, og smeltevann renner til færre, større kanaler under lavere trykkforhold (Hubbard & Nienow, 1997). Sporstoffundersøkelser viser at store områder av bresåla ikke kan dreneres av et kanalisert system over tid, og smeltevann som kommer til å genereres ved bresåla må derfor dreneres ut via distribuerte systemer i perioder der det kanaliserte systemet ikke drenerer effektivt nok (Hubbard & Nienow, 1997).



**Figur 8:** Idealisert planbilde av et a) raskt dreneringssystem, og b) tregt dreneringssystem (Fountain & Walder, 1998: 308).



Kanalisererte og distribuerte systemer kan også refereres til som henholdsvis raske og trege. I det raske dreneringssystemet vil små forandringer i det totale hydrologiske systemet produsere store forandringer i vannføring. I det trege systemet vil store forandringer i det totale hydrologiske systemet produsere kun små forandringer i vannføring. Under de fleste breer vil deler av såla være dekket av et raskt dreneringssystem, mens resten av såla består av et tregt dreneringssystem med overgangssoner som linker disse to systemene sammen (Fountain & Walder, 1998). Trykket i kanaler vil være lavest i et kanalisert dreneringssystem fordi smeltevannet utvikler effektive dreneringsveier nedover i systemet da mindre kanaler under høyt trykk søker mot større kanaler under lavt trykk (Hooke et al., 1990). På denne måten utjevnes trykket da smeltevannet finner effektive kanaler. Dette vil ikke skje i et distribuert system der smeltevannet renner saktere og i kanaler som ikke er like godt utviklede. Dette fører til at smeltevannet ikke vil kunne trekke mot større kanaler som har lavere trykk. Hubbard og Nienow (1997) forklarer dette med at vanntrykket øker med vannfluks, og små kanaler derfor ikke vil dannes til større kanaler lenger ned på breen i distribuerte dreneringssystemer.

For breer med temperert såle vil dreneringssystem beskrevet av Shreve (1972) bestående av kanaliserte strømningsveier kunne oppstå. Når smeltevann når bresåla vil strømming konsentreres og føres gjennom et subglasialt dreneringssystem. Treg subglasiale systemer vil etter tilførsel av smeltevann kunne utvikle seg til raske systemer, men disse kan også eksistere samtidig både romlig og temporært. På grunn av den raske deformasjonshastigheten til temperert is er det lite sannsynlig at englasiale og/eller subglasiale kanaler eller dreneringsstrukturer lukkes raskt når vanntilførselen avtar. Dreneringsveier vil som regel lukke seg i vintermånedene og åpnes igjen på sommeren (Irvine-Fynn et al., 2011). Når det subglasiale dreneringssystemet mottar mer vann i ablasjonssesongen, vil trykket øke, og områder med høyt trykk vil kobles sammen med områder som har lagret smeltevann i vintermånedene. Dette smeltevannet har blitt midlertidig lagret i subglasiale hulrom i breen og vil drenere ut av breen etter kontakt med aktive dreneringsstrukturer (Rötlischberger & Lang, 1987). Vanntrykket synker ettersom kanalutvidelse forekommer, noe som resulterer i en utvidelse av et effektivt dreneringssystem oppover i breen. Dette forekommer parallelt med at snølinjen trekker seg tilbake da sekundærpermeabiliteten blir hydraulisk aktiv og driver dreneringen ytterligere (Irvine-Fynn et al., 2011).

Den korte sommersesongen og lagring av supraglasialt vann i høyden vil påvirke utviklingen av et subglasialt dreneringssystem (Irvine-Fynn et al., 2011). Der breens underlag har stor innvirkning på subglasial hydrologi vil enten vannføringsrater være så høye at kanalutvidelse overstiger lukking (Hooke, 1984), eller vannføringen vil være lavere enn kapasiteten til et subglasialt system (Sharp et al., 1993). Irvine-Fynn et al. (2011) sier likevel at Hooke (1984) sin teori er lite sannsynlig at vil forekomme da det er reduserte ablasjonsrater i kald is samt at smeltevann holdes igjen i snømassene i polare områder.

Shreve fant i 1972 ut at strømning i vannfylte kanaler drives av tyngdekraft som virker direkte på smeltevannet, men også på den overliggende isen, beskrevet som *hydraulisk potensiale*. Det hydrauliske potensialet er summen av lokalt trykk og høyde over referansenivå, og tar for seg hvordan vannet teoretisk sett renner fra et sted til et annet i en isbre (Benn & Evans, 2010). Subglasiale dreneringsstrukturer i en temperert bresåle korresponderer med det hydrauliske potensialet som gjenspeiler *bregeometri* og vanntrykk til overliggende is (Hagen et al., 2000), og forklares nærmere i kapittel 2.4. Vannfylte subglasiale kanaler vil dermed ikke nødvendigvis følge skråningen til underlaget, men vil kunne strømme på tvers av eller oppover skråningene til breens underlag. Hooke (1984) la på bakgrunn av Shreves (1972) resultater frem en teori om at subglasiale kanaler lokalisert i bratte skråninger under tynn is vil kunne oppnå høyere smeltesrater av kanalveggen enn *iskryp* ville kunne lukke igjen kanalene. Det vil med hensyn til dette være mulig for ikke-vannfylte (åpne) kanaler å kunne renne med breens underlag under *atmosfæriske trykkforhold*.

Hubbard og Nienow (1997) trekker på bakgrunn av Shreves (1972) og Hooke (1984) sin teori frem at subglasial kanalvekst og –lukking er resultat av variasjon i smeltevannsfluks, istykkelse, isens overflateskråning, basal glidningshastighet og *substratum* forhold. Med dette vil det være vanskelig å forklare åpning og lukking av subglasiale kanaler med bakgrunn i *steady state* forhold som blant andre Hooke (1984) trekker frem. Subglasiale dreneringsforhold varierer fra isbre til isbre og temporært og romlig på individuelle isbreer (Hubbard & Nienow, 1997).

Gulley et al. (2009a) argumenterer for at kanaldannelse gjennom nedskjæring og lukking vil kunne skjæres ned til bresåla for å danne subglasiale dreneringsveier i både temperert og ikke-temperert is. Subglasiale kanaler er på denne måten direkte koblet til supraglasiale kanaler da denne typen kanaler utvikler seg til subglasiale nettverk (Irvine-Fynn et al., 2011). Det kan i enkelte tilfeller være slik at kanaler dannet gjennom nedskjæring og lukking har tykk is liggende over, og kalde temperaturer samt redusert effektivt stress kan føre til at utviklingen

av dreneringsstrukturer holdes igjen. Der den overliggende isen er temperert vil basalt vann kunne kobles med andre områder av bresåla. Der fordelingen av temperert is er ujevn, vil koblinger kunne forekomme, men der større områder av bresåla er frosset til underlaget vil det være lite sannsynlig at slike dreneringskanaler er koblet til andre subglasiale hydrauliske systemer på breen (Gulley et al., 2009a).

Temperaturvariasjoner vil virke inn på vannføringen på en isbre i løpet av et døgn (Rötlischberger & Lang, 1987), og det er registrert døgnvariasjoner i det subglasiale dreneringssystemet på alpine breer gjennom sporstoffundersøkelser (Schuler et al., 2004). Disse undersøkelsene viser variasjon i hastighet og dispersjon i løpet av døgnet, og siden undersøkelsene er utført i samme dreneringskanaler over kort tid skyldes dette variasjon i hydrauliske forhold, ikke *morfologiske* forandringer av kanalene (Schuler et al., 2004).

## 2.4 Vanntrykk i kanaler

Veien smeltevannet vil følge på, gjennom eller under en isbre avhenger av det hydrauliske potensialet som angir potensialet vannet har på et bestemt sted i, på eller under en bre til å renne en bestemt retning. Det hydrauliske potensialet er summen av lokalt trykk og høyde over referansenivå, og tar for seg hvordan vannet teoretisk sett renner fra et sted til et annet i en isbre. I supraglasiale kanaler vil dette avhenge av vannets masse, høyde og strukturer i isen, men i en- og subglasiale kanaler er flere faktorer involvert. Her vil vannets trykk ( $P_w$ ) i kanalen virke inn i tillegg til høyde over et referansenivå ( $z$ ), og dette uttrykkes ved (Benn & Evans 2010, 58):

$$\phi = \rho_w g z + P_w \quad (2.1)$$

hvor  $\phi$  er det hydrauliske potensialet,  $\rho_w$  er vannets tetthet,  $g$  er tyngdekraftens akselerasjon,  $z$  er høyde over et referansenivå og  $P_w$  er vanntrykk. På en plan vannoverflate vil det hydrauliske potensialet være likt overalt. Men i kanaler vil friksjon mellom vann og vegger gjøre at vannet i en kanal holdes oppe på bekostning av at vann i en annen kanal opplever trykkfall, og derfor har lavere vannstand. Det hydrauliske potensialet kan brukes til å finne ut hvor vannet inni breen teoretisk vil bevege seg, og dersom vann renner fra én kilde inne i breen vil det hydrauliske potensialet være på maks nivå her og bli lavere lenger unna vannkilden.

Vanntrykket for vannmasser i lukkede kanaler beregnes som følger (Benn & Evans 2010, 59):

$$P_w = \rho_w g (h_w - z) - \Delta \phi_f \quad (2.2)$$

Dersom en kanal ikke er fylt av vann vil bevegelsen til vannet bestemmes av topografien til underlaget, men dersom kanalen er fylt vil vekten av overliggende is ( $P_i$ ) kunne endre potensialet til hvor vannet vil renne ut av breen, noe ligningen under viser (Benn & Evans 2010, 61):

$$P_i = p_i g (h_i - z) \quad (2.3)$$

$p_i$  beskriver isens tetthet (ca. 0,9),  $h_i$  er breoverflatens høyde over referansenivå og  $z$  er kanalens høyde over referansenivå.  $G$  er tyngdekraftens akselerasjon på vannet. Vekten av overliggende is ( $P_i$ ) har større betydning enn breunderlaget, og vannet kan renne i oppoverbakke som følge av vannets trykk ( $p_w$ ) så lenge underlagets gradient ikke blir høyere enn elleve ganger brattere enn gradienten på overflaten (Benn & Evans, 2010).

Da vann som renner under trykk vil trekke mot områder med lavt trykk, vil kanaler med størst vannføring og lavest trykk hente vann fra omkringliggende kanaler med høyere trykk (Creys & Schoof, 2009), og et forgreinet kanalsystem kan dannes (Dow et al., 2014), slik figur 8a viser. Her vil vannet følge en foretrukken dreneringsvei der det er lavest trykk, og vannmengde vil øke nedstrøms i det forgreinede kanalsystemet (Rötlischberger 1972; Shreve 1972), slik at det i teorien bør dannes et forgreinet kanalnettverk oppover i breen dersom kanalene er fylt av vann (Shreve, 1972). Creys & Schoof (2009) hevder at en nedgang i lagring av smeltevann vil øke det effektive trykket i kanalene, slik at et distribuert dreneringssystem vil dannes. Her vil vannet være spredt over større områder, fremfor å være konsentrert i noen få sentrale dreneringskanaler (Creys & Schoof, 2009).

Subglasialt vanntrykk er drivkraften bak basal glidning og påvirker isdynamikk (Iken, 1981). Vanntrykket i det subglasiale dreneringssystemet er ofte høyt ettersom smeltevann møter motstand når det renner langs overgangen mellom is og underlag, og derfor går tregt gjennom systemet (Nienow, 2014). Økt trykk senker friksjonen mellom is og underlag, og isen vil akselerere. Slik hjelper vann som er under trykk med å heve isen slik at den nærmest flyter på

vannet under og kan gli lettere på underlaget. Både Nienow (1998a) og Chandler et al. (2013) har funnet ut at ettersom mengden overflatevann som renner til bresåla øker med varmere sommertemperaturer, vil vannet som strømmer langs bresåla begynne å lage subglasiale kanaler som er hydraulisk mer effektive. Disse kanalene gjør det, i følge Nienow (2014) mulig for smeltevannet å drenere ut av breen effektivt, og dermed senkes det subglasiale vanntrykket slik at breen bremser farten på grunn av mindre hevingseffekt fra smeltevannet som er under trykk.

Iken registrerte i 1981 forandring i horisontal og vertikal hastighet i isbreers bevegelse. Koblingen mellom forskjellene i hastighet og smeltevann eller nedbørsmengde fremmer slutningen om at hastighetsvariasjonene har blitt forårsaket av forandring i subglasialt vanntrykk. Hastigheten til den basale glidningen som oppstår er et resultat av både subglasialt vanntrykk og størrelsen på hulrommene under isen. Iken (1981) fant ut av at den største basale glidningshastigheten forekom ved begynnelsen av hulrommene og ikke når steady-state hulromsformasjon er oppnådd. Feltobservasjoner støttet denne konklusjonen da høyeste målte horisontale hastighet forekommer før den oppovergående delen av isen har nådd maksimum høyde (Iken, 1981).

Nienow (2014) trekker frem Andrews et al. (2014) sin forskning på vanntrykk i kanaler som viser at vanntrykksvariasjoner i subglasiale kanaler kan påvirke friksjonen mellom is og underlag over et stort nok område til at isen kan akselerere og bremse ned i løpet av et døgn. Det er viktig å merke seg at Nienow (2014) og Andrews et al. (2014) skriver om vanntrykk i kanaler på Grønland, men som Nienow (2014) påpeker, viser Andrews et al. (2014) sine funn samsvar med tidligere forskning på mindre isbreer i fjellområder (Iken & Bindschadler 1986; Fountain & Walder 1998; Gordon et al. 1998; Hubbard et al. 1995; Murray & Clarke 1995) om at prosesser som kontrollerer samspillet mellom hydrologien og dynamikken til iskapper og mindre breer i fjellområder er like.

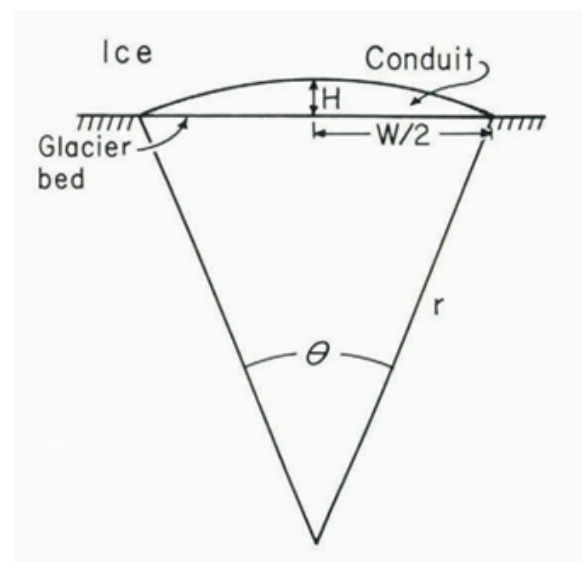
Fountain og Walder (1998) har tidligere slått fast at de fleste breer ligger på ujevnt fordelte lag av oppsprukket berggrunn eller en miks av berggrunn og is. Det er observert hydrauliske forhold ved polytermale breer som ikke følger antatt utvikling ut fra dagens teori. Kavanaugh og Clarke (2000) registrerte pulser av høyt vanntrykk generert som respons på raske forandringer i vannvolum, eller rask brebevegelse, noe som påvirket det eksisterende dreneringssystemet i lang avstand fra registrert endring i vannvolum eller bevegelse. Disse

observasjonene viser at det i et tregt dreneringssystem er mulig at hydrauliske koblinger og variasjoner på et spesielt sted i breen kan påvirke store subglasiale områder.

## 2.5 Kanalgeometri

Kanaliserte systemer deles inn i R- og H-kanaler som graver seg opp i isen (Röttlishberger 1972; Hubbard & Nienow 1997) og N-kanaler som graver seg ned i berggrunnen eller sedimenter (Nye, 1976). N-kanalene er avhengig av mye sedimenter og en stabil kanal som går over samme sted år etter år for å slipe kanaler i grunnfjell (Hubbard & Nienow, 1997). Distribuerte systemer deles inn i vannfilm som ligger mellom is og berggrunn eller sedimenter, sammenkoblet nettverk av hulrom mellom is og berggrunn, flettede kanalsystemer mellom is og sedimenter og grunnvannstrømning innad i subglasiale sedimenter eller berggrunn. De kanaliserte systemene er effektive dreneringsveier for smeltevann da disse består av godt sammenknyttede nettverk (Hubbard & Nienow, 1997).

Undersøkelser gjort av blant andre Hooke et al. (1990) viser at målte subglasiale vanntrykk ofte er høyere enn det teoretiske vanntrykket kalkulert på bakgrunn av modeller utarbeidet av Röttlishberger (1972) og Shreve (1972). Disse modellene antar at subglasiale kanaler har en rett form og enten er sirkulære eller semisirkulære. Hooke et al. (1990) mener slike kanaler heller vil være brede og lave i formen (figur 9), og Iken og Bindschadler (1986) la frem teori på at den subglasiale kanalen kan ha sinusitet. På bakgrunn av Hooke et al. (1990) og Iken og Bindschadler (1986) sine teorier ble det utarbeidet et alternativ for å måle vanntrykk og kanalform i subglasiale dreneringssystem. Brede og lave kanaler vil kunne utvikle seg gjennom smelting lavt på kanalveggene i perioder med lite smeltevann, og gjennom at kanalene følger isbevegelsen og dras langs bresåla slik at lukking av kanalens gulv ikke vil skje. Brede, lave kanaler vil mest sannsynlig dannes når underlaget til breen består av løst materiale som kan fraktes av smeltevannet (Hooke et al., 1990).



**Figur 9:** Subglasial kanalgeometri fra Hooke et al. (1990: 69). Figuren forklares ikke nærmere da dens hensikt er å gi et bilde av lav og bred subglasial kanalform, ikke forklare utregning for å finne den.

Hubbard og Nienow (1997) kaller disse brede, lave kanalene for H-kanaler, og mener dannelsen av disse er mer sannsynlig fremfor dannelsen av R-kanaler på bakgrunn av undersøkelser som viser at subglasiale kanaler ikke fylles opp med vann ved hver smeltesesong. R-kanaler har en semisirkulær form og dannes i vannfylte kanaler (Rötlischberger, 1972), mens H-kanaler har en bred, lav kanalform hvor smeltingen er konsentrert til vegger og underlag og dannes i kanaler som går under atmosfærisk trykk (Hubbard og Nienow, 1997). I følge Hooke (1984) vil det være atmosfærisk trykk når mengde smeltevann overstiger lukkeraten til kanalen ved iskryp, slik at kanalen blir for stor for mengden vann og ikke er fylt. Hooke (1984) hevder de fleste kanaler går under atmosfæriske forhold, men påpeker at det kan være vanskelig å gjøre generaliseringer på dette da hver enkelt isbre har forskjellige kombinasjoner av vannføring, istykkelse og topografi på underlaget.

## **2.6 Løst materiale under breer**

Motstanden vannet får når det renner i en kanal avhenger av egenskapene til væsken og kanalen. Motstanden i kanalen avhenger av dimensjon og grovhet. Med mindre vannet renner i en kanal vil motstand mot at vannet ved bresåla kan renne fritt være styrt av permeabiliteten til materialet under breen; ukonsoliderte sedimenter eller grunnfjell, i tillegg til størrelsen og distribusjonen av åpninger ved overgangen is-underlag. Snø og firn har store, godt sammenhengende porer mellom iskrystallene og har høy permeabilitet. Is uten sprekker vil nærmest være impermeabel, noe som vil si at smeltevannet på snøfrie breoverflater vil renne over isen med mindre sekundærpermeabiliteten slår inn grunnet sprekker eller andre svakheter i isen slik at smeltevann kan renne inn i breen gjennom disse sprekke (Benn & Evans, 2010). Brebevegelse frakter is fra høye områder hvor snø akkumuleres til områder hvor is går tapt på grunn av smelting, og spiller en viktig rolle i den hydrologiske syklusen.

Det finnes tre måter vann kan renne ut av bresåla på: 1) Ved å renne i en tynn vannfilm mellom bre og underlag, 2) ved å renne i kanaler mellom bre og underlag og 3) ved å renne gjennom subglasiale sedimenter og stein. Egenskapen til de subglasiale sedimentene avgjør hvor raskt vannet renner gjennom materialet, og det er særlig vanlig for breer i lavereliggende terreng å ligge oppå løst materiale (Boulton & Dobbie, 1993). Det finnes to ulike måter vann kan renne gjennom løst materiale på: 1) Gjennom materiale som ligger over et tykt lag med permeabelt materiale, slik at vannet kan renne vertikalt nedover før det dreneres ut og 2)

gjennom materiale som ligger oppå fast grunnfjell slik figur 10 viser. Slik drenering vil i følge Boulton & Dobbie (1993) være lite effektiv.

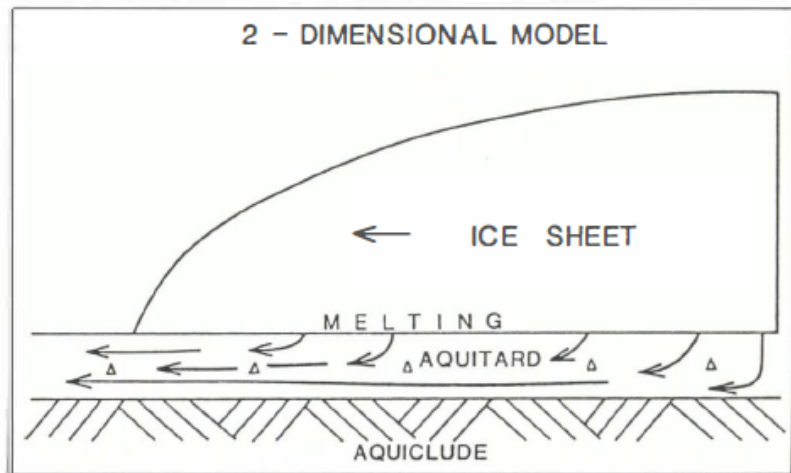
I noen tilfeller kan materialet være tykt nok til å drenere ut alt subglasialt smeltevann uten at kanaler vil utvikle seg. Det er likevel sjelden å finne tempererte bresåler uten kanaldannelse, og i områder hvor løst materiale ligger over grunnfjell, vil det sjelden være nok materiale til

at kanaldannelse ikke vil forekomme (Boulton & Dobbie, 1993). Det effektive trykket ved bresåla vil bestemmes av hvor raskt materialet under breen kan drenere vekk smeltevann. For løst materiale under en bre vil kanaler dannes dersom materialet ikke kan drenere ut mengden smeltevann i systemet, slik at trykket øker og smeltevannet danner nye dreneringsveier (Boulton & Dobbie, 1993).

## 2.7 Permafrost

Permafrost defineres som områder i bakken som holder  $0^{\circ}\text{C}$  eller kaldere over minst to påfølgende år (French, 2007). Overgangssonen som deler områder med flerårig frossen bakke, og områdene uten permafrost, men med dyp, sesongbasert frost er diffus. Høyde, topografi, snødekke og substratum er alle elementer som kan ha innvirkning på utbredelsen av permafrost. I kalde områder har overflatetemperaturen økt med om lag dobbelt så mye som gjennomsnittlig globale verdier de siste 40 år (Lemke et al., 2007). Dette fører til tining av permafrost og en økning av permafrostgrensen i kalde områder (Vandenbergh et al., 2014).

Senter for klimaforskning (CICERO) melder om at områdene i Norge som er dekket av permafrost har krympet fra 10 til 6 prosent siden 1981. I Norge ligger permafrosten på en temperatur mellom minus 3 og minus  $0,1^{\circ}\text{C}$ . Permafrost innehar en termisk treghet, noe som betyr at dagens utbredelse av permafrost avhenger av tidligere klimaforhold. Den nedre



**Figur 10:** Løst materiale (aquitard) hvor vann kan renne gjennom for å drenere ut av breen. Fast materiale, ofte grunnfjell (aquiclude), hvor vann ikke kan renne gjennom ligger under det løse materialet. Det vil være en vertikal vannfluks fra toppen av materialet, og vannet vil renne ut av materialet horisontalt (Boulton & Dobbie, 1993: 31).



grensen for permafrost synker i Norge fra vest mot øst, og i sørvestlige deler av landet ligger permafrostgrensen på rundt 1500 moh. I grensen mot Sverige kan man finne permafrost ned til 1200 meters høyde (Farbrot et al., 2012).



### **3.0 Metode og utstyr**

I dette kapitlet vil fremgangsmåten for innsamling av data i felt (delkapittel 3.4) og metode for tolking av sporstoffkurver (delkapittel 3.5) legges frem. Først vil jeg greie ut om sporstoffundersøkelser som metode før jeg begrunner hvorfor jeg har valgt å benytte meg av sporstoffundersøkelser i min oppgave (delkapittel 3.2) og kritikk av denne metoden (delkapittel 3.3).

#### **3.1 Sporstoffundersøkelser**

Sporstoff blir benyttet for å fastslå bevegelsesrater og mikserater for smeltevann i breer. Sporstoffkurven man får ut fra observasjon og kartlegging ved breporten gir mange karakteristikk som reflekterer hydraulikken til det rennende vannet. Formen til en sporstoffkurve bestemmes av utspredelsen, som er prosessen som foregår når sporstoffet spres ut under ferden gjennom dreneringssystemet. Variasjoner i smeltevannets hastighet avhenger av den hydrauliske strukturen i kanalen, og formen på en sporstoffkurve vil dermed reflektere dreneringssystemets struktur (Rötlischberger & Lang, 1987). Dersom en sporstoffkurve har haledannelse, kan dette skyldes at smeltevannet holdes igjen i et tregt kanalsystem (Drummond et al., 2012). Men om det er hulrom som lagrer smeltevann vil ikke dannelsen av disse skje før sent i smeltesesongen (Rötlischberger & Lang, 1987). Sporstoffkurver med haledannelse har blitt registrert (Ambach & Jochum 1973; Brugman 1986; Seaberg et al. 1988; Kohler 1992; Drummond et al. 2012; Aquino et al. 2015), som reflekterer et dreneringssystem hvor smeltevann følger trege transportveier og kan lagres over tid (Drummond et al., 2012). Aquino et al., (2015) setter størrelsen på halen i sammenheng med tid, hvor en haledannelse som varer lenge, vil komme av at smeltevannet holdes igjen i kanalen over lenger tid.

Nienow (1993) forklarer at en sporstoffsky vil spres over et større område i et flettet, distribuert dreneringssystem enn i et forgreinet, kanalisert system fordi lagringsmulighetene for smeltevann øker eller fordi det blir økt turbulens i smeltevannet. Vatne (1995) hevder sporstoffkurver med flere topper skyldes et sjeldent og kortlevd fenomen der dreneringssystemet åpner en ny vei slik at både nye og gamle kanaler er aktive. Flertoppede kurver kan stamme fra et flettet system der en stor del av smeltevannet følger kanaler som er forsinket sammenlignet med smeltevann som følger hovedkanalen, og dette vil kunne tyde på et distribuert subglasialt dreneringssystem. Fordelingen av adskilte sporstofftopper og

forskjellen i størrelse på disse toppene avhenger av mengden vann som renner gjennom kanalene som sporer av fra hovedkanalen. Det avhenger også av lengden på disse kanalene og hvor fort vannet renner igjennom dem sammenlignet med de andre kanalene i systemet (Vatne, 1997).

Nienow et al. (1998b) har sett på sporing av fargestoff ved den tempererte isbreen Haut Glacier d'Arolla i Sveits for å se på smeltevannets hastighet og vannføring som implikasjon for subglasiale strømningsforhold og døgn- og sesongvariasjoner i subglasiale dreneringssystem. Gjennom sommersesongen erstatter et kanalisert dreneringssystem det distribuerte, og det ble observert at de subglasiale dreneringskanalene ble betraktelig større fra en dag til en annen i smeltesesongen. Sporstoffkurvene fra Nienow et al. (1998a) sine undersøkelser går fra å være diffuse til å få en sterk topp, og hastighetene øker. Gjennom resten av året er det distribuerte systemet det som i størst grad står for drenering av smeltevann. Fargeutslipp gjøres i denne artikkelen for å se om strømming i kanalene skjer i atmosfæriske (åpne) kanaler delvis fylt av vann eller i kanaler under trykk (lukkede) som er helt fylt av vann.

### **3.2 Hvorfor sporstoff**

Sporstoffundersøkelser er enkle, rimelige og verdifulle teknikker for å undersøke subglasiale dreneringssystemer. Sporstoff kan injiseres på hvilket som helst punkt der vann går inn i det englasiale dreneringssystemet, og man kan på denne måten dekke store områder på breer med denne metoden (Hubbard & Nienow, 1997). Sporstoffundersøkelser ved bruk av salt og rhodamin vil gi det samme resultatet, og fordelene ved å benytte seg av begge disse sporstoffene vil dermed være at man kan bruke disse samtidig i dreneringssystemet, da de ikke virker inn på det andre sporstoffet. Når man benytter seg av sporstoffundersøkelser som metode kan man ut fra sporstoffdata og sporstoffkurver finne ut av gjennomsnittshastighet og *dispersjon* for vannet i dreneringskanaler for så å kunne anta hvor dreneringskanalene går inne i og under isbreen.

Vannføring vil variere gjennom dagen slik at distinktive mønstre vil oppstå på tempererte breer der vannføringen stiger på dagtid, når sitt toppunkt på ettermiddagen og synker på natten. Analyse av ulike parameter ved slike sporstoffkurver kan avsløre dreneringskarakteristikken til en bre. For eksempel kan man se på hvor lenge vann holdes igjen i reservoarer inne i breen ved å analysere kurvenes utflating på bestemte steder (Hubbard & Nienow, 1997).

Gjennomsnittshastighet finner man ved å se på tiden det tar fra man injiserer fargestoff og til sporstoffkurven når sitt toppunkt ved målestasjonen, samt å ta med avstanden mellom disse to punktene i luftlinje i betraktning (se delkapittel 3.4.2). Strømningshastigheten gjennom et subglasialt system avhenger av forholdene i kanalene smeltevannet har strømmet igjennom, og strømninger som oppnår en hastighet større enn  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  regnes som indikatorer for hydrologisk effektive dreneringssystem. Strømninger som har lavere hastigheter enn dette, regnes å gå igjennom mindre effektive systemer (Hubbard & Nienow, 1997).

I denne oppgaven er rhodamin WT og NaCl benyttet som sporstoff. Rhodamin WT er et fluorescerende stoff som opptar energi i form av lys i en bestemt bølgelengde, og avgir energi med noe større bølgelengde. Lyset som avgis, kan fanges opp av et fluorometer som absorberer energien på bølgelengden det fluorescerende stoffet avgir (Molvær et al., 2007). Registrering av sporstoffet vil kunne generere kurver på bakgrunn av datamateriale, og tolking av disse kan si noe om hvor smeltevannet har rent i den aktuelle kanalen, som beskrevet i delkapittel 3.1. Ved tolking av sporstoffkurver der vannmengde ikke er kjent, er det ikke mulig å vite om mengde sporstoff tilsatt er lik mengde sporstoff registrert av fluorometer, og konsentrasjon av sporstoff er derfor relativ. Mengde rhodamin WT måles i fluorescens (relativ mengde). NaCl er vanlig bordsalt, og er et kjemisk sporstoff som øker den elektriske konduktiviteten i smeltevann. Dette registreres av en elektrisk konduktivitetmåler (EC-måler). Mengde NaCl måles i konduktivitet,  $\text{m s}^{-1}$ . Ved begge sporstoffene vil konsentrasjonen mikses med smeltevannet og tynnes ut over tid, og det er mengden vann til stede i kanalene og egenskapene ved kanalene som avgjør hvor raskt denne prosessen foregår, noe som gjenspeiles i sporstoffkurvene (G. Vatne, personlig kommunikasjon 2015).

### **3.3 Kritikk av sporstoff som metode**

Svakheter ved å benytte seg av sporstoffmålinger kan være at man er avhengig av gode vannføringsmålinger for å kunne vite om alt sporstoff injisert i kanalen har kommet ut igjen av dreneringssystemet, eller om måleinstrumentet ikke har registrert samme mengde sporstoff ut av breen som mengden som ble tilsatt. Dersom det er mye snø der sporstoffet injiseres kan dette ligge igjen i snøen rundt kanalen, og i tillegg til at noe av sporstoffet kan trekke inn i snøen og ikke inn i dreneringssystemet, kan sporstoffet som til slutt renner inn i dreneringssystemet ha ligget lenge i snøen. Det er på denne måten vanskelig å si om alt sporstoff man har injisert faktisk kommer inn i dreneringssystemet, og hvor lenge sporstoffet har ligget i snøen. Det kan være at haledannelsene registrert på noen av sporstoffkurvene

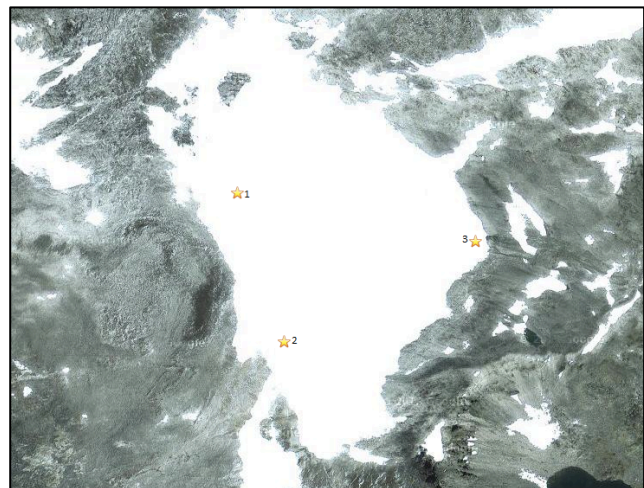
kommer av at sporstoffet har ligget en stund i snøen før det har rent inn i det englasiale dreneringssystemet (figur 11).



**Figur 11:** Rhodamin WT ligger igjen i snøen ved injisering i en supraglasial kanal på Evighetsfonna. Merk at denne mengden (2 dl) ikke er tilsvarende mengden brukt ved sporstoffundersøkelser (1 ml) presentert i resultatdel. Foto: Oda Kamilla Eide, 2014.

### 3.4 Fremgangsmåte i felt

Flere farge- og saltinjeksjoner ble injisert det glasiale systemet i august og september 2014. Rhodamin WT og NaCl ble benyttet som sporstoff i alle tilfeller. Injisering av farge involverte å manuelt tilsette en kjent mengde fargestoff (1ml) i en jevn injisering i en fritt rennende supraglasial kanal som tilførte vann til en- og subglasiale systemer i breen. NaCl (3 kg) ble tilført i jevn injisering samtidig i 3 supraglasiale kanaler som gikk sammen i én kanal, og videre i en- og subglasiale kanaler. Ved begge disse lokalitetene var de supraglasiale kanalene svært små (figur 13 og 15). Farge- og saltsporing ble foretatt både ved hjelp av datalogger og fluorometer (kun for rhodamin WT) og manuelt med EC-måler på samme lokalitet nedenfor breen (figur 12, punkt 3).



**Figur 12:** Evighetsfonna med markering av lokalitetene. Punkt 1 markerer kanal 2, punkt 2 markerer kanal 1 og punkt 3 markerer sted for innsamling av data. Fra Google Maps, 2015.



**Figur 13:** Kanal 1 hvor både Rhodamin WT og NaCl ble injisert ved tre feltturer august og september 2014. Rød sirkel markerer kanalen. Foto: Oda Kamilla Eide, 2014.

### 3.4.1 Felttur til Evighetsfonna 12. august 2014

Antatt subglasial drenering og komplekst dreneringssystem ved observasjon og utslipp av sporstoff. Det ble registrert meandrerende supraglasiale kanaler i ytterkantene på siden av breen. I overkant av *bregleppe* øverst på breen rant smeltevann ned i englasiale kanaler. Måling av sporstoff ved breporten viser at smeltevannet renner sakte gjennom dreneringssystemet ettersom det tok lang tid før første registrering av sporstoff. NaCl og rhodamin WT brukte tilsvarende lang tid på å renne igjennom dreneringssystemet, men da de forskjellige sporstoffene ble injisert i forskjellige kanaler ved to ulike lokaliteter kan det være forskjellige dreneringssystemer inni og under breen. De to dreneringssystemene kan likevel gå sammen ved et punkt fordi det ble registrert økt elektrisk konduktivitet og fluorescens samtidig ved breporten. Utløpskanalene fra breens ytterkanter der supraglasiale kanaler er registrert viser ikke forhøyede sporstoffverdier, og disse kanalene er ikke i kontakt med det aktuelle dreneringssystemet.

### 3.4.2 Felttur til Evighetsfonna 25- 27. august 2014

EC-måler og datalogger ble benyttet for registrering av sporstoffkurve, og de ble plassert som vist på figur 14 med hensyn til sollys, turbulens og smeltevann fra kanaler som ikke inneholder sporstoff, da dette kan påvirke datamaterialet. Manuell måling av sporstoff ble utført for kontroll. Etter registrert puls ble kontrollmåling av utløpskanalene ved breens ytterkanter foretatt for å validere funn gjort ved felttur 12. august.

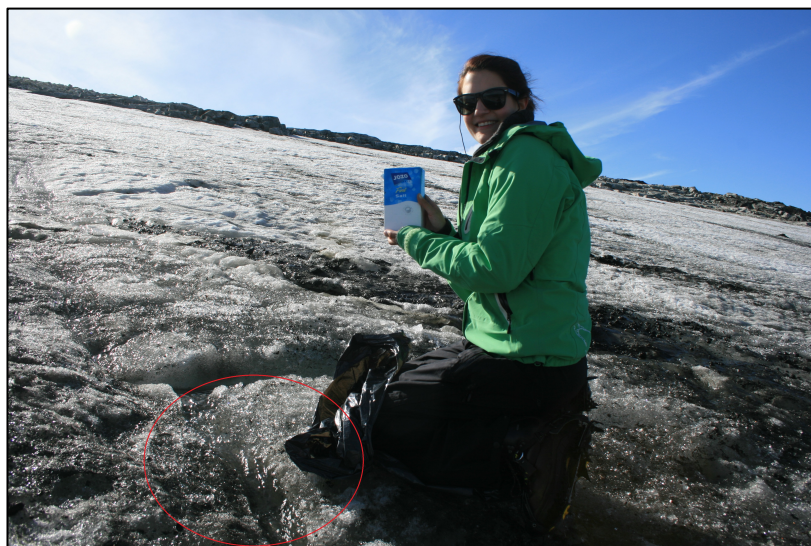


**Figur 14:** Plassering av EC-måler og datalogger ved smeltevannets utløp (markert ved punkt 3 i figur 12).

Foto: Nikoline Olsen, 2014.

### 3.4.3 Felttur til Evighetsfonna 7-9. september 2014

EC-logger og datalogger ble plassert på samme sted som ved felttur 25-27. august og blir liggende over natten for å registrere sporstoff. Dette kan vise om det er ulikt forhold i dreneringssystemene ved forskjellige tidspunkt på døgnet. Kun rhodamin WT vil bli målt på natten da NaCl krever manuell registrering med EC-logger.



**Figur 15:** Kanal 2 hvor både Rhodamin WT og NaCl ble injisert ved tre feltturer august og september 2014. Rød sirkel markerer kanalen. Foto: Oda Kamilla Eide, 2014.



### **3.5 Tolkning av sporstoffkurve**

Formen til en sporstoffkurve bestemmes av spredningsprosessene av sporstoffskyen som har foregått under sporstoffets vei gjennom dreneringssystemet. Da spredningsprosessene bestemmes av strømningshydraulikk, som igjen bestemmes av strukturen til strømningsveiene, vil strømningsveiens struktur antas ut fra formen til en sporstoffkurve. Resultatet av en sporstoffundersøkelse gjenspeiler relasjonen mellom tid og sporstoffkonsentrasjon i det sporstoffet passerer målestasjonen. (Nienow, 1993).

#### **3.5.1 Visuell tolkning**

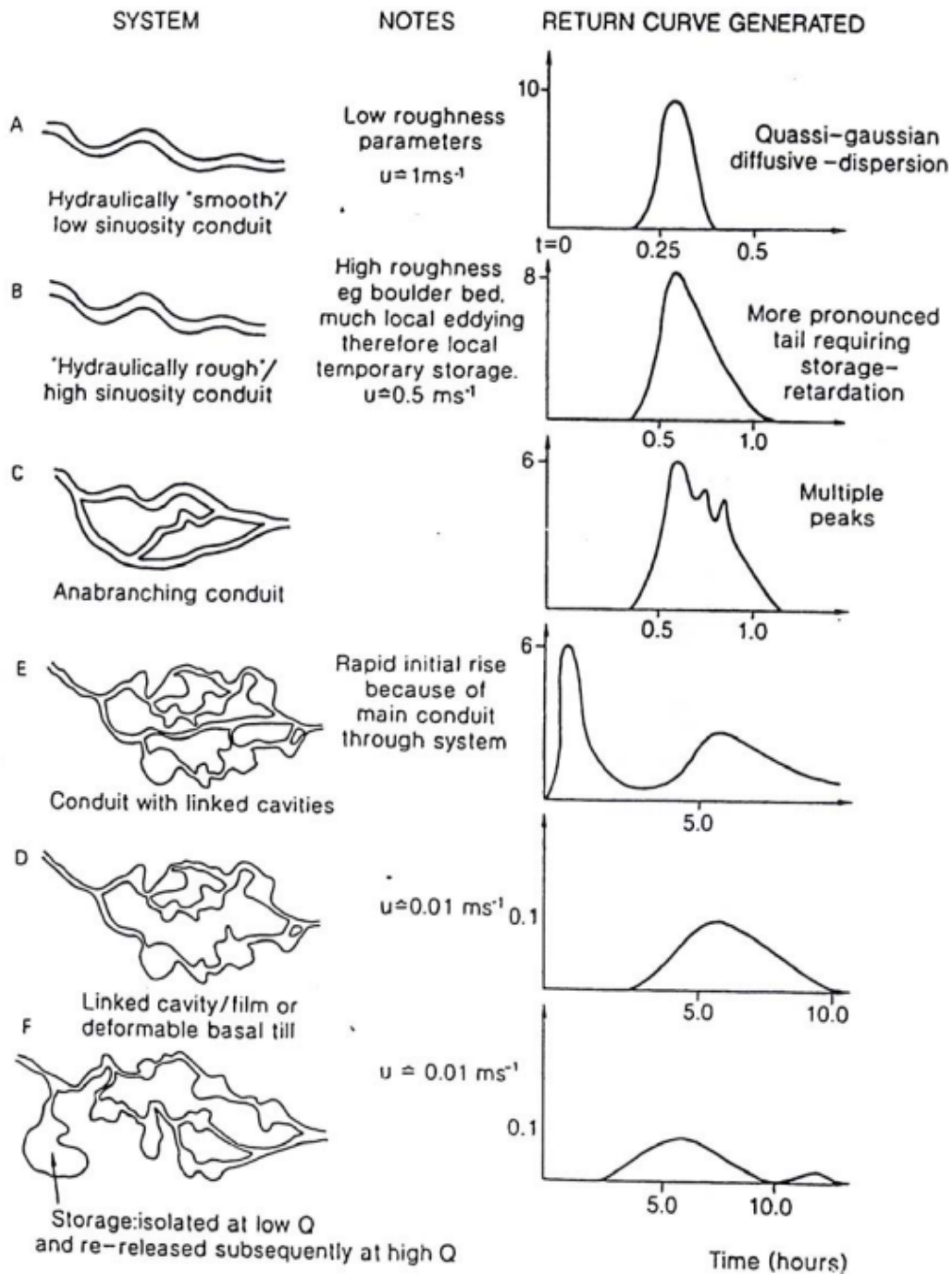
Sporstoffkurver viser ulike karakteristikkene som kan observeres ved visuell tolkning av kurvene. Symmetri, antall toppe og lengde på halen til kurvene er karakteristika som kan observeres visuelt (Nienow, 1993). Nienow (1993) viser til seks idealiserte sporstoffkurver man kan observere ved å tilsette sporstoff gjennom et subglasialt dreneringssystem. Sporstoff injisert i en elv med rask strømming vil få en nær symmetrisk kurve med slak hale. En slik kurve har et tydelig toppunkt og er generelt svært symmetrisk (Nienow, 1993). I glasiol sammenheng er slike kurver forbundet med én enkel subglasial dreneringskanal (Burkimsher, 1983). Symmetriske kurver er observert i glasiologiske sporstoffundersøkelser, men det er mer vanlig at tydelig toppede kurver har en distinkt hale som tyder på en form for midlertidig lagring i dreneringsnettverket. Disse kurvene vil representere drenering langs en kanalisert dreneringsvei, og har ofte høy sinusitet og grovhet i strømmingen som vil føre til dannelsen av hulrom som kan holde igjen smeltevannet (Nienow, 1993).

Kurver fra sporstoff som har gått igjennom et flettet subglasialt dreneringsnettverk vil være mer spredt enn kurvene fra sporstoff som har gått igjennom et kanalisert subglasialt dreneringsnettverk. Ujevnheter i stigende eller synkende deler av kurven vil indikere en form for utstikkere fra dreneringsveien. Om det er flettede områder innad i et kanalisert dreneringsnettverk, vil sporstoffkurven kunne ha mange toppe. Det er likevel vanskelig å slå fast at en slik kurve er resultat av et distribuert, subglasialt dreneringsnettverk, da kanalutstikkere i englasiale dreneringssystemer kan gi samme kurve (Nienow, 1993).

Typisk for sporstoffkurver fra glasiol dreneringskanaler er at de viser kort tid fra utslipp til de når toppen på sporstoffkonsentrasjonen. Dette gjelder samtlige av kurvene i figur 16. Dette reflekterer den raske gjennomstrømmingen i kanaliserte dreneringssystemer. Sporstoffkurver som er spredt og har lavere gjennomstrømningshastighet vil være resultat av mer komplekse subglasiol dreneringssystemer med utpreget lagringskapasitet hvor smeltevann kan lagres

over lang tid. Slike kurver kan også komme av stillestående vann langs smeltevannets dreneringsvei som fører til brede kurver, med ujevnheter og mange topper. Hvis et dreneringssystem består av et komplisert nettverk av flettede dreneringskanaler med hulrom innimellom vil sporstoffskyen kunne spres av det komplekse systemet slik at en bred kurve med tydelig topp vil observeres. Dette er gjeldende for linked cavity dreneringssystem (Nienow, 1993), som forbindes med *surge*-hendelser (Kamb 1987), og vil ikke tas med i videre diskusjon da det antas at Evighetsfonna ikke er en surgende bre.

Straight line distance = 1 kilometre



**Figur 16:** Seks idealiserte kurver fra sporstoff sendt igjennom hydraulisk forskjellige subglasiale dreneringssystem. Kurvene er utarbeidet ved at man har gått ut fra at mengden sporstoff benyttet, den rette linjen fra injeksjonssted til observasjonssted og utslippsregimet til smeltevannet idet sporstoffskyen passerer er den samme i alle tilfeller (Nienow, 1993: 53).

### 3.5.2 Kvantitativ tolkning

En annen måte å tolke sporstoffkurver på har en mer objektiv innfallsvinkel slik at resultatene fra sporstoffundersøkelser kan presenteres på en sikker måte med bakgrunn i matematiske utregninger. Disse parameterne er gjennomsnittshastighet på vannet,  $v_t$  og sporstoffskyens *spredningskoeffisient*,  $D$ .

$v_t$  finner man ved å dele den rette linjen mellom injeksjonssted til stedet der dataene samles inn ( $x_s$ ), på tiden det tar fra injeksjon til sporstoffkurven topper første gang ( $t_m$ ) (Vatne, 1997: 51):

$$v_t = \frac{x_s}{t_m} \quad (3.1)$$

Hastigheten oppnådd ved å benytte seg av dette parametret er et minimumsestimat av den faktiske gjennomsnittshastigheten på grunn av at den faktiske veien smeltevannet tar er ukjent og kanalen kan meandrere, forgreine seg eller danne flettet dreneringsstruktur subglasialt.

Sporstoffet spres ut etter hvert som det renner igjennom dreneringssystemet, og ved å benytte seg av utregning av spredningskoeffisienten,  $D$ , kan man finne sporstoffskyens grad av spredning. Spredningskoeffisienten reflekterer tiden det tar for sporstoffskyen å spre seg i dreneringssystemet relativt til hastigheten det tar å spre sporstoffet i systemet. Brugman (1986) la frem denne koeffisienten og benyttet seg av tre spesifikke punkter i sporstoffkurven: Maksimumskonsentrasjon og halvparten av maksimumskonsentrasjon på oppadstigende og nedadgående kurve fra toppunktet (Vatne, 1997: 51):

$$D = \frac{X_s^2 (t_m - t_i)^2}{4t_m^2 t_i \ln(\sqrt{t_m/t_i})} \quad (3.2)$$

$x_s$  er den rette linjen sporstoffet beveger seg i,  $t_m$  er tiden det tar før sporstoffet når maksimum konsentrasjon, og  $t_i$  representerer forholdet mellom  $t_1$  og  $t_2$  som er tiden det tar før halve

sporstoffkonsentrasjonen på oppadgående og nedadgående kurve er nådd. Gjennomsnittet til likningene basert på  $t_1$  og  $t_2$  resulterer i verdien til  $D$  (Nienow, 1993).

Nienow (1993) har funnet ut av at graden av spredning av sporstoffet i en kurve indikert kun av  $D$  ikke gir tilstrekkelig innsikt i dreneringssystemets struktur. Ulike hastigheter på smeltevannet vil gi ulike kurver med samme spredningskoeffisient, og  $D$  bør derfor brukes sammen med vannhastigheten gjennom breen ( $v_t$ ) for å beregne dispersjonen ( $d$ ) (Taylor, 1954; Fisher, 1968). Dette parameteret er en konstant for proporsjonaliteten mellom  $v_t$  og  $D$ , og følgende likning må derfor påføres utregningen av sporstoffskyen (Vatne, 1997:52):

$$d = \frac{D}{v_t} \quad (3.3)$$

Godt spredte kurver hvor  $d > \sim 10$  tolkes som at smeltevannet har rent igjennom lite effektive kanaler, mens kurver med høy topp og lite spredte kurver hvor  $d < \sim 10$  tolkes som at vannet renner gjennom effektive kanaler (Nienow, 1993). Spredningsraten vil øke med økt hastighet på vannet som respons på økt strømningsavvik, flere mulige lagringsplasser for smeltevannet i breen eller økt turbulens (Nienow, 1993).



## 4.0 Resultater

Sporstoffkurvene hentet fra kanal 1 etter sporstoffundersøkelser viser en utvikling fra kurve hentet 26. august til kurver hentet 8. og 9. september. Kurve hentet 26. august (figur 17) viser en symmetrisk kurve med én klar topp og lite haledannelse. Kurve hentet 8. september (figur 18) har større asymmetri, flere topper og noe haledannelse. Kurve hentet 9. september (figur 20) er tydelig asymmetrisk med mange topper, spesielt i nedadgående del av kurven hvor det er klar haledannelse. Dispersjon varierer fra 9m til ~15m (tabell 1). Sporstoffkurvene hentet fra kanal 2 viser liten utvikling fra sporstoffundersøkelser foretatt 8. og 9. september. Begge kurvene (figur 19 og 22) er relativt symmetriske, med noen få topper og antydning til svak haledannelse. Dispersjon varierer fra ~2m til ~9m (tabell 1). Samtlige sporstoffkurver karakteriseres av lave gjennomsnittshastigheter som varierer fra 0,02 til 0,07 m s<sup>-1</sup> (tabell 1).

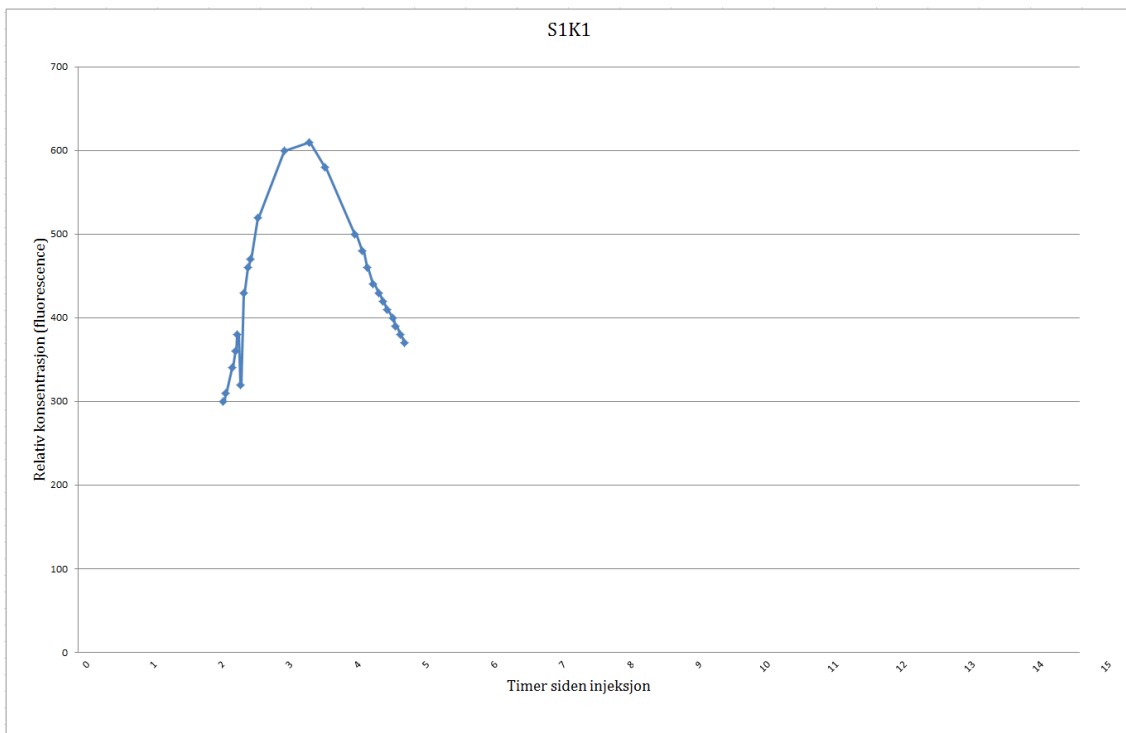
**Tabell 1:** Parameterverdier for sporstoffinjeksjoner på Evighetsfonna. Injeksjon angir injeksjonsnummer og sted. Avstand angir lengde i rett linje mellom injeksjonssted og målested.  $v_t$  er gjennomsnittshastigheten på vannet.  $D$  er sporstoffskyens fordelingskoeffisient.  $d$  er sporstoffskyens spredningsdata. \* angir der utregning av  $t_2$  er gjort ved å kun bruke  $t_1$  da sporstoffdataene er utilstrekkelige for å måle  $t_2$ . Gjennomsnitt av  $t_1$  og  $t_2$  er derfor ikke utregnet ved disse. (Day, 1976, Kohler, 1992 og Vatne, 1997 har regnet ut  $D$  ved å kun bruke  $t_1$ ) På grunn av at kun  $t_1$  ble brukt for å regne ut  $t_2$  resulterte dette i verdier som skilte seg drastisk fra de andre sporstoffkurvene, og dispersjonsraten er ikke inkludert for disse to kanalene.

<i>Injeksjon</i> <i>(tidspunkt)</i>	<i>Dato</i>	<i>Kanal</i>	<i>Type</i> <i>sporstoff</i> <i>(mengde)</i>	<i>Avstand</i> <i>(m)</i>	$v_t$ <i>(m s<sup>-1</sup>)</i>	$D$ <i>(m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)</i>	$d$ <i>(m)</i>
S1K1 (14:25)	26. august	1	Rhodamin WT (1 ml)	550	0,04	*1,64	-
S2K1 (11:32)	8. september	1	Rhodamin WT (1 ml)	550	0,03	0,47	15,66
S3K2 (11:51)	8. september	2	NaCl (3 kg)	612	0,06	0,55	9,16
S4K1 (17:35)	8. september	1	Rhodamin WT (1 ml)	550	0,02	0,18	9,00
S5K1 (12:04)	9. september	1	NaCl (3 kg)	550	0,06	*1,64	-
S6K2 (12:17)	9. september	2	Rhodamin WT (1 ml)	612	0,07	0,15	2,14

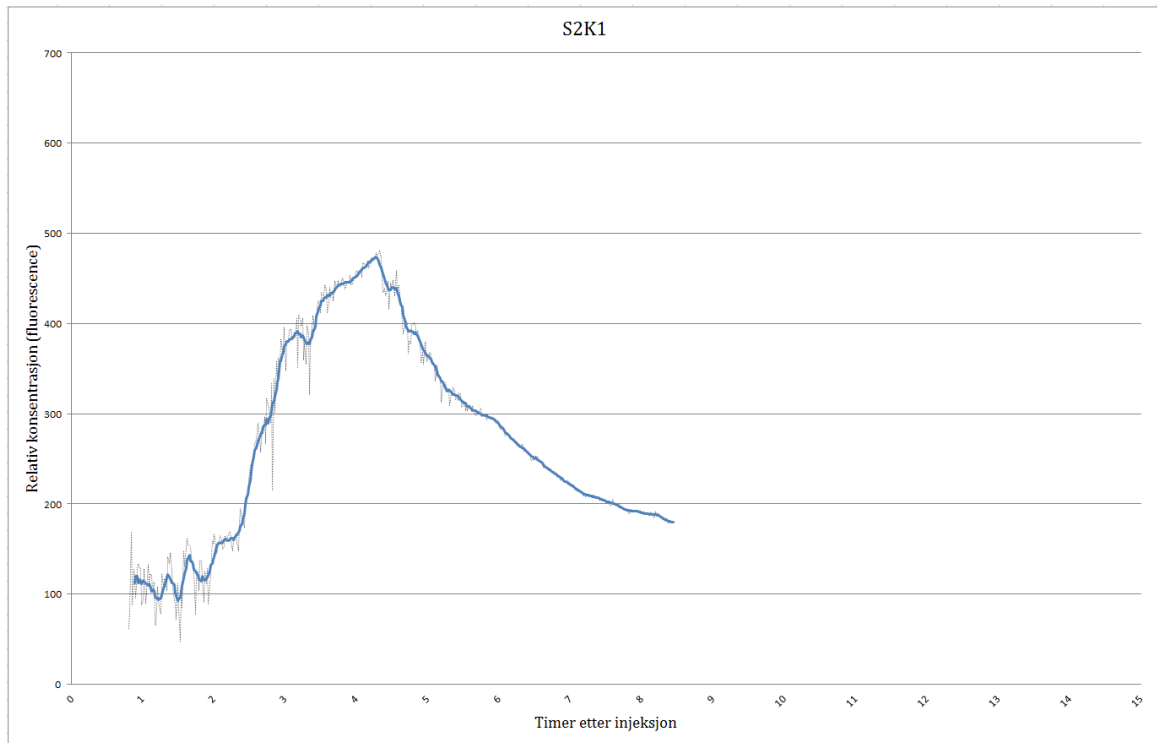


## 4.1 Sporstoffkurver

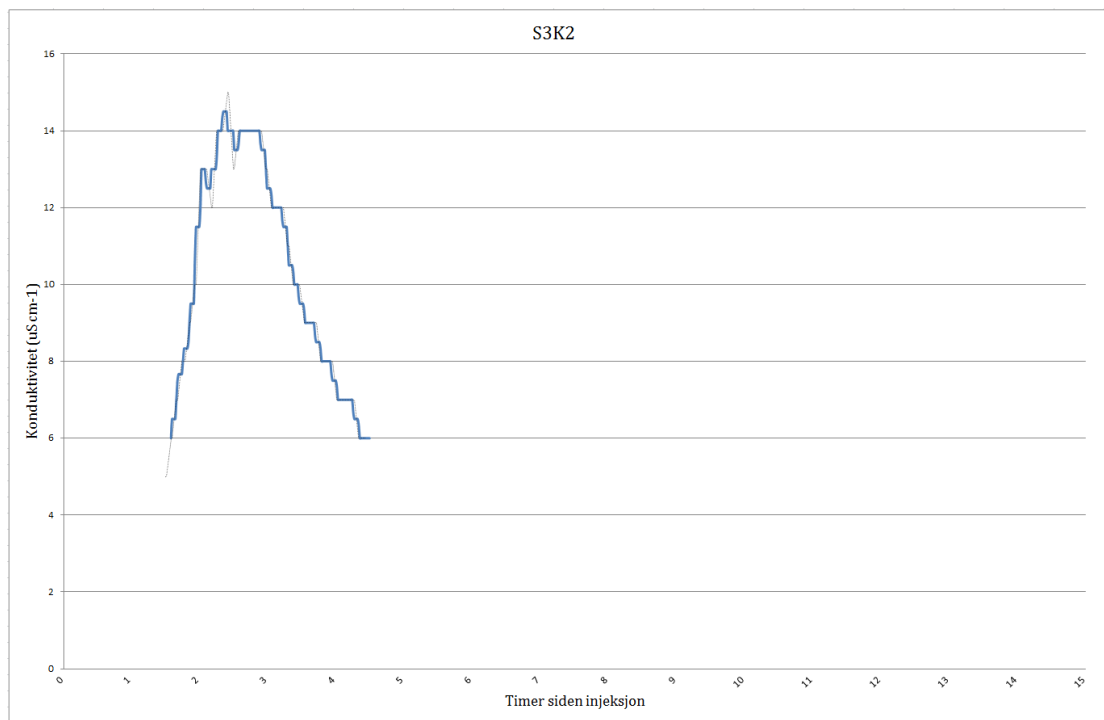
Det er påført glidende middelerdi på sporstoffkurvene for å eliminere eventuell støy i originaldataene. Ved forhold der rhodamin WT er injisert kan støyen komme fra solinnstråling, luftbobler eller smeltevann fra omkringliggende dreneringskanaler som ikke er en del av dreneringssystemet hvor rhodamin er tilsatt. Disse kanalene vil kunne tilføre smeltevann uten spor av rhodamin, og dette kan påvirke fluorometerets sensor. Hver kurve har forskjellig tidsintervall for glidende middelerdi, og det er viktig å merke seg at toppunktet vil senkes noe ved utjevning av kurve. Kurve S1K1 har et glidende middelerdi-intervall på 40 minutter, S2K1 10 minutter, S3K2 10 minutter, S4K1 10 minutter, S5K1 10 minutter og S6K2 5 minutter.



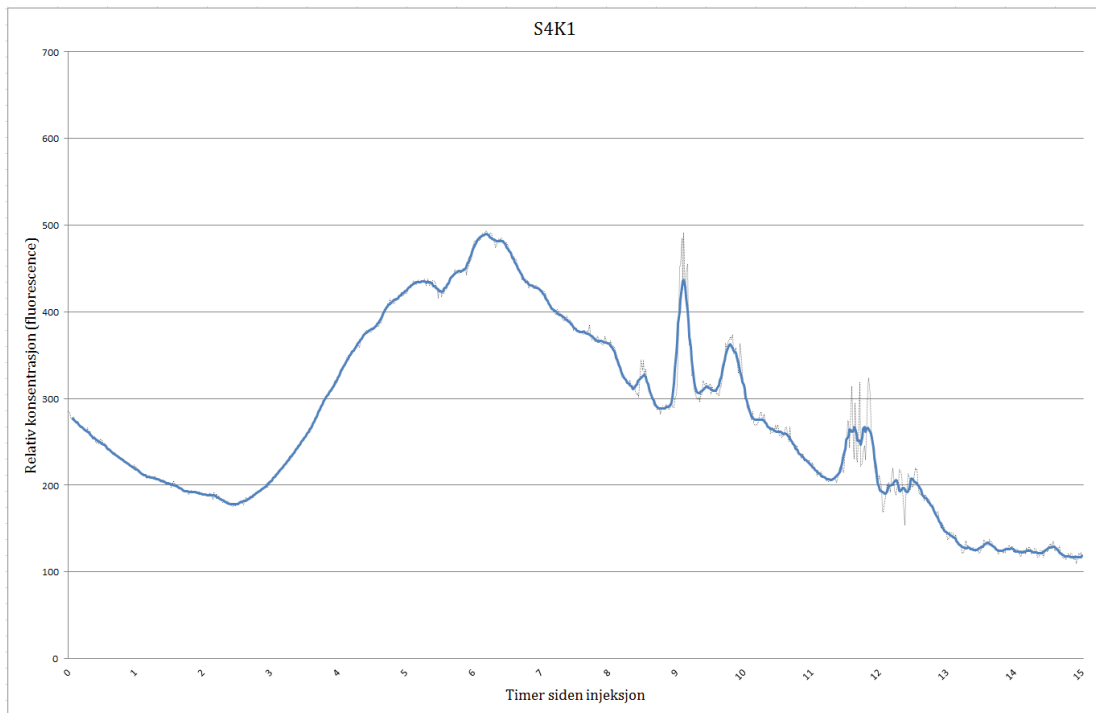
**Figur 17:** Sporstoffkurve med originaldata (punkter) og påført glidende middelerdi (heltrukken linje) for rhodamininjeksjon ved Evighetsfonna 26. august 2014. X-aksen viser timer siden injeksjon og Y-aksen viser rhodaminkonsentrasjon målt i relativ fluorescens. Punkter er benyttet da datamaterialet har få verdier, og er spredt over langt tidsintervall.



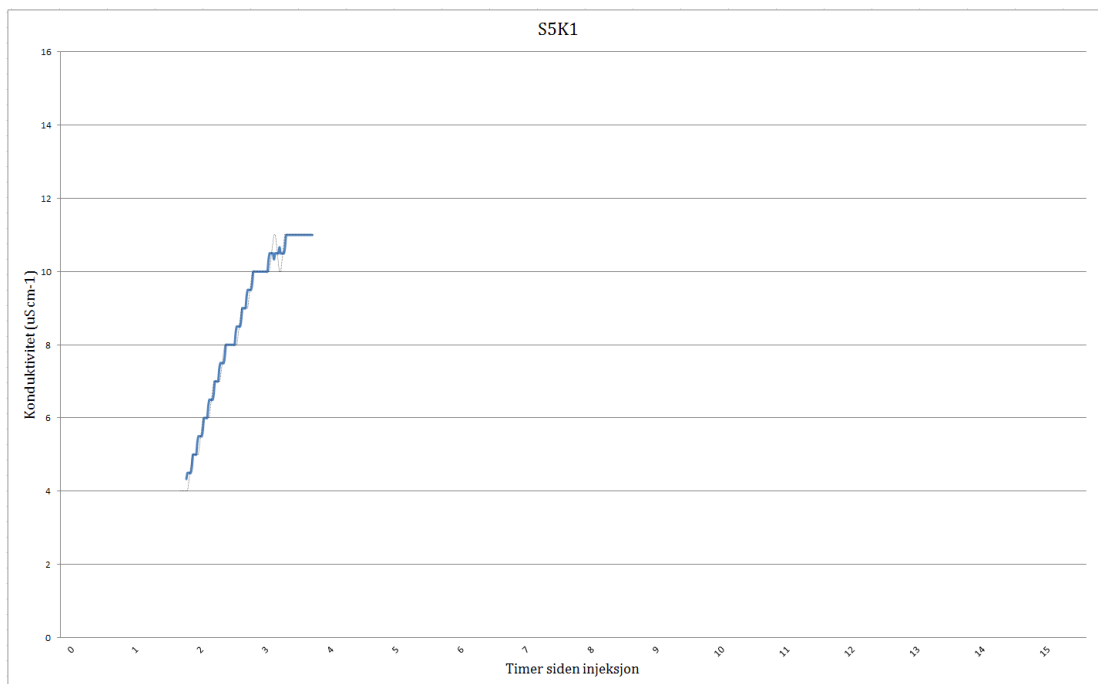
**Figur 18:** Sporstoffkurve med originaldata (stiplet linje) og påført glidende middelvei (heltrukken linje) for rhodamininjeksjon ved Evighetsfonna 8. september 2014. X-aksen viser timer siden injeksjon og Y-aksen viser rhodaminkonsentrasjon målt i relativ konsentrasjon av fluorescens.



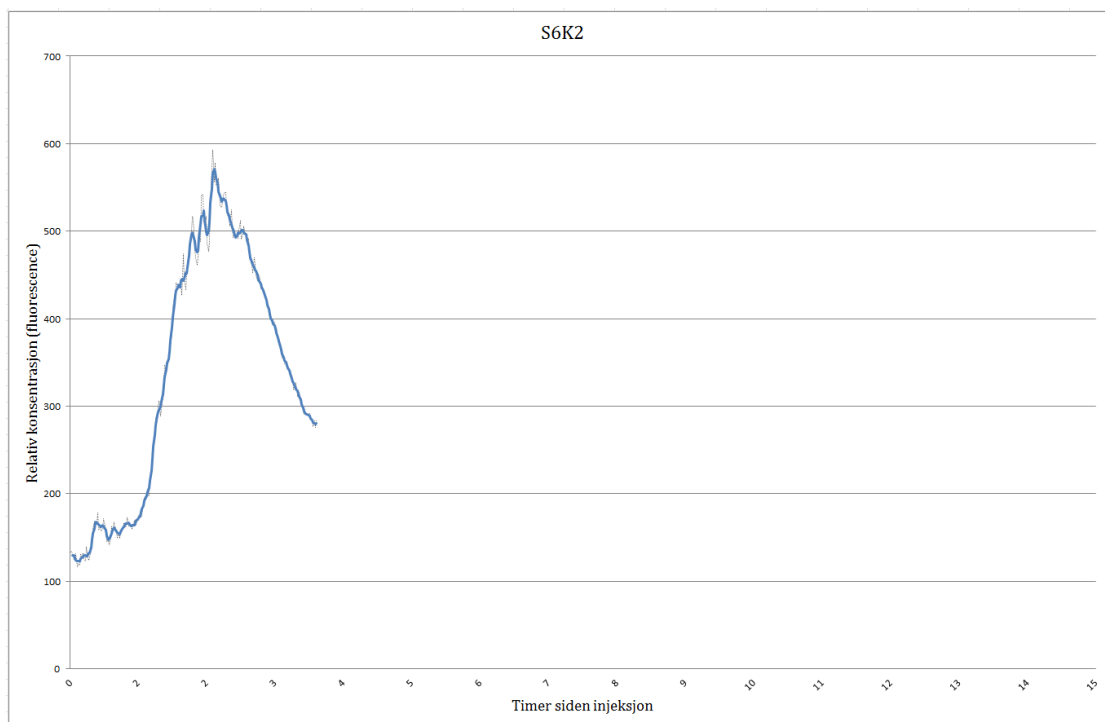
**Figur 19:** Sporstoffkurve med originaldata (stiplet linje) og påført glidende middelvei (heltrukken linje) for NaCl-injeksjon ved Evighetsfonna 8. september 2014. X-aksen viser timer siden injeksjon og Y-aksen viser konduktivitet målt i  $\mu\text{S cm}^{-1}$ . Bakgrunnskonduktivitet er målt til 4 og smeltevannstemperatur er  $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ .



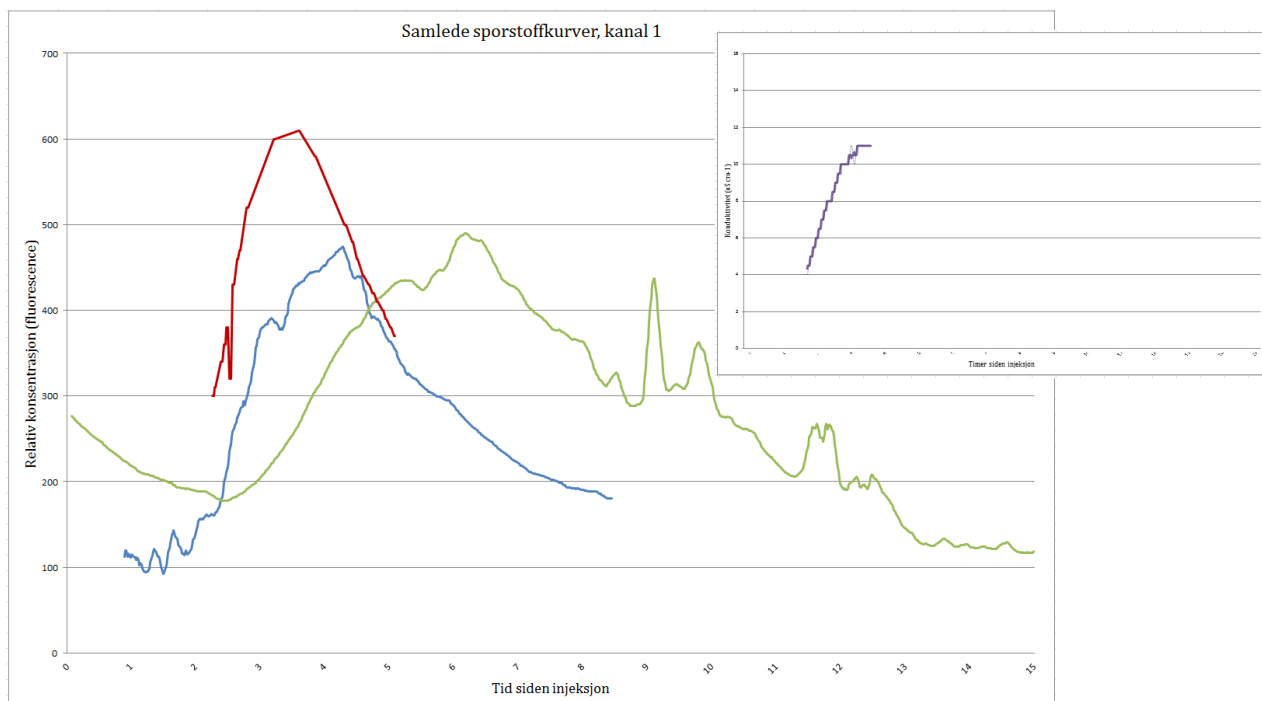
**Figur 20:** Sporstoffkurve med originaldata (stiplet linje) og påført glidende middelvei (heltrukken linje) for rhodamininjeksjon ved Evighetsfonna 8. september 2014. X-aksen viser timer siden injeksjon og Y-aksen viser relativ fluorescens. Årsaken til at denne kurven starter på en høyere bakgrunnsverdi enn ved de andre kurvene, er fordi det fremdeles er spor etter rhodamin WT i kanal 1 etter forrige injeksjon, S2K1 (figur19).



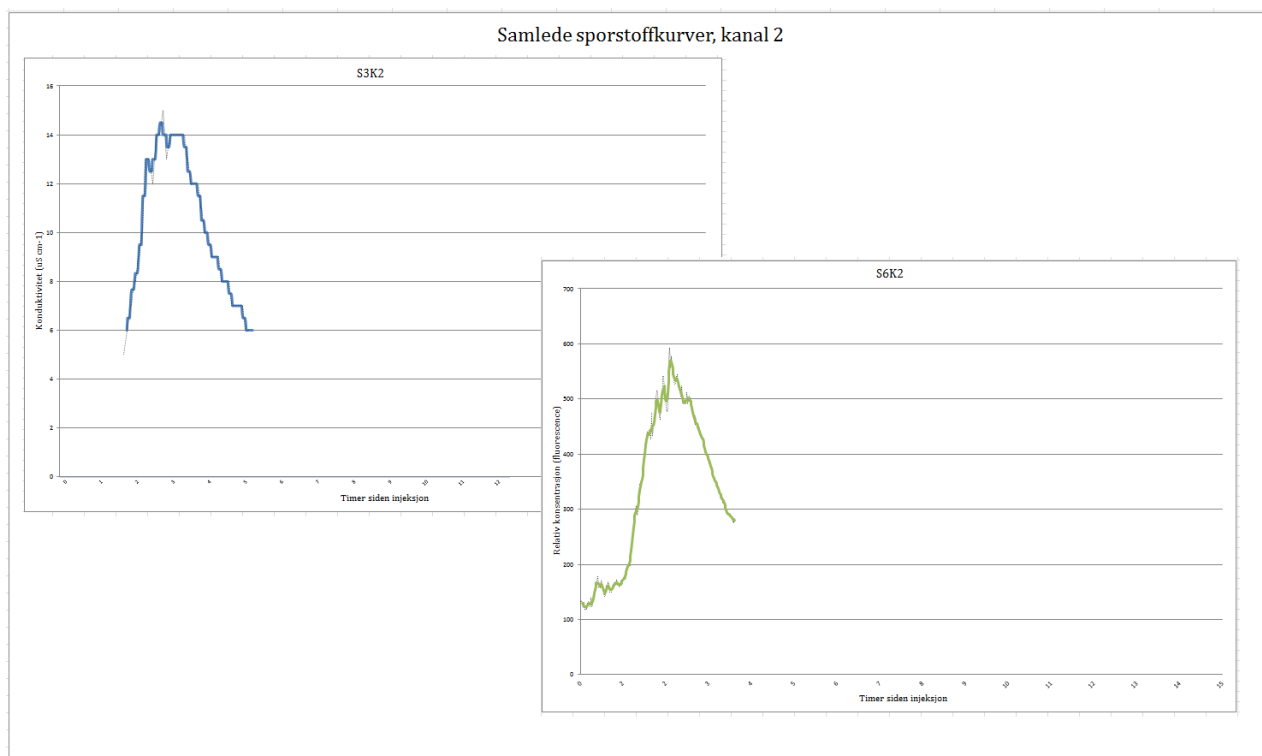
**Figur 21:** Sporstoffkurve med originaldata (stiplet linje) og påført glidende middelvei (heltrukken linje) for NaCl-injeksjon ved Evighetsfonna 9. september 2014. X-aksen viser timer siden injeksjon og Y-aksen viser konduktivitet målt i uS cm<sup>-1</sup>. Bakgrunnskonduktivitet er målt til 4 og smeltevanntemperatur er 0,6 °C.



**Figur 22:** Sporstoffkurve med originaldata (stiplet linje) og påført glidende middelerdi (heltrukken linje) for rhodamininjeksjon ved Evighetsfonna 9. september 2014. X-aksen viser timer siden injeksjon og Y-aksen viser relativ fluorescens.



**Figur 23:** Samlede sporstoffkurver fra kanal 1. Rhodamin WT-injeksjon fra 26. august (rød kurve), 8. september (blå kurve), 9. september (grønn kurve), og NaCl-injeksjon fra 9. september i lite vindu.



**Figur 24:** Samlede sporstoffkurver fra kanal 1. NaCl-injeksjon fra 8. september (blå kurve) og rhodamin WT-injeksjon fra 9. september (grønn kurve).

#### 4.1.2 Analyse av sporstoffkurver

I dette avsnittet vil jeg forklare sporstoffkurvene og trekke frem viktige observasjoner og resultater. For sporstoffkurve S1K1 (figur 17) registreres det en gjennomsnittshastighet på  $0,04 \text{ m s}^{-1}$  (tabell 1) med en jevn stigning mot toppunkt 3,5 timer etter injeksjon. Kurven er relativt symmetrisk i form. Det registreres et tidlig toppunkt i denne kurven 2 timer etter injeksjon, men med begrenset datamateriale for denne kurven er det usikkert om det er feil i manuell logging, eller om sporstoffkurve S1K1 er flertoppet. 5 timer etter injeksjon er kurven nær bakgrunnsnivå for fluorescens i dreneringskanalen.

Sporstoffkurve S2K1 (figur 18) viser gjennomsnittshastighet på  $0,03 \text{ m s}^{-1}$  og dispersjon på  $\sim 15 \text{ m}$  (tabell 1) med en ujevn stigning mot toppunkt 4,5 timer etter injeksjon hvor oppadgående kurve er bestående av flere topper, hvorav en klar topp dannes 3 timer etter injeksjon, og to topper registreres under to timer etter injeksjon av sporstoff. Kurven er asymmetrisk og viser klar haledannelse i en jevn nedgangskurve fra toppunkt, og 8,5 timer etter injeksjon nærmer kurven seg bakgrunnsnivå for fluorescens.

Sporstoffkurve S3K2 (figur 19) viser en gjennomsnittshastighet på  $0,06 \text{ m s}^{-1}$  og dispersjon på  $\sim 9 \text{ m}$  (tabell 1), med jevn stigning mot toppunkt 2,5 timer etter injeksjon. Kurven er relativt

symmetrisk med antydning til haledannelse, og det registreres to toppe i kurven innenfor en time før og etter toppunkt. 5 timer etter injeksjon er kurven nær bakgrunnskonduktivitet i smeltevannet.

Sporstoffkurve S4K1 (figur 20) registreres med en gjennomsnittshastighet på  $0,02 \text{ m s}^{-1}$  og dispersjon på 9m (tabell 1), med lang stigning opp mot toppunkt 6 timer etter injeksjon. Nedgangskurven viser gjentatte toppe og lang haledannelse. Det registreres iallfall sju klare toppe i nedgangskurven. Dette er en svært asymmetrisk kurve som når bakgrunnsverdier for fluorescens ~15 timer etter injeksjon av sporstoff. S4K1 er eneste kurve som er målt over natten.

Sporstoffkurve S5K1 (figur 21) viser gjennomsnittshastighet på  $0,06 \text{ m s}^{-1}$  (tabell 1). Kurven karakteriseres av rask stigning til toppunkt 3 timer etter injeksjon. Da datamaterialet er begrenset og nedgangskurve ikke er dokumentert, kan det være en viss usikkerhet ved denne kurven og tilhørende spredningsdata.

Sporstoffkurve S6K2 (figur 22) er registrert med en gjennomsnittshastighet på  $0,07 \text{ m s}^{-1}$  og dispersjon på ~2m (tabell 1). Kurven er relativt symmetrisk med en noe ujevn, men rask, stigning mot toppunkt 2 timer etter injeksjon, der iallfall 3 toppe registreres. Det registreres også en topp i nedadgående kurve som nærmer seg bakgrunnsverdier for fluorescens i dreneringskanalen 4 timer etter injeksjon. Alle målinger utenom S4K1 er avsluttet bevisst før sporstoffkurven har nådd bakgrunnsverdier i smeltevannet grunnet tidsbegrensninger for måleperiode.

Det registreres forskjell mellom kanal 1 og 2, der kurvene fra kanal 1 (figur 23) viser større asymmetri enn kurvene fra kanal 2 (figur 24). Ved kanal 1 består sporstoffkurvene av mange registrerte toppe, og kurvene er bredere enn ved kanal 2. Det registreres en utvikling i dreneringskanal 1 fra første måling 26. august til siste måling 9. september. For kanal 1 registreres både første fargepuls og toppunkt ved kurven tidligere enn for kanal 2. Det er ved kanal 1 registrert forskjell i kurvene som er målt på ettermiddag og kurven som er målt gjennom natten. Sporstoffkurven som har blitt registrert over natten gir en puls som går over lenger tid (15 timer fra utslipp til endt fargepuls), og viser gjentatte toppe i nedadgående del av kurven. For registrering på ettermiddagen viser kurven kortere fargepuls (9 timer fra utslipp til endt fargepuls), og jevnere utflating i nedadgående del av kurven. Kanal 2 viser kortere haledannelse enn ved kanal 1.

## 5.0 Diskusjon

I dette kapitlet vil resultater og analyse fra sporstoffundersøkelser diskuteres ut ifra denne oppgavens problemstilling (se avsnitt 1.2). I delkapittel 5.2 diskuterer jeg mulige prosesser bak observasjoner gjort på og rundt Evighetsfonna, og delkapittel 5.3 vil sammenligne mine funn fra Evighetsfonna med resultater fra lignende forskning fra andre ikke-tempererte breer for å se om dreneringsstrukturen på Evighetsfonna skiller seg ut på noen måte. Men først vil jeg tolke mine resultater fra Evighetsfonna og legge frem min tolkning av dreneringssystemet på denne breen.

### 5.1 Tolking av dreneringssystemet på Evighetsfonna

For kanal 1 viser de lave hastighetene som ligger mellom 0,02 og 0,06 m s<sup>-1</sup> (tabell 1) og spredningsrate mellom ~9m og ~15m (tabell 1) at dette er et ineffektivt dreneringssystem som har god spredning over bresåla. Flertoppede sporstoffkurver reflekterer et flettet dreneringsnettverk. For kanal 2 viser de lave hastighetene mellom 0,06 og 0,07 m s<sup>-1</sup> (tabell 1) og spredningsrate mellom ~2m og ~9m at dette er et ineffektivt dreneringssystem som utvikler seg til å dekke et mindre område ved bresåla fra 8. til 9. september. Sporstoffkurver med tydelig hovedtopp reflekterer i større grad et kanalisert dreneringssystem. Det kan være rimelig å anta at kanal 1 har et distribuert, flettet dreneringsnettverk som går over større deler av bresåla, mens kanal 2 har et kanalisert, forgreinet dreneringsnettverk som ikke dekker like store områder subglasielt, men som kan meandrer og forklare hvorfor målt dispersjonsrate varierer fra ~2 til ~9 meter.

Økt spredning skjer fordi kanalnettverket fordeler seg mer over underlaget i et flettet system (figur 8b) som dekker større deler av bresåla, lagringsmulighetene for smeltevannet øker eller fordi det blir økt turbulens i kanalen (Nienow, 1993). Høye dispersjonsrater tyder med dette på hydraulisk ineffektive dreneringsstrukturer. Døgnvariasjoner i hastighet og dispersjon er allerede registrert (Schuler et al., 2004), og det er særlig dispersjonen til sporstoffskyen som går gjennom dreneringssystemet til kanal 1 på natten 9. september som skiller seg ut med å være betraktelig lavere enn ved undersøkelsene utført på dagtid. I følge Nienow (1993) er godt spredte kurver hvor dispersjon > ~10 et tegn på lite effektivt system, mens lite spredte kurver med dispersjon < ~10 et tegn på effektive kanaler. Da hastighetene er lavere på natten enn på dagen kunne dette ha tydet på at dreneringssystemet er spredt over større deler av bresåla, men dispersjonsraten som synker fra ~15 til 9 meter viser at dette ikke er tilfellet. Det

er mer sannsynlig at det er magasinerings av smeltevannet som sørger for de lave hastighetene, en antakelse som støttes av haledannelse i sporstoffkurve S4K1 (figur 20).

Sporstoffkurvene fra kanal 1 stemmer overens med Nienow (1993) sitt system A og B hva gjelder form på kurvene, men ikke når det kommer til tidsperspektiv. Kurvene fra Evighetsfonna viser at det tar lenger tid for sporstoffet å renne igjennom dreneringssystemet enn ved Nienow (1993) sine idealiserte sporstoffkurver. Sammenlignet med disse sporstoffkurvene (Nienow, 1993) viser resultatene fra Evighetsfonna at sporstoffet bruker lenger tid på å nå toppunkt etter injisering, og sammenlignet med høyeste målte verdi av rhodamin WT ved Nienow (1993) sine kurver og kurvene fra Evighetsfonna, holder maksimumskonsentrasjon av rhodamin WT seg lenger ved Evighetsfonna. Denne sammenligningen gjelder for kurvene som viser lik form i forhold til Nienow (1993) sitt idealsystem (figur 16).

På bakgrunn av Fountain og Walders (1998) teori om englasiale dreneringssystem kan det være tilfellet ved Evighetsfonna at smeltevann fra supraglasiale kanaler går englasialt via sekundærpermeabilitet i isen i form av sprekker (Benn & Evans, 2010) og for de undersøkte kanalene danne kanaliserte dreneringsnettverk subglasialt. Kanaldannelse gjennom nedskjæring i isen og påfølgende lukking vil kunne skje i både kald og varm is (Gulley et al., 2009a) Den subglasiale dreneringsstrukturen på Evighetsfonna vil derfor kunne være direkte koblet til den supraglasiale strukturen (Irvine-Fynn et al., 2011). Det kan være at marginale kanaler dannet under breen av vann som strømmer fra skråningene rundt breen kobles sammen med det kanaliserte nettverket. Ettersom vannfluksen øker i ablasjonssonen utover i smeltesesongen (Fountain & Walder, 1998) vil dreneringsstrukturene ved Evighetsfonna utvikle seg ytterligere sent i smeltesesongen, kanskje vil de englasiale strukturene meandre og danne step-pool sekvenser (Vatne & Refsnes, 2003) frem til kanalen møter såla, og går over i subglasial struktur. Etter undersøkelser viser det seg at englasiale kanaler kan ha utviklet seg til kanaliserte og distribuerte subglasiale dreneringsnettverk (Hubbard & Nienow, 1997) på Evighetsfonna.

Analyse av sporstoffundersøkelser fra Evighetsfonna avslører at det har utviklet seg det som ser ut til å være både kanaliserte og distribuerte nettverk subglasialt da det registreres forskjell i karakteristikk ved de to ulike kanalene. Sporstoffet injisert i disse to kanalene viser lignende oppførsel i begynnelsen av fargepulsene, men utvikler seg til å følge det som virker å være to ulike dreneringssystem. Det faktum at det tar like lang tid fra sporstoffet injiseres til det registreres for første gang ved begge kanalene antyder at disse kanalene følger samme



dreneringsvei i øvre deler av dreneringssystemet. Det vil mest sannsynlig være i øvre del kanalene følger samme vei, da sporstoffkurvene fra de forskjellige kanalene viser ulik form i både oppadgående og nedadgående kurve, maksimumskonsentrasjon og antall sporstofftopper utvikles disse forskjellig nedover i breen, subglasialt. Avkutting av smeltevannstilførsel som følge av frysing av smeltevann vinterstid eller ved iskryp, vil lukke kanalene, og vann kan omdirigeres til andre kanaler eller sette aktive kanaler i tørke under Evighetsfonna.

For kanal 2 (se figur 12 og 15) antas det på bakgrunn av sporstoffundersøkelser at det er et lite effektivt kanalnettverk som drenerer smeltevann sakte ( $0,06-0,07 \text{ m s}^{-1}$ , tabell 1) men som har en forgreinet struktur slik at vannet går samlet i én hovedkanal. Siden kurvene viser relativt jevne topper fra kanal 2 (figur 24) tyder dette på et effektivt system (Nienow, 1993), men gjennomsnittshastighetene (tabell 1) viser at smeltevannet likevel renner svært sakte i denne kanalen, og dreneringssystemet kan derfor ikke klassifiseres som effektivt. For kanal 1 (figur 12 og 13) antas det at det er et ineffektivt distribuert dreneringsnettverk med flettet struktur slik at vannet kan spore av fra hovedkanalen noe som reflekteres i de flertoppede sporstoffkurvene (figur 18 og 20). Flertoppede sporstoffkurver kan i følge Vatne (1997) skyldes at det er et distribuert dreneringssystem som kan utvikle seg til å være et flettet kanalsystem subglasialt (Collins 1982; Burkimsher 1983; Hock & Hooke 1993) med midlertidig lagring av smeltevann (Hock & Hooke, 1993). Disse flertoppede sporstoffkurvene kan reflektere et system der både nye og gamle dreneringskanaler er aktive (Vatne, 1995), og deler av smeltevannet kan følge kanaler som er forsinket sammenlignet med hastigheten på smeltevannet som følger hovedkanalen (Vatne, 1997). Da kurvene viser flere topper og en forskjell i bredde og størrelse på disse toppene viser dette at det er ulik mengde vann som har rent igjennom de forskjellige kanalene som sporer av fra hovedkanalen. Kanalene vil ha ulik lengde, og smeltevannet i dem vil ha forskjellig hastighet (Vatne, 1997). Dette kan være med på å forklare den lave hastigheten og høye spredningen til sporstoffskyen.

De lave gjennomsnittshastighetene i kanal 1 ( $0,02-0,06 \text{ m s}^{-1}$ , tabell 1) styrker antagelsen om et lite effektivt, flettet dreneringsnettverk (Nienow 1993; Hubbard & Nienow 1997). Kalde temperaturer og redusert isbevegelse kan føre til at utviklingen av dreneringsstrukturer går sakte (Gulley et al., 2009a) og kan sammen med lave hastigheter på smeltevannet styrke antagelsen om ineffektive dreneringssystem. Det er likevel slik at koblinger i dreneringssystemet kan forekomme der fordelingen av temperert is er ujevn, men ikke der større områder av bresåla er frosset fast i underlaget (Gulley et al., 2009b) og det er rimelig å

anta at deler av Evighetsfonna har temperert såle, siden kobling i dreneringssystemet er antatt å foregå her på bakgrunn av innsamlet data. Det virker med dette lite sannsynlig at de kalde temperaturene og påfølgende redusert isbevegelse vil ha avgjørende innvirkning på utviklingen av det subglasiale dreneringssystemet på Evighetsfonna.

For breer med temperert såle har det hydrauliske potensialet innvirkning på hvor smeltevannet vil gå i subglasiale kanaler (Hagen et al., 2000). Kanal 1 antas som nevnt tidligere å ha et distribuert flettet nettverk som vil gå under trykk (Hooke et al., 1990) og i denne kanalen vil det hydrauliske potensialet (likning 2.1, 15) variere med blant annet variasjon i vanntrykk (likning 2.2, 16), noe som avgjør hvor vannet i kanal 1 teoretisk sett vil gå. I kanal 2 er det trolig er et kanalisert nettverk som i større grad evner å frigjøre trykket i kanalene som oppstår av økt vannfluks ved å utvikle én hovedkanal hvor mengde smeltevann overstiger lukking av kanalen (Hooke, 1984). Her vil veien vannet teoretisk renner bestemmes av underlagets topografi og vekten av overliggende is (likning 2.3, 16). De mindre kanalene som går under høyt trykk i en slik trestruktur (figur 8a) vil søke mot hovedkanalen med lavere trykk (Creys & Schoof, 2009).

Det er registrert døgnvariasjoner i dreneringskanalene på Evighetsfonna. En sammenligning av sporstoffkurve S2K1 (figur 18) og S4K1 (figur 20) viser at dreneringskarakteristikken i kanal 1 har forandret seg fra 8. til 9. september der S2K1 viser en kurve med sterkere symmetri og en rask tydelig topp med noen få topper i oppadgående og nedadgående kurve og S4K1 viser en asymmetrisk kurve med mange sporstofftopper og lang haledannelse over åtte timer som kan tyde på magasinering av smeltevann (Drummond et al., 2012). Lengden på halen vil reflektere hvor lenge smeltevann holdes igjen i systemet (Aquino et al., 2015). Subglasiale hulrom kan lagre smeltevann, men ofte skjer ikke dette før sent i smeltesesongen (Rötlischberger & Lang, 1987) når breen beveger seg raskere og vanntrykket øker slik at hulrom dannes i områder med lavt trykk. Etterhvert som det blir mer vann, vil de allerede eksisterende kanalene utvides og trykket senkes (Nienow, 2014). Dette kan tyde på at kanal 1 har utviklet seg fra å ha et relativt effektivt dreneringssystem til å bli ineffektivt (Nienow, 1993). I følge Shreve (1972) kan også raske og trege dreneringssystem kunne eksistere samtidig. Det er viktig å huske at gjennomsnittshastighetene for begge fargepulsene (0,03 og 0,02, tabell 1) er svært lave, og denne kanalen vil uansett være lite effektiv. Denne utviklingen i kanal 1 kan være et resultat av større vannmengde på ettermiddag og kveld som gir økt vannfluks og påfølgende trykk i dreneringskanalene. Da økt vannmengde og trykk gjør at dreneringssystemet ikke greier å transportere smeltevannet i de eksisterende

dreneringskanalene vil et mer komplekst dreneringssystem utvikles. Dette kan være årsaken til at S4K1 viser flere sporstofftopper og bruker lenger tid på å gå igjennom systemet enn S2K1. Tilsvarende har blitt observert av Nienow (1998a) på Haut Glacier d'Arolla som er en bre med temperert såle, og det er sannsynlig at de områdene hvor kanal 1 renner vil ha temperert bresåle.

Variasjon i temperatur vil virke inn på døgnvariasjoner i vannfluks på en bre (Röttlishberger & Lang, 1987). Temperaturen i Oppdal 8. og 9. september 2014 var i gjennomsnitt henholdsvis 15,2°C og 10,5°C. Siden gjennomsnittstemperaturen var høyere da sporstoff fra kurve S2K1 ble injisert kan det være at mengden smeltevann 8. september har vært tilstrekkelig høy som følge av høy temperatur til at det har blitt økt trykk i kanalene på kvelden 8. september da S4K1 ble injisert. På denne måten har dreneringskanalene måttet søke nye veier og dermed gått fra å være distribuert og flettet til å øke antall kanaler som flettes sammen under bresåla, reflektert i flertoppet sporstoffkurve (S4K1, figur 20), men distribueres over et noe mindre område under breen. Som dispersjonsverdiene viser har dreneringssystemet gått fra å være spredt ~15m på dagen den 8. september til å være spredt 9m om natten (tabell 1).

Kavanaugh og Clarke (2000) registrerte pulser av høyt vanntrykk som ble dannet på grunn av raske forandringer i vannfluks eller rask brebevegelse på en polytermal bre. Dette påvirket det eksisterende dreneringssystemet i lang avstand fra der forandringen i fluks og bevegelse ble registrert, og det er på bakgrunn av denne observasjonen rimelig å anta at hydrauliske koblinger og variasjoner på et spesifikt sted på breen kan påvirke store subglasiale områder (Irvine-Fynn et al., 2011). For kanal 1 ved Evighetsfonna kan forandring i vannfluks etter varme temperaturer 8. september ha virket inn på trykket i kanalen, og dermed utviklet det subglasiale dreneringssystemet til å gå over større områder under breen enn tidligere i smeltesesongen.



**Figur 25:** Stein og løsmateriale foran Evighetsfonna. Rød sirkel rundt feltarbeider for skala. Foto: Oda Kamilla Eide, 2014.

Hooke (1984) påpeker at ulike breers egenskaper i form av vannføring, istykkelse og topografi gjør at man ikke kan generalisere dreneringsforhold, da dette vil være forskjellig fra bre til bre. For Evighetsfonna er det rimelig å anta at breen ligger på et løst materiale som gjør den subglasiale dreneringen svært annerledes fra om breen hadde ligget rett på grunnfjell. NGU (2015) sitt berggrunnskart viser at gneis ligger under dette antatte laget med løst materiale. I følge Boulton & Dobbie (1993) vil det sjelden være nok løst materiale under en bre til at det ikke vil dannes kanalsystemer, men da brede, lave kanalformer mest sannsynlig vil dannes når breens underlag består av løst materiale (Hooke et al., 1990), er det sannsynlig at slike kanaler vil være til stede ved Evighetsfonnas bresåle. Boulton & Dobbie (1993) mener det er vanlig for breer i lavereliggende terreng å ha et underlag av løst materiale, men da det er observert mye stein og sand foran evighetsfonna (figur 25), virker det sannsynlig at det også vil være slikt materiale under denne breen som ligger i høyfjellet. Smeltevannet vil kunne dreneres ut av breen igjennom dette materialet, og da vann som renner over/gjennom ujevnt underlag kan lagres i hulrom, kan dette være med på å forklare hvorfor observerte sporstoffkurver viser at fargepulsen bruker lang tid på å renne igjennom dreneringssystemet. Det er i tillegg observert sedimentrikt smeltevann i breelva nedenfor Evighetsfonna (figur 26), og dette vil støtte opp om teorien at Evighetsfonna har et ineffektivt flettet nettverk distribuert langs bresåla bestående av brede, lave kanaler som frakter smeltevann og sedimenter ut av breen.



**Figur 26:** Fjellområdet i østlig retning for Evighetsfonna. Sedimentrikt breelv i rød sirkel. Foto: Oda Kamilla Eide, 2014.

Da lagring av vann skjer når input av vann er større enn kanalsystemet kan drenere ut (Jansson et al., 2003) kan det være sannsynlig etter analyse av sporstoffkurvene at spesielt kanal 1 med ineffektivt dreneringssystem vil magasinere smeltevann en- eller subglasialt eller i basale sedimenter. Smeltevann kan lagres i basale sedimenter i flytende eller fast form (Jansson et al., 2003). Kanal 2 som viser noe mindre utbredelse av flettede kanaler og er noe mer effektiv, kan drenere ut større mengder smeltevann og dermed ikke få opphopning av overflødig smeltevann som vil kunne magasineres midlertidig i systemet. Dette kan forklare hvorfor kanal 1 viser større haledannelse enn kanal 2, som jo er et tegn på magasinering og tregt dreneringssystem (Drummond et al., 2012). Da Evighetsfonna ikke er en surgende bre vil vann lagret i systemet smelte og renne ut i et rolig tempo (Jansson et al., 2003).

Smeltevannet i de to utvalgte dreneringskanalene beveger seg veldig sakte med hastigheter ned til  $0,02 \text{ m s}^{-1}$  (tabell 1). En mulig årsak til de lave gjennomsnittshastighetene kan være at det ikke vil være nok smeltevann til stede for å overføre energi til å smelte store kanaler. Dreneringskanalene vil være små nok til at en liten økning i vannfluks kan være nok til å sette kanalene under trykk slik at vannet søker nye dreneringsveier under breen, og dermed bruker lang tid på å renne igjennom systemet. Det er sannsynlig at det er lave og brede dreneringskanaler hvor det er lav hydraulisk radius på hver lille kanal som gir mye motstand for smeltevannet.

## **5.2 Observasjon av Evighetsfonna**

På bakgrunn av Maohuan (1990) og Irvine-Fynn (2011) sin definisjon av breers temperaturregime kan observasjoner på Evighetsfonna tyde på at den inneholder både kald og varm is, og vil dermed være en polytermal bre. Dette er kun antagelser, da mine undersøkelser ikke kan slå fast Evighetsfonnas temperaturregime. Basert på at området der det ble injisert fargestoff lå relativt langt inn fra breens ytterkant kan det være at bakre del av breen er frosset fast i underlaget, og at Evighetsfonna derfor kan ha kald overflate og ytterkanter, og temperert såle. Permafrost vil kunne være til stede i grunnfjell eller eventuelt løst materiale under øvre deler av Evighetsfonna på grunn av det som antas å være en bregleppe (figur 27) hvor deler av breen som ligger over denne gleppa vil være frosset fast i underlaget, mens delen av breen som ligger under vil kunne bevege seg vekk fra fastfrosset område.

Den antatt tempererte sålen til Evighetsfonna vil ligge på trykksmeltepunktet og ha vann til stede (Irvine-Fynn et al., 2011). Det kan være at Evighetsfonna har mye varm is om sommeren slik at en- og subglasiale strukturer kan utvikles, og at kuldebølgen om vinteren kan påvirke den varme isen og gjøre dreneringsstrukturene mindre effektive. De kan være helt inaktive i denne perioden med områder hvor smeltevann kan lagres i fast form til neste smeltesesong. Da det ikke er sprekkdannelse på midtre og nedre del av Evighetsfonna samtidig som breens form er konveks i øvre deler og konkav i nedre, kan det være at det nederst på Evighetsfonna er kompressive krefter som presser isen sammen slik at sprekkdannelse ikke kan forekomme og smeltevann derfor ikke kan komme inn i breen. Samtidig vil det øverst på breen kunne være tensilkrefter som trekker isen fra hverandre slik at sprekker dannes og smeltevannet kan kommet inn i det englasiale dreneringssystemet i dette området (Benn & Evans, 2010) via sekundærpermeabilitet i isen (Irvine-Fynn et al., 2011).



**Figur 27:** Breglepe på øvre del av Evighetsfonna. Det observeres is ovenfor sprekken, og snø nedenfor. Foto: Nikoline Olsen, 2014.

For at vann skal komme inn i breen via sekundærpermeabiliteten i isen må det være områder på Evighetsfonna der det er intakt is og snø slik at sprekkdannelse må forekomme for at supraglasialt smeltevann skal kunne renne en- og subglasialt (Irvine-Fynn et al., 2011). Der det er supraglasiale kanaler på siden av breen (figur 32 og 33) vil isen være kald og impermeabel (Hodkins, 1997) og isen vil ikke ha sekundærpermeabilitet i disse områdene i form av sprekker da de supraglasiale kanalene meandrerer hele veien ned til brefronten. Det er ingen tydelige supraglasiale dreneringskanaler nedenfor sprekkdannelsen øverst på breen (figur 27) og dette kan tyde på at smeltevannet som er registrert å komme ut subglasialt ved brefronten går en- og subglasialt over sentrale deler av breen.



**Figur 28:** Sentralt område av Evighetsfonna med antatt temperert såle og en- og subglasial drenering.  
Foto: Nikoline Olsen, 2014.



**Figur 29 og 30:** Ytterkant av Evighetsfonna mot nord (høyre) og sør (venstre). Rød sirkel markerer områder med supraglasiale dreneringskanaler og antatt fastfrosset såle. Blå sirkel markerer breporten der smelte vann er observert å komme ut av breen subglasialt. Foto: Nikoline Olsen, 2014.

Fountain og Walder (1998) snakker om at sesongbasert snø i ablasjonssonen holder igjen smelte vann som vil drenere ned i sprekker og mouliner i smeltesesongen. Dette vil mest sannsynlig ikke være tilfellet ved Evighetsfonna som er konkav i geometrien i antatt ablasjonsområde i nedre deler av breen, og derfor på grunn av kompressivt stress ikke vil kunne utvikle sprekker eller mouliner gjennom sekundærpermeabilitet i isen.



**Figur 31:** Supraglasiale kanaler i området i rød sirkel på figur 30. Foto: Astrid Almaz Storstein, 2014.



**Figur 32 og 33:** Godt utviklede supraglasiale kanaler i området i rød sirkel på figur 30. Foto: Nikoline Olsen, 2014.

Funn av store iskrystaller (figur 34) tyder på gammel is (Felix & Jacka, 2014), og på bakgrunn av disse funnene er det sannsynlig at Evighetsfonna er en gammel isbre. Observasjon av skuringsstriper på stein nedenfor breen (figur 1 og 2) er et resultat av glidning, og derfor også temperert bresåle (Hewitt, 2013). Dette vil klassifisere Evighetsfonna som en isbre og ikke isfonn som tidligere antatt. På bakgrunn av de observerte skuringsstripene vil såla over deler av Evighetsfonna ikke være frosset fast i underlaget, og det er derfor funnet lite arkeologiske objekter her i forhold til de andre isfonnene i området.



Dette kan være fordi isfonner karakteriseres av at de blant annet er frosset fast i bakken og bevarer det som ligger under (Nesje et al., 2011), mens en isbre har bevegelse på underlaget og massebevegelse slik at gjenstander som havner oppå breen vil fraktes igjennom breen og komme ut nedenfor brefronten. På bakgrunn av Irvine-Fynn et al. (2011) sin teori på at isbevegelse er med på å bestemme termisk regime er det sannsynlig at Evighetsfonna er en polytermal bre på grunn av at konduksjon av varm is fra akkumulasjonsområdet til ablasjonsområdet kombinert med vannfylte sprekker og kanaler vil påvirke og endre breens temperaturregime gjennom en sesong.



**Figur 34:** Store iskrystaller på Evighetsfonna. Foto: Astrid Almaz Storstein, 2014.

### **5.3 Hydrologiske forhold ved Evighetsfonna, 2014: hovedresultater sett i lys av andre sporstoffstudier**

Resultater fra sporstoffstudier ved Evighetsfonna skiller seg fra liknende studier ved andre isbreer.  $v_t$  på Evighetsfonna er målt til å ligge mellom 0,02 og 0,07 m s<sup>-1</sup>, og dette skiller seg fra resultater ved andre polytermale breer f.eks. ved Erikbreen (Vatne et al. 1995; Vatne 1997), Hannabreen (Vatne, 1997), Midre Lovénbreen (Irvine-Fynn et al., 2005), Austre Brøggerbreen (Holtermann, 2007) og Rabots-breen (Clason et al., 2014) (tabell 2). Høyeste hastighet målt ved Evighetsfonna kan sammenlignes med de lavest målte hastighetene ved Erikbreen (Vatne et al. 1995; Vatne 1997), Hannabreen (Vatne, 1997), Rabots-breen (Clason et al., 2014) og Midre Lovénbreen (Irvine-Fynn et al., 2005). For lavest målte hastighet for smeltevannet på Evighetsfonna er det ved kun Hannabreen (Vatne, 1997) og Rabots-breen (Clason et al., 2014) det er målt like lave hastigheter.

**Tabell 2:** Resultater fra andre sporstoffstudier foretatt på polytermale breer, sammenlignet med funn fra Evighetsfonna.

	$v_t$ ( $m\ s^{-1}$ )	$D$ ( $m^2\ s^{-1}$ )	$d$ (m)
Austre Brøggerbreen, Holtermann 2007	0,15-0,58	0,07-4,64	0,52-10,01
Erikbreen, Vatne et al. 1995	0,07-0,32	0,4-4,6	3,5-41,8
Erikbreen, Vatne 1997	0,07-0,32	0,3-2,8	1,8-40,3
Hannabreen, Vatne 1997	0,03-0,9	0,07-23	1-44,7
Rabots-breen, Clason et al. 2014	0,04-0,58	0,10-24,27	0,41-92,63
Midre Lovénbreen, Irvine-Fynn et al. 2005	0,08-0,57	2,37-12,10	7,81-151,02
<i>Evighetsfonna, Olsen 2015</i>	<i>0,02-0,07</i>	<i>0,15-1,64</i>	<i>2,14-15,66</i>

Spredningen av sporstoffskyen i dreneringskanalen ( $d$ ) er for kanalene ved Evighetsfonna noe lavere enn ved de utvalgte sporstoffundersøkelsene ved andre ikke-tempererte breer utenom Austre Brøggerbreen (Holtermann, 2007) (tabell 2). Så dreneringskanalene er spredt over mindre områder på Evighetsfonna. Det er viktig å huske på at dette også er en mindre bre.

Sammenlignet med Vatne (1995) sine sporstoffkurver fra Erikbreen som sammenligner utslipp gjort tidlig og sent i smeltesesongen, viser disse kurvene at sporstoff registreres raskere sent i smeltesesongen, og sammenlignet med mine resultater fra undersøkelser gjort i august og september, ser det ut til at dreneringssystemene ved kanal 1 og kanal 2 ikke er

særlig godt utviklede sent i smeltesesongen fordi første registrering av sporstoff skjer innenfor en tidsramme på to timer etter injeksjon. Ved Erikbreen (Vatne 1995; Vatne et al. 1997) er det en eller flere hydraulisk effektive kanaler hvor sporstoffkurver viser haledannelse. Dette skiller seg fra haledannelsen observert på Evighetsfonna som ikke har hydraulisk effektive dreneringskanaler. For Hannabreen (Vatne, 1997) er det registrert irregulære kurver med mange topper og lange haler, likt resultatene fra Evighetsfonna.

Sporstoffkurvene fra Erikbreen (Vatne et al. 1995; Vatne 1997), Midre Lovénbreen (Irvine-Fynn et al., 2005), Austre Brøggerbreen (Holtermann, 2007) og Rabots-breen (Clason et al., 2014) viser en jevn stigning i kurven med ett enkelt toppunkt, som i følge Nienow (1993) sitt idealsystem (figur 16) tyder på én enkel dreneringskanal. Sporstoffkurvene fra Erikbreen (Vatne et al., 2005) og Hannabreen (Vatne, 1997) viser gjentatte toppunkt over lang tid, som i følge Nienow (1993) sitt system tyder på distribuert nettverk av sammenflettede kanaler som går subglasialt, likt resultatene fra kanal 1. Det er likevel store forskjeller i størrelse på Erikbreen (9 km<sup>2</sup> (Vatne, 1997)) og Hannabreen (9,1 km<sup>2</sup> (Vatne, 1997)) sammenlignet med Evighetsfonna (0,41 km<sup>2</sup> (Wannebo, 2012)), og dreneringssystemet her er svært komplekst til å være en liten isbre.



## 6.0 Videre forskning

For å danne et mer omfattende bilde av forholdene ved Evighetsfonna vil det være interessant å foreta bevegelsesmåling på denne breen. Det er sterk kobling mellom de hydrologiske forholdene i en bre og brebevegelse (Iken, 1981) og endring i vanntrykk i kanaler, hulrom eller vannfilm under en bre vil kunne senke basal friksjon slik at isen vil akselerere på underlaget (Nienow, 2014). Akselerasjon og nedbremsing av ismassene kan endres i løpet av så lite som et døgn avhengig av tilgang på smeltevann (Nienow, 2014).

Stakemålinger og GPS-måling som gjentas over flere sesonger, flyfoto eller satellittbilder kan registrere en bres bevegelse, men nyere forskning (Westoby et al. 2012; Hugenholtz et al. 2013; Gómez-Gutiérrez et al. 2014) belyser en alternativ metode som benytter seg av fotogrammetri for å oppnå høyoppløselige datasett over mange forskjellige skalaer. Denne metoden kalles Structure-from-Motion (SfM) og er en billig og effektiv måte å kartlegge topografi. For alpine områder det er vanskelig å komme til, som ved Evighetsfonna, er det vanskelig å oppnå data av terreng av god kvalitet ved bruk av satellitt og differensiell GPS (dGPS). Som alternativ finnes landbasert laserscanner (Terrestrial Laser Scanner, TLS), men dette er et instrument som koster mye og som er tung å bære med seg. Flyfoto (kamera eller LiDAR) har begrenset bruksområde i alpine områder på grunn av de spisse toppene og bratte gradientene, slik at bildet blir noe forvrengt. LiDAR er en fjernmålingsteknologi som benytter seg av laser for å danne en punktsky, og er dyrt å benytte seg av (Hugenholtz et al., 2013). SfM passer derfor godt for lavkostnadsprosjekter i områder det er vanskelig å komme til (Westoby et al, 2012; Hugenholtz et al. 2013).

Digital fotogrammetri er en metode som triangulerer bilder av terrenget ved bruk av rimelige speilreflekskameraer. 3D strukturer i form av punktskyer dannes av nøkkelpunkter fra en rekke overlappende bilder tatt av en sensor som er i bevegelse. Denne sensoren vil registrere overlappende bilder og vil med hjelp av algoritmer automatisk posisjonere seg for neste bilde. På bakgrunn av punktskyen kan digitale høydemodeller (DEM) dannes i GIS (Geographical Information Systems) og gi detaljerte 3D bilder av terrenget (Westoby et al. 2012; Gómez-Gutiérrez et al. 2014). Kameraet festes på et lite, ubemannet fly (drone) som flyr over området man ønsker å kartlegge, og kontrollpunkter benyttes for å forbedre nøyaktigheten til datamaterialet (Hugenholtz et al., 2013). Dersom man gjennom samarbeid med forskningsinstanser eller lignende har tilgang på drone er SfM et rimelig og enkelt alternativ for kartlegging av brebevegelse ved Evighetsfonna.



## 7.0 Konklusjon

Lave hastigheter i kanalene undersøkt reflekterer at smeltevannet renner gjennom lite effektive dreneringssystem. Dispersjonsratene varierer mellom kanal 1 (9m ~15m, tabell 1) og kanal 2 (~2m ~9m, tabell 1), og for begge kanaler blir sporstoffskyens spredningsrate mindre fra 8. til 9. september. Dette tyder på at dreneringssystemet spres over et mindre området ved bresåla ved måling 9. september. Det er likevel registrert forskjell i generell karakteristik ved de to dreneringskanalene, hvor sporstoffkurver fra kanal 1 viser tydelig asymmetri og flertoppede kurver, mens kurvene fra kanal 2 er mer symmetriske med færre topper. Disse funnene tyder på at kanal 1 har utviklet et flettet distribuert system over bresåla, mens kanal 2 har utviklet en mer kanalisert dreneringsform, men med noe magasinerings registrert ved tendens til utflating av kurve i nedadgående del.

Det registreres døgnvariasjon ved kanal 1 hvor dreneringssystemet utvikles fra måling på dagtid 8. september til måling på natten 9. september. Sporstoffet bruker betraktelig lenger tid på å gå igjennom dreneringssystemet på natten, og flertoppet sporstoffkurve reflekterer flere kanaler som sporer av fra hovedkanalen på natten enn på dagen. Hastighetene blir lavere på natten, og dispersjonsraten blir mindre. Kanal 1 er spredt over større deler av bresåla på dagtid, men med færre kanaler som stikker av fra hovedkanalen. På natten er dreneringssystemet konsentrert over et mindre området under breen, men har flere kanaler som trekker vekk fra hovedkanalen.

Det antas at Evighetsfonna har brede, lave dreneringskanaler som går gjennom løst materiale under en antatt temperert bresåle. Slikt dreneringsforhold vil forklare de lave hastighetene og hvorfor smeltevannet bruker lang tid på å renne igjennom dreneringssystemet.

Visuell og kvantitativ tolkning av sporstoffkurver og sammenligning med forskning på andre ikke-tempererte breer, viser at det på en liten isbre som Evighetsfonna er svært kompleks dreneringsstruktur med lave hastigheter og komplekse dreneringsveier som består av sammenflettet, distribuert kanalnettverk.

Forskningen av Evighetsfonna viser at det på små, breer med antatt temperert såle kan oppstå komplekse dreneringsstrukturer som forandrer seg over korte tidsperioder, og det kan på bakgrunn av dette være nødvendig å utføre videre undersøkelser på lignende isbreer for å fastslå om dette er en trend. Det bør foretas sporstoffundersøkelser i flere kanaler slik at datagrunnlaget blir større, og også over lengre tidsperioder slik at mulig utvikling av

dreneringssystemet kan tydelig fastslås. Prosentvis sporingsopptak bør også måles for å støtte funn på eventuelle komplekse dreneringsstrukturer.



## 8.0 Ordliste

**Ablasjon:** Alle former for massetap fra en isbre.

**Ablasjonsområde:** Delen av breen hvor årlig massetap overstiger massen mottatt av snøakkumulasjon og hvor overflaten på sensommeren består av is.

**Adhesive krefter/adhesjon:** Molekylær tiltrekning mellom flater som er i kontakt med hverandre. Angir hvor godt en substans fester seg til et annet.

**Adveksjon:** Transport av varme som foregår når is beveger seg fra høyereliggende til lavereliggende områder, eller fra sentrale til marginale områder på en isbre.

**Akkumulasjon:** Pålagring av snø.

**Akkumulasjonsområde:** Område på en isbre der snø hopes opp.

**Albedo:** Angir i hvor stor grad snø reflekterer sollys. Nysnø har en albedo på 90%, og reflekterer mesteparten av solinnstråling. Dersom albedoen synker vil smelting av snøen øke.

**Aspect:** Orientering i landskapet.

**Atmosfærisk trykk:** Også kalt lufttrykk. For atmosfærisk trykk i kanaler angir dette kanaler som ikke er fylt med vann, og dermed ikke går under trykk og er koblet til atmosfærisk luft.

**Basal glidning:** Forhold ved en bre der bresåla glir på underlaget.

**Basale sedimenter:** Sedimenter til stede ved bresåla.

**Bregeometri:** Formen på en isbre.

**Bregleppe:** Område på en isbre der isen beveger seg vekk fra en fjellside slik at det oppstår en sprekk på breen.

**Brehydrologi:** Studie av vannets oppførsel i en isbre.

**Brehypsometri:** Brearealets fordeling over ulike høyder.

**Dispersjon:** Spredningsraten til et stoff.

**Englasial:** Inne i breen.

**Firn:** Et metamorft overgangsstadie mellom snø og is. Firn er sesongbasert snø som har overlevd smeltesesongen.

**Hydraulisk potensiale:** Angir hvor vann teoretisk sett vil renne fra et sted til et annet i en isbre.

**Impermeabilitet:** Angir at et materiale er ugjennomtrengelig.

**Indre deformasjon:** Flytbevegelse av is inne i en isbre.

**Isfluks:** Is som flyter fra et sted til et annet på en isbre.

**Isfonn:** En oppsamling av snø, firn og is som ligger lenger i et område enn den sesongbaserte snøen.

**Iskryp:** Deformasjon av is gjennom sakte bevegelse.

**Klimaindikator:** Systemer som er følsomme for klimaforandringer, og derfor kan undersøkes for å forske på endringer i klima.

**Kompressivt stress:** Krefter som presser ismassene mot hverandre slik at sprekker ikke vil kunne oppstå på breoverflata.

**Konduksjon:** Varmeledning hvor varmeenergi forflytter seg fra høyere temperatur til lavere temperatur.

**Latent varme:** Energi som overføres i form av varme når et stoff går fra en fase til en annen. To typer eksisterer; latent varme ved smelting, og latent varme ved fordampning. Prosessen går fra fast stoff til væske til gass.

**Linked cavity:** Dreneringssystem under en bre som består av hulrom mellom is og underlag spredt over store deler av bresåla. Disse hulrommene er hydraulisk sammenkoblet av smale kanaler.

**Meandre:** Svinger i en elv eller kanal. Meandrerende elver har en sinusitet som angir hvor stor avstand det er mellom hver meander. En elv eller kanal utvikler en meandrerende form for å bremse ned hastigheten på vannet.

**Morene:** Usortert løst materiale som er avsatt av en isbre. Morener danner landformer der glasiale prosesser har virket inn på landskapet.

**Morfologi:** Formen på systemer på landoverflaten.

**Moulin:** En naturlig, vertikal tunnel inne i breen dannet av varme fra smeltevann som har strømmet inn i breen.

**Permafrost:** Område hvor den årlige gjennomsnittlige bakketemperaturen ligger under trykksmeltepunktet to år etter hverandre.

**Permafrostgrense:** Nedre grense hvor permafrost kan oppstå.

**Permeabilitet:** Evnen et materiale har til å transportere væske. Angir et materialets gjennomstrømmelighet.

**Polytermal (ikke-temperert):** Temperaturforhold i en bre hvor det både er kald og varm is.

**Porøs strømning:** Strømning av en væske gjennom et porøst materiale.

**Positiv feedback:** En prosess der signal tilbakeføres og øker virkningen av den opprinnelige impulsen. Polar bre: En bre som er fryst fast til underlaget, og hvor smeltevann ikke perkolerer dypt ned i breen på grunn av kald is.

**Regelasjon:** Prosess som foregår subglasialt ved brebevegelse. Når en bre beveger seg over en hindring i underlaget dannes det trykksmelting på støtsiden og frysing på lesiden av hindringen.

**Spredningskoeffisient:** Parameter som angir spredningen til en sporstoffsky.

**Steady-state:** Forhold ved prosesser koblet til en isbre som er i likevekt.

**Step-pool:** Kanal- og elveform som består av trappetrinn med basseng under hvert trinn. Kanaler og elver utvikler step-pools for å bremse ned farten på vannet.

**Subglasial:** Ved bresåla.

**Substratum:** Materialet som ligger under en isbre.

**Supraglasial:** På breoverflata.

**Surge:** Hurtig fremrykk av brefront over lang avstand fra tidligere brefront.

**Tensilstress:** Krefter som trekker ismassene fra hverandre, slik at sprekker kan oppstå.

**Termisk struktur:** Fordeling av hvor i en isbre det er kald is, varm is eller begge deler.

**Trykksmeltepunkt:** Temperaturen der is smelter. Dersom det er høyt nok trykk inni eller under breen kan isen varmes opp til trykksmeltepunktet og smelte. Kald is vil ligge under trykksmeltepunktet.

**Ukonsoliderte sedimenter:** Løsmateriale som ikke er festet sammen til hard stein.

**Vannfilm:** Tynt lag med vann mellom bresåle og underlag som dekker store deler av det subglasiale området. Kan løfte en isbre fra underlaget slik at breen lettere glir fremover.

**Vannfluks:** Vann som renner fra et sted til et annet på, inni eller under en isbre.

## Referanseliste

### Bøker

Benn, I.D. & Evans, J.A. 2010. *Glaciers & Glaciation*, 2. utg. London: Hodder Education.

Cuffey K.M. & Paterson, W.S.B. 2010. *The Physics of Glaciers*, 4. utg. Oxford: Elsevier.

French, H.M. 2007. *The Periglacial Environment*. Wiley: Chichester.

Hewitt, K. 2013. *Glaciers of the Karakoram Himalaya*. Springer Netherlands, 163-185.

Paterson, W.S.B. 1994. *The Physics of Glaciers*, 3. utg. Oxford: Pergamon.

### Artikkel i antologi

Lemke, P., Ren, J., Alley, R.B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G. (...) Zhang, T. 2007.

‘Observations: changes in snow, ice and frozen ground’, i Solomon, S., Qin, D.,

Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B. (...) Miller, H. L. (red.)

*Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge, 337-383.

Nienow, P., Sharp, M. & Willis, I.C. 1998b. ‘Velocity-discharge relationships derived from

dye tracer experiments in glacial meltwaters: implications for subglacial flow

conditions’, i Sharp, M., Richards, K.S. & Tranter, M. (red.) *Glacier Hydrology*

*and Hydrochemistry*, 1. utg. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd., 103-118.

Rötlishberger, H. & Lang, H. 1987. ‘Glacier hydrology’, i Gurnell, A.M. & Clark, M.J.

(red.) *Glacio-fluvial Sediment Transfer, an Alpine Perspective*, 1. utg. Chichester:

John Wiley & Sons., 524.

### Artikkel i tidsskrift

Ambach, W. & Jochum, O. 1973. Zur dispersion im offenen gerinne: Einfluss von

Randzonen bei gletscharbächen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*

9, 181-188.

- Andrews, L.C., Catania, G.A., Hoffman, M.J., Gulley, J.D., Lüthi, M.P., Ryser, C (...) Neumann, T.A. 2014. Direct observations of evolving subglacial drainage beneath the Greenland Ice Sheet. *Nature* 514, 80-83.
- Aquino, T., Aubeneau, A. & Bolster, D. 2015. Peak and tail scaling of breakthrough curves in hydrologic tracer tests. *Advances in Water Resources* 78, 1-8.
- Bingham, R.G., Nienow, P.W., Sharp, M.J. & Copland, L. 2006. Hydrology and dynamics of a polythermal (mostly cold) High Arctic glacier. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1463-1479.
- Boon, S. & Sharp, M. 2003. The role of hydrologically-driven ice fracture in drainage system evolution on an Arctic glacier. *Geophysical Research Letters* 30, 1916.
- Boulton, G.S. & Dobbie, K.E. 1993. Consolidation of sediments by glaciers: relations between sediment geotechnics, soft-bed glacier dynamics and subglacial ground-water flow. *Journal of Glaciology* 39, 26-44.
- Burkimsheer, M. 1983. Investigations of glacier hydrological systems using dye-tracer Techniques: observations at Pasterzengletscher, Austria. *Journal of Glaciology* 29, 403-416.
- Chandler, D.M., Wadham, J.L., Lis, G.P., Cowton, T., Sole, A., Bartholomew, I. (...) Hubbard, A. 2013. Evolution of the subglacial drainage system beneath the Greenland Ice Sheet revealed by tracers. *Nature Geoscience* 6, 195-198.
- Collins, D.N. 1982. Flow-routing of meltwater in an alpine glacier as indicated by dye tracer tests. *Beiträge zur Geologie der Schweiz-Hydrologie* 28, 523-534.
- Creyts, T.T. & Schoof, C.G. 2009. Drainage through subglacial water sheets. *Journal of Geophysical Research* 114.
- Day, T.J. 1976. On the precision of salt dilution gauging. *Journal of Hydrology* 31, 293-306.
- Dow, C.F., Kulesa, B., Rutt, I.C., Doyle, S.H. & Hubbard, A. 2014. Upper bounds on subglacial channel development for interior regions of the Greenland ice sheet.

- Journal of Glaciology* 224, 1044-1052.
- Drummond, J.D., Covino, T. P., Aubeneau, A.F., Leong, D., Patil, S. Schumer, R. & Packman, A.I. 2012. Effects of solute breakthrough curve tail truncation on residence time estimates: A synthesis of solute tracer injection studies. *Journal of Geophysical Research* 117, 1-11.
- Felix, N. & Jacka, T.H. 2014. A model of crystal-size evolution in polar ice masses. *Journal of Glaciology* 60, 463 – 477.
- Fisher, H.B. 1968. Methods for predicting dispersion coefficients in natural streams, with Applications to lower reaches of the Green and Duwamish River, Washington. *U.S. Geological Survey, Professional paper 582-A*, 26.
- Fountain, A.G. & Walder, J.S. 1998. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics* 36, 299-328.
- Gómez-Gutiérrez, Á., Schnabel, S., Berenguer-Sempere, F., Lavado-Contador, F. og Rubio-Delgado, J. 2014. Using 3D photo-reconstruction methods to estimate gully headcut erosion. *Catena* 120, 91-101.
- Gordon, S., Sharp, M., Hubbard, B., Smart, C., Ketterling, B. & Willis, I. 1998. Seasonal reorganization of subglacial drainage inferred from measurements in boreholes. *Hydrological Processes* 12, 105-133.
- Gregory, S.A., Albert, M.R. & Baker, I. 2014. Impact of physical properties and accumulation rate on pore close-off in layered firn. *The Cryosphere* 8, 91-105.
- Gulley, J.D., et al. 2009a. A cut-and-closure origin for englacial conduits in uncrevassed regions of polythermal glaciers. *Journal of Glaciology* 55, 66-80.
- Gulley, J.D., Benn, D.I., Screaton, E. & Martin, J. 2009b. Mechanisms of englacial conduit formation and their implications for subglacial recharge. *Quaternary Science Review* 28, 1984-1999.
- Hagen, J.O., Etzelmüller, B. & Nuttall, A.M. 2000. Runoff and drainage pattern derived

- from digital elevation models, Finsterwalderbreen, Svalbard. *Annals of Glaciology* 31, 147-152.
- Hock, R. & Hooke, R.L. 1993. Evolution of the internal drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaciären, Sweden. *Bulletin of the Geographical Society of America* 105, 537-546.
- Hodgkins, R. 1997. Glacier hydrology in Svalbard, Norwegian high arctic. *Quaternary Science Reviews* 16, 957-973.
- Hooke, R.L. 1984. On the role of mechanical energy in maintain subglacial water conduits At atmospheric pressure. *Journal of Glaciology* 30, 180-187.
- Hooke, R.L., Lauman, T. & Kohler, J. 1990. Subglacial water pressure and the shape of subglacial conduits. *Journal of Glaciology* 36, 67-71.
- Hubbard, B.P. & Nienow, P. 1997. Alpine subglacial hydrology. *Quaternary Science Reviews* 16, 939 – 955.
- Hubbard, B.P., Sharp, M.J., Willis, I.C., Nielsen, M.T. & Smart, C.C. 1995. Borehole water-level variations and the structure of the subglacial hydrological system of Haut Glacier d’Arolla, Valais, Switzerland. *Journal of Glaciology* 41, 572-583.
- Hugenholtz, C.H., Whitehead, K., Brown, O.W., Barchyn, T.E., Moorman, B.J., LeClair, A. (...) Hamilton, T. 2013. Geomorphological mapping with a small unmanned aircraft system (sUAS): Feature detection and accuracy assessment of a photogrammetrically-derived digital terrain model. *Geomorphology* 194, 16-24.
- Iken, A. 1981. The effect of the subglacial water pressure on the sliding velocity of a glacier in an idealized numerical model. *Journal of Glaciology* 27, 407-421.
- Iken, A. & Bindshadler, R. A. 1986. Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of Findelengletscher, Switzerland: conclusions about drainage system and sliding mechanism. *Journal of Glaciology* 32, 101-119.
- Irvine-Fynn, T.D.L., Hodson, A. J., Moorman, B.J., Vatne, G. & Hubbard, A.L. 2011.



- Polythermal Glacier Hydrology: a review. *Reviews of Geophysics* 49, 1-37.
- Isenko, E., Naruse, R. & Mavlyudov, B. 2005. Water temperature in englacial and supraglacial channels: Change along the flow and contribution to ice melting on the channel wall. *Cold Regions Science and Technology* 42, 53-62.
- Jansson, P., Hock, R. & Schneider, T. 2003. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology* 282, 116-29.
- Kamb, B. 1987. Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the Basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 92, 9083-9100.
- Kavanaugh, J.L. & Clarke, G.K.C 2000. Evidence for extreme pressure pulses in the subglacial water system. *Journal of Glaciology* 46, 206-212.
- Maohuan, H. 1990. On the temperature distribution of glaciers in CIDNA. *Journal of Glaciology* 36, 123.
- Murray, T & Clarke, G.K.C. 1995. Black-box modelling of the subglacial water system. *Journal of Geophysical Research* 100, 10231-10245.
- Nesje, A., Pilø, L.H., Finstad, E., Solli, B., Wangen, V. Ødegård, R.S. (...) Andreassen, L.M. 2011. The climatic significance of artefacts related to prehistoric reindeer hunting exposed at melting ice patches in southern Norway. *The Holocene* 22, 485-496.
- Nienow, P. W. 2014. Geoscience: The plumbing of Greenland's ice. *Nature* 514, 38-39.
- Nienow, P., Sharp, M. & Willis, L. 1998a. Seasonal changes in the morphology of the subglacial drainage system, Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 825-843.
- Nye, J.F. 1976. Water flow in glaciers: Jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology* 17, 181-207.
- Petterson, R., Jansson, P. & Blatter, H. 2004. Spatial variability in water content at the cold-temperate transition surface of the polythermal Storglaciären, Sweden.

- Journal of Geophysical Research* 109.
- Robinson, P.H. 1984. Ice dynamics and thermal regime of Taylor glacier. *Journal of Glaciology* 30, 153-160.
- Röttlishberger, H. 1972. Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology* 11, 177-203.
- Schuler, T., Fischer, U.H. & Gudmundsson, G.H. 2004. Diurnal variability of subglacial drainage conditions as revealed by tracer experiments. *Journal of Geophysical Research* 109.
- Seaberg, S.Z., Seaberg, J.Z., Hooke, R., Le, B. & Wiberg, D.W. 1988. Character of the englacial and subglacial drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaciären, Sweden, as revealed by dye-trace studies. *Journal of Glaciology* 34, 217-227.
- Sharp, M., Richards, K., Willis, I., Arnold, N., Nienow, P. (...) & Tison, J.L. 1993. Geometry, bed topography and drainage system structure of the Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 557-571.
- Shreve, R.L. 1972. Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology* 11, 205-214.
- Taylor, G.I. 1954. The dispersion of matter in turbulent flow through a pipe. *Proceedings of the Royal Society of London* 223, 446-468.
- Vandenberghe, J., French, H.M., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A.A., Jin, H. (...) Wan, X. 2014. The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP. *Boreas* 43, 652-666.
- Vatne, G., Etzelmüller, B. & Sollid, J.L. 1995. Hydrology of a Polythermal Glacier, Erikbreen, Northern Spitsbergen. *Nordic Hydrology* 26, 169-190.
- Weertman, J. 1957. On the sliding of glaciers. *Journal of Glaciology* 3, 33-38.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J. og Reynolds, J.M. 2012.

Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300-314.

### **Doktorgradsavhandling**

Brugman, M.M. 1986. *Water Flow at the Base of a Surging Glacier*. PhD thesis.

Pasadena: California Institute of Technology.

Kohler, J. 1992. *Glacier hydrology of Storglaciären, northern Sweden*. PhD thesis.

Minnesota, University of Minnesota.

Nienow, P. W. 1993. *Dye Tracer Investigations of Glacier Hydrological Systems*. PhD thesis.

Cambridge: University of Cambridge.

Vatne, G. 1997. *Glacial Hydrology of the Polythermal Glaciers Erikbreen and Hannabreen, Liefdefjorden, northern Spitsbergen, Svalbard*. PhD thesis. Oslo, University of Oslo.

### **Publiserte artikler fra konferanser**

Irvine-Fynn T.D.L., Hodson, A.J., Kohler, J., Porter, P.R. & Vatne, G. 2005. Dye tracing experiments at Midre Lovénbreen, Svalbard: preliminary results and interpretations. *Proceedings of the 7th Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions*, 36-43.

Irvine-Fynn, T.D.L., Porter, P.R., Barrand, N.E., Benn, D.I., Temminghoff, M. & Lukas, S. 2010. High-Arctic glacial-periglacial interactions and the development of terrain morphology on Brøggerhalvøya, Svalbard. *Proceedings of Geo2010: 63<sup>rd</sup> Canadian Geotechnical and 6<sup>th</sup> Canadian Permafrost Conferences*, 1517-1524.

Vatne, G. & Refsnes, I. 2003. Channel pattern and geometry of englacial conduits. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International GLAKIPR Symposium*, 181-188.

## Masteroppgave

Holtermann, C. 2007. *Flow conditions within englacial drainage channels: a dye tracing study from Austre Brøggerbreen, Svalbard*. Masteroppgave. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige Universitet (NTNU).

Rustad, I. 2010. *Bølgeeksponering som økologisk faktor for gjenvekst etter en simulert isskurings situasjon ved Steilene i indre Oslofjord*. Masteroppgave. Oslo: Universitetet i Oslo.

<https://www.duo.uio.no/bitstream/handle/10852/11604/IdaxRustad.pdf?sequence=1&isAllowed=y> (Hentet 5.2.2015).

Wannebo, S. 2012. Masteroppgave. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige Universitet (NTNU).

## Kilde fra internett

Farbrot, H., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Gisnås, K & Hipp, T. 2012. *Varm permafrost i norske fjell*. Klima, 4. <http://www.cicero.uio.no/fulltext/index.aspx?id=9539> (Hentet: 3.2.2015).

Forvaltningsplan for Trollheimen landskapsvernområde. 2005. *Forvaltningsplan for Trollheimen landskapsvernområde*.

<http://www.fylkesmannen.no/Documents/Dokument%20FMST/Miljø%20og%20klima/Fagrapporter%20natur%20og%20miljø/2005%20-%20202.%20Forvaltningsplan%20for%20Trollheimen%20landskapsvernområde.pdf>

(Hentet 6.5.2015).

Google Maps. 2015. *Evighetsfonna*.

<https://www.google.no/maps/place/Oppdal/@62.6263594,9.1996104,3085m/data=!3m1!1e3!4m2!3m1!1s0x461357ebc35403cb:0xcf1037b397a0e91f!6m1!1e1>

(Hentet: 16.04.2015).

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2007. *Climate Change 2007: Synthesis Report*. [https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4\\_syr.pdf](https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr.pdf)

(Hentet: 6.5.2015).

Miljødirektoratet. 2014. *Norges klima fram mot 2100*.

<http://www.miljostatus.no/Tema/Klima/Klimanorge/Norges-klima-fram-mot-2100/>

(Hentet: 2.2.2015).

Molvær, J., Golmen, L.G., Jaccard, P. og Staalstrøm, A. 2007. *Utslipp av kommunalt*

*avløpsvann fra Askøy kommune*. Norsk institutt for vannforskning (NIVA),

<http://brage.bibsys.no/xmlui/bitstream/handle/11250/219075/5505.pdf?sequence=1>

(Hentet: 28.04.2015).

NGU. 2015. *Berggrunn*. <http://geo.ngu.no/kart/minkommune/> (Hentet: 15.4.2015).

Norgebilder. 2014. *Områdekart*.

<http://www.norgebilder.no/?zoom=10&lat=6947518.87&lon=512234.35313&srs=EPSG:32632> (Hentet 6.5.2015).

Senorge. 2015. *Temperaturdata*. <http://www.senorge.no/index.html?p=senorgeny&st=snow>

(Hentet 4.04.2015).

Snow Patch Archaeological Research Cooperation (SPARC). 2014. *SPARC – The effects of climate change on vulnerable alpine heritage environments*.

<https://www.ntnu.no/vitenskapsmuseet/sparc> (Hentet 6.5.2015).